DV 87-25

EXPLORATION AU QUEBEC - ETUDES GEOSCIENTIFIQUES RECENTES

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

Exploration au Québec

Études géoscientifiques récentes



Séminaire d'information 1987

DV 87-25

Québec

Exploration au Québec

Études géoscientifiques récentes

Séminaire d'information 1987

DV 87-25

Québec

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

Coordinateur: F. Dompierre

Éditeurs
B. Desjardins
C. Dubé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)
avec la collaboration des géoscientifiques de la Direction de la recherche géologique

Page couverture: Brèche de coulée rhyodacitique, probablement remaniée. Membre des Vents de la Formation de l'Obatogamau, région de Chibougamau. (photo par Kamal N.M. Sharma)

Dépôt légal – 4e trimestre 1987
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN: 2-550-17714-2
© Gouvernement du Québec. 1987

Il me fait plaisir de vous présenter le volume intitulé:
*« **Exploration au Québec: études géoscientifiques récentes** ».*

Ce document a été préparé par la Direction de la recherche géologique du Secteur mines dans le cadre du Séminaire d'information 1987. L'on y voit la diversité des sujets abordés par les conférenciers: minéraux industriels, géochimie, géophysique, métallogénie et géologie régionale.

La contribution de nos géoscientifiques, toujours à la fine pointe du savoir et de la technique, est constante et appréciée de tous les explorateurs miniers. L'on sait pertinemment que la connaissance de base dans les sciences de la terre est le fondement de toute activité d'exploration minière.

Je remercie tous ceux et celles qui ont participé à la réalisation de cet ouvrage.



Raymond Savoie

Ministre délégué aux Mines et aux Affaires autochtones

AVANT-PROPOS

Chaque année, le ministère de l'Énergie et des Ressources, Secteur mines, consacre une part de son budget à l'acquisition de connaissances géoscientifiques dans le but de fournir une information complète et pertinente aux intervenants de l'industrie de l'exploration minière.

Le présent volume est un compte rendu des conférences, représentatives de cette activité d'acquisition de connaissances, données lors du Séminaire d'information de la DGEGM, en décembre 1987.

Les textes présentés ont été rédigés par des professionnels permanents ou contractuels du MER ou des professionnels à l'emploi d'une institution engagée sous contrat par le MER.

Enfin, nous soulignons que les textes ont subi une lecture critique mais des contraintes de temps ont limité l'édition à une mise en forme.

Le Directeur de la recherche géologique

Jean-Louis Caty

Table des matières

Page

MINÉRAUX INDUSTRIELS

L'inventaire des granulats au Québec
André Brazeau 3

Géologie des gîtes de talc de l'Estrie
Yves Hébert 7

Gîtes et indices de graphite dans la région de Lachute – Hull – Mont-Laurier
George J. Simandl 13

GÉOCHIMIE ET GÉOPHYSIQUE

L'analyse de l'or dans l'eau souterraine: application à l'exploration
Jean Choinière et Marion Bergeron 19

Les signatures sismiques dans la région de Casa-Berardi
Denis-Jacques Dion, Hélène Church et Denis L. Lefebvre 23

La connaissance géophysique du territoire québécois
François Dompierre 29

Application de la télédétection à la géologie
Michel Rheault et Réjean Simard 37

MÉTALLOGÉNIE

Métallogénie des gîtes de sulfures du nord de la Fosse du Labrador
Robert Wares 45

Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce
Michel Gauthier, Marie Auclair et Martin Durocher 49

Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau
Réal Daigneault et Gilles O. Allard 57

Métallotectes et typologie des gisements aurifères du secteur de Val-d'Or
Laszlo Imreh et Pierre Trudel 75

Évaluation du potentiel de la région de Chibougamau en éléments du groupe du platine (EGP)
Alain Poitras, Alain Simard et K.N.M. Sharma 85

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le Supergroupe de Wakeham dans la partie nord-est de la province de Grenville
Jacques Martignole, Aphrodite Indares et Leslie Kish 91

Le projet Rivière George: une première évaluation métallogénique
Marc Bélanger et John van der Leeden 95

Évolution structurale de l'orogenèse acadienne en Gaspésie
Michel Malo 101

Géologie de la région de Richmond, Estrie
Robert Marquis 109

Géologie de la bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain supérieure
Jean-François Couture 115

Minéraux industriels

L'inventaire des granulats au Québec

André Brazeau[1]

Introduction

On désigne par le terme granulats, les matériaux granulaires et non cohésifs provenant de roches meubles ou consolidées. Ces particules sont de dimension, de forme et de nature diverses. Ils peuvent être agglomérés avec un liant pour produire des bétons de ciment ou des bétons bitumineux ou encore être utilisés tels quels pour la construction de routes, digues, barrages, etc. Dans le cadre de cet inventaire, les granulats comprennent exclusivement les sables, graviers et cailloux provenant de roches meubles.

Les granulats occupent le premier rang dans la production minérale du Québec (tonnage) et leur demande persiste, ce qui en fait un matériau important pour l'économie québécoise. En 1984, la production de sable et de gravier a totalisé 35 188 638 tonnes métriques et en 1985, près de 30 millions de tonnes métriques. Pour ces mêmes années, les ventes ont totalisé respectivement 66 353 164 $ et 60 019 000 $, occupant ainsi le huitième rang pour les substances minérales. Les estimations pour 1986 sont sensiblement les mêmes (MER-Mines, Service de la statistique 1985).

Cet inventaire permettra au planificateur (e.g. municipalité régionale de comté) de bien connaître l'étendue et l'ampleur des ressources en granulats d'une région pour une meilleure planification des sols et pour une exploitation rationnelle de ces ressources non renouvelables.

Méthode d'inventaire

La méthode d'inventaire se divise en trois parties et comprend les travaux de bureau, de terrain et de laboratoire. Il s'agit de se procurer tous les renseignements pertinents et d'acquérir des données dans le but de produire un rapport complet et une carte de localisation et d'identification des ressources en granulats d'une région.

ÉCHELLE DES TRAVAUX

L'unité de base pour les travaux d'inventaire est la carte topographique à l'échelle de 1:50 000 (SNRC) du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada. Chacune d'elle couvre environ 1 000 km^2.

TRAVAUX DE BUREAU

La première étape lors de l'inventaire d'une région est l'analyse des documents déjà disponibles sur cette région. La carte et le rapport du Quaternaire d'une région sont une importante source d'information. On y fait ressortir les unités susceptibles de fournir des granulats. Celles-ci représentent les premières limites des gisements. Plusieurs autres documents, d'importance variée, peuvent fournir des informations: rapport géologique, banque de données du ministère des Transports du Québec, banque hydrogéologique, articles, thèses, banque géotechnique, rapport et carte géotechnique, carte géomorphologique, rapport pédologique, études écologiques et autres.

L'étape suivante consiste à vérifier ces zones potentielles à l'aide de la photo-interprétation. On utilise d'abord des photos à l'échelle de 1:40 000 pour une vue d'ensemble (géomorphologie d'ensemble) puis à l'échelle de 1:15 000 pour le détail. Plusieurs points de vérification sont identifiés pour une visite éventuelle sur le terrain. Pour des raison évidentes, l'emploi de photographies récentes est recommandé (mise à jour, exploitation récente, évaluation des ressources).

TRAVAUX DE TERRAIN

Les travaux de terrain servent à la vérification des limites des gisements établies précédemment et à l'estimation des épaisseurs de matériaux et de la qualité du granulat. Ces travaux consistent surtout en visites systématiques des sablières et gravières de la région, qu'elles soient encore en exploitation ou non. Plusieurs observations y sont effectuées et comprennent entre autres; la hauteur des faces, la proportion de fines, de sable et de gravier, le type de lithologie (pétrographie), l'angularité des particules, la profondeur de la nappe phréatique, etc. Ces renseignements (et certains autres) sont recueillis sur une fiche de terrain conçue spécialement à cette fin.

Des échantillons, pesant chacun environ 40 kg (90 lbs), sont prélevés pour déterminer certaines propriétés des granulats. La fréquence d'échantillonnage varie selon l'homogénéité du banc et du gisement. Par contre, chacune des unités géologiques potentielles et chacun des gisements devraient être échantillonnés au moins une fois.

D'autres informations peuvent être recueillies sur des coupes naturelles ou des coupes de routes. Lorsqu'il n'y a pas d'ouvertures (exploitation, coupes, etc) ou que des renseignements plus approfondis sont nécessaires, des sondages sont fortement conseillés. Ceux-ci peuvent être effectués à l'aide de forages, de levés géophysiques (séismique, résistivité) ou d'une rétrocaveuse. Cette der-

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

nière est la méthode la plus utilisée. Elle permet de creuser une tranchée d'environ 4 m de profondeur facilitant l'analyse du matériel et l'échantillonnage.

TRAVAUX DE LABORATOIRE

En laboratoire, les échantillons sont soumis à divers essais, tels granulométrie, nombre pétrographique, densité et absorption, micro-Deval, résistance à la désagrégation ($MgSO_4$) Los Angeles, module de finesse, indice d'angularité et autres. Ces essais permettent de déterminer la qualité relative du granulat en définissant ses propriétés chimiques et physiques et renseignent sur l'utilisation éventuelle des matériaux.

Types de matériaux

Il est important de bien définir les matériaux lors d'un inventaire. La nomenclature utlisée dans ce travail est définie au tableau 1.

TABLEAU 1 – Nomenclature utilisée dans l'inventaire

Terme utilisé	Matériau	Diamètre
Fines	Argile	< 0,002 mm
	Silt	0,002 à 0,075 mm
Sable		0,075-4,75 mm
Pierre	Gravier	4,75-200 mm
	Caillou	200 à 600 mm
	Bloc	> 600 mm

Le terme *Pierre* est surtout utilisé par le ministère des Transports du Québec pour définir les granulats d'une granulométrie supérieure à 4,75 mm, comprenant par conséquent les graviers, cailloux et blocs. Trois classes de matériaux basées sur le pourcentage en pierre ont été définies: un sable (S), qui comprend moins de 20 % en pierre; un sable granuleux (SG), qui contient de 20 % à 40 % de pierre; et un gravier (G), qui en contient plus de 40 %. Ces trois classes de matériaux se retrouvent sur la carte d'évaluation des zones potentielles.

Classification des dépôts

ÉLÉMENTS DE CLASSIFICATION DES DÉPÔTS

Dans chaque rapport d'inventaire, les zones potentielles en granulats sont regroupées sous l'appellation de « gisement ». Les gisements renferment des dépôts, souvent d'origines différentes, auxquels une classe d'importance a été attribuée. Des points (chiffres entre parenthèses) sont décernés aux dépôts selon différents critères (tableau 2): épaisseur (7 points); qualité (13 points); et exploitabilité (15 points). Ils sont ensuite cumulés sur un total de 35. Ce total représente la cote du dépôt et sert à déterminer la classe à laquelle il appartient (1, 2 ou 3). Ces classes sont définies un peu plus loin.

TABLEAU 2 – Critères de classification des dépôts

ÉPAISSEUR DU MATÉRIAU [7]*

- Plus de 10 m (7)
- 3 à 10 m (4)
- Moins de 3 m (0)

QUALITÉ DU GRANULAT [13]*

- Présence de fines (10 % et moins passant le tamis 80 μm) (5)
- Présence de blocs (15 % et moins de matériel ayant plus de 60 mm de diamètre) (2)
- Nombre pétrographique/essais en laboratoire
  - — moins de 135 (6)
  - — 135 à 155 (4)
  - — 155 à 200 (2)
  - — 200 et plus (0)

LOCALISATION/AMÉNAGEMENT [15]*

- Profondeur moyenne de la nappe phréatique n'affectant pas l'exploitation (8)
- Accès (chemin...) (1)
- Épaisseur de mort-terrain (3)
- Dépôt régulier/granulométrie bien étalée (3)

* Valeur maximum

La profondeur de la nappe phréatique s'avère le critère le plus important comme le montre le tableau 2. Pour des raisons tant économiques qu'environnementales, l'exploitation d'un dépôt devient très hasardeuse lorsque la nappe est en surface. Une profondeur minimale de 3 m est considérée comme acceptable.

Le nombre pétrographique n'est pas un critère qualitatif très précis dans certaines régions. D'autres essais, comme le micro-Deval, viennent alors influencer directement la pondération accordée à cette section.

La présence de bancs déjà existants et/ou la visite sur le terrain viennent appuyer l'évaluation du gisement. On peut alors pondérer en ajoutant jusqu'à 3 points à la cote :

0: banc de très faible importance

+1: petit banc/peu nombreux

+2: exploitation(s) importante(s)

+3: exploitation(s) plus importante(s) de la région

Les données de forages et de puits peuvent aussi, selon notre jugement, renforcer la cote de 1 à 2 points.

DÉFINITION DES CLASSES DE DÉPÔTS

Les principales caractéristiques des classes de dépôts sont définies comme suit:

Classe 1: Cette classe comprend les dépôts ayant cumulé de 31 à 35 points selon les critères d'évaluation. Ces dépôts ont une bonne quantité de ressources prouvées; ils ont de ce fait plus de 3 m d'épaisseur. La qualité du matériel (nombre pétrographique, quantité de particules fines et de blocs, etc.) est généralement bonne. Aucun empêchement majeur ne devrait nuire à leur exploitation. Souvent, ces dépôts sont déjà en exploitation, ce qui renforce leur évaluation. De plus, ils ont

habituellement été visités et/ou sondés pour confirmer la quantité et la qualité du granulat.

Classe 2: On y retrouve les dépôts ayant cumulé de 25 à 30 points. Ils constituent une bonne source de granulats bien qu'ils ne soient pas nécessairement épais. Aucun empêchement majeur ne devrait nuire à leur exploitation. Bien qu'ils ne constituent pas la meilleure source de granulats, ils en forment tout de même une excellente.

Classe 3: Les dépôts de cette classe ont cumulé de 15 à 24 points. Ils peuvent contenir de grandes quantités de granulats mais habituellement sur de grandes étendues, car leur épaisseur est souvent de 3-4 m ou moins. La qualité du granulat est souvent altérée par la présence de fines et/ou de blocs et par la lithologie (nombre pétrographique). Leur exploitation peut être difficile à cause soit de leur faible épaisseur, soit de leur irrégularité, soit de l'épaisseur du mort-terrain, soit surtout de la nappe phréatique élevée.

Les dépôts n'ayant pas accumulés 15 points sont rejetés et ne sont pas considérés comme ressources de granulats dans le cadre de cet inventaire.

CALCULS DES RÉSERVES

Lorsque les dépôts sont classifiés, ils sont regroupés ou séparés en gisements pour simplifier leur gestion et le calcul des quantités de granulats disponibles. On tente de prendre les limites naturelles du gisement si celui-ci n'excède pas plus de 10 km de longueur.

La superficie du gisement est calculée à l'aide d'un planimètre. Chaque superficie des classes de dépôts composant le gisement est d'abord évaluée séparément et représente la superficie brute de la classe (Sbc). Le total des trois classes représente alors la superficie brute du gisement (Sbg). Le gisement entier n'est pas toujours disponible à l'exploitation. Il faut donc définir cette surface disponible (Sd) pour chacune des classes et éventuellement pour le gisement. Elle est donnée par la formule 1:

$$Sd = Sb - (So + Se) \quad (1)$$

où Sb représente la surface brute de la classe du dépôt ou du gisement, So, la surface occupée et Se, la surface déjà exploitée. Lors du calcul de So, la longueur des chemins, routes, chemins de fer, lignes de haute tension, etc. est mesurée en mètres, à l'aide d'un mesureur de cartes, directement sur la carte, et multipliée par une bande de largeur de 100 m. Pour les surfaces plus grandes, telles rivières importantes, lacs, zones urbanisées et autres, la superficie est mesurée directement. De plus, 10 000 m^2 (1 hectare : 100 m × 100 m) sont retranchés pour chaque maison qui n'est pas en bordure de la route. Pour le calcul de Se, les zones exploitées (bancs) sont estimées à l'aide d'un planimètre sur les photographies aériennes les plus récentes.

Les volumes (bruts et disponibles) sont obtenus en multipliant la superficie de chaque classe de dépôts composant le gisement par son épaisseur moyenne respective. Cette épaisseur est estimée à l'aide des hauteurs des faces des bancs visités, des données des puisatiers et des forages disponibles, ainsi qu'à l'aide de la photo-interprétation. Il s'agit de l'étape la plus subjective et la plus difficile à évaluer. Il est alors important de connaître le mode de mise en place et la forme possible des corps sédimentaires. De plus, seulement l'épaisseur au-dessus de la nappe phréatique est utilisée lors des calculs. Le volume total du gisement est la somme des volumes de chacune des classes de dépôts.

Le tonnage est finalement calculé en multipliant le volume par un facteur de densité relative qui varie selon le matériel (tableau 3).

TABLEAU 3 – Facteurs de densité

Facteur de densité (g/cm^3)	Matériau
2,2	Gravier
2,0	Sable graveleux
1,8	Sable

On prend généralement la valeur moyenne de 2,0 dans les calculs pour une représentation globale du gisement.

Comme pour la superficie et le volume, les tonnages disponibles Td, donnés par la formule 2, sont obtenus en soustrayant les quantités brutes et les quantités non disponibles. Ces calculs sont volontairement conservateurs.

$$Td = Tb - (To + Te) \quad (2)$$

où Tb est le tonnage brut de la classe du dépôt ou du gisement en son entier, To, le tonnage perdu par l'occupation du terrain et Te, le tonnage déjà exploité.

Une série de tableaux synthèses des différents calculs effectués se retrouvent à la fin de chaque rapport (tableaux 4, 5 et 6). Des renseignements plus détaillés sont compilés dans une banque de données.

Présentation des résultats

Une carte délimitant les gisements de granulats est disponible avec chaque rapport. Elle est dérivée de la carte du Quaternaire, de la photo-interprétation, des visites de terrain et des informations disponibles sur la qualité et la quantité des granulats de la région.

Chaque gisement est numéroté et peut contenir des dépôts de différentes classes. Les bancs sont aussi numérotés et, tout comme les gisements, une description plus détaillée est compilée dans la banque de données. Les bancs encore en exploitation sont représentés par un point noir, alors qu'un cercle vide représente les bancs où l'exploitation est suspendue ou terminée. Les zones du gisement qui sont densément urbanisées, donc non disponibles pour l'exploitation, sont découpées et laissées en blanc sur les cartes d'inventaire.

TABLEAU 4 – Ressources en granulats de la région de Québec

GISEMENT n°	ORIGINE	NOMBRE DE BANCS	SUPERFICIE TOTALE (en milliers de m^2)	TONNAGE TOTAL (en MT)	TONNAGE DISPONIBLE (en MT)	TONNAGE PAR CLASSE (EN MT)		
						1	2	3
1	EF	2	500	5,0	2,21	2,21	0	0
2	EF	4	250	2,0	8,69	1,14	0	7,55
3	M	3	4 025	29,25	21,63	0	9,93	11,70
4	EF	0	2 200	26,40	21,60	21,60	0	0
5	EF	0	800	9,60	7,20	7,20	0	0

MT = millions de tonnes ; EF = épandange fluvio-glaciaire; M = marine

TABLEAU 5 – Propriétés physiques et chimiques des granulats de la région de Québec

GISEMENT n°	BANC n°	ORIG.	NOMBRE PÉTRO.	BLEU	$MgSO_4$		DENSITÉ BRUTE		ABSORPTION		MOD. DE FIN.	IND. ANG.	MICRO-DEVAL	P	S %	F
					>5 mm	<5 mm	>5 mm	<5 mm	>5 mm	<5 mm						
1	2	EF	–	0,01	–	2,99	–	2,70	–	0,42	2,33	–	–	3	96	1
3	11	M	105	0,28	4,3	5,87	2,71	–	0,97	0,62	1,38	–	8,9	8	92	1
	12	M	106	0,16	6,6	–	–	–	–	,–	2,51	–	8,8	60	38	2
6	9	EF	–	0,005	–	–	–	2,72	–	0,56	0,80	–	–	–	–	8

ORIG. = origine
PETRO = pétrographique
BLEU = bleu deméthylène
MOD. DE FIN = module de finesse
IND. ANG = indice d'angularité

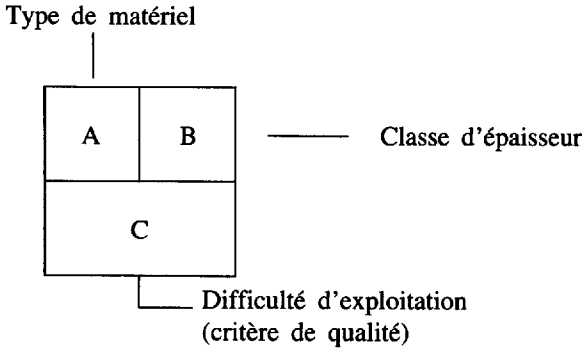
P = pierre (gravier, caillou)
S = sable
F = fines (silt, argile)
M = marine (littorale)
EF = épandage fluvio-glaciare

TABLEAU 6 – Bancs de la région de Québec

Gisement n°	BANC n°	EXPL. EN COURS O/N	HAUT. MOY FACE (m)	PROPRIÉTAIRES	FACE n°	GRAVIER	SABLE	FINES	BLOCS
						%			
1	1	N	3	S. BILOCK-VOISINS	1	9	85	5	1
1	2	O	5	CLÉMENT LÉGARÉ	1	4	90	5	1
2	3	N	2	GÉRARD LAPLANTE	2	8	85	5	2
2	4	N	4	ROBERT CLOUTIER	1	14	80	5	1
2	5	O	4	CAUCHON	1	18	75	5	1

Expl. = exploitation; Haut.moy = hauteur moyenne; O/N = oui-non

Finalement, dans le but d'avoir le plus d'information possible directement sur la carte, on a conçu la boîte ci-dessous, qui caractérise le gisement en partie ou en totalité. Les informations proviennent principalement des visites effectuées dans les sablières et gravières.



A – Type de matériel: on utilise S pour le sable, SG pour le sable granuleux et G pour le gravier.

B – Classe d'épaisseur (moyenne): on retrouve trois classes d'épaisseur pour les gisements; classe 1 (plus de 10 m); classe 2 (de 3 à 10 m); et classe 3 (moins de 3 m).

C – Difficulté d'exploitation: il s'agit de caractéristiques qui peuvent affecter la facilité d'exploitation ou la qualité du matériel:

U : granulométrie trop serrée ou trop uniforme
I : irrégularité du dépôt
N : nappe phréatique élevée
B : présence de blocs (> 15 %)
F : présence de fines (> 10 %)
E : environnement (puits, etc)
M: trop grande épaisseur de mort-terrain

Géologie des gîtes de talc de l'Estrie

Yves Hébert[1]

Introduction

TRAVAUX EFFECTUÉS

Devant la demande croissante de talc par les industries du plastique, des matériaux de construction et des peintures, le MER a entrepris d'inventorier les minéralisations de talc. Il y a d'abord eu la publication de documents par Paré (1983, 1986) et Ahua (1984) sur l'industrie minérale du talc au Québec. En 1984, le MER nous a ensuite confié la tâche d'effectuer des recherches sur le terrain et de fouiller les archives afin de mettre à jour l'inventaire des indices et des gîtes de talc, d'en connaître la géologie et d'évaluer leur potentiel économique.

Nous avons concentré nos recherches sur les roches ultramafiques des Appalaches du Sud du Québec, où se trouvent les principales minéralisations de talc. Notre étude a couvert le territoire compris entre la frontière Québec-Vermont et la rivière Chaudière (figure 1). Les travaux de terrain ont débuté en 1984 par la région de Thetford-Mines pour se poursuivre en 1985 dans la région de Magog, au sud-ouest de Sherbrooke. Nous avons répertorié 96 indices et gîtes de talc, dont 56 dans la région de Thetford-Mines et 40 dans la région de Magog. La plupart des minéralisations ont été visitées et cinq de ces gîtes ont été cartographiés en détail.

Dans la région de Thetford-Mines, il y a quatre gisements actuellement exploités, dont trois par Luzcan qui traite le minerai dans une usine près de Saint-Pierre-de-Broughton, au NE de Thetford-Mines. Au sud de Magog, la compagnie Bakertalc exploite la mine de talc Van Reet et exploite une usine à quelques km plus au sud.

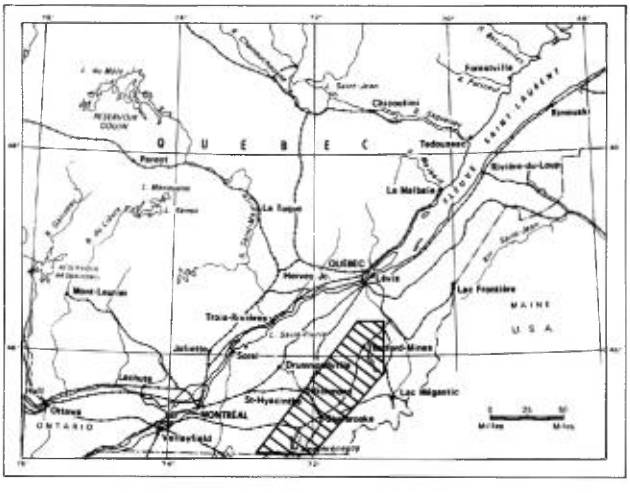


FIGURE 1 – Plan de localisation des travaux de recherche sur le talc en Estrie.

(1) Ministère Énergie et Ressources, Québec

PROPRIÉTÉS ET USAGES DU TALC

Le talc est un hydro-silicate de magnésium qui, à l'état pur, contient 63,36 % de SiO_2, 31,89 % de MgO et 4,75 % de H_2O. Rarement rencontré à l'état pur, il est généralement associé à d'autres minéraux comme la trémolite, la chlorite, la serpentine, la chromite, la magnétite, la dolomite, la magnésite et la calcite.

Le talc se prête à une foule d'usages en raison de ses propriétés physico-chimiques : point de fusion élevé, faible conductivité chimique et électrique, abrasivité nulle et douceur. Le talc est donc un minéral versatile qui trouve de nombreuses applications industrielles.

Les produits de talc commercialisés sont en général des mélanges de talc et d'un ou de plusieurs autres minéraux broyés. Ils sont utilisés comme porteur sec ou diluant dans les fertilisants, comme poudre lubrifiante dans le caoutchouc et comme agent de saupoudrage dans les papiers bitumés de toiture.

Pour les applications qui exigent un produit de talc de très haute pureté, le minerai doit être concentré généralement par flottation. Il est alors utilisé comme matière de charge dans le papier, la peinture et le plastique, comme constituant important dans la céramique, comme fondant d'appoint dans les appareils sanitaires et les poteries ainsi que dans les produits cosmétiques et pharmaceutiques. L'industrie du papier l'emploie comme pigment et comme traitement de surface, pour le contrôle de la poix et dans le recyclage du papier. Certaines variétés massives de talc ou de roches talqueuses sont aussi découpées en blocs diversement façonnés par la suite. Le talc massif est utilisé comme isolant électrique et comme revêtement réfractaire; il peut aussi être sculpté.

PRODUCTION ET CONSOMMATION DU TALC

Le Canada fournit environ 2 % de la production mondiale de talc, qui est d'environ 4,6 millions de tonnes. En 1986, le Québec a produit près de 40 000 t de talc.

MODE DE GISEMENT DU TALC

Le talc est un minéral secondaire résultant de l'altération des roches riches en magnésium telles que les roches

ultramafiques et les dolomies sédimentaires. Au Québec, les mines de talc et celles d'amiante en exploitation sont associées aux roches ultramafiques des Appalaches. Après avoir été plus ou moins serpentinisées, certaines de ces roches ont été transformées partiellement ou totalement en talc avec plus ou moins de carbonates suite à un apport de SiO_2 et de CO_2 par métasomatisme entre les roches riches en magnésium et les roches sédimentaires environnantes plus siliceuses.

Les minerais de talc rencontrés dans l'Estrie sont la stéatite et le schiste à talc et à carbonates. La stéatite est une roche massive à schisteuse, contenant plus de 90 % de talc, qui peut être taillée en blocs. Le schiste à talc et à carbonates est constitué en partie de talc et de carbonates tels que la dolomite, la magnésite et la calcite. Le terme pierre à savon désigne une roche massive contenant moins de 90 % de talc, le reste étant des silicates et/ou des carbonates. Cette variété de roche impure peut également être taillée.

Contexte géologique et structural – Ophiolites de l'Estrie –

Dans l'Estrie, le talc et l'amiante sont associés à des séquences de roches ultramafiques à mafiques, appelées ophiolites. Ces roches de composition péridotitique à gabbroïque s'étendent en bordure sud-est des monts Sutton et Notre-Dame, depuis la région du mont Orford jusqu'à celle de Thetford-Mines. Les ophiolites affleurent de façon discontinue vers le nord-est: on en retrouve en Gaspésie (mont Albert) et jusqu'à Terre-Neuve.

Une séquence ophiolitique complète comprend une succession de roches ultramafiques, gabbroïques et basaltiques. De la base vers le sommet, la séquence ophiolitique observée en Estrie est composée d'une péridotite très déformée de type tectonite (4,5 km d'épaisseur maximale), de cumulats (ou roches formées par accumulation des cristaux) constitués de dunite, de pyroxénite et de gabbro, d'une épaisseur maximale de 1,7 km, de roches hypabyssales comprenant des métagabbros, des dykes et des filons-couches de diabase, d'une puissance maximale de 500 m, et des laves basaltiques coussinées totalisant environ 500 m d'épaisseur recouvertes localement d'une mince couche d'argilite rouge. En Estrie, la séquence ophiolitique est surmontée de près de 700 m de roches volcano-sédimentaires comprenant des laves basaltiques à andésitiques et des pyroclastites andésitiques à rhyolitiques représentant un milieu d'arc insulaire.

Avec le développement récent de la théorie de la tectonique des plaques, on considère les ophiolites comme des fragments de la lithosphère océanique. D'après cette théorie, la péridotite de type tectonite représenterait une partie du manteau supérieur alors que les cumulats, les roches hypabyssales et les roches volcaniques correspondraient à la croûte océanique. Le modèle de développement des Appalaches implique la formation, entre la fin du Précambrien et celle du Cambrien, d'un ancien océan appelé Iapétus, puis sa destruction, après sa fermeture, qui a commencé à la fin de l'Ordovicien inférieur et s'est poursuivie jusqu'au Permien. Le développement des Appalaches résulte donc de la fermeture de cet ancien océan.

À l'exception du mont Albert, les ophiolites des Appalaches du Québec se concentrent dans une zone structurale étroite appelée Ligne Brompton – Baie-Verte (Williams & Saint-Julien, 1978). La ligne, qui s'étend de Terre-Neuve jusqu'à la frontière sud du Québec, marque la limite entre l'ancienne bordure orientale du continent nord-américain, au nord-ouest, et les roches formées en milieu océanique, localisées au sud-est. Dans cette zone, les ophiolites, surmontées de roches volcano-sédimentaires, sont recouvertes par un assemblage de phyllades à blocs de type mélange (Formation de Saint-Daniel).

La marge continentale est constituée de roches cambro-ordoviciennes déformées et déposées sur un socle grenvillien. Près de la Ligne Brompton – Baie-Verte, on observe des quartzites, des métagrauwackes, des schistes, des ardoises, des phyllades et des métabasaltes. Ces roches métamorphisées au faciès des schistes verts forment une série de nappes à structure polyphasée constituant l'anticlinorium des monts Sutton et Notre-Dame.

Les roches du milieu océanique comprennent, d'ouest en est, des tufs felsiques, des sédiments pélagiques, des turbidites, des conglomérats et des calcaires, qui forment le synclinorium de Saint-Victor, et des roches volcaniques calco-alcalines constituant la chaîne de Stoke. L'ensemble de ces roches, d'âge Ordovicien, est suivi, au sud-est, par les roches siluro-dévoniennes du synclinorium de Gaspé – Connecticut Valley.

Classification des minéralisations de talc

On distingue différents types de gîtes de talc suivant différentes formes d'ophiolites. Au Québec, les ophiolites de l'Estrie donnent lieu à des affleurements de taille très variable, allant de quelques mètres carrés à plusieurs centaines de kilomètres carrés. Elles se rencontrent sous trois formes principales: complexes ophiolitiques; feuillets de péridotite de type tectonite; lentilles ou écailles tectoniques de péridotite de type tectonite.

Les complexes ophiolitiques comprennent une séquence ophiolitique complète ou presque, recouverte par des roches volcano-sédimentaires d'arc insulaire; mentionnons par exemple les complexes ophiolitiques de Thetford-Mines (d'une superficie d'environ 240 km^2), d'Asbestos et d'Orford. La péridotite de type tectonite présente dans les deux premiers complexes renferme de très importants gisements d'amiante. Le complexe ophiolitique contient peu de minéralisations importantes de talc. Les seules minéralisations rencontrées sont des altérations de talc et de carbonates associées principalement

aux zones majeures de failles affectant la péridotite de type tectonite, au voisinage des gîtes d'amiante. Il semble que la péridotite, bien qu'en contact avec des métagrauwackes, ne soit pas suffisamment serpentinisée pour pouvoir être ensuite transformée en talc. Par contre, les cumulats dunitiques sont totalement serpentinisés mais ne sont pas en contact avec des roches siliceuses.

Les feuillets de péridotite de type tectonite sont essentiellement constitués de harzburgite généralement très serpentinisée. Ils représentent de minces tranches de péridotite observées à la base des séquences ophiolitiques. Incorporés tectoniquement aux schistes des monts Sutton et Notre-Dame, les feuillets apparaissent au nord-ouest et structuralement sous les complexes ophiolitiques auxquels ils sont associés.

Cette forme d'ophiolite est représentée par le feuillet de Pennington. Depuis les limites NE de la ville de Thetford-Mines, le feuillet s'étend sur plus de 50 km en direction N60°; son pendage varie de 30 à 60° vers le sud-est. D'une largeur de moins de 200 m, il est essentiellement formé de péridotite serpentinisée de type tectonite localement transformée en stéatite et en schiste à talc et à carbonates. Il contient plusieurs gisements et gîtes d'amiante et la presque totalité des indices, gîtes et mines de talc de la région. Sa mise en place tectonique, par obduction, dans l'assemblage de roches volcaniques et sédimentaires des Groupes de Rosaire et de Caldwell a eu lieu durant l'Ordovicien inférieur en même temps que celle des autres ophiolites. D'après Saint-Julien *et al.* (1972), le feuillet de Pennington marque l'emplacement d'une ancienne faille de charriage au sein des roches des Groupes de Rosaire et de Caldwell. L'ensemble a ensuite subi plusieurs phases de métamorphisme et de déformations complexes de sorte que des segments du feuillet sont replissés en direction nord-ouest. La transformation de la serpentinite en stéatite et schiste à talc et carbonates par métasomatisme entre les schistes siliceux et les roches magnésiennes semble contemporaine du métamorphisme régional survenu durant l'Ordovicien supérieur (Feininger, 1984). L'intensité de l'altération en serpentinite, puis en stéatite, de la péridotite varie en fonction de son épaisseur; elle est extrême dans les parties plus minces et modérée dans les partie plus épaisses.

Les lentilles ou écailles tectoniques de péridotite se rencontrent toujours dans les roches d'âge cambrien à ordovicien inférieur. Il s'agit de fragments d'ophiolites démembrées qui sont associés aux complexes ophiolitiques. La plupart de ces lentilles de péridotite serpentinisée se situent à l'ouest ou au nord-ouest de la Ligne Brompton – Baie-Verte. Dans les régions de Thetford-Mines et d'Asbestos, on les rencontre dans des plans de faille, au sein des métasédiments quartzifères des Groupes de Caldwell et de Rosaire.

Dans la région de Magog, les lentilles de péridotite serpentinisée sont surtout localisées dans les phyllades graphiteux et les schistes à quartz et à muscovite du Groupe de Bonsecours, dans les phyllades et les ardoises de la Formation d'Ottauquechee et dans les phyllades de la Formation de Saint-Daniel. On les observe aussi à l'est de la Ligne Brompton – Baie-Verte, dans les roches tufacées et laminées, dans le tuf rhyolitique et felsique, et dans les phyllades de la Formation d'Ascot, sur la rive ouest du lac Massawipi.

La longueur des écailles varie de quelques mètres à plus d'un kilomètre. Les petites lentilles sont généralement très serpentinisées alors que les plus grosses ont une frange de serpentinite et un coeur de péridotite. Les serpentinites en contact avec des roches siliceuses sont transformées en stéatite et/ou en schiste à talc et à carbonates.

Description de quelques gîtes de talc

GÎTES ASSOCIÉS AU FEUILLET DE PENNINGTON

Le feuillet de Pennington contient 13 anciennes mines de talc, quatre gisements actuellement exploités et un gîte qui fait l'objet de travaux de mise en valeur. Dans le feuillet, orienté nord-est, les gîtes sont localisés le long de l'éponte nord-ouest et montrent une zonation de la minéralisation du talc. Une coupe transversale du feuillet, du sud-est vers le nord-ouest, montre les lithologies suivantes: une écaille d'amphibolite par endroits, une serpentinite amiantifère (harzburgite serpentinisée), une bande de stéatite de 4 à 6 m d'épaisseur (maximum de 15 m), un schiste à talc et à carbonates avec localement un peu de serpentine (plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur), un schiste à chlorite de près d'un mètre d'épaisseur et un schiste quartzifère comme roche sédimentaire encaissante du feuillet. Un exemple de gisement associé à ce feuillet est l'une des mines exploitées à ciel ouvert par Luzcan inc., à 1,5 km au nord de Robertsonville, sur le lot 2, rang V, du canton de Thetford (figure 2).

GÎTES ASSOCIÉS AUX LENTILLES DE PÉRIDOTITE

Près de 15 gîtes de talc, dont 11 anciennes mines et un gisement encore exploité, sont localisés dans des lentilles de péridotite serpentinisée. La minéralisation de talc y est également zonée mais de façon concentrique. La mine Van Reet, localisée à 2 km au sud-ouest de Bolton-Sud, dans la région de Magog, illustre ce type de gisement (figure 3). Cette lentille, dont la plus grande section mesure 116 m sur 61 m, comprend, de l'intérieur vers l'extérieur, un mince coeur de serpentinite, suivi de zones à talc et à magnésite, de schiste à talc ou de stéatite, et de schiste à chlorite avec talc. Le minerai exploité par Bakertalc provient principalement de la zone à talc et magnésite.

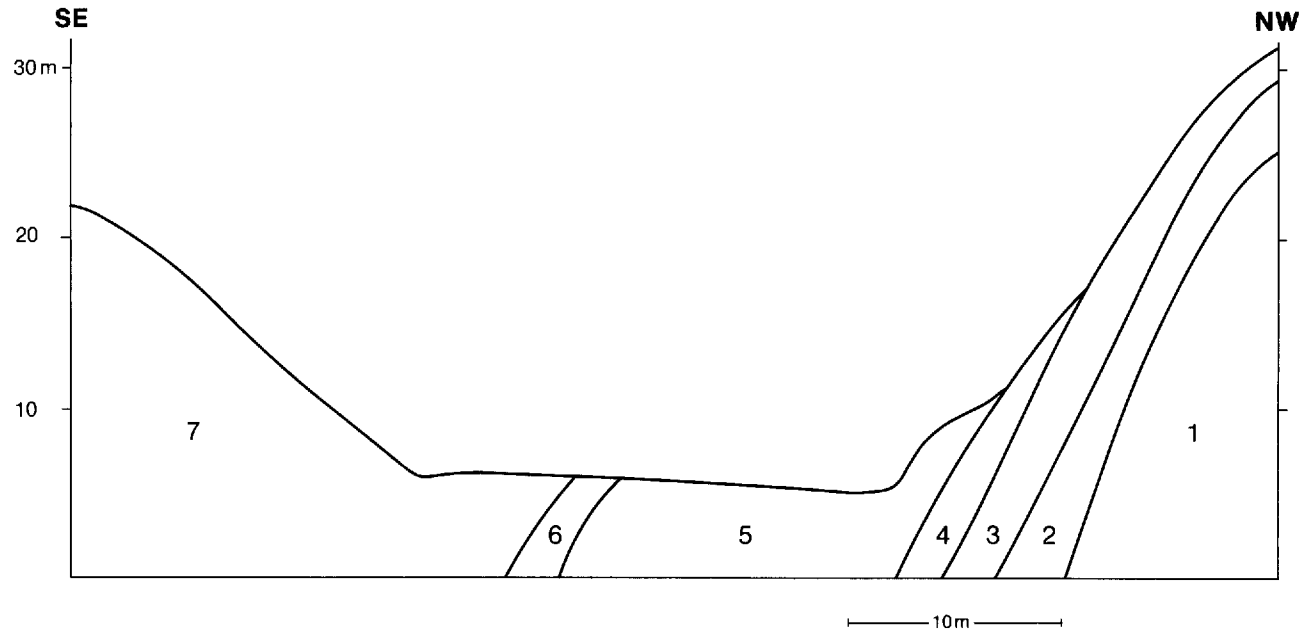


FIGURE 2 — Coupe du gisement de talc de Luzcan inc., rang V, lot 2, canton de Thetford. 1- schiste quartzo-feldspathique; 2- schiste à chlorite; 3- roche à serpentine, à talc et à carbonates; 4- schiste à talc, à serpentine et à carbonate; 5- schiste à talc, à carbonate et à serpentine; 6- stéatite; 7- serpentinite.

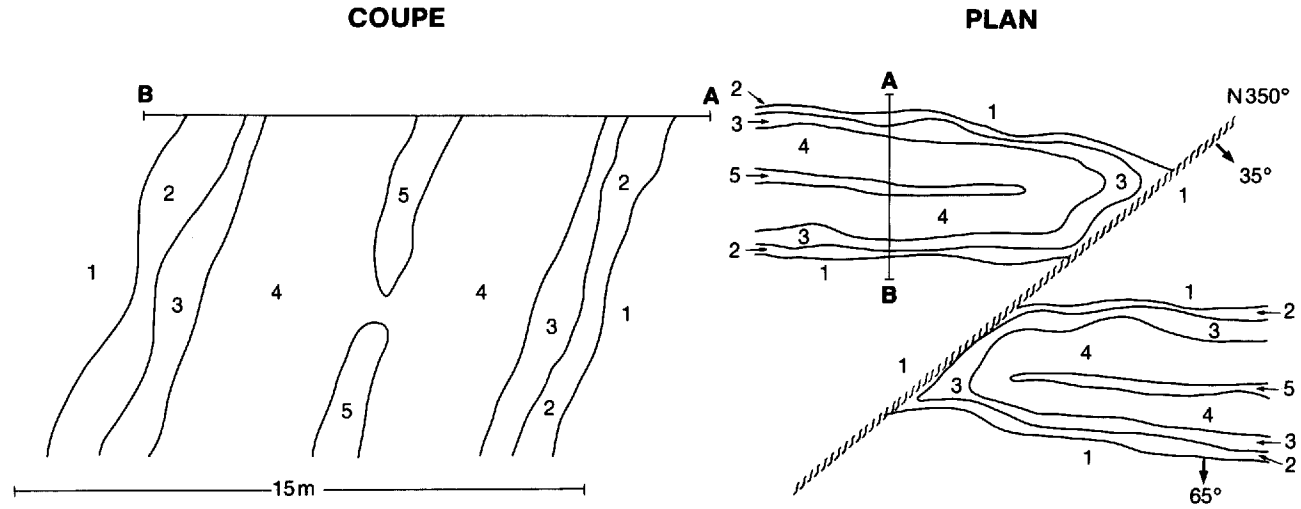


FIGURE 3 — Coupe schématique et plan illustrant la zonation observée dans la lentille de serpentinite, de part et d'autre de la faille, au gisement de la mine Van Reet, rang V, lot 28, canton de Potton. 1- Schiste à quartz, séricite et chlorite; 2- schiste à talc et à chlorite; 3- talc schisteux; 4- roche massive à talc et à magnésite; 5- Serpentinite. Modifié d'après Morgan, (1956).

Origine du talc

Les roches associées au talc diffèrent selon les types d'ophiolites.

Dans les complexes ophiolitiques, les roches associées au talc dans les zones de failles affectant les péridotites sont les roches à talc et à magnésite, les roches à magnésite et à quartz et les stéatites.

Ces roches résultent de la transformation de la serpentinite en présence de CO_2 et de SiO_2 dans des solutions hydrothermales circulant dans les zones de cisaillement.

Les réactions se font ainsi:

– *Formation des roches à talc et à carbonates*:

(1) $2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2 =$
2 serpentine $+ 3CO_2 =$

$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3MgCO_3 + 3H_2O$
1 talc + 3 magnésite + 3 eau

(2) $Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2 =$
1 serpentine $+ 3CO_2 =$

$2SiO_2 + 3MgCO_3 + 2H_2O$
2 quartz + 3 magnésite + 2 eau

La silice provenant des solutions ou produite dans la réaction (2) est utilisée pour transformer la serpentine en talc et former la stéatite:

– *Formation de la stéatite*:

(3) $Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 =$
1 serpentine + 2 quartz =

$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$
talc + eau

Dans les feuillets de péridotite, notamment celui de Pennington, les roches à talc sont les suivantes: la serpentinite à talc et à carbonates, la stéatite, la roche à talc et à carbonates (magnésite surtout avec un peu de dolomite), le schiste à talc, à magnésite/dolomite et à serpentine. Là où la stéatite est présente, la minéralisation est zonée du coeur vers l'éponte : serpentinite, stéatite, schiste à talc et à carbonates (± serpentine), schiste à chlorite et roche encaissante. La stéatite n'est donc pas en contact avec le schiste à chlorite mais avec la serpentinite.

La formation des roches à talc et à carbonates est essentiellement due à un apport de CO_2 provenant de la roche encaissante lors du métamorphisme régional (réactions 1 et 2). Il semble que la quantité de CO_2 ait été suffisante pour transformer toute la serpentinite en talc et en carbonate et que la quantité de SiO_2 libérée dans la réaction 2 ait transformé la serpentinite en stéatite avec expulsion d'eau.

Les lentilles de serpentinite transformées en talc et carbonates présentent toutes une même distribution des roches, qui sont zonées de façon concentrique: un coeur de serpentinite dans une masse de roche à talc et à carbonates entourée d'une mince enveloppe de stéatite et une zone de schiste à chlorite qui sépare la stéatite de la roche encaissante.

Les lentilles de serpentinite étant plus minces que les feuillets, le CO_2 est suffisamment abondant pour transformer la serpentinite en roche à talc et à carbonates surtout. La forme elliptique des lentilles favorise également la venue du CO_2 de toutes les directions, d'où la zonation concentrique. Notons ici que la stéatite est en contact avec le schiste à chlorite.

Le schiste à talc et à carbonates, la stéatite et le schiste à chlorite résultent du même processus de transformation de la serpentinite en talc. Durant ce processus, il y a métasomatisme, impliquant de nombreux éléments chimiques, entre la roche encaissante (un schiste à quartz, chlorite et séricite ou à albite et stilpnomélane) et la serpentinite.

La formation du talc est postérieure à la serpentinisation des péridotites et à la formation du chrysotile; elle s'est produite concurremment avec le métamorphisme régional et peu après son paroxysme, soit dans la zone à biotite du faciès à pression intermédiaire des schistes verts. La température de formation du talc est d'environ 300°C sous une pression variable en CO_2.

Références

AHUA, A., 1984 – L'industrie du talc au Québec. État de la situation. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 57 pages.

FEININGER, T., 1984 – Stilpnomelane in metasomatic rocks associated with steatite and in regional schists, Quebec Appalachians. Canadian Mineralogist; volume 22, pages 423-435.

MORGAN, J.H., 1956 – Talc and soapstone deposits, Potton Township, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Transactions, volume 59, pages 188-192.

PARÉ, C., 1983 – L'industrie du talc au Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; document préliminaire inédit, 131 pages.

———————, 1986 – L'industrie du talc et aperçu de la ressource au Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB-67, 94 pages.

SAINT-JULIEN, P., – HUBERT, C., – SKIDMORE, B., – BÉLAND, J., 1972 – Stratigraphie et structure des Appalaches du Québec. XXIVième congrès géologique international, Montréal; livret-guide des excursions A56 – C56; 105 pages.

WILLIAM, H. – SAINT-JULIEN, P., 1978 – The Baie-Verte – Brompton Line in Newfoundland and regional correlations in the Canadian Appalachians. Geological Survey of Canada ; Current research, part A, paper 78-1A; pages 225-229.

Gîtes et indices de graphite dans la région de Lachute – Hull – Mont-Laurier

George J. Simandl[1]

Sommaire

Les métasédiments du Supergroupe de Grenville constituent les roches hôtes pour plus de 90 % des indices de graphite cristallin dans la région de Hull – Lachute – Mont-Laurier. Les gîtes de graphite en paillettes disséminées sont économiquement les plus intéressants, compte tenu de la conjoncture économique actuelle. Les roches hôtes les plus favorables pouvant contenir ce type de gîtes sont les paragneiss aluminosilicatés et les marbres porphyroblastiques.

Les marbres granoblastiques et les quartzites observés en affleurement ne possèdent pas de teneurs d'intérêt économique. Cependant les quartzites bleus peuvent être utilisés comme métallotectes dans l'exploration de gîtes ayant un intérêt économique dans la conjoncture économique actuelle. Des concentrations de carbone graphitique d'intérêt économique ont été rapportées dans les formations de fer associées aux marbres et roches calcosilicatées. Cependant, aucune donnée se rapportant à la continuité spatiale des teneurs en carbone graphitique n'est disponible. Les dimensions des pegmatites ou autres intrusions contenant du graphite sous forme de paillettes disséminées sont trop faibles pour être d'intérêt économique.

Les veines de graphite (catégories 5b à 7) ne sont pas suggérées comme cibles primaires pour l'exploration au Québec. Cependant, les veines recoupant des roches contenant d'appréciables quantités de wollastonite (catégorie 7a) possèdent le meilleur potentiel économique à condition que des concentrés commerciaux de graphite et de wollastonite puissent être économiquement produits.

Le Grenville québécois est une des zones les plus favorables au monde pour l'exploration du graphite cristallin, à cause de la grande proportion des métasédiments, du haut degré de métamorphisme, et du grand nombre de gîtes connus d'intérêt économique qui s'y trouvent.

Le graphite cristallin en morceaux de Sri-Lanka et le graphite cristallin en paillettes de Madagascar, reconnus pour leur excellence, proviennent de régions ayant des caractéristiques géologiques identiques à celles de la région de Hull – Lachute – Mont-Laurier.

Introduction

Les métasédiments du Supergroupe de Grenville de la région de Hull – Lachute – Mont-Laurier (figure 1) contiennent plusieurs anciennes mines de graphite, de nombreux prospects d'intérêt économique, des indices nouvellement découverts ainsi que la seule mine de graphite en production (saisonnière) en Amérique du Nord.

En dépit de tous les travaux antérieurs, le potentiel économique de la région en tant que source de graphite cristallin demeure fortement sous-estimé.

Remerciements

Dr Guy Valiquette, de l'École Polytechnique de Montréal, Henri-Louis Jacob et Conrad Paré, du MER, et Suzanne Paradis, de l'Université Carleton, ont contribué à l'amélioration de la version finale de ce document.

Information générale

Les concentrés commerciaux de graphite appartiennent à l'une des quatre grandes catégories suivantes : graphite cristallin en paillettes (*cristalline flake*); graphite cristallin en morceaux (*cristalline lump*); graphite microcristallin (*amorphous powder*); graphite en poussières (*crystalline powder*), qui est un sous-produit du procédé de concentration du graphite cristallin en paillettes. Les

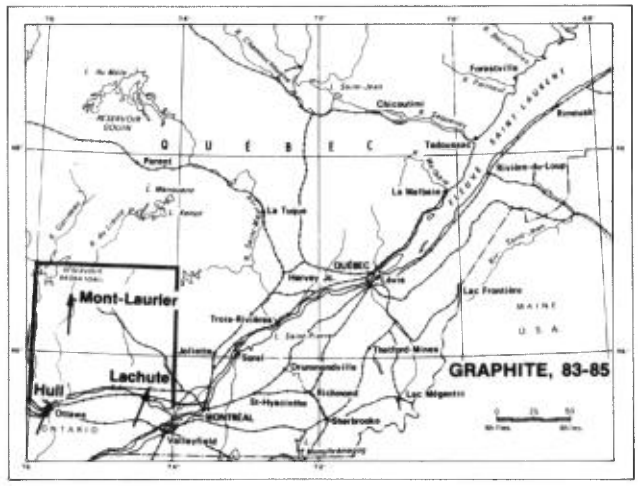


FIGURE 1 – Localisation de la région de Lachute – Hull – Mont-Laurier, étudiée par l'auteur de 1983 à 1985.

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

concentrés de graphite appartenant aux deux premières catégories sont les plus dispendieux (tableau 1). Ces types de concentrés sont extraits des métasédiments métamorphisés au faciès des amphibolites ou des granulites.

TABLEAU 1 – Prix des concentrés de graphite.

Catégories	%C	Prix
CIF*UK port		
Cristallin en morceaux	92/99	550-1,100 $
Cristallin en paillettes (grosses)	85/90	630-1,100 $
Cristallin en paillettes (moyennes)	85/90	490-860 $
Cristallin en paillettes (petites)	80/95	300-800 $
En poussières	80/85	250-275 $
	90/92	410-460 $
	95/97	550-750 $
	97/99	750-1,000 $
Microcristallin	80/85	175-350 $

Source: Industrial Minerals, May 1987.

* Coûts de transport et d'assurance maritimes inclus.

Géologie régionale

Les roches de la région peuvent être divisées en trois ensembles: complexe de base; Supergroupe de Grenville; et roches plutoniques de la suite anorthositique (Hubert *et al.*, 1979). Les roches n'appartenant à aucun de ces trois ensembles sont les migmatites, les granites et les syénites circonscrites, certains gabbros et pyroxénites (Hubert *et al.*, 1979), les dykes de diabase et les roches volcaniques cambro-protérozoïques (Lafleur et Hogarth, 1985).

Toutes les roches de la région, à l'exception des intrusions tardives, des roches volcaniques d'âge cambro-protérozoïque et des roches appartenant aux basses-terres du Saint-Laurent ont été métamorphisées au faciès des granulites ou des amphibolites (Bourne, 1978).

Gîtes de graphite cristallin et leur classification

Les roches métasédimentaires du Supergroupe de Grenville (paragneiss, quartzites, marbres et formations de fer) renferment plus de 90 % des gîtes de graphite cristallin répertoriés au Québec. La totalité des gîtes de graphite exploités entre 1845 et 1987 sont associés à des roches métamorphisées au faciès des granulites ou au faciès supérieur des amphibolites.

Une classification descriptive a été mise au point pour les gîtes de graphite cristallin au Québec (tableau 2). Le principal avantage de cette classification est qu'elle permet un traitement systématique, même lorsque l'origine d'un gîte en particulier est contestée. Les différentes catégories de cette classification (tableau 2) seront passées en revue dans les pages suivantes.

GRAPHITE EN PAILLETTES DISSÉMINÉES DANS LES MARBRES (1)

La majorité des marbres du Grenville québécois contiennent, en traces, du graphite en paillettes disséminées. Les marbres peuvent être divisés en deux catégories texturales: marbres granoblastiques et marbres porphyroblastiques.

Les marbres granoblastiques sont présents à travers toute la région. La majorité sont calcitiques. Cependant, plusieurs zones de marbres localisées dans les secteurs au nord de Hull sont dolomitiques (Gauthier, 1983). Les marbres granoblastiques sont constitués, en majeure partie, de carbonates. Ils peuvent cependant contenir, en quantités variables, les minéraux suivants: clinopyroxène, olivine, biotite, muscovite, grenat, feldspaths, scapolite, quartz, pyrite, pyrrhotite, spinelle vert et magnétite. L'apatite, la chondrodite, la wollastonite, la trémolite, la sphalérite et la tourmaline peuvent être pré-

TABLEAU 2 – Classification descriptive des gîtes de graphite.

CODE	TYPE DE GÎTE		SOURCE POSSIBLE DE
1	Graphite en paillettes dans les marbres	a) Texture granoblastique b) Texture porphyroblastique	Graphite cristallin en paillettes
2	Graphite disséminé dans les quartzites		
3	Graphite disséminé dans les formations de fer		
4	Graphite disséminé dans les paragneiss		
5	Graphite associé aux pegmatites	a) Disséminé	
		b) En veines	Graphite cristallin en morceaux
6	Remplissage de fractures et de cavités: sans zones d'altération ou de métamorphisme associés		
7	Remplissage de fractures associées avec zones de métamorphisme de contact ou dans les zones affectées par le métasomatisme	a) Wollastonite-graphite	
		b) Graphite recoupant diopsidites ou marbres à clinopyroxènele	

Source: Simandl (1984); Simandl *et al.* (1987)

sentes en traces. Les teneurs en carbone graphitique des marbres granoblastiques sont généralement inférieures à 1 %. Les zones de marbres granoblastiques ayant des teneurs en carbone graphitique supérieures à 3 % ne se trouvent que de façon éparse et ce, en quantités restreintes. Elles ont des formes complexes et irrégulières.

Les marbres porphyroblastiques sont connus à trois endroits de la région étudiée. Deux de ces endroits correspondent aux prospects de Sainte-Véronique (à quelque 10 km au nord de la localité de Sainte-Véronique) et d'Orrwell (à quelque 20 km au sud de Mont-Laurier). Le troisième endroit est la mine Graphite Asbury Québec inc., à Notre-Dame-du-Laus. À ces trois sites, les marbres sont calcitiques et contiennent des porphyroblastes de clinopyroxène. D'autres minéraux présents en quantités variables sont: le quartz, la pyrite, le grenat, la titanite et la magnétite. La chlorite a été rapportée par Tremblay (1984). La jarosite, la chalcopyrite, la clinozoïsite et la prehnite sont présentes en faibles concentrations. Les concentrations en carbone graphitique varient de traces à 25 %. Le graphite est présent à l'intérieur des porphyroblastes de clinopyroxène, forme des couronnes autour de ceux-ci et est disséminé dans la matrice calcitique de ces marbres. À la mine Graphite Asbury Québec inc., les zones tabulaires à hautes teneurs en graphite recoupent les marbres porphyroblastiques. Ces zones contiennent des concentrations de 2 % de zoïsite, de clinozoïsite et de prehnite. Leur nature peu ou pas déformée ainsi que leur minéralogie indiquent que le graphite a été précipité ou concentré après que le plus haut degré de métamorphisme eut été atteint.

GRAPHITE EN PAILLETTES DISSÉMINÉES DANS LES QUARTZITES (2)

Le graphite est communément disséminé sous forme de paillettes de diamètre variable, généralement inférieur à 3 mm, dans les quartzites du Grenville québécois.

Les quartzites contenant le graphite sont de couleurs grise, bleue ou blanche. Ils ont une apparence massive et contiennent plus de 90 % de quartz, indépendamment de leur couleur. Les minéraux accessoires sont les suivants: clinopyroxène, sulfures, feldspath, grenat, graphite, titanite, rutile, tourmaline, apatite. La teneur moyenne en carbone graphitique des quartzites est inférieure à 0,3 %, mais localement les concentrations peuvent atteindre 3 à 4 %.

En raison de leur résistance à l'érosion et de l'altération chimique de surface, les quartzites affleurent même dans les secteurs par ailleurs dépourvus d'affleurements. Les quartzites bleus sont communément présents à proximité des gîtes de graphite d'intérêt économique.

GRAPHITE DISSÉMINÉ DANS LES FORMATIONS DE FER (3)

Le graphite a été observé dans la plupart des formations de fer appartenant au Supergroupe de Grenville (Cirkel, 1909; Guilloux *et al.*, 1972; Raymond, 1978; Gauthier, 1982; Gauthier et Brown, 1986). Ces formations de fez sont stratiformes (Gauthier, 1982). Elles sont constituées de magnétite, olivine, carbonates, biotite, spinelle vert, pyroxènes, amphiboles, pyrrhotite et peuvent aussi contenir d'autres sulfures (Brown, 1982; Guilloux *et al.*, 1972). Ces formations de fer sont interprétées comme des faciès distaux des sulfures massifs d'origine exhalative (Gauthier et Brown, 1986). Certaines ont été considérées comme des sources de fer (Cirkel, 1909; Raymond, 1978; Guilloux *et al.*, 1972). Les concentrations de graphite rapportées dans la documentation varient de traces à 20 % de graphite (Crikel, 1909; Guilloux, *et al.*, 1972; Raymond, 1978; Brown, 1982; Gauthier, 1982). Les teneurs en carbone graphitique, révélées par les analyses chimiques, sont inférieures à 4 %. La continuité des teneurs en carbone graphitique n'est pas vérifiée et, en conséquence, le potentiel de ces formations de fer en tant que source de graphite demeure indéterminé.

GRAPHITE EN PAILLETTES DISSÉMINÉES DANS LES PARAGNEISS APPARTENANT AU SUPERGROUPE DE GRENVILLE (4)

Les paragneiss rouillés appartenant au Supergroupe de Grenville ont des textures phanéritiques et lépidoblastiques. Leurs leucosomes et mélanosomes sont généralement de taille centimétrique ou décimétrique. Ces paragneiss sont interlités avec les quartzites, les marbres et/ou les pyroxénites. Ils sont généralement constitués de plagioclase, feldspath potassique, biotite, clinopyroxène et quartz. La sillimanite, le grenat, le scapolite, la cordiérite et le graphite peuvent former des constituants majeurs dans certains horizons. Les minéraux en traces observés dans ces gneiss sont la titanite, le rutile et le zircon; on observe aussi des oxydes de fer et des sulfures. Les teneurs en carbone graphitique varient de traces à 15 %. Les teneurs les plus élevées sont généralement associées aux horizons dont le contenu en minéraux aluminosilicatés ou en scapolite est plus élevé que la moyenne. Ces horizons à hautes teneurs en graphite sont communément adjacents au contact marbre/paragneiss.

GRAPHITE EN PAILLETTES DISSÉMINÉES DANS LES INTRUSIONS FELDSPATHIQUES (5a)

Le graphite en paillettes de diamètre de 2 à 20 mm peut former jusqu'à 4 % (en volume) des intrusions feldspathiques mineures et des pegmatites recoupant les métasédiments du Supergroupe de Grenville. Certaines de ces intrusions sont fortement déformées ou boudinées, tandis que d'autres semblent postérieures au métamorphisme dynamique. L'épaisseur des intrusions est inférieure à 2 m. La longueur et la profondeur de la plupart des intrusions ne sont pas connues. Ces intrusions sont constituées de feldspaths (90 %) et de quartz (0-10 %); elles peuvent aussi contenir de la biotite, de la musco-

vite, de la tourmaline, de la titanite et des oxydes de fer en traces.

Les faibles dimensions (≦ 2 m d'épaisseur) des intrusions limitent le potentiel économique de cette catégorie de gîtes. Cependant, des intrusions de composition syénitique de plus grandes dimensions contenant du graphite en paillettes ont été exploitées en URSS (Graffin, 1983).

VEINES DE GRAPHITE (5b à 7a)

Des veines de graphite mesurant jusqu'à 0,6 m d'épaisseur ont été exploitées au Québec à la fin du 18e siècle et au début du 19e siècle. La plupart ont été alors épuisées. Les veines, les stockwerks et autres formes de remplissage par le graphite ont des teneurs de carbone graphitique variant de 30 à 90 %. Les paillettes de graphite forment des rosettes ou croissent perpendiculairement aux parois des veines. La granulométrie des paillettes dans une même veine peut varier de 0,5 mm à plusieurs centimètres de taille.

Outre le graphite, le clinopyroxène, la scapolite, le feldspath, la titanite, les sulfures, la wollastonite, la calcite, la zoïsite, la clinozoïsite, la prehnite et le quartz ont été observés par Wilson (1919), Cirkel (1912), Simandl *et al.* (1987). Les veines recoupent toutes les catégories de métasédiments appartenant au Supergroupe de Grenville, tels les formations de fer (Cirkel, 1909), les paragneiss, les quartzites, les clinopyroxénites et les marbres (Cirkel, 1912; Spence, 1920).

À certains endroits, les veines recoupent des intrusions feldspathiques mineures qui, elles-mêmes, recoupent des métasédiments. Là où les veines recoupent les roches feldspathiques, aucune zone d'altération n'est observée à leur contact avec l'encaissant. Là où elles recoupent les parapyroxénites et les roches à wollastonite (catégories 7a et 7b, tableau 2),leurs relations avec l'encaissant ainsi que leur minéralogie indiquent que la formation du graphite en veines est probablement postérieure au paroxysme du métamorphisme régional.

Références

ANONYMOUS, 1987 – Prices. Industrial Minerals; July 1987, pages 102-103.

BOURNE, J.H., 1978 – Metamorphism in the eastern and southwestern portions of the Grenville Province. *IN* Metamorphism in the Canadian Shield. (Fraser, J.A., Heywood, W.W., editors). Geological Survey of Canada; paper 78-10, pages 315-328.

BROWN, A.C., 1982 – Grenville iron formations and associated stratiform zinc mineralization, Roddick Lake Area, Mount Laurier Basin, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 19, pages 1670-1679.

CIRKEL, F., 1909 – Report on iron ore deposits along the Ottawa and Gatineau rivers. Department of Mines, Mines Branch, Canada; Publication No. 23.

_____, 1912 – Graphite. Ministère des Mines, Canada, 263 pages.

GAUTHIER, M., 1982 – Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec. École Polytechnique, Montréal; thèse de doctorat.

GAUTHIER, M. – BROWN, A.C., 1986 – Zinc and iron metallogeny in the Maniwaki – Gracefield district, Southwestern Quebec. Economic Geology; volume 81, pages 89-112.

GRAFFIN, G.D., 1983 – Graphite. *IN* Industrial minerals and rocks, 5th edition, volume 2 (Lefond, S.J., editor). Society of Mining Engineers; pages 757-773.

GUILLOUX, L., – BLAIS, R.A., – COYYLL, R., 1972 – L'origine métasédimentaire du gisement de magnétite de Forsyth, Province de Québec, Canada. Mineralium Deposita; volume 7, pages 154-179.

HUBERT, C. – ST-JULIEN, P. – MARTIGNOLE, J., 1979 – Compilation géologique, partie sud du Québec, Ottawa – Mont-Laurier. *IN* Interprétation de données aéromagnétiques dans la partie sud du Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-709, 59 pages.

LAFLEUR, J. – HOGARTH, D.D., 1981 – Cambro-Proterozoic volcanism near Buckingham, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 18, pages 1817-1823.

RAYMOND, D., 1978 – Étude de deux indices minéralisés (magnétite) du canton de Cameron, Comté de Gatineau, Québec. École Polytechnique de Montréal; Mémoire de fin d'études non publié, 65 pages.

SIMANDL, G.J., 1984 – Le Graphite dans la province de Grenville: Classification des gîtes, catégories tectoniques des Roches et potentiel économique; Rapport d'étape non publié, 70 pages.

SIMANDL, G.J. – VALIQUETTE, G. – MARTIGNOLE, J. – JACOB, H.-L., 1987 – Geology of wollastonite deposits. Southwestern Quebec. Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada; réunion annuelle; résumés, volume 12, pages 88.

SPENCE, H.S., 1920 – Graphite. Canadian Mines Branch; Report n° 511, 202 pages.

TREMBLAY, A., 1984 – Géologie et géophysique au sol sur des anomalies EM héliportées dans l'Outaouais – Région de Notre-Dame-de-Pontmain. Ministère de l'Énergie et des Ressouces; DP 84-23, 32 pages.

WILSON, M.F., 1919 – Geology and mineral deposits of a part of Amherst Township, Quebec. Geological Survey of Canada; memoir 113.

Géochimie et géophysique

L'analyse de l'or dans l'eau souterraine : application à l'exploration

Jean Choinière[1] et Marion Bergeron[2]

Introduction

En 1974, le MER a entrepris une vaste campagne de prélèvement d'échantillons d'eaux souterraines dans le but de déceler des enrichissements en différents éléments reliés à la présence de minéralisations sous-jacentes. Environ 40 000 échantillons ont été prélevés dans les régions de l'Abitibi, des Appalaches et des basses-terres du Saint-Laurent. Les résultats ont fourni des informations utiles pour l'exploration (Lalonde, 1983). Cependant, bien que ces échantillons aient été analysés pour au-delà d'une vingtaine d'éléments, les techniques existantes ne permettaient pas d'analyser directement l'or de façon précise et économique. Suite à des essais en laboratoire montrant la possibilité d'analyser cet élément de façon rapide et efficace (Bergeron, 1985), un projet pilote fut mis sur pied afin d'évaluer l'application de cette technique sur le terrain (Bergeron et Choinière, 1987).

Prélèvements et analyses

La région de l'Abitibi fut choisie à cause des nombreux gîtes d'or qui s'y trouvent. Des échantillons furent prélevés le long de trois cheminements, dans les secteurs de Malartic, Val-d'Or et St-Edmond (figure 1). Les secteurs de Malartic et de Val-d'Or furent choisis sur la base de la présence de gîtes d'or dans le substratum et des fortes teneurs en As dans les eaux souterraines qui y ont été échantillonnées en 1974 (Lalonde *et al.*, 1980). Le secteur de St-Edmond fut choisi comme témoin, pour obtenir le bruit de fond des teneurs en or, aucune minéralisation aurifère n'y ayant été rapportée et les teneurs en As y étant faibles dans les échantillons d'eaux souterraines (Lalonde *et al.*, 1980).

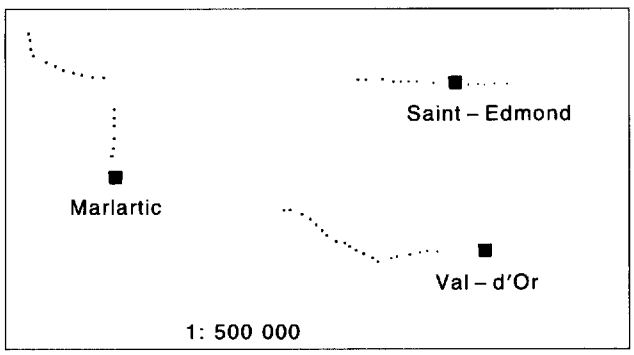


FIGURE 1 – Localisation des secteurs échantillonnés.

Les échantillons furent prélevés à intervalles d'environ 500 m le long de chacun des trois cheminements. Au total, 53 échantillons furent prélevés, dont 17 dans le secteur de Malartic, 21 dans le secteur de Val-d'Or, et 15 dans le secteur de St-Edmond. Les prélèvements ont été effectués directement à partir des robinets d'eau froide des maisons après avoir laissé couler celle-ci pendant quelques minutes.

Les échantillons ont été recueillis dans des sacs de plastique insérés dans des bouteilles en polyéthylène de 1 litre. Les sacs jouant le rôle de contenants, le problème de l'adsorption de l'or sur leurs parois a été contourné par leur analyse subséquente.

La concentration de l'or dans les eaux naturelles est de l'ordre du ppt (ng/litre). De sorte que pour parvenir à mesurer cet élément dans ce médium, il faut utiliser une technique très sensible à l'or, en l'occurrence l'activation neutronique. Cette section comprend un description des manipulations effectuées aux laboratoires de l'INRS-Géoressources. L'approche analytique utilisée est similaire à celle développée par Hamilton *et al.* (1983), modifiée afin de faciliter l'échantillonnage et l'irradiation des échantillons.

Au laboratoire, le pH des échantillons a été ajusté entre 3 et 4 et 0,1 g de charbon activé fut ajouté à chacun des échantillons (Aldrich chemical TM # 24, 227-6, darco G-60, 100 à 325 mesh). Les échantillons furent ensuite agités pendant 5 minutes. Les mélanges furent filtrés sous vide à un débit de 1 litre/heure (Gelman TM GA-3; dimension des pores : 1.2 µm; diamètre du filtre: 25 mm). Après la filtration, les filtres contenant le charbon activé et les sacs ont été placés dans des fioles d'irradiation de 8 ml en polyéthylène. Les fioles furent acheminées au réacteur de l'Université McMaster où elles ont été irradiées, sous cadmium, pendant 1 heure par des neutrons de résonance (position 9E; flux approximatif: $0,5 \times 10^{12} n.cm^{-2}. sec^{-1}$). Après une période de désintégration de 4 jours, l'activité des fioles fut comptée pendant 2000 secondes sur un détecteur coaxial Ge (Ortec TM, résolution de 1.66 Kev à 1 330 Kev, efficacité de 12 %) relié à un analyseur Ortec TM de 8000 canaux. La raie à 411.8 Kev, produite par la désintégration de ^{198}Au, a permis de déterminer la teneur

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec
(2) INRS-Géoressources

en or des échantillons. L'appareil a été calibré par l'utilisation de standards synthétiques. Toutes les données obtenues furent corrigées, pour les variations du flux de neutrons, par l'utilisation de pastilles de Co. Les différences dans les temps d'irradiation, de désintégration et de comptage, entre les échantillons, furent prises en considération par le logiciel utilisé.

La limite de détection $2.2^{1/2}.\sigma_{blanc}$) est de 0.5 ppt. Pour des teneurs de 100 ppt, la précision analytique est de ± 4 % (1 écart type), tel que déterminé par l'analyse de 8 standards synthétiques. L'exactitude de la méthode n'a pu être évaluée car il n'existe pas, pour des eaux naturelles, d'échantillons de références internationaux dont la teneur en or est bien connue. L'erreur d'échantillonnage n'a pas été évaluée.

Le point critique de la méthode décrite ci-dessus est de savoir si l'étape de préconcentration par le charbon activé est efficace. Pour que les résultats soient fiables, le charbon activé doit adsorber toutes les formes d'or présentes dans les eaux naturelles. Essentiellement on retrouve l'or sous deux formes dans ces eaux, l'une colloïdale, l'autre ionique, cette dernière étant complexée à des *ligands* de types inorganiques (p. ex. $AuCl_4^-$, $AuSCN^-$, $Au(CN)_2^-$, AuI_4^-, $AuBr_4^-$, etc.) ou/et organiques. Étant donné cette diversité des formes de l'or, il est difficile, voire impossible, de vérifier dans quelle mesure celles-ci sont fixées par le charbon activé. Cependant, afin d'obtenir des données sur le degré de fixation de certaines de ces formes, nous avons étudié la rétention du complexe $AuCl_4^-$ (Au^{+3}) et de l'or colloïdal (Au^0) par le charbon activé. Seize solutions contenant chacune 10 ppt d'or (8 de $AuCl_4^-$ et 8 d'or colloïdal) ont été préparées à partir de solutions de $NaAuCl_4.2H_2O$. La solution d'or colloïdale a été obtenue de la réduction de $AuCl_4^-$ par l'acide tannique. Ces solutions ont été analysées selon l'approche décrite plus haut. Leurs teneurs en or sont présentées au tableau 1. On remarque que le charbon activé enlève, des solutions de 100 ppt, 95 % de l'or de type $AuCl_4^-$ et 83 % de l'or colloïdal. Concernant les autres complexes d'or, des études démontrent que $Au(CN)_2^-$ est fixé quantitativement par le charbon activé (McDougall *et al.* 1980). Comme plusieurs formes de l'or sont captées par le charbon activé, il est admis ici que cette méthode de préconcentration permet d'obtenir, dans le cadre de prospections géochimiques, une image adéquate des teneurs en or des eaux naturelles.

TABLEAU 1 – Efficacité de l'adsorption de l'or par le charbon activé*

Échantillon	% d'adsorption de l'or (pH=4)	
n°	Or ionique**	Or colloïdal
1	96	–
2	93	–
3	99	–
4	95	–
5	97	–
6	92	–
7	95	–
8	94	–
9	–	91
10	–	94
11	–	84
12	–	78
13	–	85
14	–	79
15	–	79
16	–	75

* Correspond à un ajout de 0,1 g de charbon activé dans 1 litre de solution

** Le complexe d'or ionique est $AuCl_4^-$

Résultats

Un des résultats des plus importants issu de cette étude est que les teneurs en Au sont nettement au-dessus de la limite de détection analytique et que la précision de la méthode d'analyse permet d'obtenir une bonne image de la distribution de Au dans l'eau. L'histogramme de la figure 2 illustre cette distribution. Les teneurs en Au varient de 6 à 891 ppt et sont distribuées de façon log-normale; le mode se situe autour de 30 ppt. La moyenne géométrique de l'ensemble des teneurs est de 36,3 ppt.

Les courbes de distribution cumulatives de Au présentées à la figure 3 permettent de comparer la distribution des teneurs dans chacun des trois secteurs tandis que le tableau 2 en présente les principaux paramètres statistiques.

Les résultats confirment le faible potentiel aurifère du secteur de St-Edmond; les teneurs en Au y sont les plus faibles, elles varient en effet de 11 à 46 ppt et ont une moyenne géométrique de 20,1 ppt. De la même façon, les teneurs des échantillons prélevés dans le secteur de Malartic sont en accord avec le modèle escompté: les teneurs en Au sont plus élevées dans les eaux souterraines ayant été en contact avec des minéralisations aurifères sous-jacentes.

Sur la figure 3 on observe en effet que la courbe de distribution des teneurs dans le secteur de Malartic se détache nettement de celle du secteur de St-Edmond; de plus, la courbe pour Malartic ne tient pas compte de 3 échantillons à teneurs très élevées, qui ont été éliminés

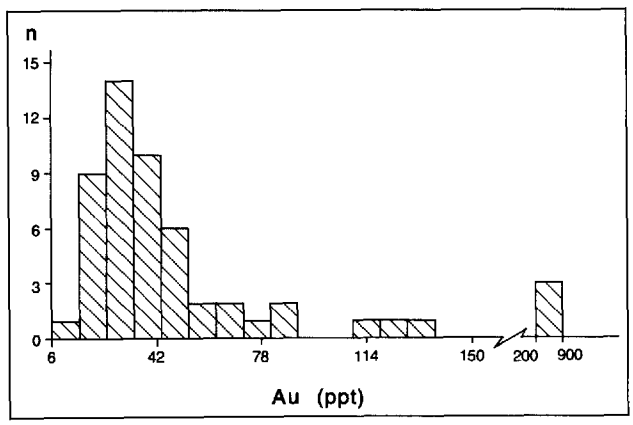


FIGURE 2 – Histogramme de distribution des teneurs en or.

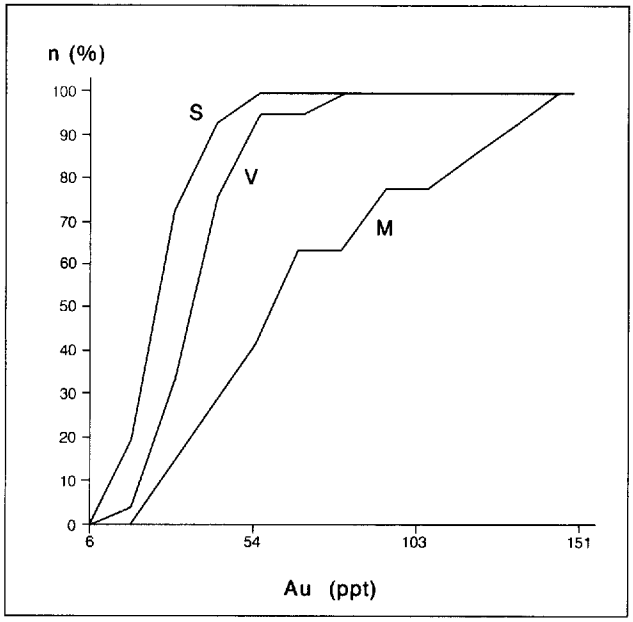


FIGURE 3 – Courbes cumulatives des teneurs en or pour les secteurs de St-Edmond (S), Val-d'Or (V) et Malartic (M).

pour la préparation de ce graphique. Les échantillons dans ce secteur ont des teneurs en Au variant de 20 à 891 ppt, avec une moyenne géométrique de 73,7 ppt, soit presque 4 fois plus élevée que la moyenne géométrique du secteur de St-Edmond.

Les échantillons prélevés dans le secteur de Val-d'Or répondent cependant moins bien au modèle escompté. En effet, bien que plusieurs gîtes aurifères soient présents dans ce secteur, les teneurs obtenues se rapprochent plus de celles de St-Edmond que de celles de Malartic. On peut observer, sur la figure 3, que les teneurs en Au dans le secteur de Val-d'Or sont plus élevées que dans le secteur de St-Edmond; cependant, la différence n'est pas assez significative pour bien démarquer ces deux secteurs. Dans le secteur de Val-d'Or les teneurs varient de 6 à 70 ppt et ont une moyenne géométrique de 30,0 ppt, soit seulement 1,5 fois plus élevée que dans le secteur de St-Edmond. Une explication pour ces faibles teneurs dans le secteur de Val-d'Or pourrait être le fait que les échantillons sont situés entre deux dépressions hydrographiques: la rivière Piché, au sud, et le lac De Montigny, au nord. On peut donc émettre l'hypothèse que les eaux souterraines circulent vers ces deux dépressions à partir des sites d'échantillonnage et que, par conséquent, les eaux qui ont été échantillonnées n'ont pu entrer en contact avec les minéralisations aurifères pouvant être situées entre les sites de prélèvement et les dépressions hydrographiques.

La figure 4 localise les échantillons et présente leurs teneurs en Au. On y observe en plan ce que la figure 3 et le tableau 2 ont déjà révélé: les teneurs dans le secteur de St-Edmond sont faibles, celles dans le secteur de Val-d'Or sont un peu plus élevées, tandis que celles du secteur de Malartic se démarquent nettement.

Conclusion

La comparaison des teneurs en Au dans les eaux souterraines nous montre que cette méthode d'exploration (analyse de l'or dans l'eau souterraine) peut, dans certains cas (Malartic/St-Edmond), discriminer des secteurs aurifères de secteurs non aurifères, tandis que, dans d'autres cas (Val-d'Or/St-Edmond), elle ne le peut pas. Lorsque l'eau souterraine est utilisée comme outil d'exploration on devrait particulièrement tenir compte de la direction de son mouvement.

Bien qu'elle ne soit pas infaillible, cette technique d'exploration présente toutefois des avantages importants. Dans les régions où des puits d'alimentation domestiques existent, l'échantillonnage est rapide et la technique d'analyse est à la fois simple et précise. Utilisée en complément avec d'autres méthodes d'exploration, l'analyse de l'or dans les eaux souterraines est un outil peu coûteux pouvant s'avérer précieux.

Références

BERGERON, M., 1985 – Application de l'activation neutronique à la détermination de l'or dissous dans l'eau naturelle. INRS-Géoressources; étude non publiée, commandée par le MER, 9 pages.

BERGERON, M. – CHOINIÈRE, J., 1987 – Gold in ground water: implications for exploration. Geological association of Canada – Mineralogical association of Canada; annual meeting, Saskatoon, program with abstracts; volume 12, page 25.

TABLEAU 2 – Données statistiques de base pour l'ensemble de la population ainsi que pour chacun des secteurs. Teneurs en ppt.

	N*	Min.	Max.	Moyenne arithmétique	Écart type	Moyenne géométrique
Ensemble des 3 secteurs	53	6	891	65,5	135,8	36,6
St-Edmond	15	11	46	21,9	10,3	20,1
Val d'Or	21	6	70	31,5	12,9	30,0
Malartic	17	20	891	146,1	222,5	73,7

* Nombre d'échantillons

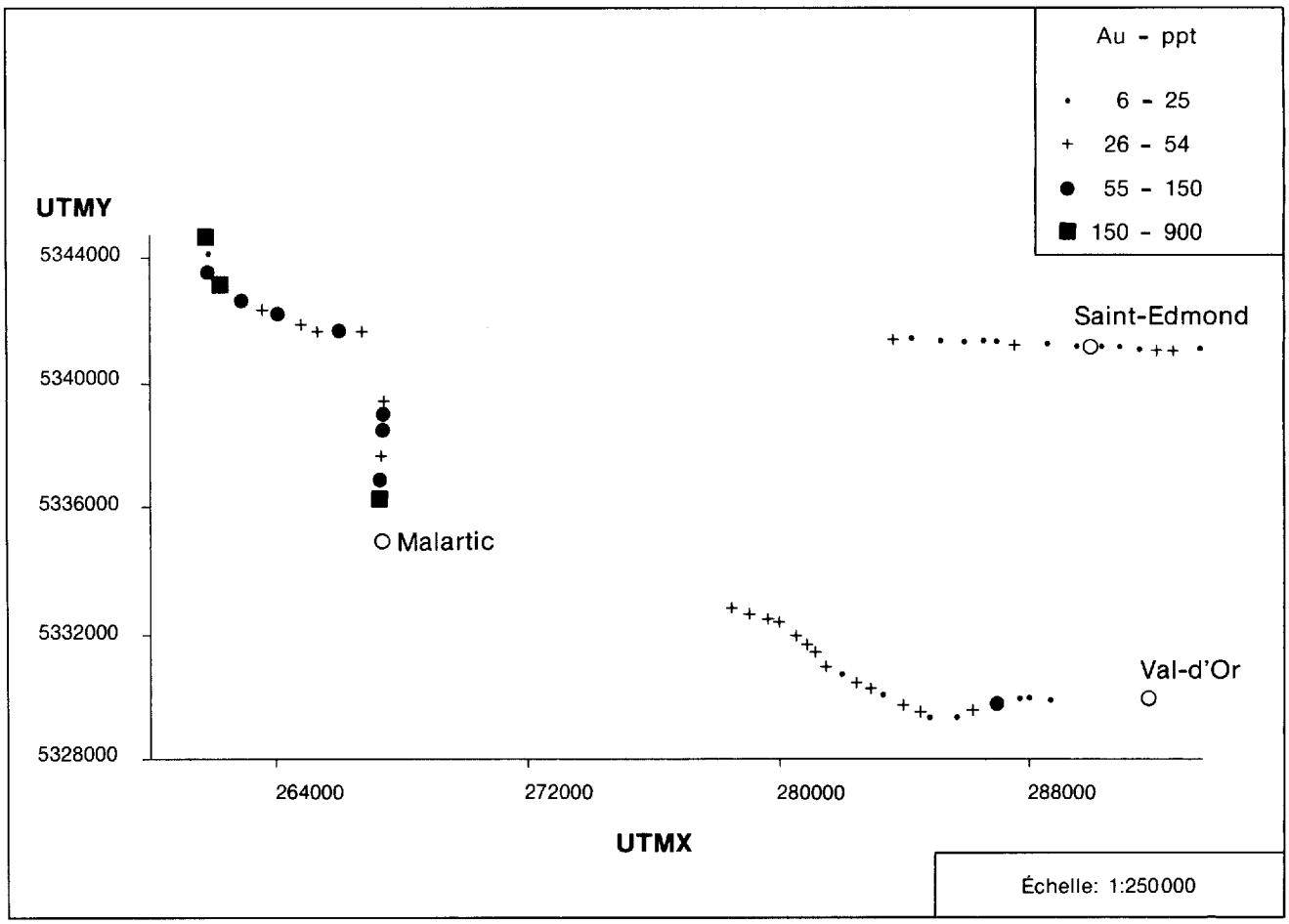


FIGURE 4 – Localisation des échantillons.

HAMILTON, T.W. – ELLIS, J. – FLORENCE, T.M., 1983 – Determination of gold in natural waters by neutron activation analysis after preconcentration on activated charcoal. Analytica Chimica Acta; volume 148, pages 225-235.

LALONDE, J.-P., 1983 – Ground-water geochemistry in the Abitibi volcanic belt of Quebec. Journal of Geochemical Exploration; volume 19, pages 207-223.

LALONDE, J.-P. – CHOUINARD, N. – BERGERON, R., 1980 – Atlas géochimique des eaux souterraines de la région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-725.

McDOUGALL, G.J. – HANCOCK, R.D. – NICOL, M.J. – WELLINGTON, O.L. – COPPERTHWAITE, R.G, 1980 – The mechanism of the adsorption of gold cyanide on activated carbon. Journal of the South African institute for mining and metallurgy ; volume 80, n° 9, pages 334-356.

Les signatures sismiques dans la région de Casa-Berardi

Denis-Jacques Dion, Hélène Church et Denis L. Lefebvre[1]

Introduction

Des levés de sismique réfraction ont été effectués, durant les étés 1986 et 1987, par le ministère de l'Énergie et des Ressources dans les régions de Harricana-Grasset et de Casa-Berardi – Authier. Ces deux projets font partie d'une série de travaux multidisciplinaires dont le but est d'augmenter nos connaissances géoscientifiques dans ces régions et de mieux en évaluer le potentiel minéral.

La cartographie de la roche de fond est difficile dans ces régions en raison de l'épais recouvrement quaternaire qui masque, sur de grandes superficies, le socle rocheux. De ce fait, la connaissance géologique de ces régions passe nécessairement par l'interprétation des résultats des divers levés géophysiques (aériens et terrestres) disponibles; le Ministère a effectué, récemment, plusieurs levés géophysiques régionaux (électromagnétique et gradiométrique) sur l'ensemble de ce territoire, en plus de favoriser le retraitement de certaines données magnétiques afin d'en calculer le gradient vertical.

Nos levés de sismique réfraction visent tant la localisation des zones de fracturation (orientées presque exclusivement E-W et NW-SE) que la définition des contacts entre les différentes unités lithologiques. Toutes les lignes sismiques ont été faites le long de routes N-S de façon à recouper les formations géologiques, dont l'orientation régionale est N-W. La figure 1 localise l'ensemble de nos travaux ainsi que les aires des projets mentionnés.

Géologie et potentiel économique

Les régions étudiées se situent dans la province structurale du Supérieur, dans la partie nord-ouest de la bande volcano-sédimentaire de l'Abitibi et dans le sillon de roches vertes Harricana-Turgeon.

Les gîtes aurifères de ces régions sont situés à l'intérieur de la séquence de « Golden Pond », qui se compose de sédiments carbonatés archéens fins à grossiers (grès, siltstone, shale graphitique), de coulées volcaniques et de roches pyroclastiques. Cette séquence est délimitée au nord et au sud par des formations de fer servant d'horizons marqueurs (Pattison *et al.*, 1986). Ces roches ont été observées dans différentes carottes de forages et sur quelques affleurements au nord de la zone ouest de Golden Pond (figure 2).

Une formation de fer à faciès oxyde et des roches sédimentaires sulfurées et graphiteuses, qui s'étendent régionalement sur plus de 30 km, ont pu être tracées grâce aux levés géophysiques aéroportés (magnétiques et électromagnétiques). La bande conductrice est constituée de pyrite litée et nodulaire, interlitée de shale graphiteux. Une faille majeure, nommée Casa-Berardi, de direction E-W et à pendage subvertical, a été retrouvée sur une longueur d'au moins 6 km ; elle coïncide avec le conducteur électromagnétique (figure 3). Cette faille a un potentiel économique considérable, étant donné que les gîtes aurifères majeurs des régions étudiées se retrouvent à moins de 300 m de part et d'autre (figure 2). La minéralisation est constituée de pyrite, arsénopyrite et de veines de quartz-carbonate contenant de l'or natif (Sauerbrei *et al.*, 1985).

Levés sismiques sur le terrain

Un câble à géophones de 300 m de longueur a d'abord été étendu en ligne droite en bordure de la route, sur l'accotement. L'espacement entre les géophones a été de 30 m, sauf entre le premier et le deuxième, de même qu'entre le onzième et le douzième, où il n'a été que de 15 m. Afin d'assurer un contrôle dans la continuité des résultats, les profils ont été faits les uns à la suite des autres, de telle sorte que le premier géophone de la deuxième ligne était situé à l'emplacement du douzième géophone de la première ligne.

Un minimum de 4 tirs par profil (12 géophones) a été exécuté. Un premier, à 10 m à l'extérieur du premier géophone, a permis de trouver la distance à laquelle tirer pour obtenir des arrivées dans le roc aux 12 géophones, et a également servi à déterminer l'épaisseur des dépôts meubles au-dessus du socle rocheux. Les deux tirs lointains de part et d'autre de la ligne ont servi à calculer la vitesse vraie pour le roc. Un autre tir a été fait au centre de la ligne dans le but de donner un point d'épaisseur supplémentaire et d'augmenter la précision des vitesses déterminées.

Pour déterminer la vitesse vraie dans le socle nous avons utilisé la technique des différences de temps d'arrivée, calculées grâce aux deux tirs lointains.

Sur les dromochroniques, on calcule la différence de temps entre l'arrivée directe et l'arrivée inverse de l'onde sismique pour un même récepteur. Une ligne arbitraire 0 est tracée comme référence; à partir de celle-ci l'on reporte les différences de temps en fonction de la position respective de chaque géophone. Par la suite, l'on relie

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

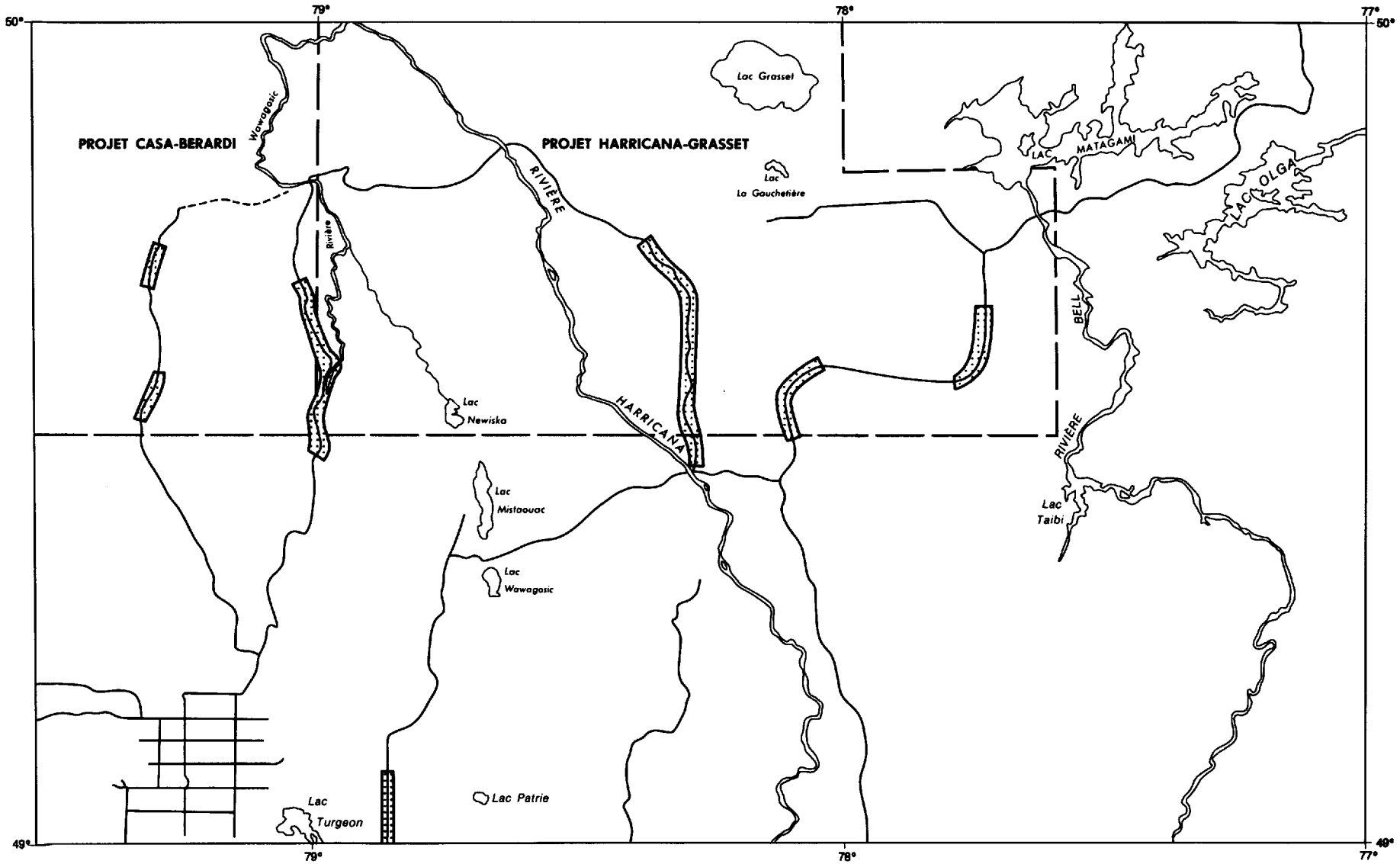


FIGURE 1 – Localisation des projets et des travaux de sismique réfraction.

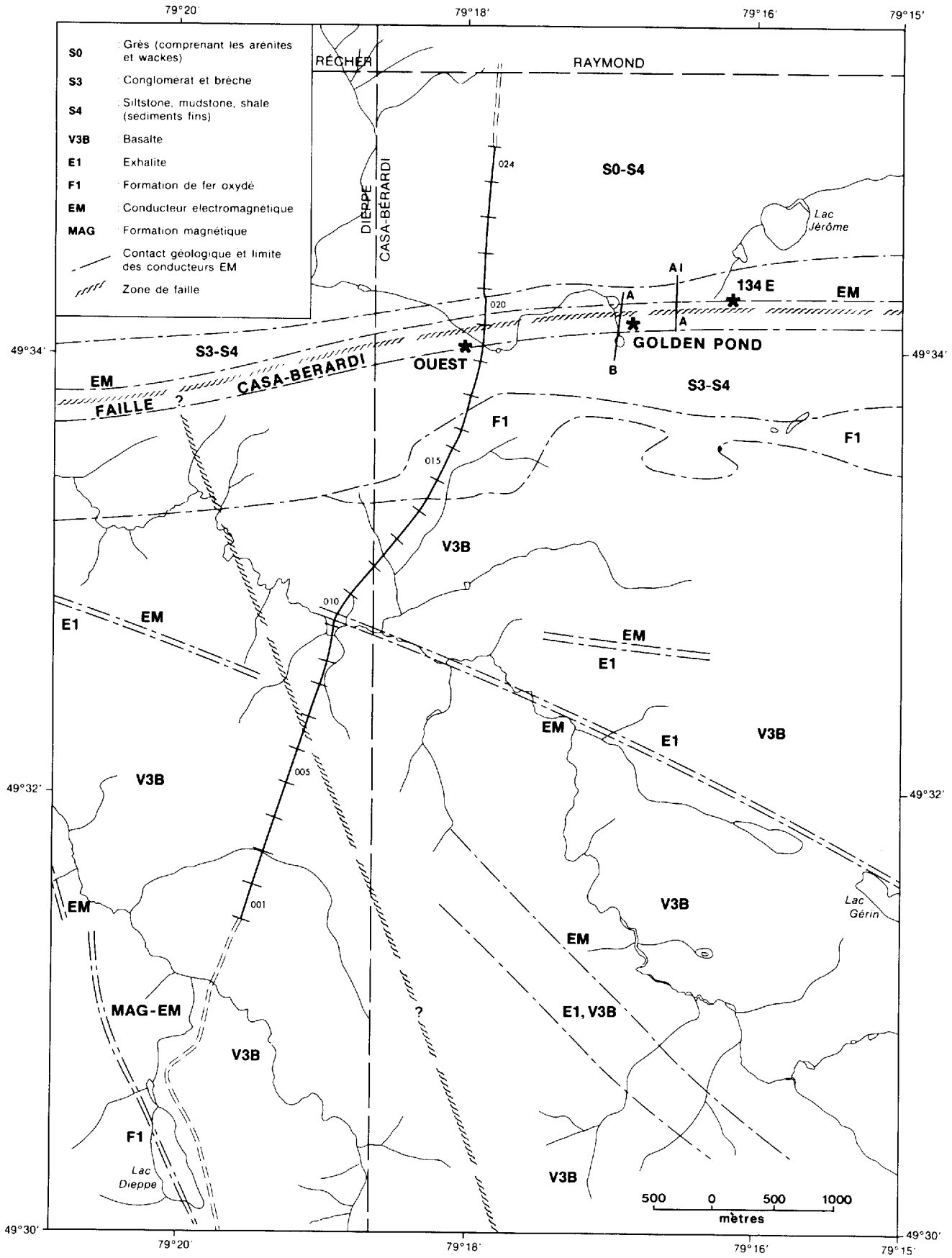


FIGURE 2 – Géologie de la région de Casa-Berardi (d'après Pilote, 1987) et localisation des travaux de sismique réfraction.

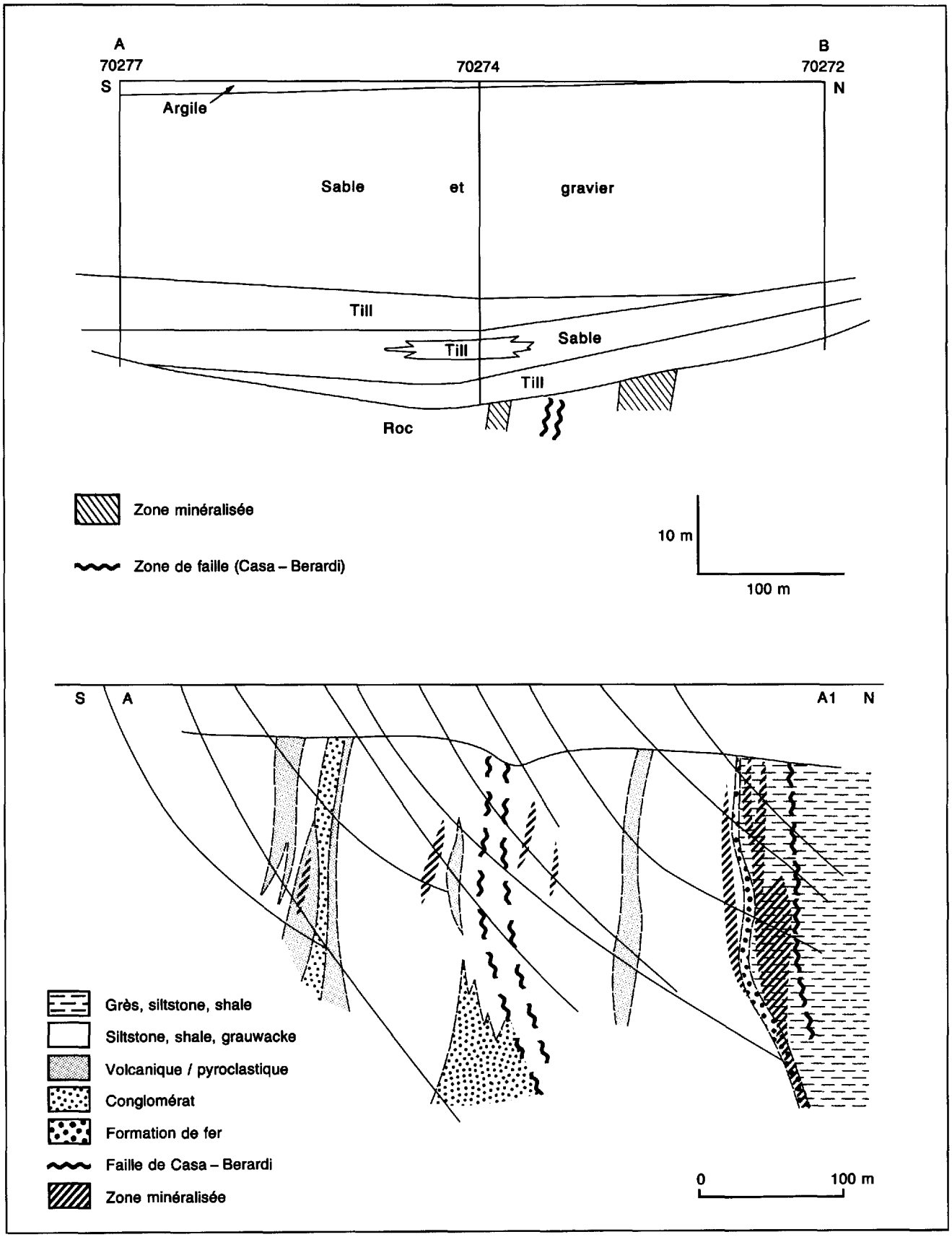


FIGURE 3 – Profil de la géologie du Quaternaire et de la géologie de la zone minéralisée de Golden Pond. D'après Sauerbrei *et al.*, (1985) et Pattison *et al.*, (1986).

tous les points passant par une même droite et l'on obtient ainsi un ou plusieurs segments de droite dont la pente correspond à la demi-vitesse vraie du réfracteur. Les changements de vitesses correspondent soit à des variations lithologiques, soit à des zones de cisaillement et/ou de faille. Cette façon d'analyser les résultats de la sismique réfraction est précise lorsque le réfracteur analysé possède un pendage inférieur à 15°, ce qui, pour notre zone d'étude, est la règle générale.

Corrélation lithologique et structurale

La coupe présentée à la figure 4 regroupe les essais de sismique réfraction 1 à 24. Elle montre: la topographie de surface (en mètres), les intervalles de vitesses (m/s), la position des conducteurs électromagnétiques telle qu'on la retrouve sur les documents géophysiques régionaux, les contacts géologiques tels qu'ils sont définis dans Pilote (1987) et, finalement, les contacts géologiques et structuraux qui peuvent être déterminés par notre levé.

Zone (a): Le document de Pilote (1987) montre une faille dont l'azimut est N340 (figure 2). Cette faille est également retracée sur la coupe (figure 4) mais sa position est déplacée un peu vers le sud, d'environ 300 m. La profondeur du réfracteur à ce niveau est d'environ 30 m et le pendage de la petite vallée, de 3,5°.

Zone (b): Un conducteur électromagnétique, que l'on retrouve sur les documents géophysiques régionaux, se localise à cet endroit. La sismique réfraction n'a pas donné de signature particulière.

Zone (c): Une longueur d'environ 30 m se caractérise par une vitesse faible (3100 m/s). Cette zone peut s'associer à du cisaillement. Le document géologique n'en fait pas mention (figure 2).

Zones (d et e): Ces zones représentent les contacts sud et nord d'une formation de fer. Les vitesses sont respectivement de 4200 et 3600 m/s pour les contacts, alors que pour la section centrale, elle est de 5600 m/s (figure 4). Cette correspondance est très nette et a déjà été notée lors de travaux similaires dans la région de Joutel (Dion *et al.*, 1987).

Zone (f): Une fosse topographique, dont l'une des parois possède un pendage de 7,5° et une profondeur de près de 60 m, se centre sur le conducteur électromagnétique régional associé à la (zone de ?) faille de Casa-Berardi. Tout près du site de nos travaux, se situe la zone ouest de Golden Pond. Les rapports des forages d'exploration font mention de roches fortement cisaillées et altérées (figure 3). Bien que les coupes des figures 3 et 4 soient distantes de plus d'un kilomètre, on retrouve environ la même épaisseur de mort-terrain et environ la même largeur pour la zone cisaillée.

Conclusions

Les résultats des travaux de l'été 1987 ont montré les possibilités qu'offre la méthode de la sismique réfraction pour la détermination des zones de basse vitesse associées à des axes tectoniques ou à des zones de failles. Des différences de plus de 1500 m/s ont été notées entre les zones fracturées et les roches encaissantes.

Les fractures et failles sont localisées à des sites préférentiels: citons, par ordre d'importance, les conducteurs électromagnétiques et les contacts des hauts magnétiques. Ce levé a permis de vérifier la signature en sismique réfraction d'une zone minéralisée, associée à un conducteur électromagnétique et à une zone de faille. Nos résultats démontrent que cette technique d'exploration peut devenir un outil important lors de la mise en valeur d'une propriété; elle permet, en effet, d'orienter plus efficacement les travaux d'exploration et de forage.

Références

DION, D.J. – CHURCH, H. – LACROIX, S., 1987 – Levé de sismique réfraction dans la région de Harricana-Grasset. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 87-18.

PATTISON, E.F. – SAUERBREI, J.E. – HANNILA, J.J. – CHURCH, J.J., 1986 – Gold mineralisation in the Casa-Berardi area, Québec, Canada. International symposium on the geology of gold deposits, Toronto, 1986; Proceedings volume (edited by A.J. MacDonald), pages 170-183.

PILOTE, P., 1987 – Géologie de la région de Dieppe – Casa-Berardi. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte annotée, DP 87-17.

SAEURBREI, J.A. – PATTISON, E.F. – AVERELL, S.A., 1985 – Till sampling in the Casa-Berardi area, Québec. A case history in orientation and discovery. A paper presented at the 11th International geochemical exploration symposium, Toronto, April 30, 1985.

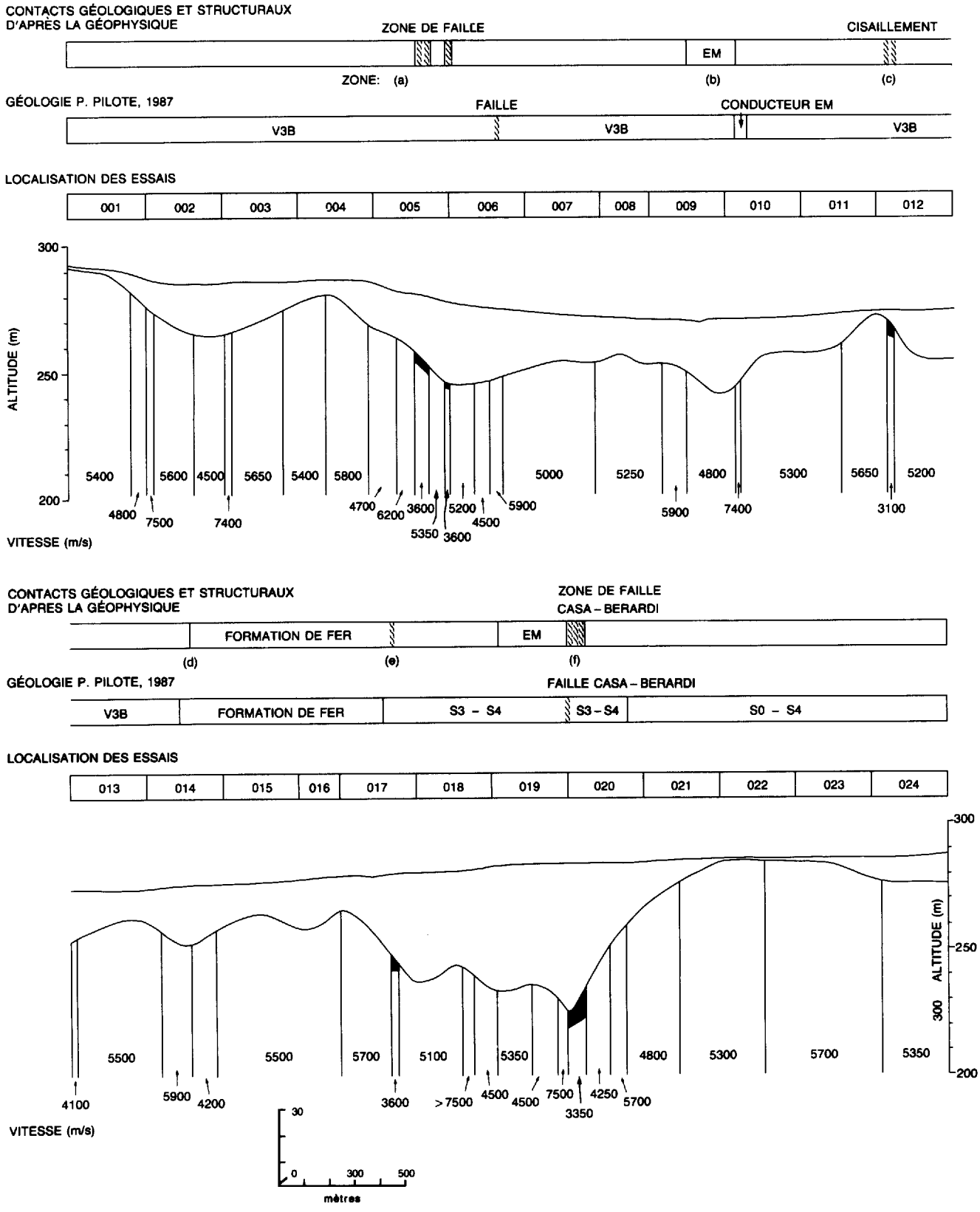


FIGURE 4 – Coupe et profil géophysique et géologique de la région de Casa-Berardi.

La connaissance géophysique du territoire québécois

François Dompierre[1]

Introduction

Le Québec est un très grand territoire (1,5 millions de kilomètres carrés, trois fois la superficie de la France) et il est compréhensible que l'on ait pensé très tôt à se servir de géophysique et principalement de géophysique aéroportée, pour en arriver à une connaissance rapide et exacte.

Plusieurs dizaines de millions de dollars ont été effectivement investis en travaux géophysiques au Québec, principalement par les gouvernements provincial et fédéral, et par les sociétés d'exploration minière. Qu'avons-nous appris? Quelles utilisations faisons-nous de cette connaissance géophysique du territoire? Voilà des questions que nous devrions nous poser constamment et qu'il importe d'examiner si l'on veut préparer adéquatement l'avenir.

L'ÉTAT DE LA CONNAISSANCE GÉOPHYSIQUE AU QUÉBEC

La connaissance géophysique est à la fois le processus d'acquisition et d'identification des données géophysiques et la compréhension qui en découle. C'est de toute évidence un processus continu; nous pouvons toutefois, pour fins d'illustration, le diviser en trois étapes majeures: le levé; l'interprétation géophysique; les études et synthèses géophysiques.

LE LEVÉ

L'étape du levé est constituée généralement par des lectures systématiques sur le terrain et par la production de cartes, qui illustrent un ou plusieurs des paramètres observés.

Nous décrivons brièvement ci-après la nature et l'étendue des principaux levés géophysiques réalisés au Québec dans les dernières quarante années.

On observe que la magnétométrie, la gravimétrie et l'électromagnétisme constituent les domaines géophysiques qui ont été le plus exploités par les gouvernements et l'industrie.

En 1947, le gouvernement fédéral entreprenait de couvrir systématiquement le Québec par des levés magnétiques à l'échelle du demi-mille au pouce. Le programme était terminé en 1982, soit 35 ans plus tard, dans le cadre de plusieurs ententes fédérales-provinciales. À l'exception de quelques cartes manquantes dans la région de l'île d'Anticosti et du golfe du St-Laurent, le territoire québécois est couvert et des cartes au 1:50 000 et 1:250 000 sont disponibles. Les données ont été recueillies à partir de lectures du champ magnétique total effectuées à une altitude de 300 m le long de lignes espacées de 800 m (Hood *et al.*, 1985).

En plus de ces levés systématiques, quelques levés magnétiques expérimentaux furent réalisés, entre autres:

- Un levé aéromagnétique à grande sensibilité dans les régions de Barraute et de la rivière Harricana;
- Un levé gradiométrique dans la région de Matagami (Boivin, 1987).

Il faut aussi noter qu'à l'occasion de levés électromagnétiques aériens de type INPUT, qui couvrent la majeure partie de l'Abitibi, le champ magnétique total fut mesuré à partir d'un magnétomètre « volant » à 125 m au-dessus du sol et le long de lignes espacées de 200 m, ce qui a donné des cartes magnétiques dont la résolution était meilleure que celle des cartes produites dans le cadre de la couverture magnétique systématique du Québec.

En ce qui concerne la gravimétrie, le Québec est couvert par une série de cartes des anomalies Bouguer au 1:100 000. L'intervalle entre les stations de mesures est de l'ordre de 10 km. Les données sont accessibles à la Base nationale de données gravimétriques à Ottawa (EMR, 1982). Des levés gravimétriques à une maille plus serrée furent réalisés par le MER-Mines dans les Appalaches, la partie occidentale de l'Abitibi et la partie sud de la Fosse du Labrador (Boivin, 1987).

L'électromagnétisme à des fins d'exploration minière constitue le champ d'activité géophysique le plus exploité par le gouvernement québécois. L'Abitibi minier a été couvert par des levés EM aéroportés de type INPUT et par quelques levés EM héliportés (figure 1). Les conducteurs identifiés par ces levés constituent des cibles précises pour les sociétés minières à la recherche de gisements de métaux de base et même de gisements aurifères associés à des minéralisations métalliques.

Le MER-Mines a eu aussi recours à des levés électromagnétiques héliportés pour l'exploration, entre autres territoires, d'une bonne partie des Appalaches et de certaines régions choisies de la Côte-Nord et de la Fosse du Labrador (Boivin, 1987). De plus, les gouvernements fédéral et provincial ont aussi effectué quelques levés radiométriques sur le territoire québécois.

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

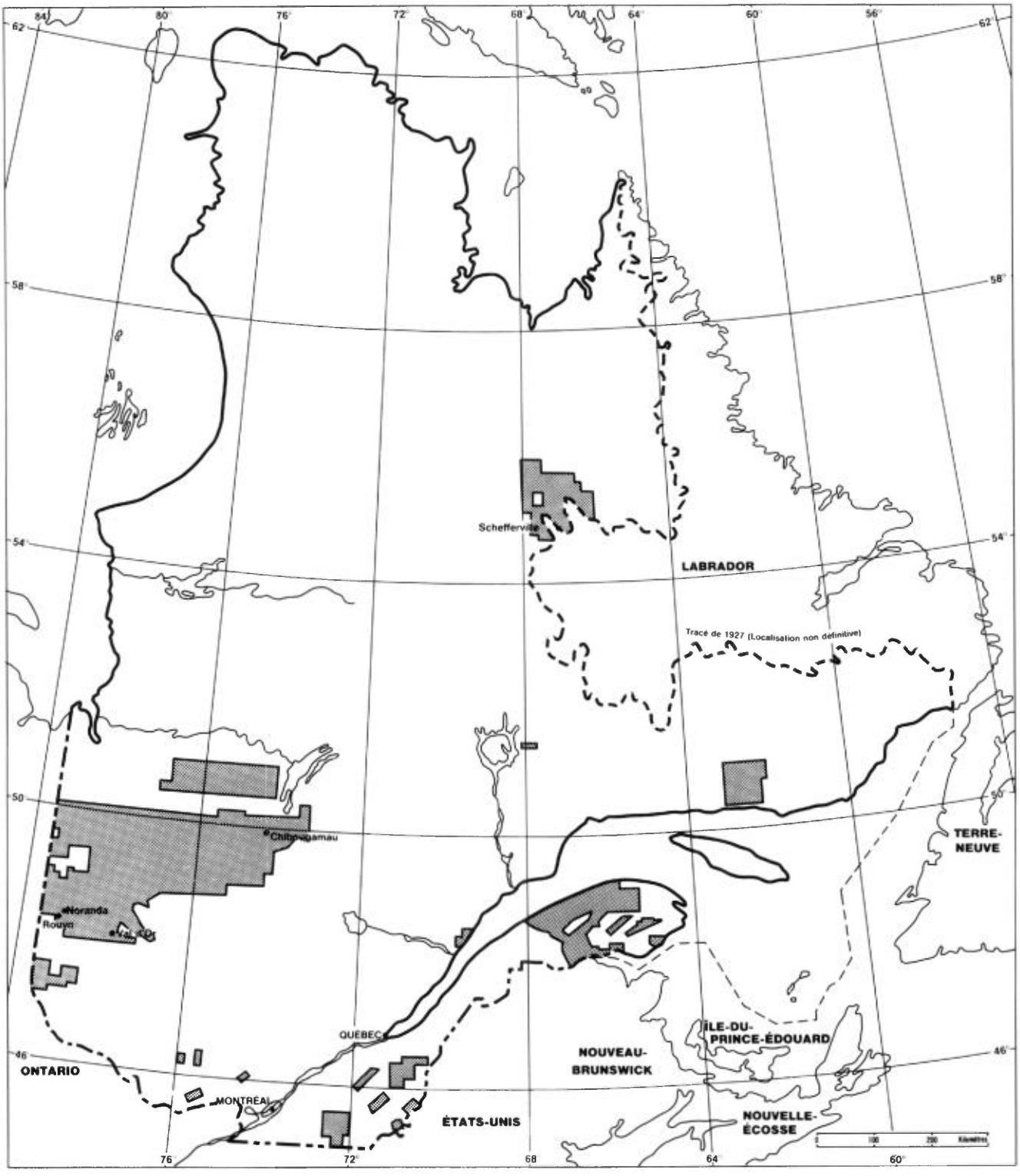


FIGURE 1 – Localisation des levés électromagnétiques aéroportés et héliportés au Québec.

L'INTERPRÉTATION GÉOPHYSIQUE

Les cartes produites directement à partir des levés géophysiques contiennent une bonne dose d'interprétation; cette interprétation est généralement le fait de normes établies et acceptées par la plupart des géophysiciens. On peut toutefois produire, à partir de données géophysiques digitalisées, une grande variété de cartes thématiques qui viennent s'ajouter à la panoplie du parfait explorateur minier.

L'interprétation géophysique sur une base systématique est relativement récente au Québec. Parmi les exemples les plus intéressants, on trouve:

- La série de cartes des anomalies magnétiques au 1:100 000, publiées par le gouvernement fédéral et qui couvre entièrement le Québec. Ces cartes furent compilées à partir des données recueillies au cours de levés du champ total (Dods *et al.*, 1985);
- Des cartes du gradient magnétique vertical calculé produites dans certains secteurs clefs du Supérieur, des Appalaches et du Grenville (figure 2). Elles sont comparables en qualité à celles du gradient magnétique vertical mesuré et peuvent s'y substituer (Boivin, 1987).

LES ÉTUDES ET SYNTHÈSES GÉOPHYSIQUES (figure 3)

Les données géophysiques en combinaison avec d'autres données peuvent avoir un champ d'application très large. Le fait que ces données soient irrécusables, systématiques et accessibles permet de les utiliser, entre autres choses, comme base des synthèses géologiques et des évaluations de potentiel minéral.

L'interprétation des données aéromagnétiques des Appalaches, des basses-terres du St-Laurent et d'une partie de la province du Grenville a été effectuée par les sociétés Lockwood (Lockwood, 1972) et Les Relevés géophysiques inc. (Les Relevés géophysiques inc. 1978, 1979) dans la décennie 70.

L'étude de Assad et Favini (1980) et de Assad, Marleau et Favini (1980), illustre très bien les possibilités que peuvent offrir les données géophysiques dans l'évaluation des ressources minérales. Les auteurs évaluent un tonnage potentiel de minerai de métaux de base en se basant principalement sur certaines relations empiriques qui existent entre la localisation et l'importance des gisements connus dans le Supérieur et certaines configurations des données gravimétriques, magnétiques et physiographiques.

Plusieurs études académiques à incidences régionales ont été réalisées sur le territoire québécois, en particulier dans la région minière abitibienne. Aucune étude n'a, à ma connaissance, traité du territoire québécois dans son entier.

Les utilisations de la connaissance

Nous avons brossé au chapitre précédent un portrait succinct des travaux géophysiques réalisés au Québec. On peut se demander jusqu'à quel point l'effort considérable consenti a porté fruit.

Nous savons pertinemment que les explorateurs miniers utilisent couramment dans leurs travaux les cartes magnétiques du champ total et les cartes électromagnétiques de type INPUT. On sait aussi que plusieurs découvertes de gisements de métaux de base à caractère économique ont été la conséquence directe de l'exploration d'anomalies de conductivité décelées par les levés INPUT effectués par le MER-Mines.

On sait encore que les cartes thématiques résultant du traitement des données géophysiques, en particulier celles du gradient magnétique calculé, sont recherchées par l'industrie minière, car elles permettent des corrélations fines si nécessaires dans la recherche de minéralisations aurifères.

Par contre, les données gravimétriques, ainsi que les grandes études du potentiel minéral sont peu utilisées par l'industrie minière. Il se pourrait simplement que les cibles générées par ces travaux ne sont pas assez précises pour l'exploration minière.

Le gouvernement québécois s'est servi de l'étude de Assad et Favini (1980) comme document de base dans la mise en oeuvre du *Plan quinquennal d'exploration minière du Nord-Ouest québécois*, élaboré pour pallier certaines lacunes dans les réserves de minerai de métaux de base de la province.

Les géologues du ministère de l'Energie et des Ressources commencent à entrevoir les possibilités immenses que peut leur offrir la géophysique dans leurs travaux. Je réfère ici à deux projets récents dans lesquels les données géophysiques ont constitué l'influence déterminante: les projets Harricana-Grasset et Grandes-Bergeronnes – Les Escoumins (figure 4).

Le projet Harricana-Grasset, élaboré à la Direction de la recherche géologique du MER, est un projet d'un type nouveau qui doit durer trois années et qui a débuté à l'été 85. Il s'agit essentiellement d'un programme d'acquisition accélérée de connaissances géoscientifiques dans une région, d'une superficie d'environ 4000 km^2, sise à l'ouest de Matagami. Le territoire est marécageux et les affleurements sont peu nombreux et répartis de façon très inégale de sorte que l'interprétation géologique y est très déficiente. Par contre, la couverture géophysique est excellente; elle comprend des levés magnétiques au 1:50 000, des levés INPUT et magnétiques au 1:20 000 et des levés gradiométriques au 1:50 000. En utilisant à bon escient l'information géophysique disponible du MER de nouvelles cartes géologiques ont été produites. Des campagnes de cartographie géologiques ont suivi dans les années 85 et 86 et 87, ainsi que des levés sismiques en 86 et 87. Le projet Harricana-Grasset est maintenant au stade du forage stratigraphique.

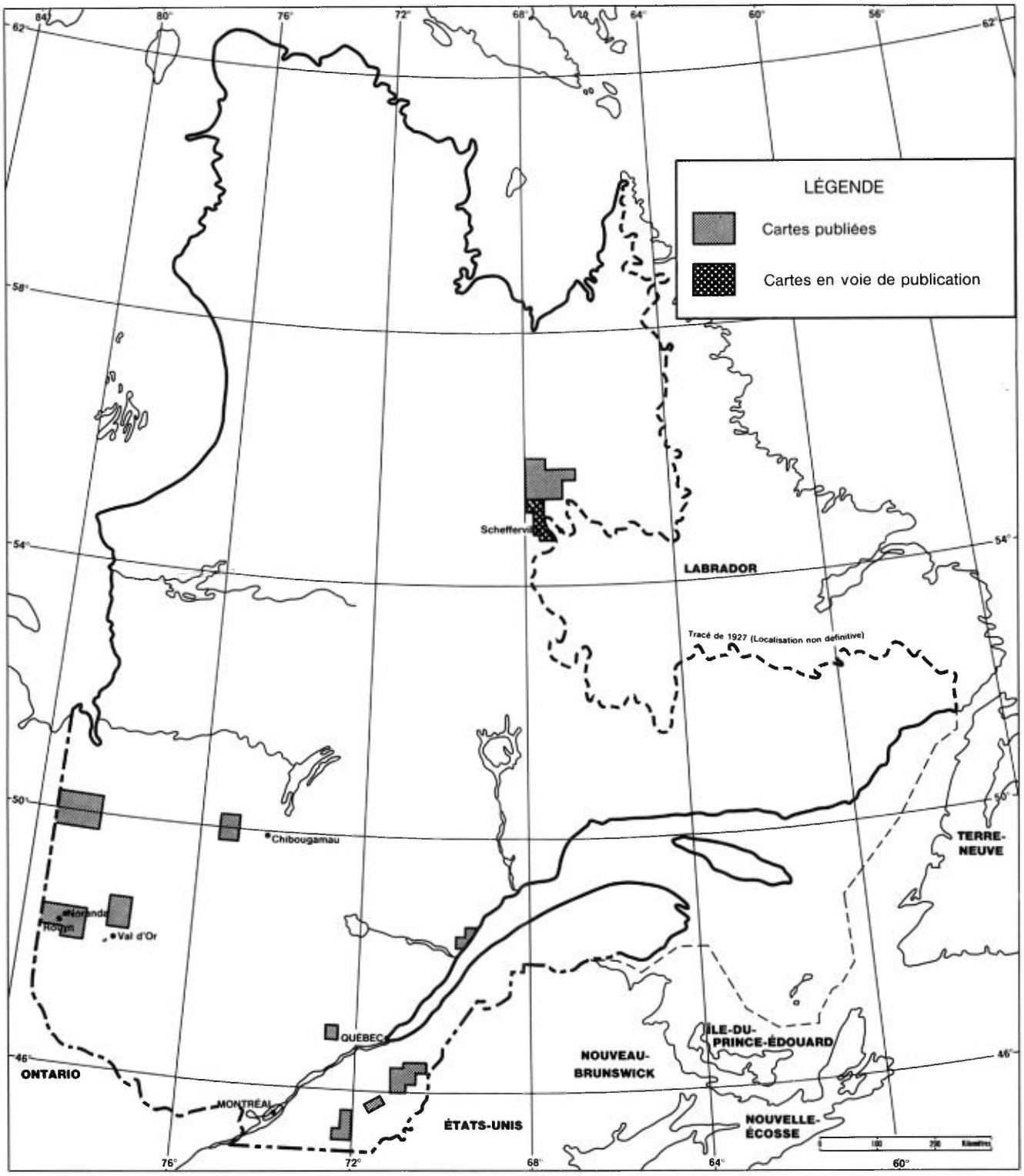


FIGURE 2 – Localisation des cartes du gradient magnétique vertical calculé au Québec.

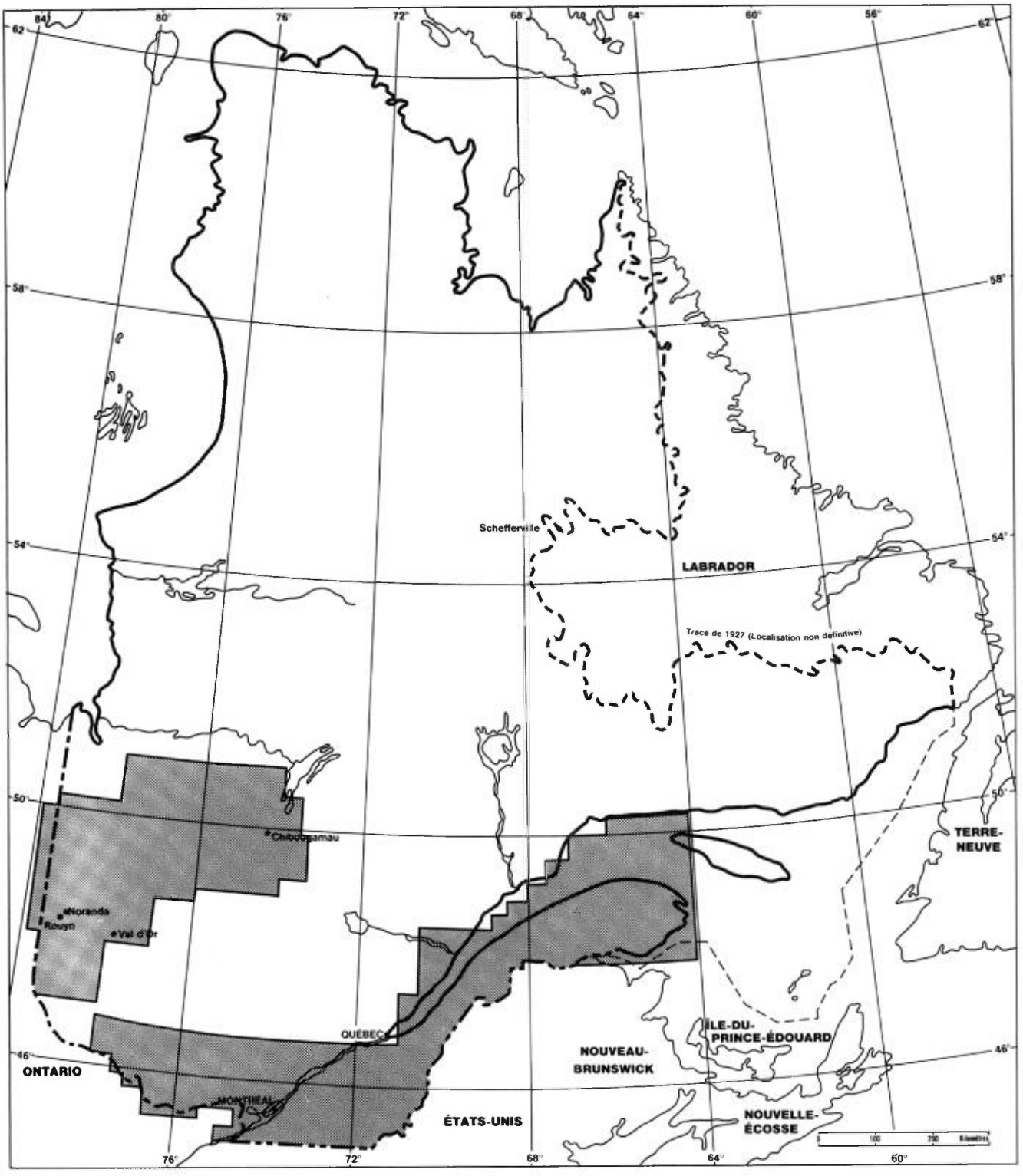


FIGURE 3 – Localisation des études et synthèses réalisées par le MER-Mines au Québec.

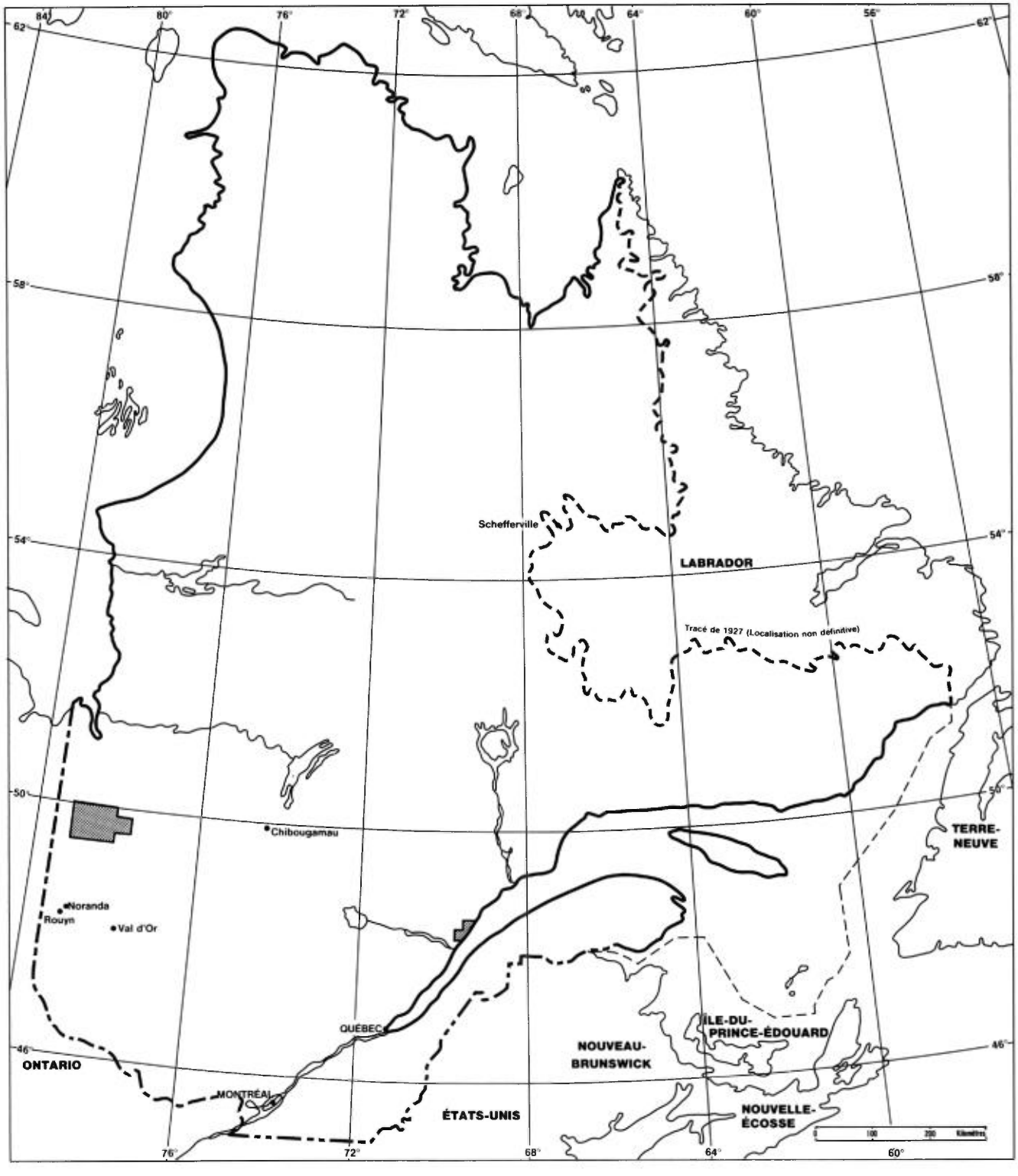


FIGURE 4 – Localisation des projets Harricana-Grasset et Grandes-Bergeronnes – Escoumins.

Dans le cas de la région de Grandes-Bergeronnes – Les Escoumins, une carte du gradient magnétique calculé (ACSI Géoscience inc., 1987), dressée alors que le rapport sur la plus grande partie de celle-ci (Rondot, 1986) était sous presse, s'est révélé un outil précieux pour comprendre la géologie et préciser les différentes formations. Le géologue Rondot et le géophysicien Dion ont d'ailleurs combiné leurs connaissances respectives pour produire une nouvelle interprétation de la région en question (Rondot et Dion, 1987). On peut voir sur les cartes du gradient magnétique calculé jusqu'à quel point le traitement de données géophysiques peut simplifier (et quelquefois compliquer) la tâche du géologue qui cartographie des régions difficiles comme celles que l'on trouve dans le Grenville.

Perspectives d'avenir

Les données géologiques, bien que fondamentales et nécessaires, sont tirées de l'observation directe d'une portion infime du territoire (en général moins que 5 %) et sont souvent entachées de l'esprit de système. Les données géochimiques, bien que beaucoup plus systématiques que les données géologiques, ne sont pas disponibles à la grandeur du territoire et les techniques employées varient d'une partie du Québec à l'autre.

Les données de télédétection et celles résultant de levés géophysiques aériens sont les seules données systématiques irrécusables et digitalisées disponibles à la grandeur du territoire québécois. Je prévois une utilisation de plus en plus intense de ces données dans un avenir immédiat soit à des fins d'exploration minière, soit pour améliorer la connaissance géoscientifique du territoire, soit pour servir de base à des évaluations de potentiel minéral.

Le MER-Mines est présentement dans la phase d'élaboration d'une banque de données géophysiques. L'ajout d'équipements performants de traitement de données est en cours. Le nombre de produits qui pourraient aider l'industrie minière et qui pourraient être tirés du traitement de données géophysiques défie l'imagination. Mentionnons pour fins d'illustration certains produits non disponibles au Québec:

- cartes de dérivée seconde du champ magnétique;
- cartes de susceptibilité magnétique apparente;
- cartes de résistivité;
- cartes d'épaisseur de mort-terrain;
- cartes de relief magnétique;
- etc.

L'intégration des données géoscientifiques de toute nature (géologie, géochimie, géophysique, télédétection, gîtologie) présente le défi le plus important pour la connaissance du territoire québécois et c'est dans ce domaine que la géophysique et les géophysiciens sont appelés à jouer un rôle majeur. Plusieurs études fondamentales sont maintenant possibles, grâce aux données géophysiques digitalisées disponibles et aux techniques informatiques courantes, entre autres:

- Interprétation géologique des données gravimétriques et magnétiques du Québec;
- Évaluation des ressources du territoire du Nouveau-Québec à partir de l'interprétation des données magnétiques;
- Significations géologiques des anomalies régionales de gavité de la province du Grenville.

Sommaire et conclusions

Le Québec a été couvert de façon systématique par des levés magnétiques et gravimétriques. L'Abitibi minier, ainsi qu'une bonne partie de la Fosse du Labrador et des Appalaches ont été explorés systématiquement par des levés électromagnétiques aéroportés et héliportés.

L'utilisation des cartes géophysiques thématiques, dérivées du traitement des données géophysiques, commence au Québec. Quelques études intégrées utilisant les données géoscientifiques ont été effectuées sur certaines portions du territoire québécois.

Étant donné le vaste potentiel des données géophysiques, on devrait assister à un bourgeonnement de cartes et d'études qui ont pour objet de fournir des cibles à l'exploration minière, des guides et des contrôles à la connaissance géologique du territoire et des évaluations systématiques des ressources minérales québécoises.

Références

ACSI GÉOSCIENCE INC., 1987 – Traitement des données géophysiques (aéromagnétiques) – Région de Grandes-Bergeronnes. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-07.

ASSAD, R. – FAVINI, G., 1980 – Prévisions de minerai cupro-zincifère dans le nord-ouest québécois – Établissement et répartition. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-670.

ASSAD, R. – MARLEAU, R.A. – FAVINI, G., 1980 – Prévisions de minerai cupro-zincifère dans le Nord-Ouest québécois – carte à l'échelle de 1:10 000. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-671.

BOIVIN, R., 1987 – Répertoire des travaux de géophysique du MER (octobre 86). Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DV 86-15.

DODS, S.D. – TESKEY, D.J. – HOOD, P.J., 1985 – The new series of 1:1 000 000 – scale magnetic anomaly maps of the Geological Survey of Canada; Compilation techniques and interpretation. Society of Exploration Geophysicists (The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly maps).

EMR, 1982 – Base nationale de données gravimétriques. Dépliant du Service d'information, Division de la gravité, géothermie et géodynamique, Energie, Mines et Ressources Canada.

HOOD, P.J. – McGRATH, P.H. – TESKEY, D.J., 1985 – Evolution of Geological Survey of Canada magnetic anomaly maps; A canadian perspective – Society of Exploration Geophysicists (The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly maps.

LES RELEVÉS GÉOPHYSIQUES INC., 1978 – Interprétation des données aéromagnétiques dans la région de Beauce-Charlevoix. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP-557.

_____, 1979 – Interprétation des données aéromagnétiques dans la partie sud du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-709.

LOCKWOOD CONSULTANTS LTD, 1972 – Interprétation des données aéromagnétiques de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-77.

RONDOT, J., 1986 – Géologie de la région de Forestville – Les Escoumins. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 85-05.

RONDOT, J. – DION, D.-J., 1987 – Géologie de la région de Grandes-Bergeronnes – Les Escoumins. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DP 86-13.

Application de la télédétection à la géologie

Michel Rheault et Réjean Simard[1]

Introduction

De façon générale, un programme d'exploration géologique s'amorce par la définition des objectifs visés et la planification de la démarche à suivre. L'information recherchée, qu'elle soit de nature régionale ou détaillée, dicte les outils à utiliser afin d'optimiser le cheminement à suivre.

La télédétection représente un de ces outils. Utilisée de façon analogique ou numérique, elle permet d'orienter un levé géologique à être conduit ou d'appuyer un modèle géologique existant. Toutefois, son recours sera justifié si elle fournit l'information recherchée ou toute information complémentaire à celle-ci.

Capacités de la télédédection

Pour déterminer les capacités de la télédétection à répondre aux besoins des utilisateurs, il est nécessaire de trouver une réponse à deux questions fondamentales:

- Quelles sont les caractéristiques des données disponibles?
- L'information géologique recherchée est-elle perceptible sur les données?

Il n'est certainement pas possible de trouver des réponses définitives à ces questions. Tenter d'y répondre peut toutefois permettre de mieux comprendre les facteurs pouvant limiter le potentiel de la télédétection.

(1) DIGIM (1983) inc.

CARACTÉRISTIQUES DES DONNÉES DE TÉLÉDÉTECTION

Les données fournies par les satellites de télédétection Landsat (Southworth, 1985) et SPOT (CNES, 1982) sont le plus couramment utilisées à l'intérieur de programmes d'exploration géologique (voir tableau 1). Acquises à l'aide de capteurs électriques opérant à plus de 800 km d'altitude, ces données sont distribuées sur support analogique (film, papier) ou numérique (ruban magnétique, disquette).

Le choix du type de données à utiliser repose, entre autres choses, sur les résolutions spatiales et spectrales du capteur répondant à l'échelle à laquelle le programme d'exploration est conduit. Les données Landsat MSS, Landsat TM et SPOT se prêtent bien à des analyses aux échelles de 1:250 000, 1:100 000 et 1:50 000 respectivement.

CARACTÉRISTIQUES DE L'INFORMATION RECHERCHÉE

De façon générale, l'information recherchée se divise en deux catégories: lithologique et structurale. Elles se manifeste différemment selon la physiographie du territoire et le type de climat ambiant.

En milieu aride, l'énergie mesurée par satellite peut refléter directement la composition chimique des unités lithologiques (Sultan *et al.*, 1986). En milieu à forte

TABLEAU 1 – Caractéristiques des capteurs MSS et TM de Landsat et HRV de POT

	Landsat MSS	Landsat TM	SPOT HRV (multibande)	SPOT HRV (panchro.)
Altitude	919 km		832 km	
Couverture latérale	185 km sur 185 km		60 km sur 60 km	
Résolutions spatiales	80 m	30 m	20 m	10 m
Résolutions spectrales (um)	MSS4: 0,5 à 0,6 MSS5: 0,6 à 0,7 MSS6: 0,7 à 0,8 MSS7: 0,8 à 1.1	TM1: 0,45 à 0,52 TM2: 0,52 à 0,60 TM3: 0,63 à 0,69 TM4: 0,76 à 0,90 TM5: 1,55 à 1,75 TM6: 10,4 à 12,5 TM7: 2,08 à 2,35	XS1: 0,50 à 0,59 XS2: 0,61 à 0,68 XS3: 0,79 à 0,89	P: 0,51 à 0,73

couverture végétale, elle peut refléter un type de végétation indicateur d'un type de lithologie ou d'altération d'intérêt économique (Collins *et al.*, 1983). Le climat joue donc un rôle déterminant dans l'analyse lithologique.

L'information de nature structurale est généralement reliée à des contrastes entre différents phénomènes de surface, à l'hydrographie ou à l'effet topographique (Gold et Parisek, 1976). L'analyse structurale peut dont être réalisée indépendamment du type de climat ambiant.

Exemples d'applications géologiques

ANALYSE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURALE, MALI

La figure 1 illustre un composé couleur Landsat MSS4, 5 et 7, en bleu, vert et rouge respectivement, d'un territoire semi-aride. Les teintes dominantes bleutées suggèrent une bande d'absorption significative dans le canal MSS7, caractéristique d'unités lithologiques de composition basique (Hunt *et al.*, 1974). Des unités mafiques ayant déjà été reconnues sur ce territoire (voir A), ces plages bleu foncé (voir 1) et bleu clair (voir 2) sont donc susceptibles de refléter également d'autres lithologies mafiques d'intérêt économique inconnues jusqu'à maintenant.

Une meilleure compréhension de la géologie structurale peut également appuyer un programme d'exploration géologique. La figure 2 illustre deux composés couleurs d'images Landsat MSS rehaussées à des fins d'analyse structurale. La figure 3 illustre les résultats de l'interprétation structurale. Les résultats de ce type d'analyse permettent, d'une part, d'identifier des zones de failles probables (voir AA, BB, CC) et des systèmes de fractures associés et, d'autre part, de localiser des zones d'exploration géologique plus favorables.

ANALYSE STRUCTURALE, NOUVELLE-ÉCOSSE

Sur des territoires à forte couverture végétale et à géologie relativement bien connue, les données de télédétection peuvent s'avérer significatives pour des reconnaissances géologiques. De plus, des données géoscientifiques d'autres sources (géophysique, géochimie, etc.) permettent d'identifier les sites où la corrélation est la plus élevée entre les données de télédétection et un paramètre ou une combinaison de ces paramètres géoscientifiques.

La figure 4 illustre une image Landsat TM d'un territoire en Nouvelle-Écosse et la figure 5, un stéréocouple du gradient vertical du champ magnétique de ce même territoire; l'image et le stéréocouple sont utilisés à des fins d'analyse structurale. Certaines structures linéaires interprétées d'après les données magnétiques sont observées au voisinage ou dans le prolongement de celles interprétées d'après les données de télédétection. Ces sites de failles probables représentent donc des priorités de vérification de terrain.

ANALYSE STRUCTURALE, KANANASKIS VALLEY (ALBERTA)

Sur un territoire à fort relief, l'intégration de modèles numériques de terrain à des images de télédétection permet de produire des images composites complexes utiles pour l'interprétation ou la reconnaissance géologique.

La figure 6 illustre la simulation d'une vue en perspective d'une image Landsat TM3 d'un territoire dans les Rocheuses canadiennes avec structure géologique superposée (Simard *et al.*, 1986). Ce type d'image produit une vue de la topographie similaire à celle obtenue à bord d'un avion. Il permet également à l'observateur d'obtenir une pseudocoupe géologique et d'étudier ainsi la corrélation entre les failles existantes et les phénomènes reliés à la végétation, au drainage et à la topographie.

Conclusions

En somme, à l'intérieur d'un programme d'exploration géologique, les données de télédétection représentent un des nombreux paramètres géoscientifiques à analyser. Qu'elle précède ou qu'elle suive le levé de terrain, cette analyse, qui implique des coûts très variables selon les techniques utilisées, peut s'avérer très bénéfique.

Qu'ils découlent d'analyse à des fins géologiques ou logistiques, les bénéfices directs encourus sont généralement difficiles à estimer. L'acquisition d'images spatiales sur support analogique peut être faite à des coûts unitaires variant de 350 $ à 1 000 $ selon les caractéristiques des données. L'information géologique que peuvent fournir ces données permet au personnel géoscientifique d'apporter des arguments additionnels qui valident davantage son modèle géologique. L'analyse numérique, réalisée à des coûts de 5 000 $ et plus selon la superficie couverte et le nombre de données intégrées, fournit plus de précision et plus de possibilités à cause des techniques informatiques disponibles. Sa contribution peut s'avérer très significative dans la découverte d'indices minéralisés, plus particulièrement en terme de gain de temps.

Dès le début des années 70, les géologues ont saisi l'importance de l'analyse régionale d'images Landsat MSS. Aujourd'hui, la haute résolution des données actuellement disponibles permet des analyses détaillées répondant mieux aux besoins de l'exploration minière. Dans les années à venir, le recours aux données de télédétection sera nécessaire. Utilisées à des fins d'analyse ou de référence spatiale, ces données ajoutent une nouvelle dimension à l'exploration géologique.

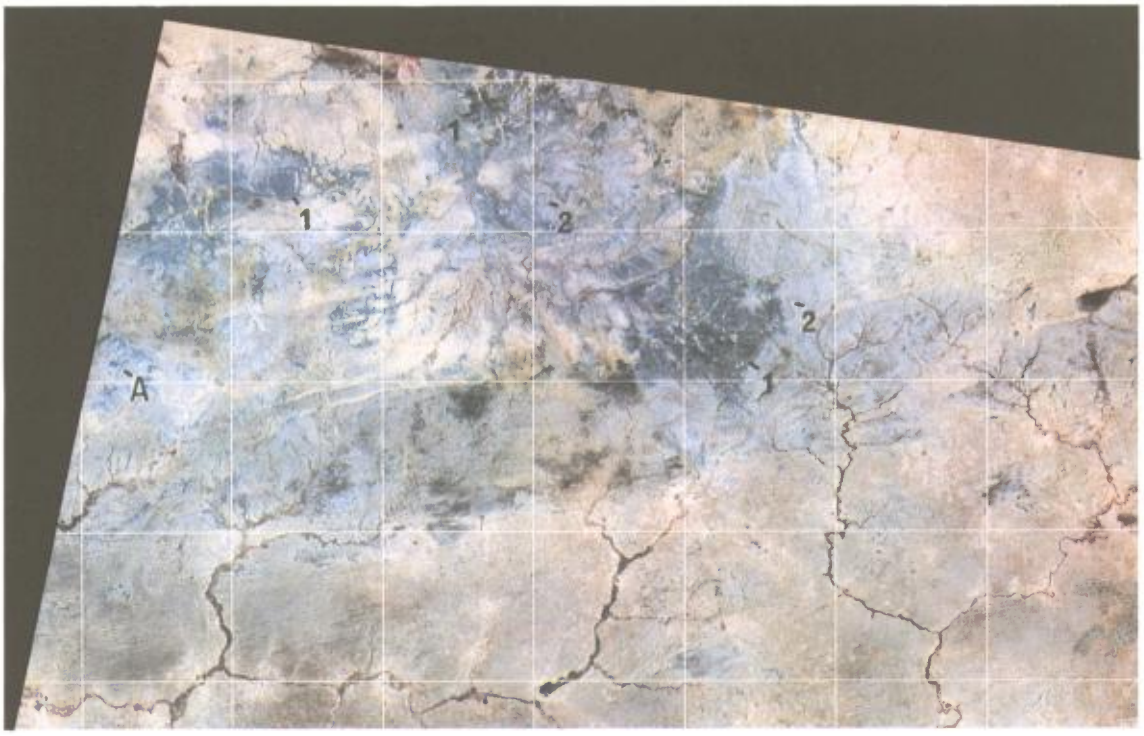


FIGURE 1 – Composé couleur Landsat MSS4, 5 et 7 en bleu, vert et rouge. Mali (1:500 000).

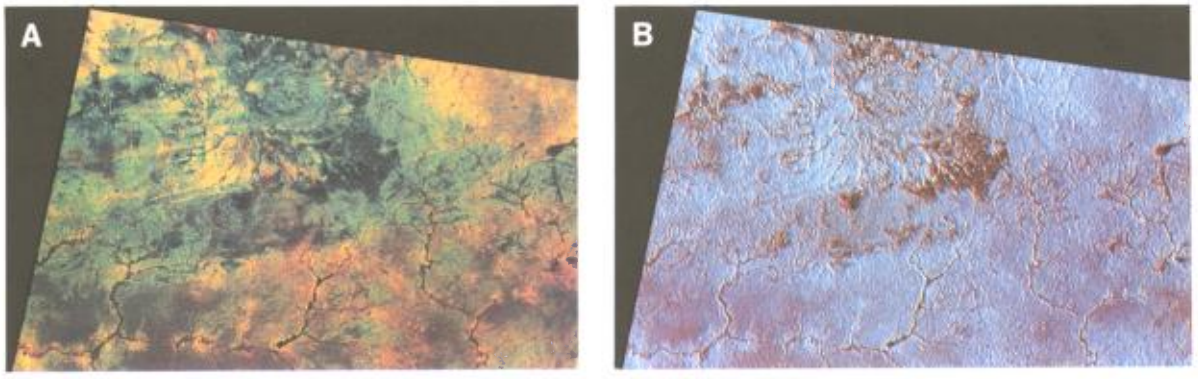


FIGURE 2 – Images Landsat MSS rehaussées. Mali (1:1 000 000).
A – Analyse des composantes principales;
B – Filtrage spatial.

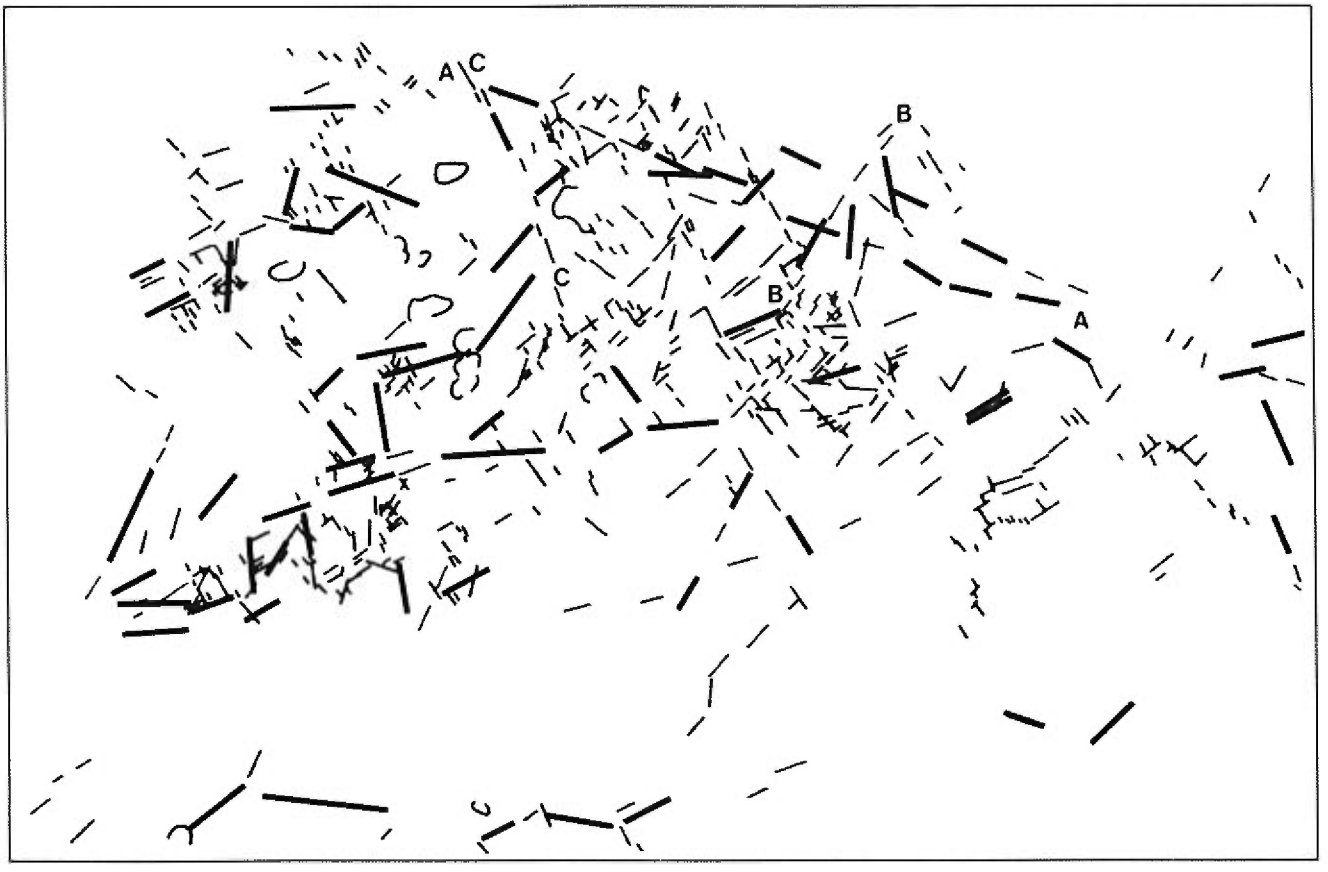


FIGURE 3 – Résultats d'analyse structurale. MALI (1:500 000)

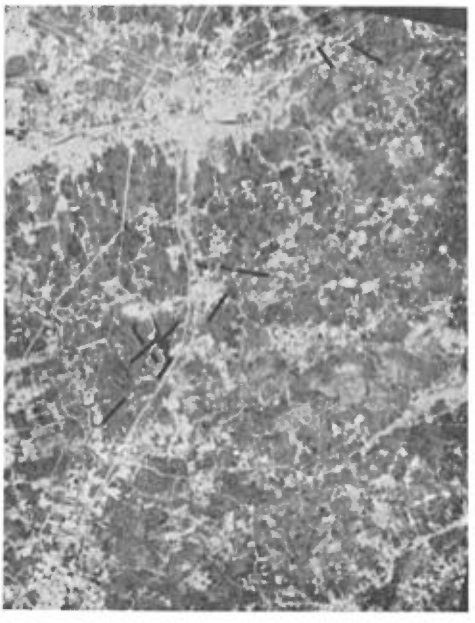


FIGURE 4 – Deuxième composante principale Landsat TM. Nouvelle–Écosse. (1:600 000).

Références

CNES, 1982 – SPOT satellite-Based Remote Sensing System. CNES; Toulouse, France, 15 pages.

COLLINS, W., – CHANG, S. – RAINES, G. – CANNEY, F. – ASHLEY, R., 1983 – Airborne biogeophysical mapping of hidden mineral deposits. Economic Geology; volume 78, pages 737-749.

GOLD, D.P. – PARISEK, R.R., 1986 – A study of lineaments, fracture traces and joints in Pennsylvania. Proceedings of the 2th international conference on new bassin tectonics; Newmark, Delaware, page 142.

HUNT, G.R. – SALISBURY, J.W. – Lenhoff, C.J. – Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. *IN* Basic and ultrabasic rocks. Modern Geology ; volume 5, pages 15-22.

SIMARD, R. – SLANEY, R., 1986 – Digital terrain model and image integration for geologic interpretation. Proceedings of fifth Thematic Conference on R.S. for Exploration Geology ; Reno, Nevada.

SOUTHWORTH, C.S., 1985 – Characteristics and availability of data from earth – imaging satellites. U.S. Geological Survey; Bulletin 1631, 102 pages.

SULTAN, M., – ARVIDSON, R.E. – STURCHIO, N.C., 1986 – Mapping of serpentinites in the eastern desert of Egypt by using thematic mapper data. Geology ; volume 14, pages 995-999.

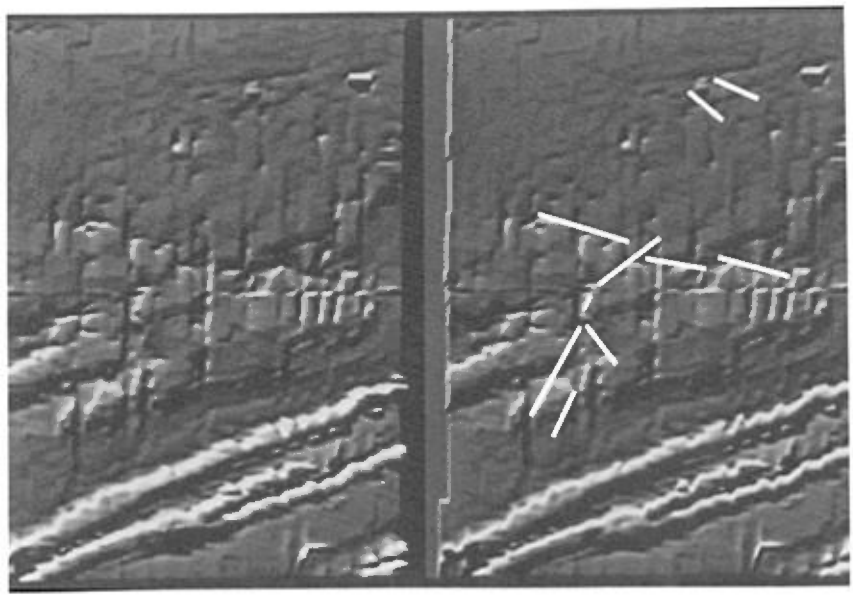


FIGURE 5 – Stéréocouple du gradient vertical du champ magnétique. Nouvelle-Écosse. (1:600 000).

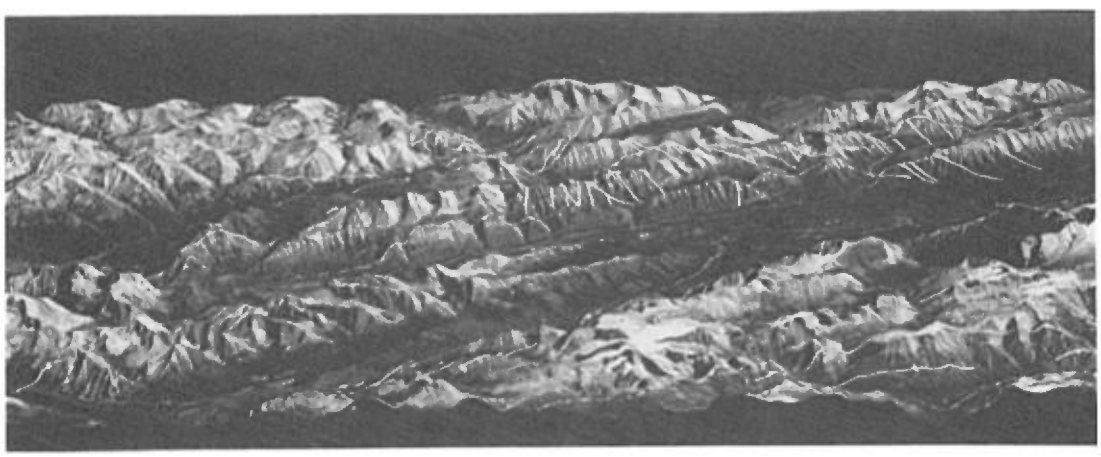


FIGURE 6 – Simulation d'une vue en perspective d'une image Landsat TM3 avec structure géologique superposée. Kananaskis Valley (Alberta).

Métallogénie

Métallogénie des gîtes de sulfures du nord de la Fosse du Labrador

Robert Wares[1]

Le nord de la Fosse du Labrador, soit la région au nord du 57ième parallèle, comprend plus de 70 indices et environ 10 gîtes de métaux usuels et précieux. La majorité de ces minéralisations est située dans la partie est de la Fosse, une zone allochtone volcano-sédimentaire qui est fortement plissée et imbriquée. La stratigraphie de cette zone inclut la dolomie d'Abner à la base, la Formation de Baby et les basaltes tholéiitiques de la Formation d'Hellancourt au sommet. La Formation de Baby est surtout caractérisée par des turbidites, représentant probablement un milieu de sédimentation en pente continentale. Le membre médian de cette formation est une formation de fer qui constitue un horizon repère d'importance régionale. Toutes ces formations sont envahies par de nombreux filons-couches de gabbro (Groupe de Montagnais). Ces gabbros présentent aussi une signature tholéiitique et ils sont en partie contemporains des basaltes d'Hellancourt.

Les minéralisations de sulfures dans cette partie de la Fosse peuvent être classées selon au moins cinq types (figure 1):

- Minéralisation de sulfures massifs syngénétiques (Cu-Zn-Pb-Au-Ag) logée dans la formation de fer de Baby (Soucy 1, zones « A » et « D » ; Prud'homme 1; Koke; Kan;
- Minéralisation de sulfures massifs syngénétiques (Fe) logée dans les ardoises noires graphiteuses du Baby supérieur (Partington 1);
- Minéralisation de Cu-Ni (± EGP) logée dans les gabbros glomérophyriques et les pyroxénites associées (Soucy 1, zone « C »; Leslie 2; Erickson 1 et 8; Prud'homme 2 et 3; Hopes Advance 1 et 3; Connally);
- Minéralisation de Cu-Ni (± EGP) logée dans les zones de gabbro pegmatitique des filons-couches lités mafiques-ultramafiques (indices des lacs Lafortune et St-Pierre);
- Minéralisation polymétallique (Cu, Ni, Zn, Pb, Fe, Au, Ag) discordante, logée dans une variété de lithologies et remobilisée par processus dynamométamorphiques, souvent le long des zones de failles (« prospect » St-Pierre; Lac Pio; Chrysler 2).

Les gîtes sont tous déformés (orogénie hudsonienne). Les roches hôtes ont connu trois phases importantes de déformation: en général, elles présentent des assemblages métamorphiques au faciès des schistes verts.

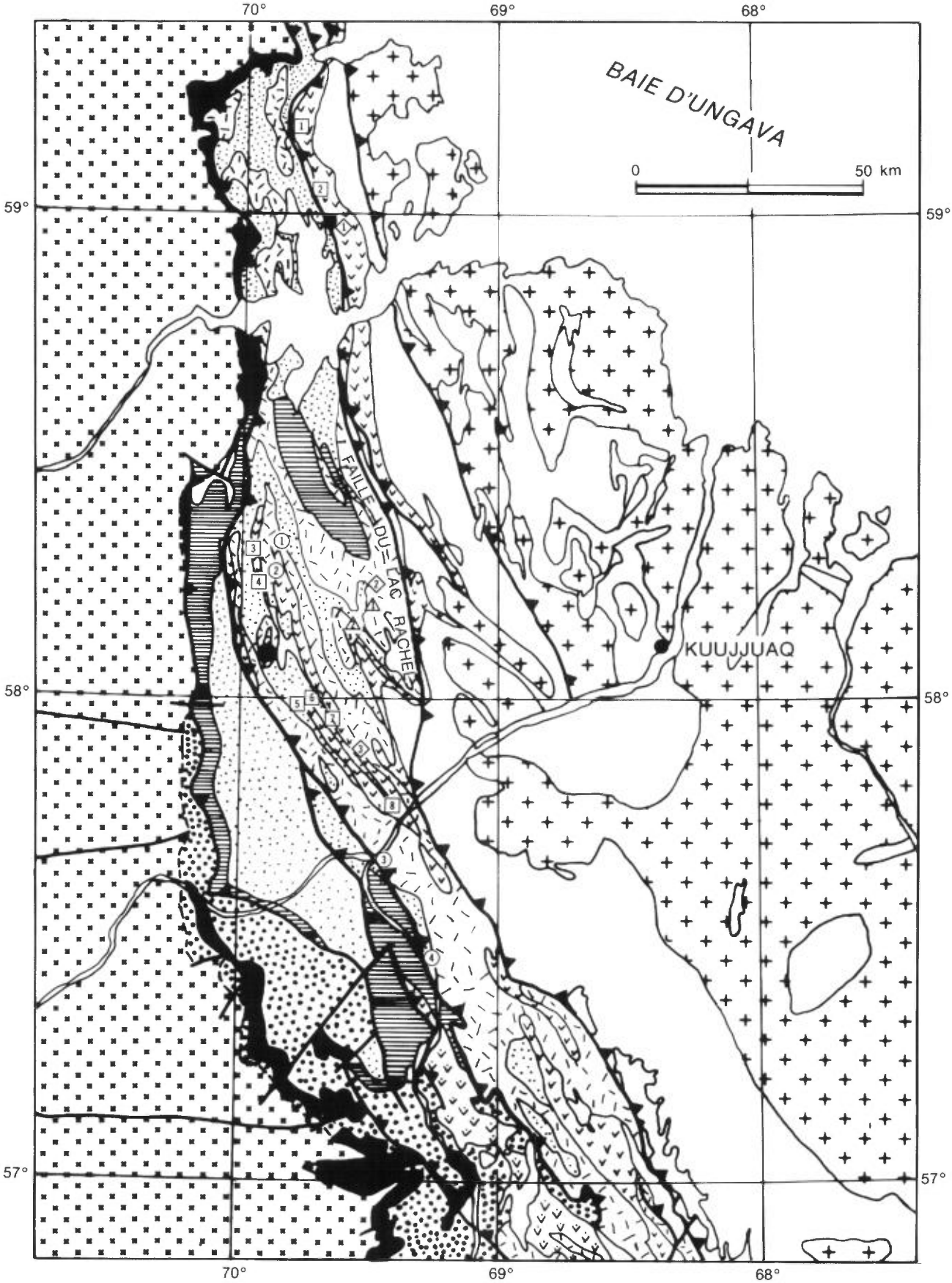
Nous avons déterminé que les gîtes Koke et Soucy 1 (zones « A » et « D ») sont constitués de sulfures massifs polymétalliques (type 1). Ils sont concordants, stratiformes et syngénétiques et sont logés dans la formation de fer de Baby. Le gîte Prud'homme 1 (zone « sud ») est logé entre des filons-couches de gabbros, mais nous lui assignons une origine semblable à celle des autres amas de sulfures massifs.

Le gîte Soucy 1 (zones « A » et « D ») comprend surtout une minéralisation de Cu et de Zn. Ces zones sont contiguës et sont logées dans le flanc supérieur d'un synclinal P1 qui a été repris par des plis P3. La stratigraphie est donc localement inversée, mais la déformation est relativement faible: on reconnaît une cheminée d'altération au-dessous du gîte ainsi que des textures sédimentaires primaires dans les sulfures massifs. Le gîte Prud'homme 1 (zone sud) présente des textures et une composition géochimique semblables à celles du gîte Soucy 1, quoique la stratigraphie locale n'a pas été préservée en raison de la mise en place des filons-couches de gabbro. À l'est, le contact du gîte avec le gabbro est concordant, tandis que le contact ouest est une faille de chevauchement qui a produit un cisaillement intense, mais local, de l'amas de sulfures massifs.

Le gîte Koke est surtout enrichi en Zn et en Pb. Il est fortement déformé, étant logé dans la charnière d'un synclinal isoclinal P1, repris par des plis P2. Des métabasaltes et des chert carbonatés sont sous-jacents au gîte; cependant, l'amas de sulfures est complètement recristallisé et ne présente aucune texture primaire.

Le gîte Partington 1 comprend une minéralisation massive et syngénétique de sulfures de fer (type 2). Ce gîte est concordant et stratiforme: il consiste en un horizon continu quasi-horizontal d'au moins 2 m d'épaisseur et d'une superficie probable de plus de 5 km^2. Il est logé dans un bassin structural (P2-P3 ?), à l'intérieur d'une unité de mudstone noir qui caractérise, localement, le contact entre le Baby supérieur et les basaltes de la Formation d'Hellancourt. L'horizon minéralisé comprend un mudstone noir pyriteux à la base; ce mudstone devient plus pyriteux, produisant dans la partie médiane de l'horizon un niveau de pyrite aphanitique bien lité. Ces lithologies sont peu déformées et présentent des textures sédimentaires primaires. Une zone de pyrrhotine massive bréchifiée, d'une épaisseur d'environ 0,5 m, caractérise le niveau supérieur de l'horizon minéralisé, puisque le contact supérieur est une faille de chevauchement.

(1) Institut de recherche en exploration minérale


70°
69°
68°
59°
58°
57°
BAIE D'UNGAVA
0
50 km
FAILLE DU LAC RACHEL
KUUJJUAQ

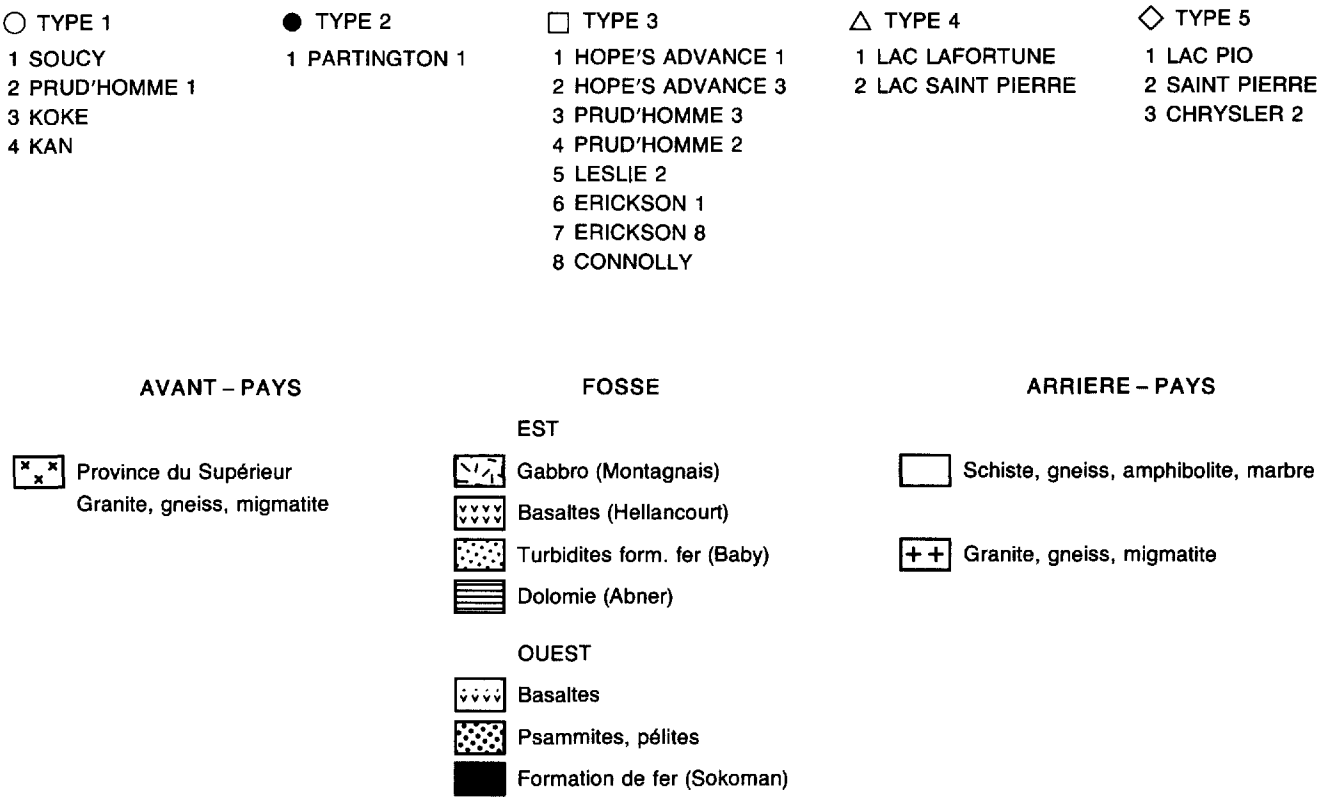


FIGURE 1 – Géologie générale du nord de la Fosse du Labrador et localisation des principaux gîtes et indices de sulfures.

Les gîtes Soucy 1 (zone « C »), Erickson 1 et Leslie 2 comprennent une minéralisation en Cu-Ni logée dans des filons-couches de gabbro glomérophyrique différencié (type 3). Les horizons glomérophyriques sont surtout concentrés au centre de filons-couches, les bordures étant généralement aphyriques. La minéralisation est le plus souvent logée près de la base des horizons glomérophyriques. On note aussi une unité basale de pyroxénite associée aux gisements; cette unité est parfois minéralisée, surtout en bordure des failles de chevauchement. Les sulfures reposent dans la matrice surtout, et les textures font croire à une ségrégation magmatique partiellement remobilisée lors de la déformation. Les études pétrologiques nous amènent à conclure que ces gabbros sont le résultat d'une contamination d'un magma par une croûte siliceuse et sulfurée, et qu'un fractionnement lent du plagioclase dans une chambre magmatique statique a généré les glomérophénocristaux, qui ont ensuite été entraînés comme xénocristaux dans un magma gabbroïque plus évolué. Nous pensons que ce processus de contamination et, suite à la mise en place du filon-couche, de différenciation *in situ* sont responsables de la formation d'un liquide sulfuré immiscible et de la minéralisation.

L'analyse de tous les échantillons minéralisés a résulté en la découverte d'un potentiel en EGP dans un indice de Cu-Ni (type 4). Deux échantillons prélevés au hasard dans l'indice du lac Lafortune ont titré, en moyenne, 2,00 % Cu, 0,11 Ni %, 2,45 g/t Pd et 4,6 g/t Pt (analyses vérifiées). Ces valeurs proviennent d'un petit amas de sulfures disséminés (Cp-Po), logé dans un filon-couche lité de gabbro, de pyroxénite et de péridotite aphyrique. Le filon-couche a au moins 200 m d'épaisseur, et la zone minéralisée se trouve dans un horizon de gabbro pegmatitique.

Le « prospect » St-Pierre (type 5) comprend, en surface, un petit amas de sulfures massifs enrichi en métaux usuels et précieux (2,66 % Cu, 7,08 % Zn, 8,24 % Pb, 255,6 g/t Ag et 151,9 g/t Au sur 71 cm; Wares *et al.*, 1987). Il est logé dans des mudstones du Baby inférieur; c'est le plus déformé des indices étudiés. Les sulfures sont complètement recristallisés et l'indice présente des aspects épigénétiques, tels des textures discordantes et une zone d'altération entourant l'amas de sulfures. Celui-ci a été entraîné dans une zone de cisaillement senestre (D3 ou plus jeune) et a probablement été boudiné et détaché d'un amas plus important, présumément un autre gîte de sulfures massifs syngénétiques.

Les études des rapports métallifères des minéralisations polymétalliques logées dans les roches sédimentaires (types 1 et 5) indiquent une relation entre ces rapports et le degré de déformation. En allant du gîte le moins déformé (Soucy « A ») à l'indice le plus déformé (St-Pierre), on note une baisse apparente du volume de la minéralisation, une augmentation des teneurs absolues en métaux usuels et précieux, une perte de fer et une baisse du rapport Cu/Cu + Zn + Pb. Ces phénomènes peuvent

être produits par processus dynamométamorphiques, si on tient compte de la ductilité ou de la solubilité différentielles des sulfures soumis aux contraintes tectoniques dans des conditions métamorphiques de faciès des schistes verts. Il est alors possible qu'à l'origine, tous ces gîtes de sulfures massifs aient été semblables, et que le tectonisme hudsonien soit responsable du volume, des teneurs et des rapports variables de minéralisation présentement observés.

Nous concluons donc que les minéralisations de sulfures étudiées étaient toutes à l'origine des minéralisations syngénétiques, reliées à une activité hydrothermale ou à un magmatisme contemporain du deuxième cycle de sédimentation du géosynclinal du Labrador. Cette sédimentation a eu lieu en bordure d'un bassin océanique dans lequel se sont logés des basaltes et des filons-couches gabbroïques, tous d'affinité tholéiitique. L'orogénie hudsonienne est responsable de la déformation et de l'imbrication de la séquence volcano-sédimentaire et des amas de sulfures ; les processus dynamométamorphiques sont responsables de l'enrichissement de certains gîtes en métaux usuels et précieux.

Référence

WARES, R.P. – BERGER, J. – ST-SEYMOUR, K., (1987) – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57e parallèle, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; en préparation.

Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce

Michel Gauthier, Marie Auclair et Martin Durocher[1]

Au cours des quatre années (1984-1988) du projet de synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce, plus de 500 gîtes métallifères furent recherchés dans un territoire dont la superficie dépasse les 25 000 km^2. De ce nombre, 280 furent repérés sur le terrain, cartographiés (1:250, 1:500 ou 1:1 000) et échantillonnés pour fins d'analyses chimiques, d'examens pétrographiques ou autres études.

Le but premier de ce projet était de repérer un maximum de gîtes sur le terrain afin d'en estimer le potentiel économique en regard des critères du XXième siècle, la plupart de ces minéralisations ayant été découvertes et exploitées au siècle dernier. Découle de ce premier objectif la définition de nouvelles cibles qui font d'ores et déjà l'objet de travaux de prospection par des compagnies minières. Parmi les cibles les plus populaires, citons les suivantes:

- Les paléoplacers à titane, zirconium et terres rares;
- Le platine dans les chromitites;
- L'or dans les serpentinites (listwaenites) de type Mother Lode;
- L'or lié aux structures taconiques et acadiennes;
- Les amas de sulfures massifs aurifères dans les shales noirs.

Quoiqu'à ce jour les sommes consacrées à la prospection de l'Estrie-Beauce demeurent très modestes (un centième de celles consacrées à l'Abitibi) des résultats encourageants sont déjà signalés.

Un second objectif était visé par ce projet de synthèse métallogénique. En effet, nous avons voulu replacer dans le temps et dans l'espace les différents gîtes se trouvant dans ce territoire. Pour ce faire, nous avons établi le plus précisément possible la genèse de chacun des gîtes métallifères et nous avons replacé ceux-ci dans leur cadre tectono-stratigraphique. L'établissement d'une typologie pour ces gîtes et leur regroupement en ceintures métallifères permet de circonscrire les secteurs à haut potentiel pour tel ou tel métal. Le tableau 1 et les figures 1 à 5 constituent un bref résumé des résultats de ce projet de recherche.

(1) Université du Québec à Montréal

TABLEAU 1 – Chronologie et environnement de formation des gîtes métallifères de l'Estrie et de la Beauce

Minéralisations liées à l'ouverture de l'Océan Iapétus (Proto-Atlantique) (Précambrien – Cambro-Ordovicien). Voir figure 1.

Dans le rift initial et sur le talus, en bordure de l'océan:

- Disséminations cuprifères dans les sédiments interlités ou reposant sur des volcanites alcalines. Exemples: Mine St-François 31-H/9-15* (dans les volcanites); Frelighsburg Copper 31-H/2-53 et Quebec Megantic Copper 21-L/4-20 (dans les grauwackes); Nicolet Branch Mines 21-E/13-27 et Shefford 31-H/8-3 (dans les dolomies);
- « Sables noirs » (paléoplacers de plage) à magnétite titanifère, rutile, zircon et monazite dans les grauwackes reposant sur des volcanites alcalines. Exemple: région de Sutton;
- Amas cuprifères (chalcosine, bornite) dans des volcanites rougeâtres, oxydées (*Red-bed Copper*). Exemple: Maheux 21-L/7-8.

Sur le fond océanique:

- Chromitites podiformes. Exemple: Sterrett 31-H/9-50. Chromitites stratiformes. Exemple: Reed-Bélanger 21-L/3-49. Chromitites localement platinifères. Exemple: Hall 21-L/3-74. Toutes ces chromitites sont dans la dunite ;
- Amas stratoïdes de magnétite titanifère et chromifère. Exemple: Mine du Bloc (Rivière des Plantes) 21-L/7-17;
- Amas de sulfures massifs et stockwerks cuprifères dans des volcanites mafiques. Exemple: Huntington 31-H/8-93.

Sur la plate-forme ou à sa périphérie:

- Amas intrakarstiques à barytine-cuivre-zinc-plomb. Exemples: Upton 31-H/10-8; Lord Aylmer 31-H/8-1;
- Stockwerks plombo-zincifères dans des dolomies et formations de fer associées. Exemples: Dunham 31-H/2-57 et 58; Brandon (Vermont);
- Phosphorites uranifères. Exemple: Saint-Armand 31-H/3-17;
- Disséminations cupro-nickelifères dans les intrusions mafiques. Exemple: Kouri Nickel 31-H/10-27;
- Disséminations cuprifères dans des volcanites mafiques bréchifiées. Exemple: Rivière Noire 21L/12-9.

Minéralisations liées à la fermeture de l'Océan Atlantique (formation d'arcs insulaires) (Cambro-Ordovicien). Voir figure 2.

- Sédiments ferrifères et/ou manganésifères exhalatifs. Exemples: Memphrémagog 31-H/1-30; Cupra-D'Estrie 21-E/14-44; Suffield 21-E/5-14; Frontenac 21-E/10-16;

* Correspond au numéro de la fiche de gîte minérale du MER.

- Amas de sulfures massifs (Cu-Zn-Pb-Au-Ag) reposant sur des volcanites felsiques. Exemples: Suffield 21-E/5-14; Solbec 21-E/14-47;
- Amas de sulfures massifs (Cu-Zn-Sn-Pb-Sb-As-Au-Ag) reposant sur des volcanites mafiques. Exemples: Memphrémagog 31-H/1-30; Clinton 21-E/7-7;
- Minéralisations en stockwerk dans un complexe subvolcanique felsique. Exemple: Leadville 31-H/1-49;
- Filons de quartz aurifères enracinés dans un granite. Exemple: Jackson-Minerais Lac 21-E/12-15;
- Disséminations pyriteuses aurifères le long de niveaux ferrifères. Exemple: The Wall 21-E/5-60.

Minéralisations liées à la collision des arcs insulaires et du massif précambrien de « Chain Lakes » avec le continent nord-américain (Ordovicien). Voir figure 3.

À l'est de la ligne Brompton-Baie Verte:

- Amas de substitution dans les serpentinites (listwaenites) (Au-Ag-Cu-Co-Ni-Zn-As-Hg). Exemples: Eastern Metal 21-L/9-6; Foy 21-L/6-16; Bourret 21-L/3-116; Prospect Kennedy 31-H/8-63; Litle 21-E/5-47;
- Filons et stockwerks épithermaux et mésothermaux. Exemples (Sb-Hg-Au): Québec Antimoine 21-E/13-37; Rivière des Plantes. Exemple (Au-Cu): Frasier 21-E/14-28;
- Disséminations et amas de sulfures massifs syngénétiques dans les shales noirs (Au-As-Cu-Zn-Co). Exemples: Champagne 21-L/9-7; Rapides du Diable 21-L/2-5; Ruisseau Castle 31-H/8-106;
- Remobilisation en filons et stockwerks dans des roches compétentes. Exemple: Timmins-Bellechasse 21-L/9-12.

À l'ouest de la ligne Brompton-Baie Verte: (Anticlinorium des Monts Sutton et Notre-Dame)

- Disséminations dans des schistes à séricite, chlorite, carbonates et localement ottrelite avec ou sans association de serpentinite. Exemples (Au-Ag-Cu): Bernstein-Vachon 21-L/3-19 et 22; Savoie-Tessier 21-L/4-50. Exemple (Cu-Au-Ag): Harvey Hill 21-L/6-21. Exemple (Cu-Pb-Mo-As): Bernierville 21-L/4-28;
- Remobilisations en filons de quartz et carbonates. Exemples (Cu-Mo-U-Mn): Poulin et partenaires 21-E/13-18; Harvey Hill 21-L/6-21. Exemple (Pb-Ag): Campagna 21-E/13-46.

Minéralisations liées au dépôt de sédiments siluro-dévoniens sur le socle cambro-ordovicien

- Conglomérat aurifère (?) du Lac Aylmer. Exemple: Lac Silver 21-E/12-3.

Minéralisations liées aux intrusions granitiques dévoniennes. Voir figure 4:

- Amas de substitution dans des sédiments calcareux (skarns à tungstène). Exemple: Lac Lyster 21-E/4-6;
- Stockwerks et filons pneumatolytiques et hypothermaux. Exemples (Mo-Cu): St-Herménégilde 21-E/4-12; Copperstream Frontenac 21-E/15-3. Exemple (W-Pb-Ag-Bi-Zn): Saint-Robert 21-E/15-4;
- Filons mésothermaux (Pb-Zn-Ag). Exemple: Leadsilver 31-H/147.

Minéralisations liées aux intrusions alcalines mésozoïques (À ce jour, inconnues au Québec)

- Stockwerks et filons pneumatolytiques et hypothermaux. Exemple (Au-Mo): Cuttingsville, Vermont. Exemple (Sn): Jackson (New Hampshire).

Minéralisations liées aux dépôts non consolidés du Tertiaire et du Quaternaire. Voir figure 5.

- Placers fluviales. Exemple (Au): Rivière Gilbert 21-L/2-9. Exemple (Au-Pt): Rivière des Plantes 21-L/7-10;
- Tills aurifères. Exemple: Région de Coaticook.

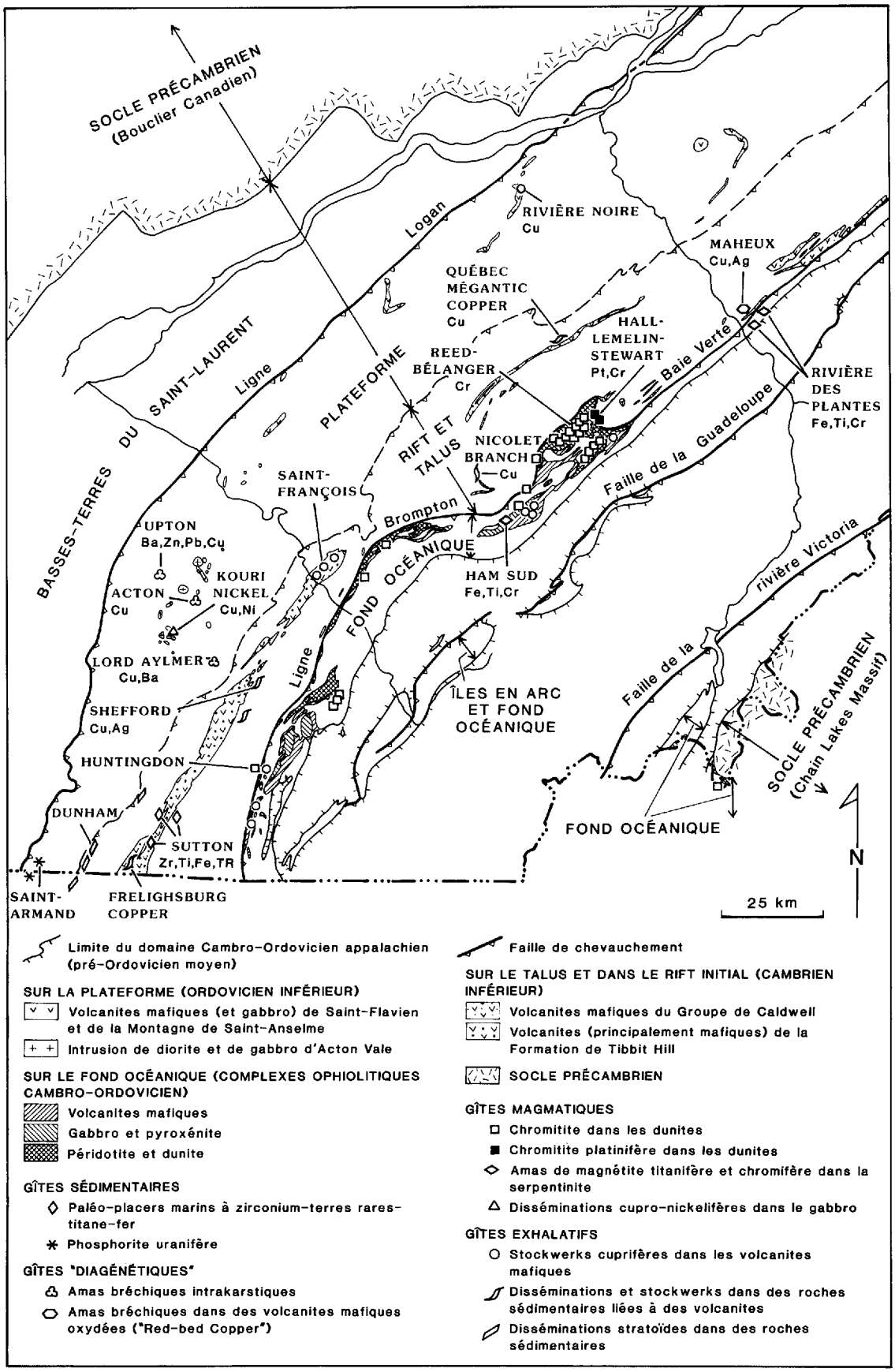


FIGURE 1 – Minéralisations liées à l'ouverture de l'Océan Iapétus (Proto-Atlantique) (Précambrien – Cambro-Ordovicien).

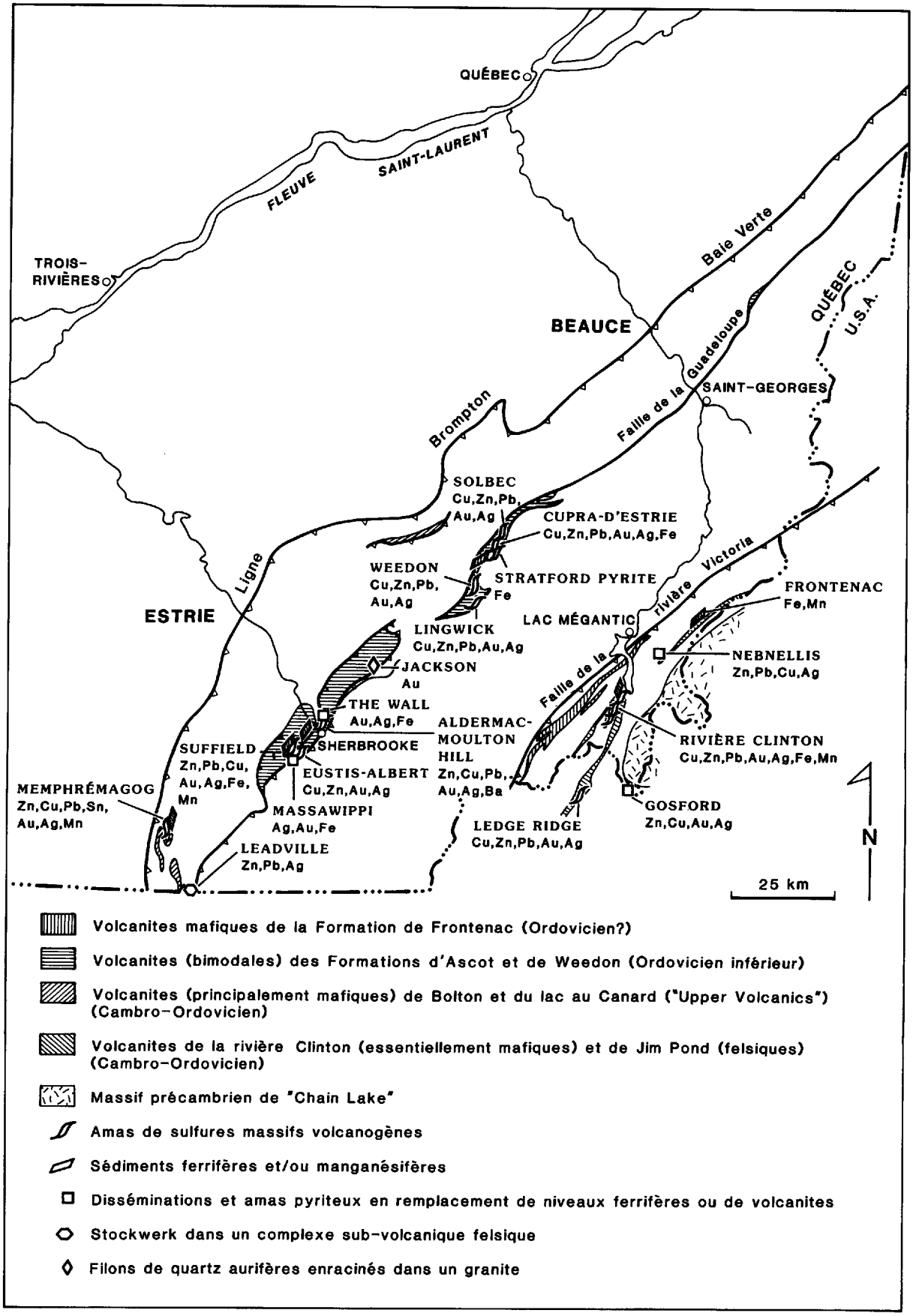


FIGURE 2 – Minéralisations liées à la fermeture de l'Océan Atlantique (formation d'arcs insulaires) (Cambro-Ordovicien).

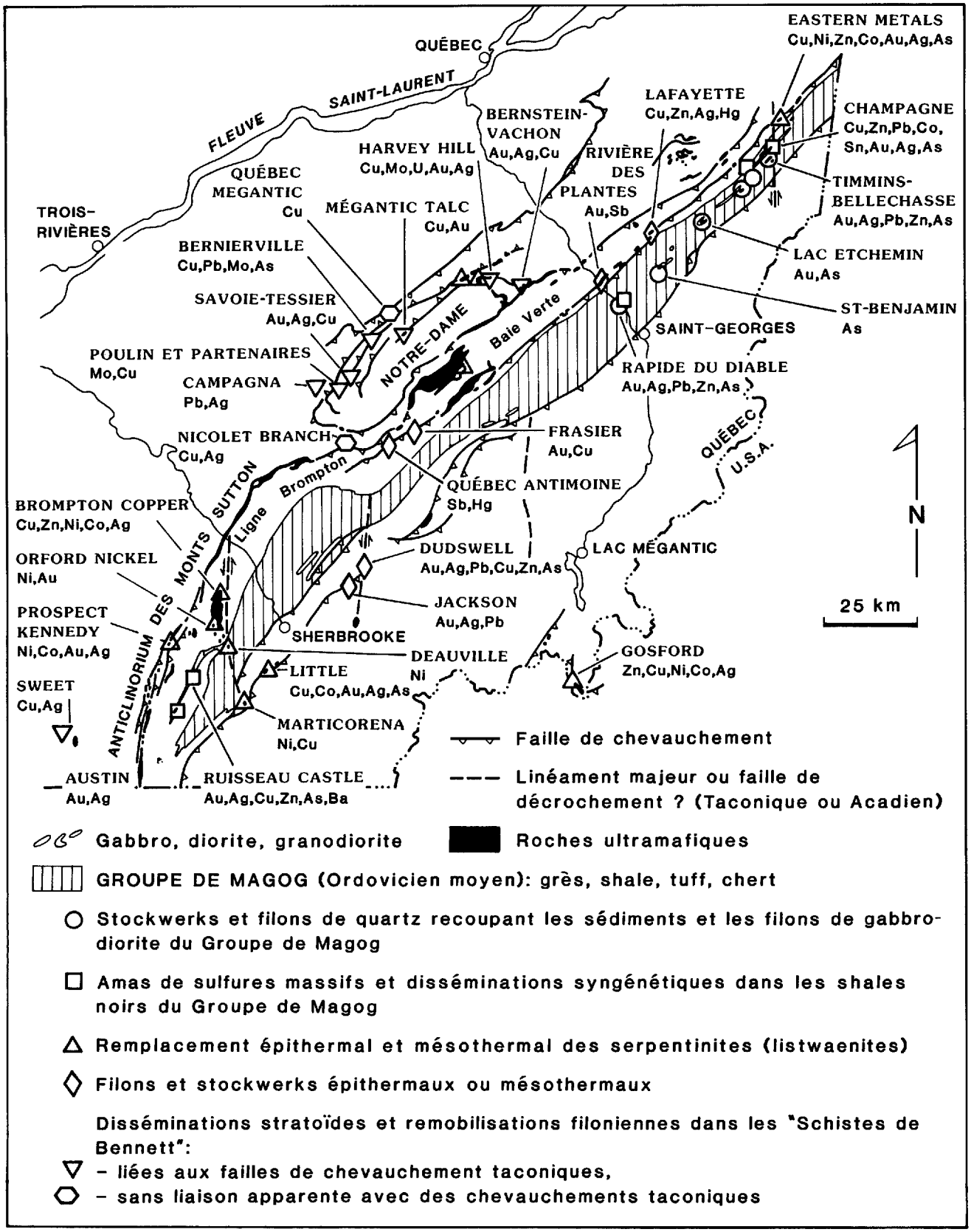


FIGURE 3 – Minéralisations liées à la collision des arcs insulaires et du massif précambrien de « Chain Lakes » avec le continent nord-américain (Ordovicien).

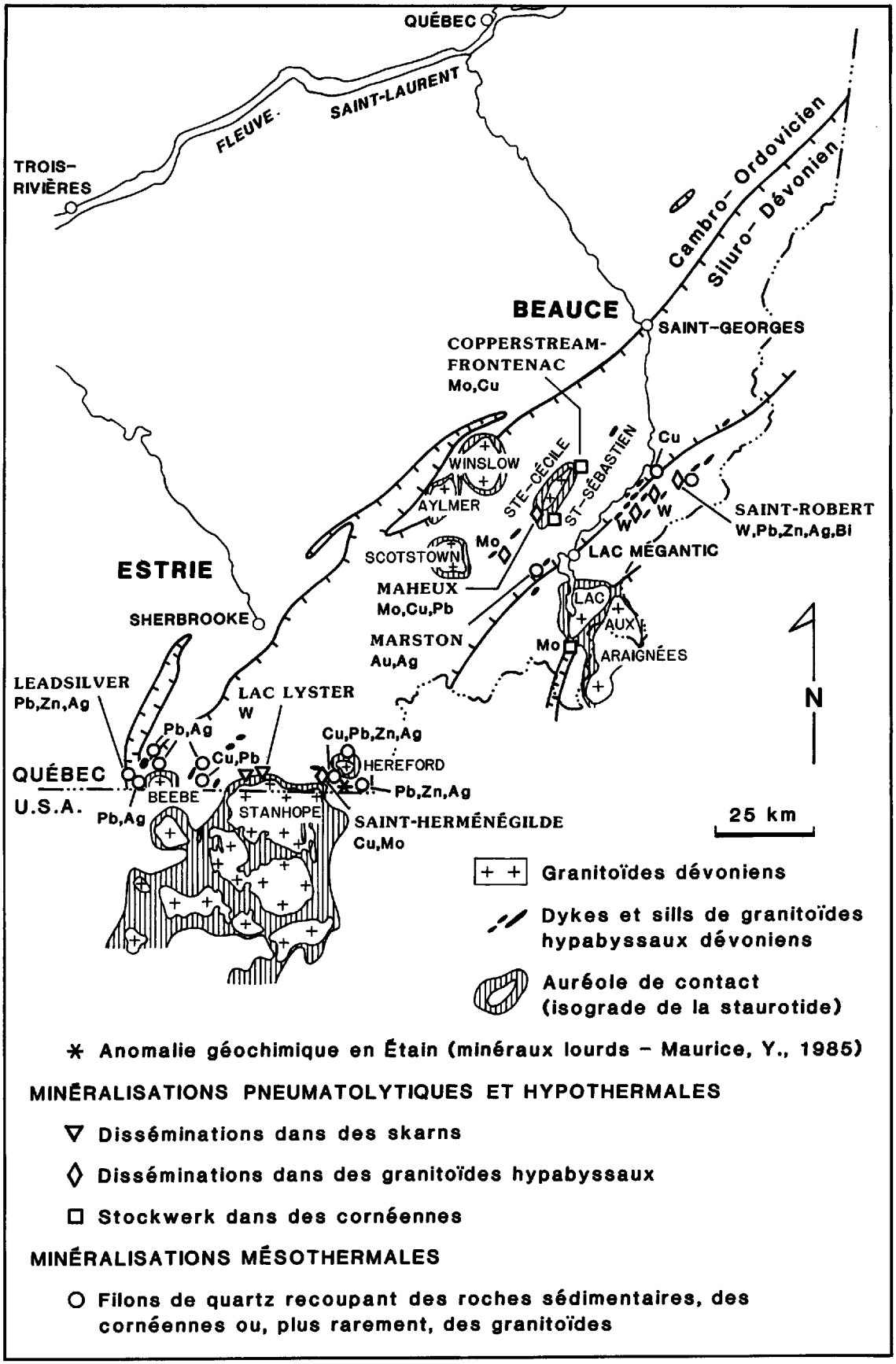


FIGURE 4 – Minéralisations liées aux intrusions granitiques dévoniennes.

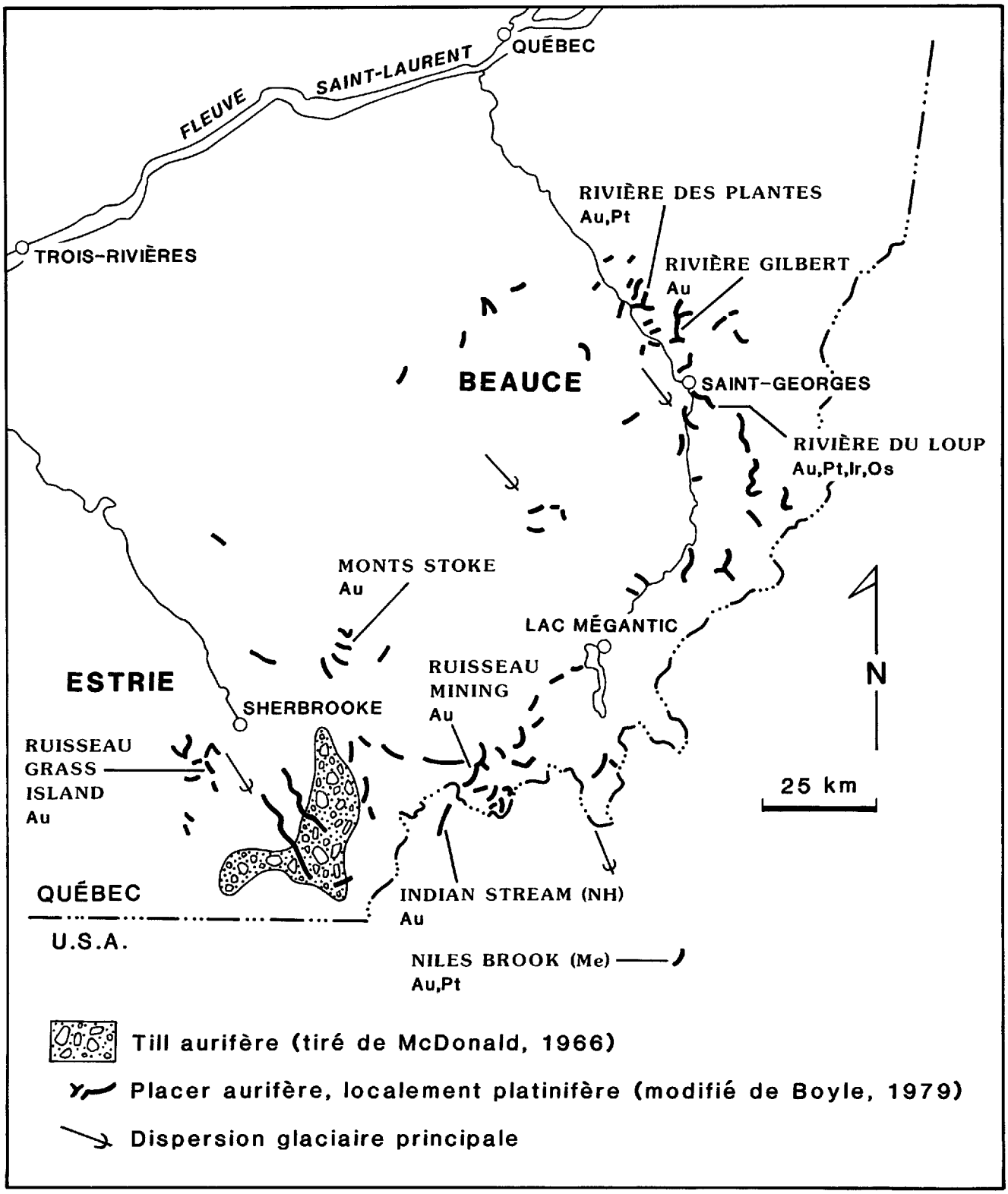


FIGURE 5 – Minéralisations liées aux dépôts non consolidés du Tertiaire et du Quaternaire.

Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau

Réal Daigneault[1] et Gilles-O. Allard[2]

Résumé

Les cisaillements E-W représentent de grands corridors de déformation qui se sont mis en place lors de la déformation régionale et qui exercent un contrôle sur la minéralisation aurifère. Le mouvement vertical au sein de ces discontinuités est déduit de l'observation d'une linéation d'étirement abrupte qui s'intensifie à leurs approches. Cette linéation est d'ailleurs parallèle aux axes de plissement en bordure des couloirs. À une échelle régionale, le mouvement inverse le long de ces failles met en contact des domaines structuraux différents et provoque parfois la répétition de séquences stratigraphiques. Les anisotropies planaire et linéaire qui caractérisent le couloir de déformation permettent le développement de structures secondaires (clivages, plis, kinks) dont le rôle est d'absorber des excédents de déformation.

Introduction

Les failles E-W sont très répandues dans toute la région de Chibougamau (figure 1). Elles représentent de grandes cassures régionales ou de simples zones de cisaillement d'extension plus modeste. Ces failles ont une importance capitale car, dans certains cas, elles provoquent la répétition de parties de la séquence stratigraphique, et, dans d'autres cas, elles tronquent les grands plis régionaux, provoquant une juxtaposition de domaines structuraux différents. Il arrive parfois que le mouvement inverse le long de ces failles amène des blocs stratigraphiques exotiques en contact de faille avec le reste de l'empilement.

Nous croyons que les cisaillements SE qui contiennent les mines représentent un système de cisaillement associé aux cisaillements E-W.

Les failles E-W sont celles qui ont été reconnues comme les plus anciennes et les plus importantes (Charbonneau *et al.*, 1983; Dimroth *et al.*, 1983; Allard et Gobeil, 1984; Daigneault et Allard, 1983, 1984). On les désigne souvent comme des failles directionnelles ou longitudinales. Cette spécification ne veut généralement souligner que le parallélisme de ces failles avec d'une part le grain stratigraphique, et d'autre part, la schistosité régionale. Ces structures présentent de fortes analogies avec les grandes cassures (*breaks*) que l'on retrouve dans la région de Rouyn – Val-d'Or, par exemple, la Faille de Cadillac.

L'importance économique de ces structures est évidente puisque le district minier de Chibougamau est un territoire où la minéralisation est contrôlée par les failles.

Cadre géologique

La région de Chibougamau occupe la partie orientale de la bande de roches vertes Matagami-Chibougamau qui appartient au sillon orogénique de l'Abitibi, tel que défini par Goodwin & Ridler (1970). L'ensemble fait partie de la Province du Supérieur. La stratigraphie de la région est représentée par deux grands groupes de roche; le premier à dominance volcanique, le second à dominance sédimentaire. Le Groupe de Roy représente le stade de l'édification avec ses deux cycles de volcanisme évoluant chacun d'une composition mafique à une composition felsique. Le Groupe d'Opémisca est surtout sédimentaire et représente le stade de destruction des édifices volcaniques et plutoniques. Ce dernier est soit en contact discordant avec le Groupe de Roy, soit en contact de faille.

Les roches de la région ont subi un premier épisode de déformation D_1 Les plis ondulants à ouverts de trace axiale N-S ne sont pas associés à une schistosité; ils sont probablement synchrones avec une partie de la déformation D_2. Cette dernière correspond à la déformation régionale qui est responsable des grands plis de la région, de la schistosité régionale E-W et de la linéation d'étirement abrupte. L'effet combiné des phases 1 et 2 produit un patron d'interférence régional en dôme et bassin. Une troisième phase de déformation d'importance moindre affecte les structures D_2. Une schistosité S_3 orientée N60° recoupe la schistosité S_2 et, localement, produit des plis métriques qui sont asymétriques en « Z ». En s'approchant du Front de Grenville vers l'est, des failles N20° à mouvement inverse amènent un chevauchement du bloc grenvillien sur le bloc du Supérieur.

Caractéristiques des failles E-W

Les failles E-W se manifestent par d'importantes zones de cisaillement et de carbonatation (surtout ankérite). Les cisaillements font souvent partie de vastes couloirs de déformation où les zones intensément cisaillées alternent avec des zones non déformées. Les zones de cisaillement

(1) Université Laval, Québec, et ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec
(2) University of Georgia, Athens, Georgia

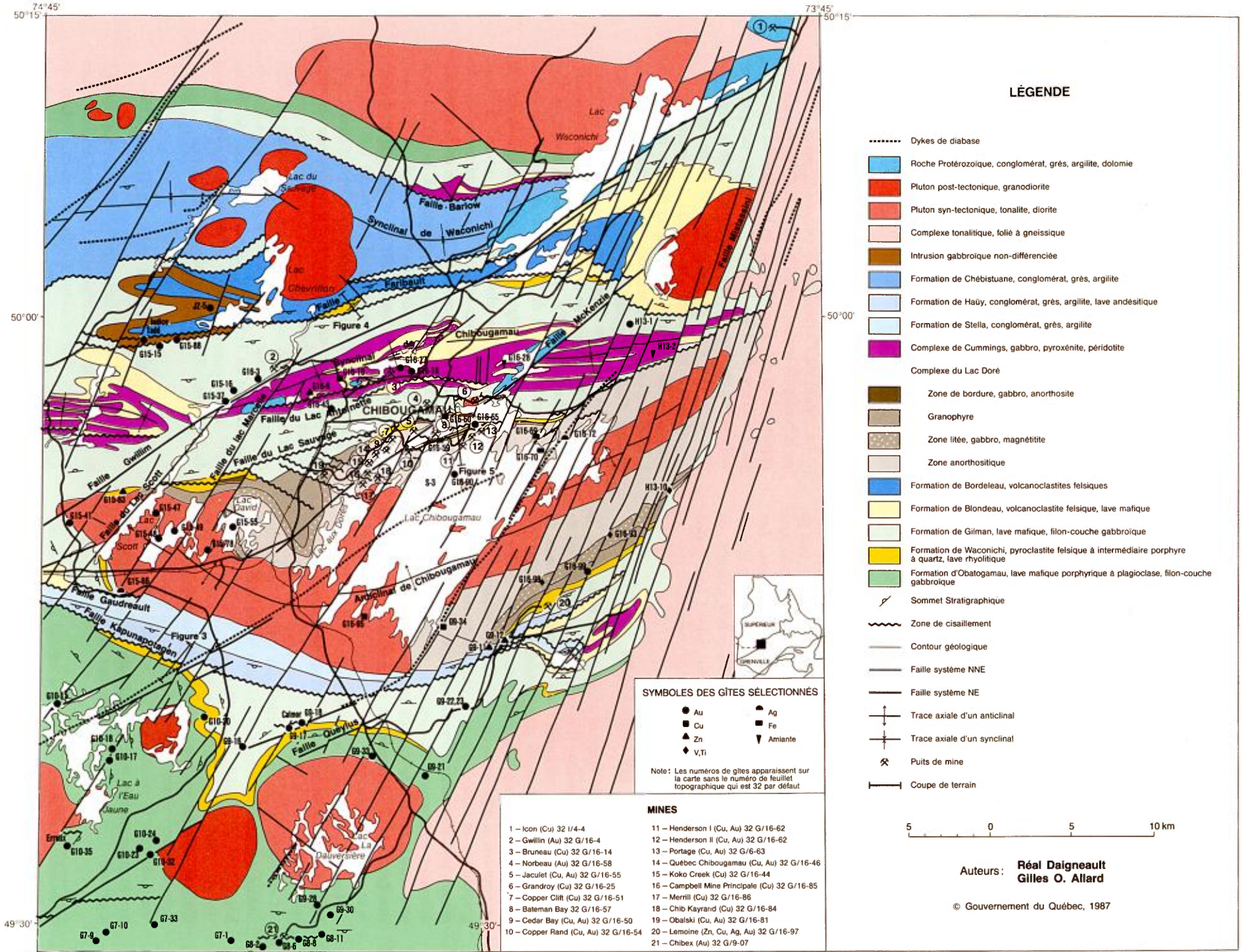


FIGURE 1 – Géologie de la région de Chibougamau.

se reconnaissent à l'aspect schisteux de la roche qui se débite en minces feuillets constitués de minéraux de remplacement comme la chlorite, la séricite, les carbonates, l'épidote et, dans certains cas, le chloritoïde. Les paragenèses sont d'ailleurs typiques de la lithologie primaire affectée par le cisaillement. Ainsi dans les basaltes, la présence de chlorite, carbonate et épidote est typique tandis que dans les anorthosites, on reconnaît surtout la séricite, le carbonate et le chloritoïde.

Ces failles sont associées à la schistosité régionale. En effet, la zone de faille se définit souvent par un accroissement de l'intensité de la schistosité S_2. La direction de la schistosité au sein de la zone de cisaillement est le plus souvent parallèle à celle du corridor de déformation. Ce parallélisme n'est toutefois pas aussi évident pour les pendages. En effet, il semble que le couloir de déformation possède un pendage différent de celui de la schistosité. Cette relation ne s'observe généralement bien que dans les mines où les coupes permettent d'apprécier des différences de pendage qui ne peuvent être vues en surface. Cette relation angulaire est bien exposée à la mine Chibex (limite entre les cantons de La Dauversière et de Rohault) située dans ce type de cisaillement (Dion, 1987, communication personnelle).

Pour bien comprendre la situation, il faut mentionner, que dans une zone de cisaillement typique telle que décrite par Ramsay et Graham (1970), on observe une relation angulaire entre la schistosité intrinsèque au corridor de déformation et l'enveloppe de ce corridor. La figure 2 illustre les relations communément observées dans ces zones de cisaillement dont le mouvement principal est à dominance verticale. Dans le cas qui nous concerne ici, il nous plaît de considérer la schistosité générée dans le corridor de déformation comme équivalent à la schistosité régionale, puisque ces grandes failles résultent d'un raccourcissement horizontal N-S auquel contribue la schistosité régionale E-W.

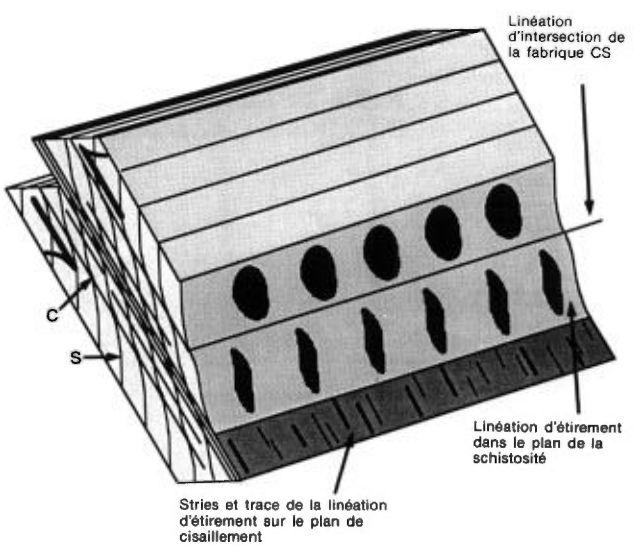


FIGURE 2 – Relation entre la schistosité et le cisaillement dans une zone de cisaillement à mouvement vertical inverse. Noter que la linéation d'intersection entre la schistosité et le cisaillement est horizontale et perpendiculaire à la linéation d'étirement.

Le parallélisme de direction observé entre la schistosité et son enveloppe semble donc traduire soit une composante verticale dominante qui ne laisse voir les relations angulaires qu'en coupe verticale, soit une subparallélisation de ces deux éléments par un aplatissement subséquent.

Il demeure que la présence systématique de fortes linéations d'étirement abruptes ou carrément verticales traduit le mouvement principal le long de ces corridors de déformation. Cette linéation d'étirement est également visible à l'extérieur des corridors et, comme la schistosité régionale, elle s'intensifie en s'approchant de la zone de cisaillement. La figure 2 permet de visualiser les relations proposées entre la schistosité régionale et le couloir de déformation.

La Faille Kapunapotagen

La Faille Kapunapotagen, ainsi désignée par Charbonneau (1981) à l'ouest de Chapais, peut être suivie sur une distance de 90 km, entre la Faille Lamark et le Front de Grenville, au sein du Synclinal de Chapais. Gobeil et Racicot (1983) la prolongent à l'ouest de la Faille Lamark jusqu'à la limite de leur carte. Cette faille sépare les sédiments du Groupe d'Opémisca, à sommet vers le sud, des volcanites du Groupes de Roy, à sommet vers le nord. Il est probable que la sédimentation et le volcanisme andésitique concomitant que l'on associe au Groupe d'Opémisca ont été contrôlées par ces grandes cassures que l'on présume être d'anciennes failles normales (Dimroth *et al.*, 1984b; Daigneault et Allard 1984).

Le canton de Haüy présente un contexte analogue à celui du canton de Dolomieu, où Charbonneau a défini cette faille. Norman (1937) avait déjà identifié cette faille dans le canton de Haüy sans toutefois lui attribuer de nom. Elle fut récemment décrite plus en détail par Allard (1982) et Daigneault et Allard (1984a).

La Faille Kapunapotagen se caractérise par d'importantes zones de cisaillement de direction E-W qui présentent une altération en carbonate de fer très importante. Ces zones ont une largeur variant de 10 m à 15 m et affectent uniquement le domaine volcanique. La faille sépare, rappelons-le, les sédiments du Groupe d'Opémisca, à sommet vers le sud, des volcanites du Groupe de Roy, à sommet vers le nord. Dans les sédiments du Groupe d'Opémisca, seule une mince bande d'environ 50 m a subi une déformation de type fragile qui s'est manifestée par une cataclase intense.

Le tracé de la faille ne correspond pas uniquement à une cassure majeure mais aussi à la trace d'un pli que l'on connaît sous le nom de Synclinal de Chapais. Il s'agit donc d'un pli faillé le long de la zone de charnière. La coupe structurale de la figure 3 montre bien cette

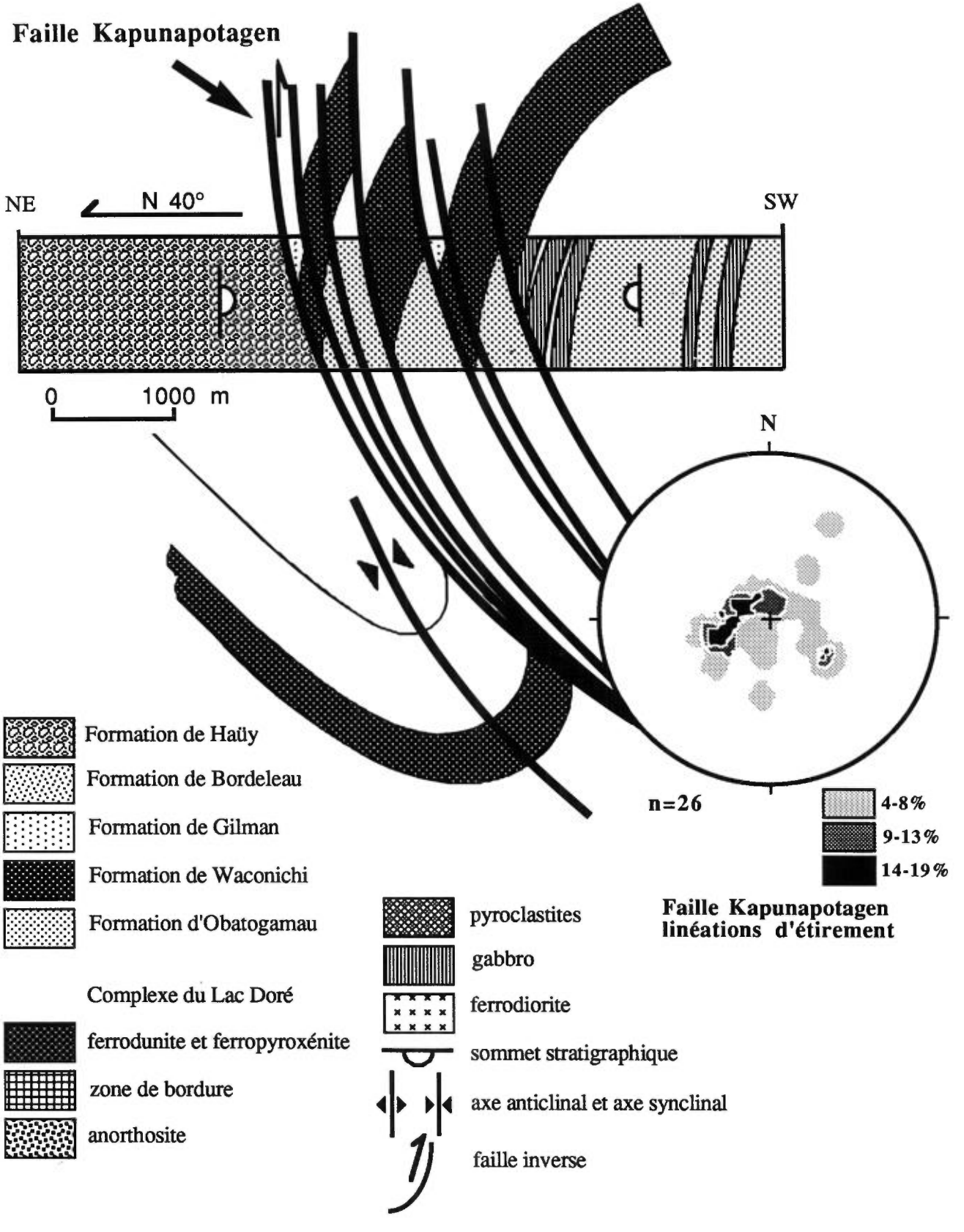


FIGURE 3 – Coupe structurale à travers la Faille Kapunapotagen. Voir figure 1 pour localisation de la coupe.

relation. On peut voir sur cette coupe que le flanc sud de ce pli est tronqué par un réseau de failles appartenant au système Kapunapotagen. Nous croyons que ces failles provoquent des répétitions de blocs ou de séquences stratigraphiques, ce qui a pour effet d'augmenter l'épaisseur stratigraphique et évidemment de compliquer les relations entre les unités. La Faille Kapunapotagen a été générée en compression. Le mouvement reconnu est inverse. Il a permis de juxtaposer un niveau structural profond à un niveau superficiel. C'est pourquoi les volcanites présentent un taux de déformation plus important que celui dans les sédiments. Cette relation est confirmée par la présence d'une forte linéation d'étirement au sein des volcanites, contrairement aux sédiments.

La Faille Faribault

Nous avons reconnu en 1982 (Daigneault, 1982) que l'unité de sédiments appartenant à la Formation de Bordeleau, au nord de notre carte, était séparée des volcanites au sud par une faille régionale que nous avons nommée « Faille Faribault » (Daigneault et Allard, 1983). Cette faille a été cartographiée plus à l'ouest dans le canton de Barlow, où Beullac (1987) l'a retrouvée dans le même contexte que dans le canton de McKenzie. Vers l'ouest du canton de McKenzie, nous croyons qu'elle est dans le bras sud du lac Waconichi. Là, elle sépare les volcanoclastites felsiques associées à la Formation de Waconichi, des sédiments de la Formation de Bordeleau. On peut la suivre sur une distance de plus de 50 km.

La Faille Faribault représente une structure E-W majeure dans la région. Comme la Faille Kapunapotagen, elle sépare un bassin sédimentaire d'une part et des assemblages volcaniques d'autre part. Elle se manifeste par d'importantes zones de cisaillement intense, voire mylonitique, selon les lithologies affectées. Ces zones ont une épaisseur qui varie de 10 à 20 m et présentent souvent un patron anastomosé. Il est possible de délimiter une trace relativement précise de la faille en se fiant particulièrement à la limite entre le Bordeleau et les volcanites. Toutefois, les manifestations de la faille se font plutôt à l'intérieur d'un corridor dont la largeur est variable, et sont confinées aux volcanites. Ajoutant ainsi à l'analogie avec la situation de la faille Kapunapotagen dans le canton de Haüy, les sédiments du Bordeleau ne sont que peu affectés par la faille.

Comme nous l'avons déjà mentionné, la linéation d'étirement intense, au sud de la Faille Faribault, et son absence dans les sédiments du Bordeleau au nord, favorisent un mouvement à dominance verticale montrant un chevauchement des volcanites sur les sédiments, soit du sud vers le nord. Ceci est appuyé par le fait que les volcanites plus déformées représentent un niveau structural plus profond juxtaposé par la faille à une niveau structural superficiel.

Le pendage des linéations d'étirement est abrupt avec un angle de chute léger (*pitch*) vers l'ouest, mettant ainsi en évidence une composante dextre le long de cette faille, ceci en présumant que les volcanites ont chevauché les sédiments, ce qui semble réaliste pour les raisons exposées plus haut. La figure 4 montre une coupe structurale à travers la Faille Faribault dans le canton de McKenzie.

La Faille Faribault, dans la région du canton de McKenzie, fait partie d'un réseau de grandes failles E-W qui produisent une juxtaposition de différents morceaux de la stratigraphie. Cet assemblage de morceaux de la stratigraphie se compare en quelque sorte à ce que l'on observe dans les terrains affectés par une tectonique de type alpin comme les Cordillères de l'Ouest canadien. Dans ce dernier cas, les micro-continents isolés par des failles sont appelés *terrannes* (Coney *et al.*, 1980). Toutefois, dans le cas qui nous concerne, nous croyons que le transport de morceaux stratigraphiques se fait à une échelle plus modeste et se limite à des zones structuralement plus complexes affectées par les grandes failles E-W.

La Faille du Lac Sauvage

La Faille du Lac Sauvage représente certainement l'une des failles E-W les plus importantes de la région. Elle a connu des hauts et des bas puisqu'elle apparaît sur certaines cartes (Allard, 1972) et n'apparaît pas sur d'autres (Allard, 1976a) en dépit du fait que les travaux de Smith (1960) et d'Allard (1960) ne laissent aucun doute sur l'existence d'une zone majeure de carbonatation et de cisaillement qui passe par le lac Sauvage. Elle a été reléguée aux oubliettes par les travaux de Henry (1976) sur la Formation de Fer du Lac Sauvage. Nous voulons rétablir ici l'importance de la Faille du Lac Sauvage d'abord sur le plan stratigraphique et, ensuite, sur le plan métallogénique pour expliquer la genèse des gîtes du camp minier du lac Doré.

Plusieurs zones de cisaillement E-W sont associées à cette zone de faille qui représente un grand corridor où les zones de cisaillement sont anastomosés. Généralement ces zones se reconnaissent par une foliation extrêmement intense développée parallèlement à la direction des couches et par une altération importante en carbonate de fer (ankérite et sidérose). La largeur des zones est variable et difficile à évaluer dans la mesure où elles sont anastomosées, produisant des bras qui se séparent et reviennent sur le segment principal, ce qui isole des blocs non touchés par la déformation. Cette faille coïncide occasionnellement avec la Formation de fer du même nom, ce qui amène parfois quelques imprécisions sur les effets respectifs de l'une et de l'autre. Les manifestations les plus évidentes de cette faille sont les schistes à chlorite, séricite, carbonate et chloritoïde qui forment des bandes parallèles aux couches. Au sein même de la zone cisaillée, on reconnaît un rubannement produit par des

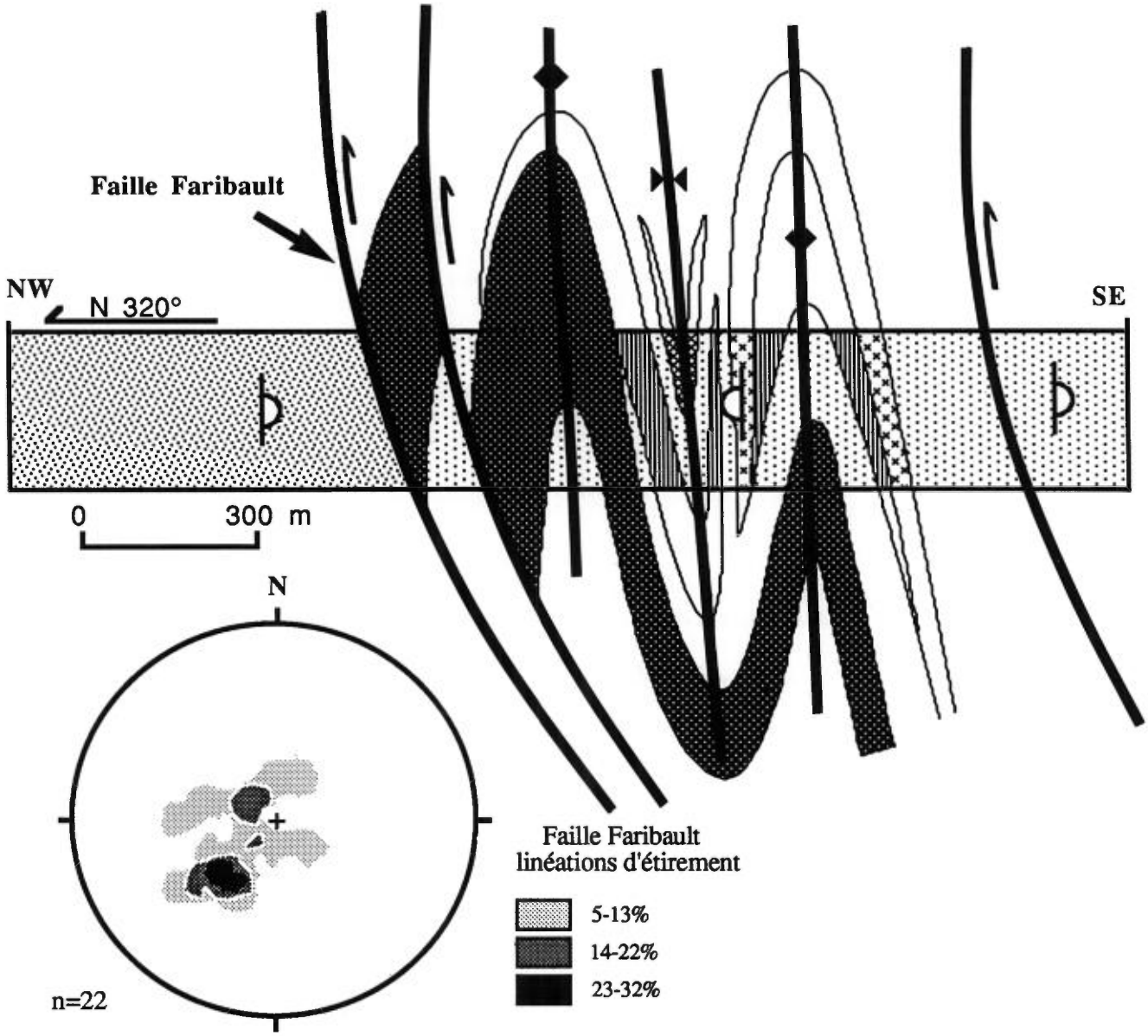


FIGURE 4 – Coupe structurale à travers la Faille Faribault. La faille oppose les sédiments de la Formation de Bordeleau aux volcanites du Groupe de Roy. Voir figure 1 pour localisation de la coupe et figure 3 pour légende.

bandes de sidérose massive. Le corridor de déformation atteint parfois des proportions importantes, pouvant aller jusqu'à 400 m de largeur. La composante principale du mouvement de cette zone de faille en cisaillement ductile peut être déterminée. La conformité de la direction de la schistosité induite par la faille avec la direction de la zone de faille, ainsi que la présence de la linéation d'étirement abrupte à l'intérieur de la faille favorisent l'idée d'un mouvement principal essentiellement vertical. Les données recueillies dans le voisinage de la veine McKenzie, sise dans une zone de cisaillement E-W que nous corrélons avec la Faille du Lac Sauvage, confirment qu'il s'agit d'un cisaillement à composante verticale surtout.

L'effet le plus important de la Faille du Lac Sauvage est sans nul doute la répétition de la séquence stratigraphique comme on peut le constater par la coupe structurale de la figure 5. Le mouvement en chevauchement le long de la faille répète deux fois la séquence « anorthosite – ferrodunite – zone de bordure – Waconichi – Gilman ». Cette répétition s'est probablement concrétisée à la faveur d'un chevauchement du bloc nord sur le bloc sud, le long d'une faille redressée à pendage sud montrant localement un mouvement apparemment normal mais quand même associé aux grands mouvements en chevauchement régionaux.

Dans la partie sud du lac William (nord du canton de Scott), Allard (1975) a reconnu une faille E-W très

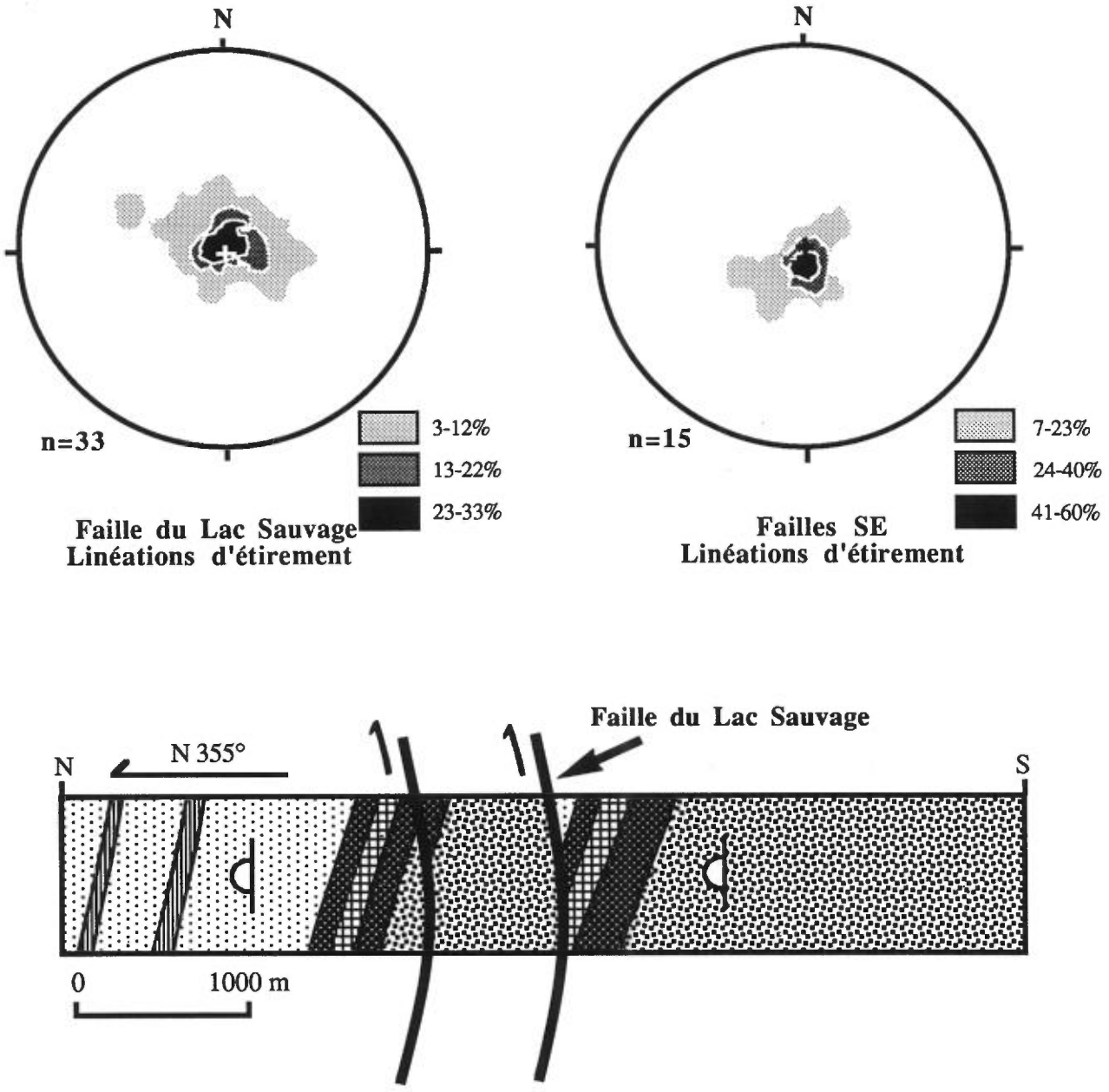


FIGURE 5 – Coupe structurale à travers la Faille du Lac Sauvage. La faille provoque la répétition de la séquence anorthosite-zone litée-zone de bordure (Complexe du Lac Doré)-Gilman-Waconichi. Voir figure 1 pour localisation de la coupe et figure 3 pour légende.

importante. Cette faille représente en fait l'extension de la Faille du Lac Sauvage que l'on reconnaît dans le canton de McKenzie. Les linéaments sur image Landsat montrent bien la corrélation entre ces deux structures. Par endroits, cette faille suit le contact entre le Complexe du Lac Doré, au sud, et la Formation de Waconichi, au nord. Les relations entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman sont compliquées par la présence de ces zones de cisaillement qui, croyons-nous, répètent la séquence stratigraphique.

Les cisaillements SE

Le camp minier de Chibougamau est bien connu pour ces zones de cisaillements orientées N120°-130° qui contiennent les veines minéralisées en cuivre et en or. Ce système est communément désigné à Chibougamau comme le cisaillement des mines (*mine shears*).

Les cisaillements SE représentent des corridors qui peuvent atteindre dans certains cas près de 300 m de largeur. Leur limite nord est en gros le contact du

Complexe du Lac Doré avec les volcanites du Groupe de Roy et leur limite sud le pluton de Chibougamau. On pourrait croire que des zones aussi larges ont des extensions très importantes. Or, en proportion, ces corridors ont des extensions plutôt modestes. Les cisaillements SE sont suivis sur des distances variant de 2 à 5 km. La présence de failles postérieures rend parfois difficile la recherche des extensions. Ces zones de cisaillement se sont développées préférentiellement dans le Complexe du Lac Doré, qui présente des lithologies plus favorables à ce type de déformation. L'anorthosite est certainement le matériau qui se prête le mieux à une déformation ductile telle qu'on la connaît dans les zones de cisaillement.

Les exploitations minières permettent de mieux visualiser la troisième dimension comme le montrent les études d'Archambault *et al.*, (1984) sur le gisement de Copper Rand. Il devient possible de suivre ces zones en profondeur. D'une façon générale, ces zones de cisaillement ont un fort pendage vers le SW (60 à 80°).

L'anorthosite du Complexe du Lac Doré, qui est communément la roche hôte de ces zones de cisaillement, est transformée en schiste à séricite (paragonite), carbonate et chloritoïde. La déformation affecte les roches de façon hétérogène, comme c'est d'ailleurs le cas pour les cisaillements E-W. De la même façon, les corridors de déformation intense se propagent dans la roche en se séparant et en se rejoignant pour former des îlots de roches non déformées. À l'approche des zones de cisaillement, une foliation apparaît; elle traverse les cristaux de plagioclase, les segmente et commence à les désagréger. Rapidement la roche subit une déformation plastique intense qui étire les minéraux d'origine et leurs substituts métamorphiques pour former une pâte blanchâtre typiquement riche en séricite-paragonite, carbonate et chlotitoïde. Le chloritoïde représente une phase relativement tardive dans l'histoire de la déformation si l'on en juge par sa morphologie intacte, en forme de rosette, et son orientation anarchique par rapport à l'orientation préférentielle des autres constituants.

La linéation d'étirement est très bien développée et témoigne d'une déformation ductile importante. On la visualise très bien dans le cisaillement de la mine Copper Rand ainsi que dans ceux au NE de la mine. En fait, elle est facile à observer dans la plupart des cisaillements SE. Sa plongée abrupte favorise l'idée d'un mouvement à composante dominante verticale.

La foliation subverticale au sein d'un corridor de cisaillement à pendage vers le sud réflète bien également cette composante verticale et son mouvement inverse. Les coupes de la mine Copper Rand telles que présentées par Archambault *et al.*, (1984) ainsi que celles des mines Copper Cliff et Campbell (figure 6) sont de bons exemples de la relation qui existe entre l'attitude du corridor de déformation et celle de la schistosité. Nous avons reconnu, dans certaines de ces zones, des fabriques « CS » (Berthé *et al.*, 1979) dont la linéation d'intersection entre le plan de cisaillement et celui de la schistosité est horizontale. Cette attitude est en accord avec une linéation d'étirement abrupte qui caractérise la plupart de ces cisaillements. L'ensemble des éléments favorise donc, pour ces zones de cisaillement, un mouvement surtout vertical.

Nous croyons que ces zones de cisaillements sont intimement liées au système de failles E-W, en particulier à la zone de faille du Lac Sauvage. Dès leur cartographie dans le canton de McKenzie, Smith et Allard (1960) ont reconnu l'existence de zones fortement cisaillées et riches en carbonate de fer. La carte d'Allard évoque fortement des relations génétiques entre les cisaillements E-W et les cisaillements SE. Les éléments en faveur d'une relation génétique entre les cisaillements E-W et SE se résument de la façon suivante:

- L'altération associée aux deux types de cisaillement est à toute fin pratique identique pour un même protolithe;
- L'envergure et l'intensité des zones de cisaillement sont comparables;
- Le style de déformation, ductile dans les deux cas, contraste avec le style ductile-cassant ou purement cassant qui caractérise les failles de direction NE;
- La zone de contact entre les cisaillements E-W et SE est obscure et complexe. Aucune relation de recoupement n'est observée et il semble y avoir une continuité entre le cisaillement de direction E-W et celui de direction SE;
- Les deux types de zones de cisaillement sont caractérisés par la présence d'une linéation d'étirement abrupte qui traduit une composante de mouvement vertical prédominante.

La figure 7 reproduit les relations entre les deux types de cisaillement. La configuration des zones de cisaillement E-W et SE combinée désigne un patron de failles anastomosées où, à partir d'un couloir de déformation principal de direction E-W (Faille du Lac Sauvage), se détache une série de cisaillements secondaires de direction SE.

Le modèle de la figure 8 permet d'expliquer les relations entre les différents cisaillements. La différence d'orientation qui existe entre les structures E-W et SE vient surtout des roches qu'elles affectent respectivement. Nous croyons, en effet, que la présence d'un contact lithologique aussi important que celui du Complexe du Lac Doré avec les volcanites du Groupe de Roy n'est pas étranger à la différence d'attitude de ces zones de cisaillement. La Faille du Lac Sauvage se situe essentiellement à l'interface du Complexe du Lac Doré et des volcanites, tandis que les cisaillements SE traversent essentiellement l'anorthosite.

À une échelle plus modeste, il est possible d'observer, dans de petits couloirs de déformations d'échelle centimétrique et d'orientation SE, des relations « CS » qui traduisent une composante purement horizontale dextre

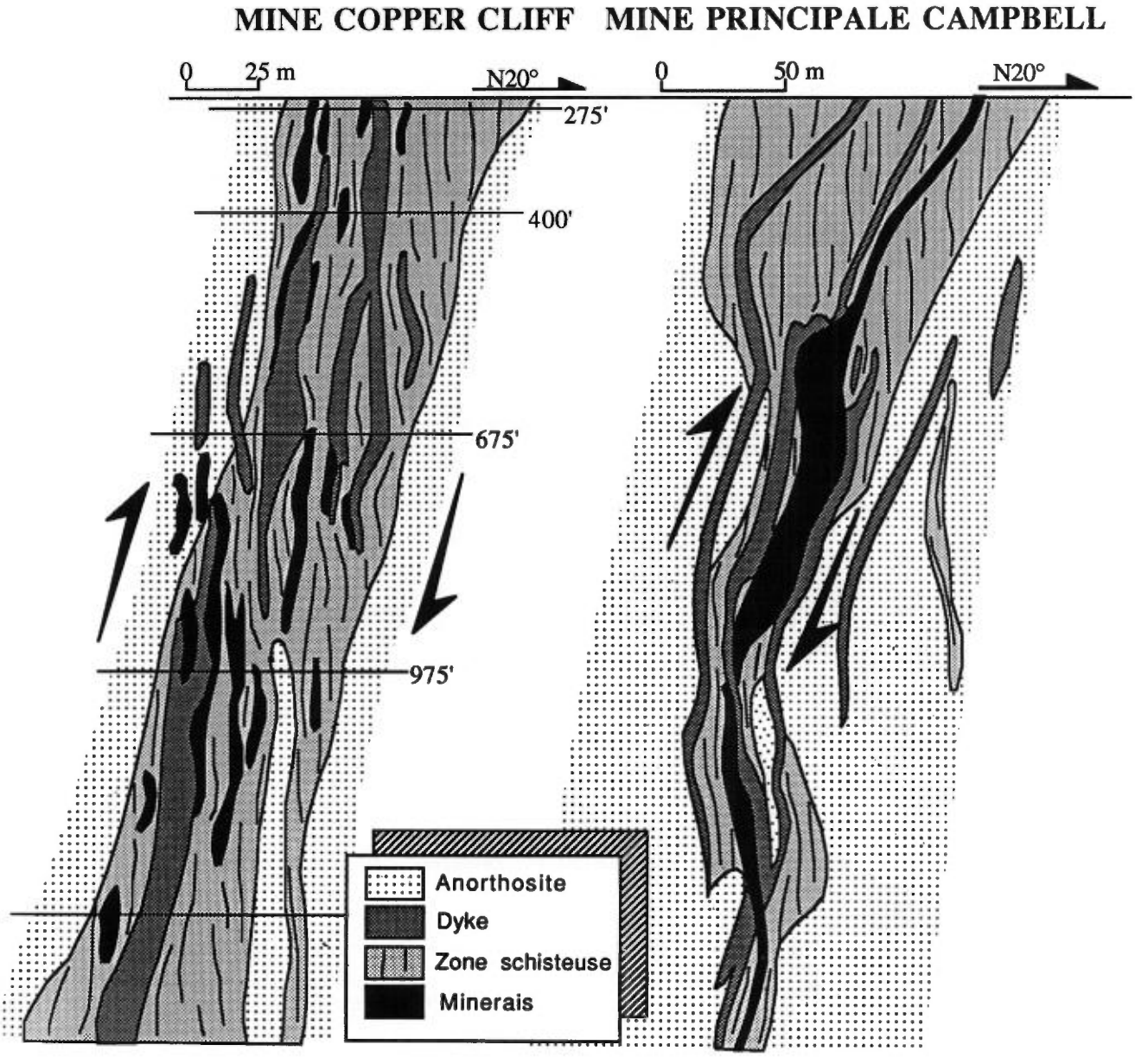


FIGURE 6 – Coupes verticales des gisements Copper Cliff (modifiée d'après Christman, 1979) et de la mine Campbell (modifiée d'après Malouf et Hinse, 1957). La relation entre la minéralisation et la schistosité au sein du corridor de cisaillement met bien en évidence le mouvement vertical inverse qui donne un chevauchement du SW vers le NE.

avec une linéation d'intersection du « CS » d'attitude verticale. Les travaux d'Archambault *et al.*, (1984) sur le cisaillement de Copper Rand font ressortir certains éléments qui suggèrent également une composante latérale dextre. D'autre part, le patron en queue de cheval produit par les cisaillements E-W et SE évoque lui-même une composante latérale si l'on se fie à l'attitude abrupte de l'intersection de ces deux systèmes. Cette constatation fait ressortir une opposition entre le mouvement à dominante verticale observé et une géométrie qui s'accommoderait bien d'une composante latérale significative. Dès lors, on pourrait imaginer que le mouvement principal vertical le long de ces corridors de déformation s'est superposé sur un réseau de failles ou de fractures précoces issues de mouvements horizontaux.

La faille bordière du Complexe du Lac Doré

Cette faille a été désignée comme telle par Duquette (1976), qui avait reconnu que le contact nord du Complexe du Lac Doré avec les volcanites du Groupe de Roy était faillé. Nous l'avons cartographiée sur une distance de plus de 10 km. Il s'agit d'une faille spectaculaire qui transforme l'anorthosite du complexe en véritable mylonite. Cette faille explique en fait l'angle qui existe entre le grain stratigraphique du Groupe de Roy (Complexe de Cummings, Formations de Blondeau et de Gilman) et le Complexe du Lac Doré. Nous avons observé, dans le canton de McCorkill, une brèche de faille spectaculaire dans laquelle on peut identifier des fragments provenant

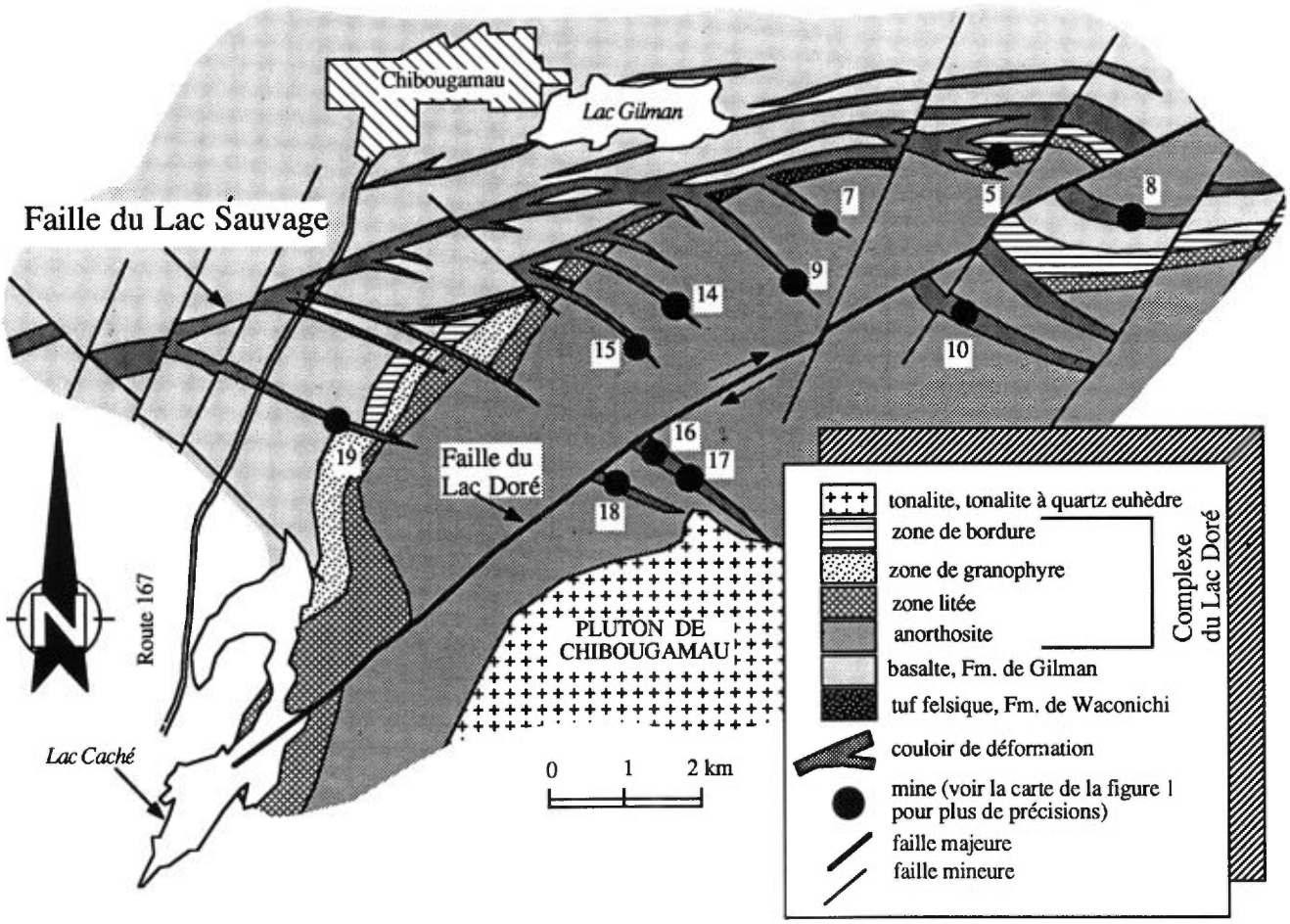


FIGURE 7 – Carte géologique montrant la relation proposée entre la Faille du Lac Sauvage et les corridors de déformation SE. Cette disposition rappelle une géométrie en queue de cheval.

du Complexe de Cummings et du Complexe du Lac Doré. Il se pourrait en fait que cette faille représente la continuité de la Faille du Lac Sauvage, qui occupe sensiblement la même position plus à l'ouest dans le canton de McKenzie.

La Faille du Lac Antoinette

Dans le coeur même du Synclinal de Chibougamau, le Complexe de Cummings a subi une déformation importante et structuralement complexe. Cette déformation s'est manifestée d'abord par la formation d'une série de plis isoclinaux, d'étendue plus ou moins locale, et ensuite par la formation de failles longitudinales qui ont compliqué les relations stratigraphiques.

En certains endroits, notre connaissance de la stratigraphie du Complexe du Cummings permet de déceler une répétition de la séquence qui ne peut s'expliquer par plissement. Par exemple, dans le canton de Roy, sur le chemin menant au mont Cummings, la séquence Roberge/Ventures revient deux fois. La même situation se présente dans le canton de Cuvier, où Gobeil (1977) a noté la même répétition. Allard (1972, 1976) a expliqué cette répétition par une faille directionnelle qui a été nommée « Faille du Synclinal de Chibougamau ». Afin d'éviter la confusion en désignant une structure par le nom d'une autre structure, il est souhaitable d'attribuer à cette faille le nom de Faille du lac Antoinette. Cette faille a été décrite plus récemment par Pilote (1984), qui l'a tracée à partir du lac Antoinette jusqu'au lac Bourbeau.

Les cisaillements E-W aurifères

Plusieurs zones de cisaillement E-W appartenant à la même famille que les grandes failles E-W sont bien connues pour leur minéralisation aurifère. Il s'agit pour la plupart du temps de zones qui, même si elles sont fortement cisaillées, n'impliquent pas toujours des mouvements très importants. On les retrouve souvent dans des roches compétentes comme les gabbros.

Le cisaillement de la mine Chibex (canton de La Dauversière) représente un exemple type de ces cisaillements. Le corridor de déformation atteint près de 20 m de largeur et on peut suivre la zone de cisaillement sur une distance de 1000 m environ. Le corridor de déformation a un pendage de 80° vers le nord alors que la schistosité a

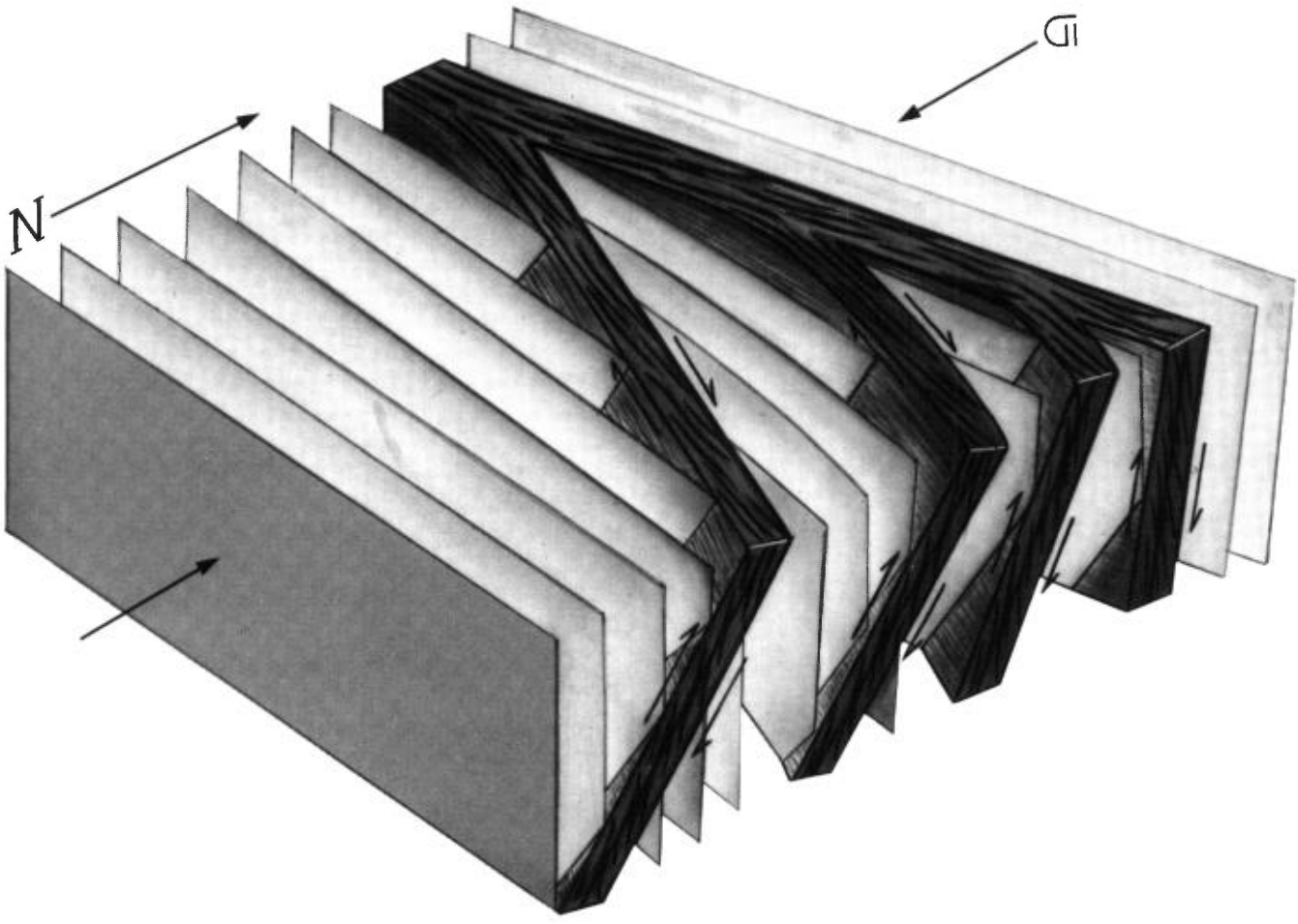


FIGURE 8 – Modèle géométrique montrant une relation compatible entre les mouvements du cisaillement de la Faille Sauvage et les cisaillement SE.

une pendage vers le sud, ce qui indique un mouvement de chevauchement du bloc nord sur le bloc sud (Dion, 1987; comm. pers.). Ceci est également appuyé par la linéation d'étirement abrupte qui est bien développeée le long de ce corridor.

Les cisaillements des veines *Sharp*, *no 2*, *Mann* et *New vein* à la mine Norbeau représentent d'autres bons exemples de cisaillements aurifères. Les roches hôtes sont la ferrodiorite et le leucogabbro du filon-couche de Bourbeau. Ces cisaillements possèdent des extensions de moins de 1000 m et les roches sont affectées sur des épaisseurs de 10 à 20 m. Le pendage sud du corridor de déformation de même direction que la schistosité fortement inclinée vers le nord traduit également un mouvement en chevauchement du bloc sud sur le bloc nord compatible avec une linéation d'étirement forte et abrupte (Dubé et Guha, 1987).

Parmi les autres cisaillements aurifères de la région, citons ceux reconnus par Bouchard (1984) à la mine Gwillim, le cisaillement de Calmor (propriété de Falconbridge) dans le canton de Queylus, le cisaillement d'Erratix (propriété de SOQUEM) dans le canton de Rasles ainsi que le cisaillement S-3 (propriété de Camchib) dans l'anorthosite du Complexe du Lac Doré (canton de Lemoine). Plusieurs autres cisaillements d'importance moindre sillonnent également le territoire et représentent des cibles potentielles pour l'exploration.

Dynamique des couloirs de déformation E-W

Les cisaillements E-W sont une partie intégrante de la déformation régionale. Ils représentent en quelque sorte des corridors où la déormation est préférentiellement absorbée. Les structures observées au sein de ces zones permettent d'établir que les mouvements sont généralement en chevauchement, ce qui est cohérent avec le raccourcissement N-S que l'on admet pour le bassin de roches supracrustales.

Sur le plan régional, les manifestations des corridors de déformation se font dans un domaine qui varie de ductile à cassant. D'abord sur le plan ductile, la présence d'une linéation d'étirement importante provoque une subparallélisation des structures le long de cette linéation. Les axes de plis, par exemple, ont des attitudes identiques à celles des linéations d'étirement, ce qui, à première vue, paraît incompatible. La figure 9 montre l'évolution d'un pli d'entraînement le long d'une faille à

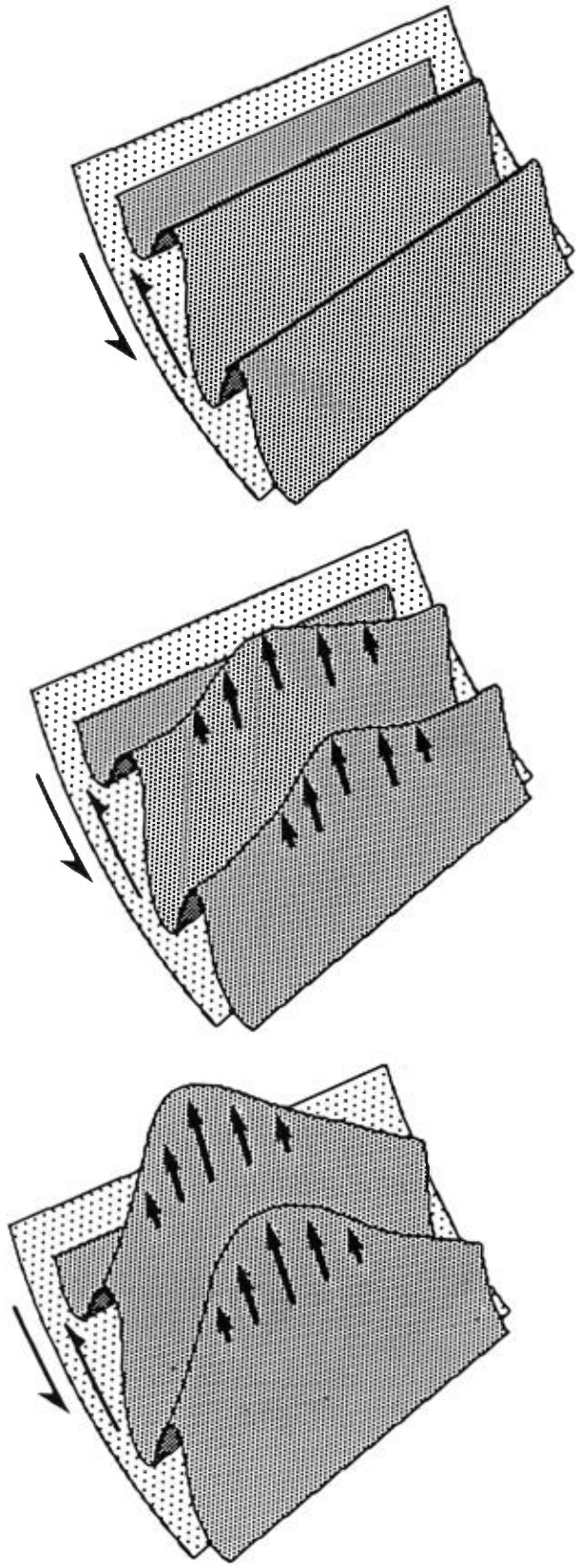


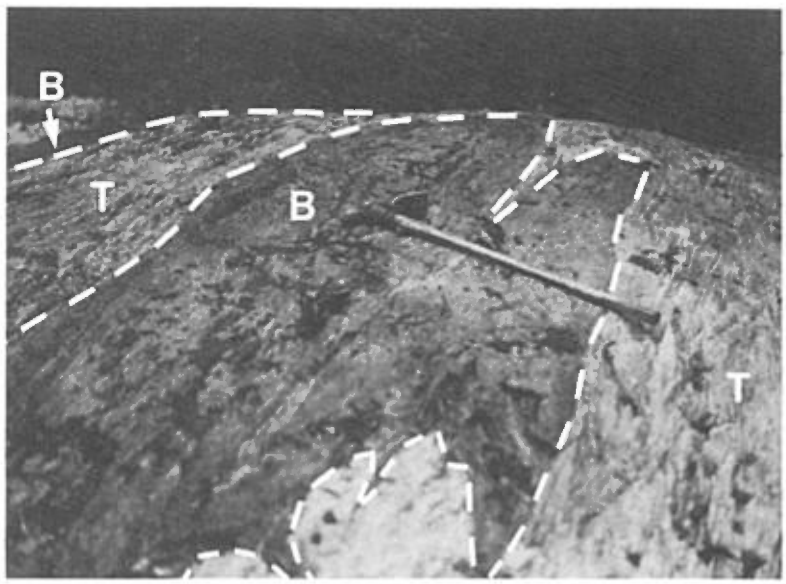
FIGURE 9 – Évolution progressive du plissement en bordure d'une faille à mouvement inverse. Les axes de plis, d'abord horizontaux, sont entraînés par la linéation d'étirement vers des positions abruptes. Ces plis sont interprétés comme des plis en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1980).

mouvement inverse. Au stade précoce de la déformation, les plis sont à charnière horizontale, soit en relation orthogonale avec la direction du transport le long de la zone de faille. Progressivement, les axes sont entraînés par la linéation d'étirement pour générer ce qui est connu comme des plis en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1980). Il est commun d'observer en bordure des grands corridors de déformation des structures d'interférence qui peuvent s'expliquer par ce processus. La figure 10 montre un exemple de ce genre de structures développées près de la Faille Faribault. Le fait que les couloirs de déformation se caractérisent par une forte anisotropie engendre une suite de structures secondaires qui se superposent à l'anisotropie primaire pour la recouper et la plisser. Ces structures ne sont pas présentes régionalement. Elles se manifestent sous plusieurs formes. Elles sont soit des clivages de crénulation et de fracture, soit des micro-failles, soit des kinks. Il arrive fréquemment que l'on peut observer une progression de l'une de ces structures vers une autre, ce qui suggère un continuum dans la déformation.

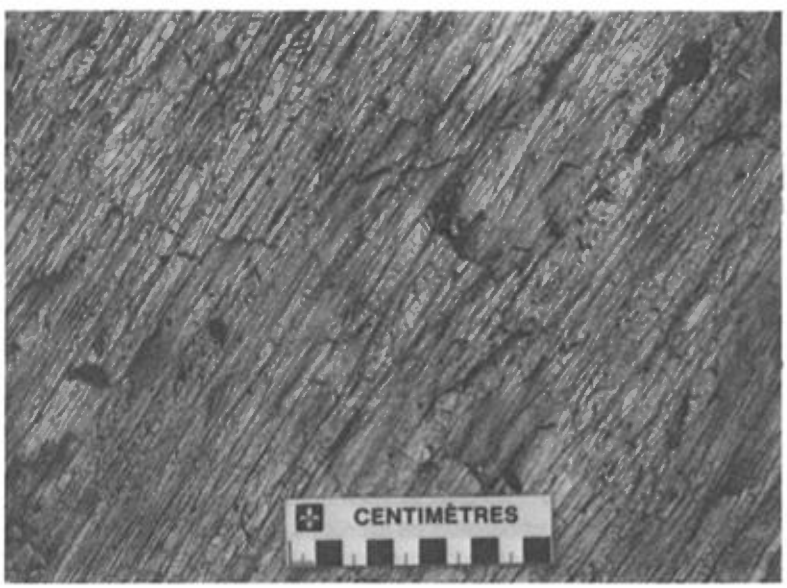
La structure la plus commune et la plus importante est un clivage situé à gauche de l'anisotropie principale. Ce clivage est communément appelé S_3 dans la région. Son développement est intimement lié à l'intensité du développement de la fabrique initiale, et nous fait paraître celle-ci moins importante.

Occasionnellement, la déformation s'est manifestée tardivement par un clivage à droite (désigné S_3' dans la région). Ces deux structures (gauche et droite) représentent en quelque sorte des microzones de cisaillement qui montrent de fortes affinités avec les structures secondaires désignées « ECC » par Platt et Visser (1980). Les deux clivages ont été, dans certains cas, observés ensemble. Les relations indiquent qu'ils sont parfois synchrones, ne démontrant pas de relation de recoupement, et parfois légèrement asynchrones. Dans le cas où ils sont synchrones, le sens du mouvement observé sur chacun est opposé, suggérant une relation conjuguée. En cela, ils peuvent répondre à la définition des « ECC » de Platt et Visser. Mais la linéation d'intersection de chacune de ces structures avec l'anisotropie principale n'est pas orthogonale à la linéation d'étirement. En d'autres mots, l'intersection ne correspond pas à l'axe intermédiaire de l'ellipsoïde de déformation. Au contraire, la tendance est d'avoir une forme de subparallélisation de l'intersection avec l'étirement, donc selon l'axe « X » de l'ellipsoïde. Rappelons ici que ces structures n'ont pas été subparallélisées par la linéation d'étirement comme c'est le cas pour les charnières de plis, puisque l'anisotropie principale qui contient la linéation d'étirement est recoupée par ces structures secondaires. Nous croyons que l'anisotropie linéaire pré-existante à ces structures contrôle en partie leur attitude. Ce phénomène a d'ailleurs déjà été observé et expliqué de cette façon par Hanmer (1979).

Il est commun d'observer que ces deux structures cohabitent d'une façon passive, i.e. qu'elles n'ont pas









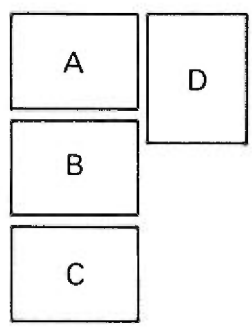


FIGURE 10

A – Motif d'interférence en bordure de la Faille Faribault. Les axes sont subparallélisés à la linéation d'étirement abrupte. B = basalte, T = tuf felsique.

B – Exemple de haute anisotropie au sein du couloir de déformation de la Faille Faribault.

C – Motif d'interférence en dômes et bassins en bordure de la Faille Faribault. La flèche souligne le plan de stratification.

D – Kinks conjugués affectant l'anisotropie marquée de la Faille Faribault.

produit de pli. À un stade plus avancé, l'une prend le dessus sur l'autre pour produire des plis asymétriques qui affectent l'anisotropie de base. Dans la région de Chibougamau, c'est le clivage de gauche qui, d'une façon dominante, l'emporte et produit des plis asymétriques en « Z ». Ces plis débutent avec un plan axial sécant à la direction du corridor de déformation. Avec la déformation qui se poursuit, le plan axial du pli de deuxième ordre s'incline progressivement et tend à se subparalléliser à la direction du couloir. La caractéristique de ces plis est qu'ils sont coaxiaux à la linéation d'étirement. À un stade plus avancé, la relève peut être prise par le clivage conjugué qui deviendra actif lui aussi et produira des plis qui tendront également à se subparalléliser. La figure 11 montre une séquence d'évolution d'un pli en « Z » qui se subparallélise à la direction du couloir de déformation, tandis que la figure 12 montre des séquences d'évolution probables selon une relève prise successivement par un clivage à gauche et un clivage à droite. Le paroxysme de la déformation dans le couloir de déformation produit des associations de plis qui, à première vue, semblent anarchiques, comme le montre le schéma de la figure 12. On y retrouve une association de dômes et bassins, de crochons de plis et de plis asymétriques en « S » et en « Z » qui, en plus, sont des structures qui affectent l'anisotropie de base du couloir de déformation. L'ensemble devient compatible avec une séquence évolutive qui fait intervenir successivement différentes structures secondaires dont le rôle est essentiellement d'absorber des excédents de déformation. La présence de ces structures est donc liée intimement au couloir de déformation et l'interprétation que l'on en fait doit en tenir compte. Il devient évident que l'observation de structures superposées dans un corridor de déformation ne doit pas générer

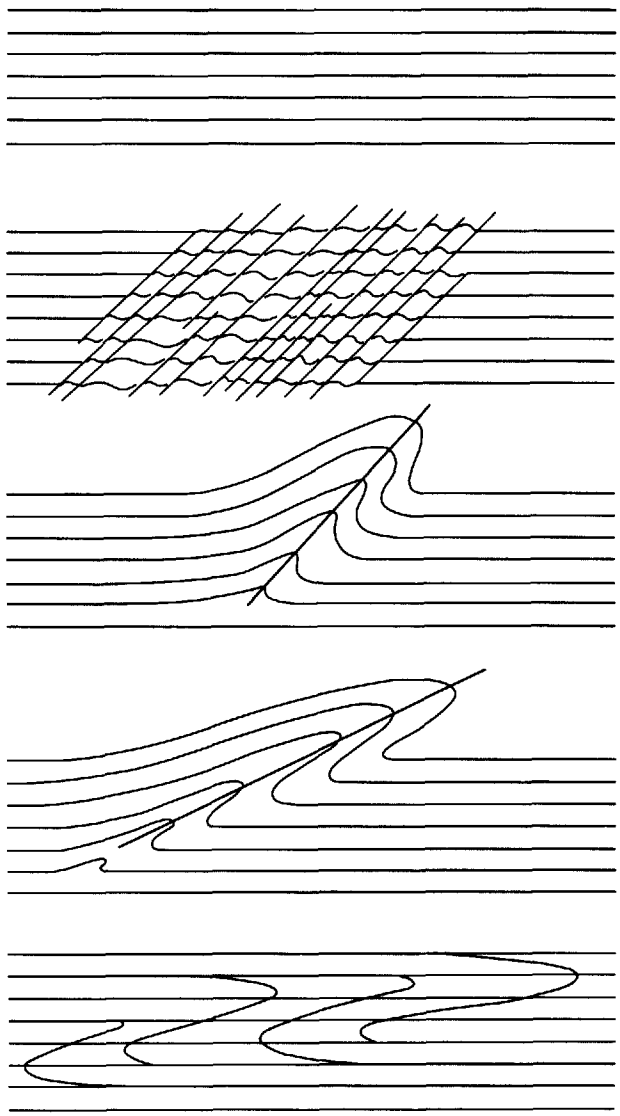


FIGURE 11 – Superposition d'un clivage de crénulation à gauche de l'anisotropie de base. Avec l'évolution progressive de la déformation, il y a production de plis en « Z » qui tendent à se subparalléliser. Ces événements s'inscrivent dans un continuum de la déformation associé à un couloir de déformation.

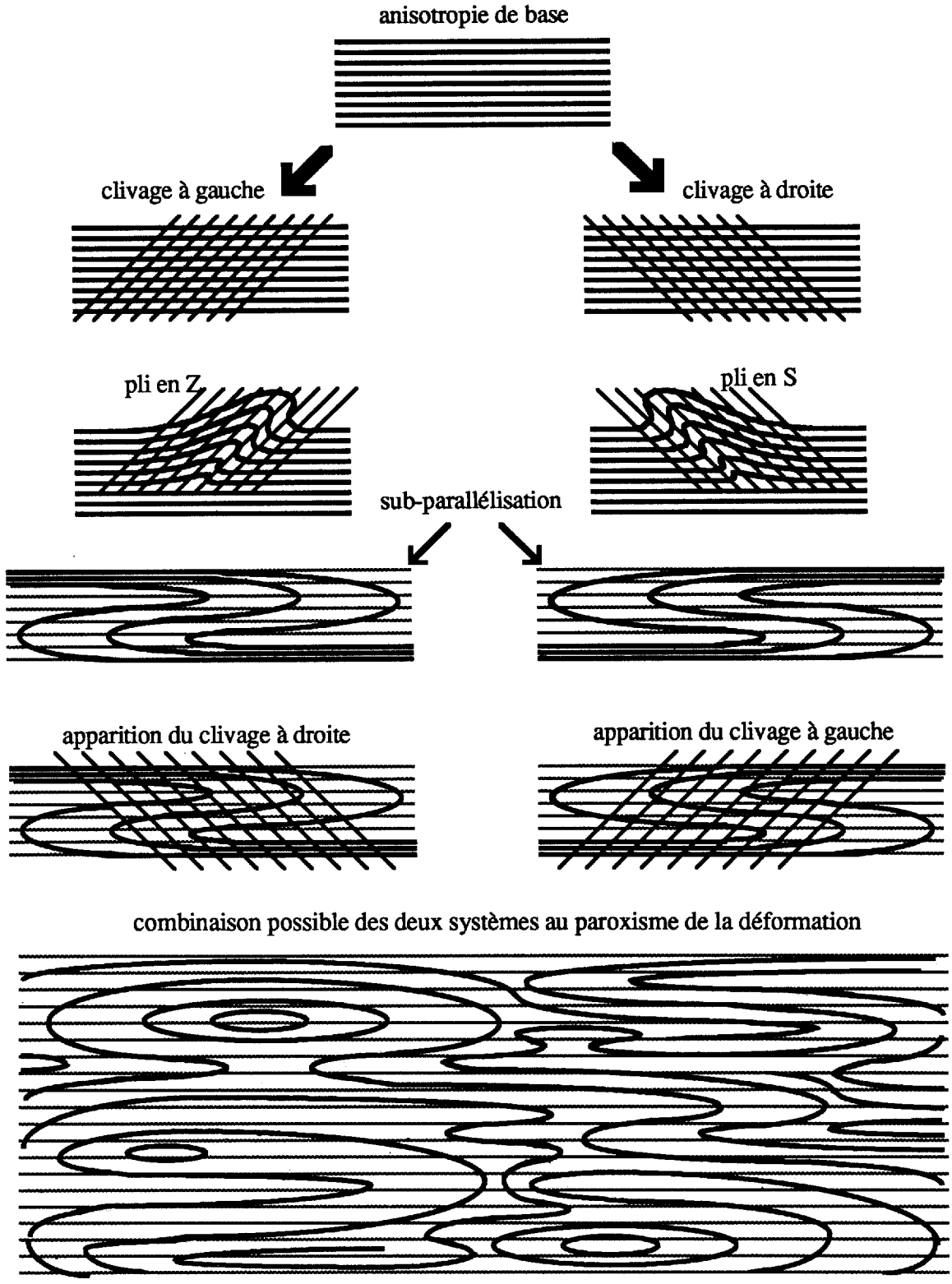


FIGURE 12 – Exemple d'évolution progressive de structures secondaires qui affectent l'anisotropie de base dans un couloir de déformation.

des conclusions qui seront étendues à une échelle régionale. Il est à noter que le développement de plis secondaires dans les zones de cisaillement a déjà fait l'objet d'études par Berthé et Brun (1980) et Platt (1983).

À un autre niveau, ces failles ont une composante cassante qui provoque des répétitions de séquences dans des roches à forte compétence. C'est particulièrement évident pour certaines parties du Complexe anorthositique du Lac Doré et du Complexe de Cummings constitué de péridotite et de gabbro. Cette répétition se fait à la faveur d'une faille à pendage sécant par rapport à la stratigraphie. La figure 13 illustre de quelle façon il est

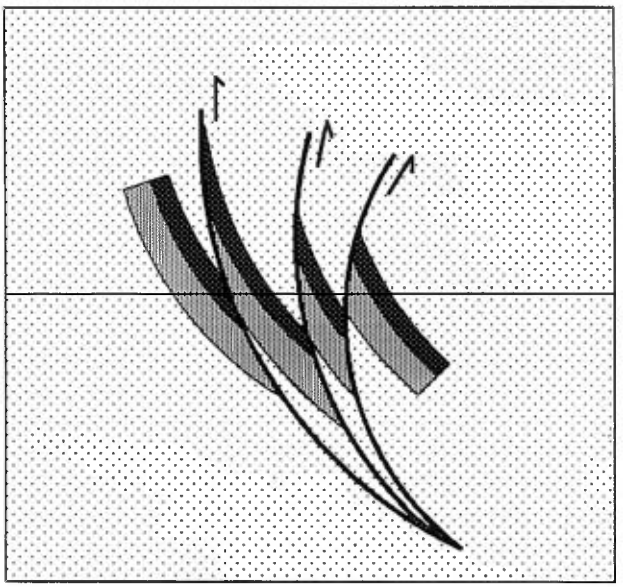


FIGURE 13 – Répétition de morceaux de séquence stratigraphique le long de failles E-W.

possible qu'une partie de la stratigraphie soit répétée plus d'une fois.

La combinaison des plis et des répétitions de séquences le long des grandes failles n'est pas sans causer de problèmes au niveau de la cartographie. Certaines régions, par exemple, deviennent de véritables casse-têtes lorsque l'on tente d'établir les corrélations stratigraphiques. C'est le cas notamment pour le nord des cantons de McKenzie et Roy (voir figure 1) qui renferme une série de copaux séparés par des failles.

Conclusion

Les grands cisaillements E-W représentent des éléments importants de l'histoire de la déformation dans la région de Chibougamau. Ils s'inscrivent dans la dynamique de la déformation régionale qui est caractérisée par un raccourcissement N-S à l'origine des grands plis ainsi que de la schistosité régionale. Ils représentent en quelque sorte des couloirs où la déformation s'est manifestée plus intensément. Les mouvements, globalement en chevauchement, engendrent des effets importants sur l'empilement stratigraphique qui devient plissé et faillé. Les axes des plis se sont subparallélisés à la linéation d'étirement pour donner des plis en fourreau. Les failles produisent des répétitions de morceaux de la séquence stratigraphique. L'anisotropie générée par le couloir de déformation permet le développement de structures secondaires qui se superposent et replissent l'anisotropie de base de façon coaxiale avec la linéation d'étirement. Ces clivages de crénulation représentent, à notre avis, des structures dont la fonction est d'absorber des excédents de déformation.

Remerciements

Je remercie Alain Simard, du MER, pour la lecture et la révision du manuscrit.

Références

ALLARD, G.-O., 1960 – Moitié sud du quart SE du canton de McKenzie. Ministère des Mines, Québec; RG-95, pages 49-79.

_____, 1972 – Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda – Val-d'Or and Matagami – Chibougamau greenstone belts, Québec. International geological congress, Montréal ; Guidebook for excursion A 41-C 41, 100 pages.

_____, 1975 – Géologie du quart nord-est du canton de Scott. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-609, 46 pages.

_____, 1976 – Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368, 446 pages.

_____, 1982 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-928, 57 pages.

ALLARD, G.-O. – GOBEIL, A., 1984 – General geology of the Chibougamau region. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 45-19.

ARCHAMBAULT, G. – GUHA, J. – TREMBLAY, A. – KANWAR, R., 1984 – Implication of the geomechanical interpretation of the Copper Rand deposit on the Doré Lake shear belt. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 300-318.

BERTHÉ, D. – BRUN, J.-P., 1980 – Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 127-133.

BERTHÉ, D. – CHOUKROUNE, P. – JEGOUZO, P., 1980 – Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. Journal of Structural Geology; volume 1, pages 31-42.

BEULLAC, R. – 1987 – Géologie de la moitié nord du canton de Barlow. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-05.

CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Saussure et la Ribourde, Abitibi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. *IN* Rapports d'étape des travaux en cours à la Division du Précambrien; ET 82-01, pages 1-68.

CHARBONNEAU, J.-M., 1981 – Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamark et du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-853.

CHRISTMAN, P., 1979 – Étude métallogénique de la mine Copper Cliff (Cu-Au), Chibougamau. Université de Grenoble, France; thèse de doctorat.

COBBOLD, P. – QUINQUIS, H. – 1980 – Development of sheath folds in shear regimes. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 119-126.

CONEY, P.-J. – JONES, D.-L. – MONGER, J.-W.-H., 1980 – Cordilleran suspect terranes. Nature; volume 288, pages 329-332.

DAIGNEAULT, R. – 1982 – Demie nord du canton de McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-08, carte annotée.

DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.-O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 1-17.

_____, 1984a – Nouvelle interprétation de la structure et de la stratigraphie du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-34, 12 pages (avec carte).

_____, 1984b – Le synclinal de Muscocho: une structure N-S majeure dans la région de Chibougamau, canton de Haüy. *IN* Chibougamau – Stratigraphie et Minéralisation. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie : livret-guide d'excursions, pages 271-292.

_____, 1984c – Évolution tectonique d'une partie du sillon de roches vertes de Chibougamau. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 212-228.

DIMROTH, E. – MUELLER, W. – ROCHELEAU, M. – ARCHER, P. – JUTRAS, M. – PICHÉ, M. – SIMONEAU, P. – CARIGNAN, J. – CHOWN, E.-H. – GUHA, J. – GOULET, N. – ALLARD, G.-O. – FRANCONI, A. – GOBEIL, A., 1983 – Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les Groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau-Chapais. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 21-34.

DIMROTH, E. – ROCHELEAU, M. – MUELLER, W., 1984 – Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt: A comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 73-91.

DUBÉ, B. – GUHA, J., en préparation – Étude métallogénique (Au) du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.

DUQUETTE, G., 1976 – North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-357.

GOBEIL, A., 1977 – Quart nord-est du canton de Lévy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-503; 34 pages.

GOBEIL, A. – RACICOT, D., 1983 – Carte lighostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02.

GOODWIN, A.-M. – RIDLER, R.-H., 1970 – The Abitibi orogenic belt. *IN* Symposium on basins geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, editor). Geological Survey of Canada; special paper 70-40, pages 1-30.

HANMER, S.-K., 1979 – The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. Journal of Structural Geology; volume 1, pages 81-91.

HENRY, R.-L., 1976 – The Lac Sauvage Iron Formation, McKenzie and Roy township, Chibougamau area. Université de Georgie; thèse de doctorat.

MALOUF, S.-E. – HINSE, R., 1957 – Campbell Chibougamau Mines. *IN* Structural geology of Canadian ore deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 2, pages 441-449.

NORMAN, G.-W.-H., 1937 – East half Opemisca map-area. Geological Survey of Canada; paper 37-11, 27 pages.

PILOTE, P., 1984 – Stratigraphic positions of mineralized occurrences in the Mont Bourbeau and Lac Berrigan regions and their significance. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy: special volume 34, pages 288-299.

PLATT, J.-P., 1983 – Progressive refolding in ductile shear zones. Journal of Structural Geology; volume 5, pages 619-622.

PLATT, J.-P. – VISSER, R.-L.-M., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 397-410.

RAMSAY, J.-G. – GRAHAM, R., 1970 – Strain variation in shear belts. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 7, pages 786-812.

SMITH, J.-R., 1960 – Quart SW et moitié nord du quart SE du canton de McKenzie. Ministère des Mines, Québec; RG-95, pages 1-44.

Métallotectes et typologie des gisements aurifères du secteur de Val-d'Or

Laszlo Imreh(1) et Pierre Trudel(2)

Introduction

La conjoncture économique étant devenue, après la libération du prix de l'or de 1968, de plus en plus favorable à la recherche minière aurifère, les services gouvernementaux ont réagi à cette situation en instaurant des programmes de recherche à long terme. Le programme québécois en cours de réalisation se fait dans le cadre d'une action concertée par les chercheurs du ministère de l'Énergie et des Ressources (MERQ), de l'Institut de la recherche en exploration minière (IREM) et de l'Université Laval.

Nous avons fixé l'objectif du programme comme suit: étudier le caractère, l'anatomie et le mode de mise en place des gisements aurifères dans leur cadre géologique, dans un secteur particulièrement représentatif et de superficie considérable. Le modèle ainsi obtenu sera ensuite susceptible d'être transposé à d'autres régions moins connues.

Les conditions nécessaires et suffisantes à la réalisation d'une telle étude sont réunies dans le secteur de Val-d'Or (figure 1):

- entité géologique à évolution complexe et diversifiée;
- travaux de synthèse régionale récents (Dimroth *et al.*, 1982, 1983a et 1983b.; Imreh, 1984);
- nombre élevé de mines et de gîsements mis en valeur (environ 50 dont l'or est le produit principal). Parmi ceux-ci, nous en avons sélectionné près de 25 pour étude approfondie.

Considérations générales

Selon Wood *et al.* (1979), les boucliers précambriens fournissent plus de 61 % de la production d'or mondiale dont la majorité (près de 70 %) provient du gisement-monstre de Witwatersrand, en Afrique du Sud. Les

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec
(2) Institut de recherche en exploitation minérale, Montréal

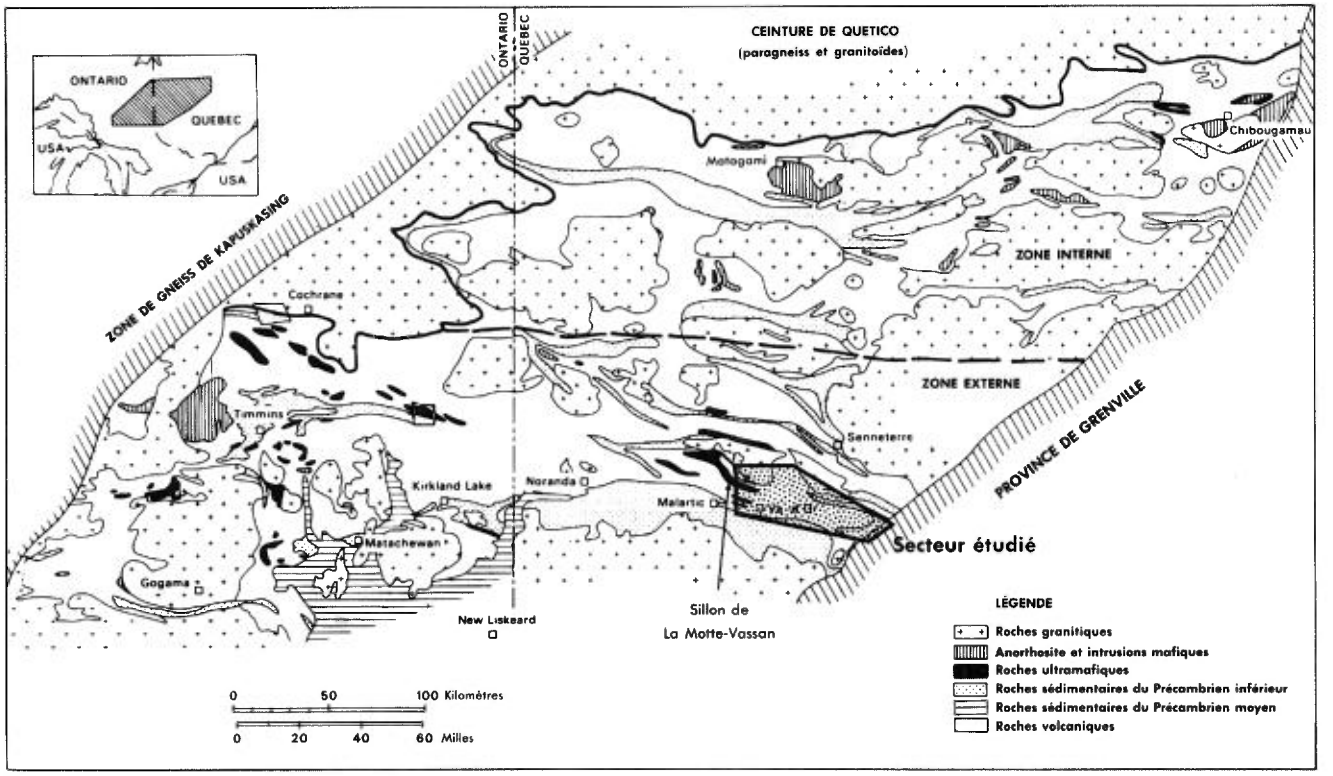


FIGURE 1 – Esquisse de la province orogénique abitibienne (moins la bande Frotet-Evans). D'après Goodwin & Ridler (1970) et modifié par Pyke *et al.*, (1973) et Dimroth *et al.*, (1982). La figure montre aussi la localisation du secteur étudié.

gisements archéens fournissent les 30 % restants. Dans ce tableau, le Canada occupe une place enviable en tant que troisième producteur d'or (World Mineral Statistics, 1979-83). Quant au Québec, avec 30 % de la production nationale, dont plus de 95 % provient de l'Archéen abitibien, il occupe le premier rang (Canadian Mines Handbook, 1985-86).

Notons enfin que plus de 90 % du potentiel minier de l'Archéen est confiné, à l'échelle mondiale, à des ceintures volcaniques allongées, étroites et métamorphisées au faciès des schistes verts ou de l'amphibolite; celles-ci sont ensuite déchiquetées et séparées par de nombreuses intrusions (Watson *IN* Windley, 1976 et Windley, 1978).

Considérations locales

Ces dernières constations d'ordre global sont entièrement confirmées par le cas précis des ceintures volcaniques archéennes de l'Abitibi (figure 1). À l'intérieur de celles-ci la partie québécoise comprend à elle seule respectivement 62 %, 81 %, 89 % et 97 % du potentiel en Cu, Zn, Ag et Au de la Province de Québec. Quant à la répartition de l'or, elle accuse une polarisation prononcée même à l'intérieur de l'Archéen: le secteur Rouyn-Noranda – Val-d'Or, à lui seul, recèle plus de 82 % du potentiel aurifère du Québec (figure 2).

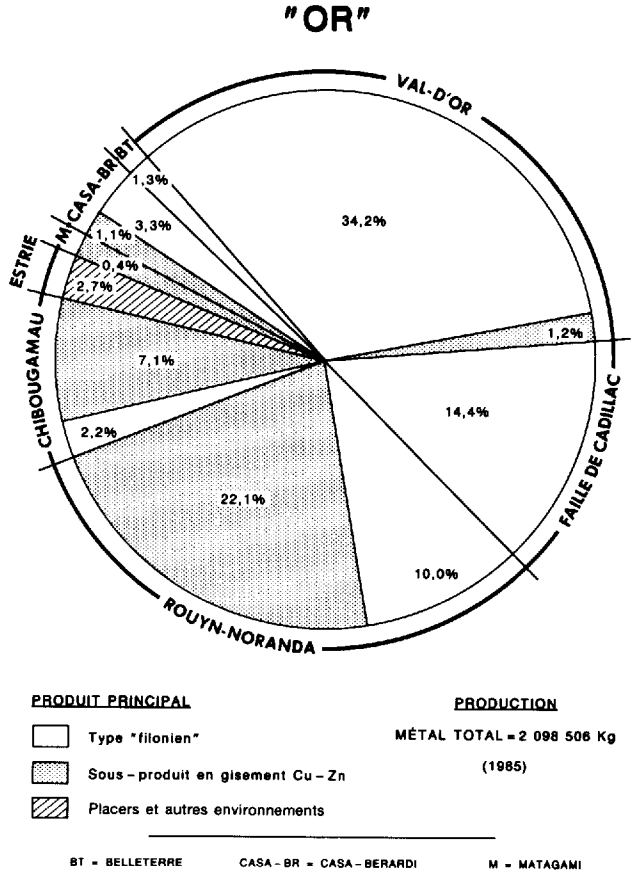


FIGURE 2 – Diagramme circulaire de la répartition du potentiel de l'or au Québec.

Il suffit de jeter un coup d'oeil sur la carte minérale du Québec (figure 3) pour constater que la localisation de cette concentration métallifère extraordinaire est limitée à une bande d'environ 5 à 15 km de largeur par 170 km de longueur en suivant la structure générale E-W à l'extrémité sud de l'Abitibi. Cette concentration de gisements ne peut pas être considérée comme un phénomène aléatoire. Elle représente plutôt l'aboutissement métallogénique d'une évolution particulière, associée à un cadre géodynamique spécifique dont les composants jouent le rôle de métallotectes de premier ordre.

Rappel sur l'évolution du volcanisme

L'aspect lithostratigraphique du volcanisme du sillon de La Motte – Vassan (secteur de Val-d'Or), décrit ailleurs en détail (Imreh, 1976, 1979, 1984, Dimroth *et al.*, 1982), ne sera pas évoqué ici. Toutefois, le tableau 1 permet au lecteur d'établir la correspondance entre les entités volcaniques et les unités lithostratigraphiques.

L'évolution précinématique de la région peut être divisée en deux étapes majeures: 1) le volcanisme fissural de type plaine sous-marine de bassins marginaux, d'affinité komatiitique-tholéiitique; 2) le volcanisme central de type arc insulaire, d'affinité tholéiitique à calco-alcaline.

La première étape, caractérisée par un volcanisme de type plaine sous-marine, débute par la profusion de coulées surtout ultramafiques (Formation de La Motte – Vassan), continue avec celle des coulées de basalte et d'ultramafites intercalaires (Formation de Dubuisson); elle se termine, à l'extrémité sud de la plaine, par la succession pulsative de triades ultramafite-basalte-hyaloclastite basaltique (Formation de Jacola). Cette dernière formation comporte des unités lithochimiques d'affinité komatiitique, tholéiitique et calco-alcaline (« volcanisme transitionnel »).

La deuxième étape se caractérise par l'érection d'édifices volcaniques, surtout sous-marins de type arc insulaire, construits sur les produits finaux et marginaux de la plaine sous-marine (figure 4). Ses produits sont d'affinité tholéiitique et calco-alcaline, ce qui permet de les considérer (Girod, 1978) comme des constituants d'arcs insulaires allant de peu, moyennement à bien évolués. Dans la région considérée, l'association étroite entre les deux types de volcanisme suggère, à elle seule, que les plaines représentent d'anciens bassins marginaux. L'évolution des constituants de type arc insulaire rappelle, à tous les égards, celle des îles Tonga, Kermadec, Mariannes, de même que celles des îles japonaises (Girod, 1978).

Métallotectes principaux et leur cadre géodynamique

Les métallotectes principaux sont associés à l'évolution précinématique du sillon volcanique. Ils englobent tout phénomène ou objet géologique susceptible de pro-

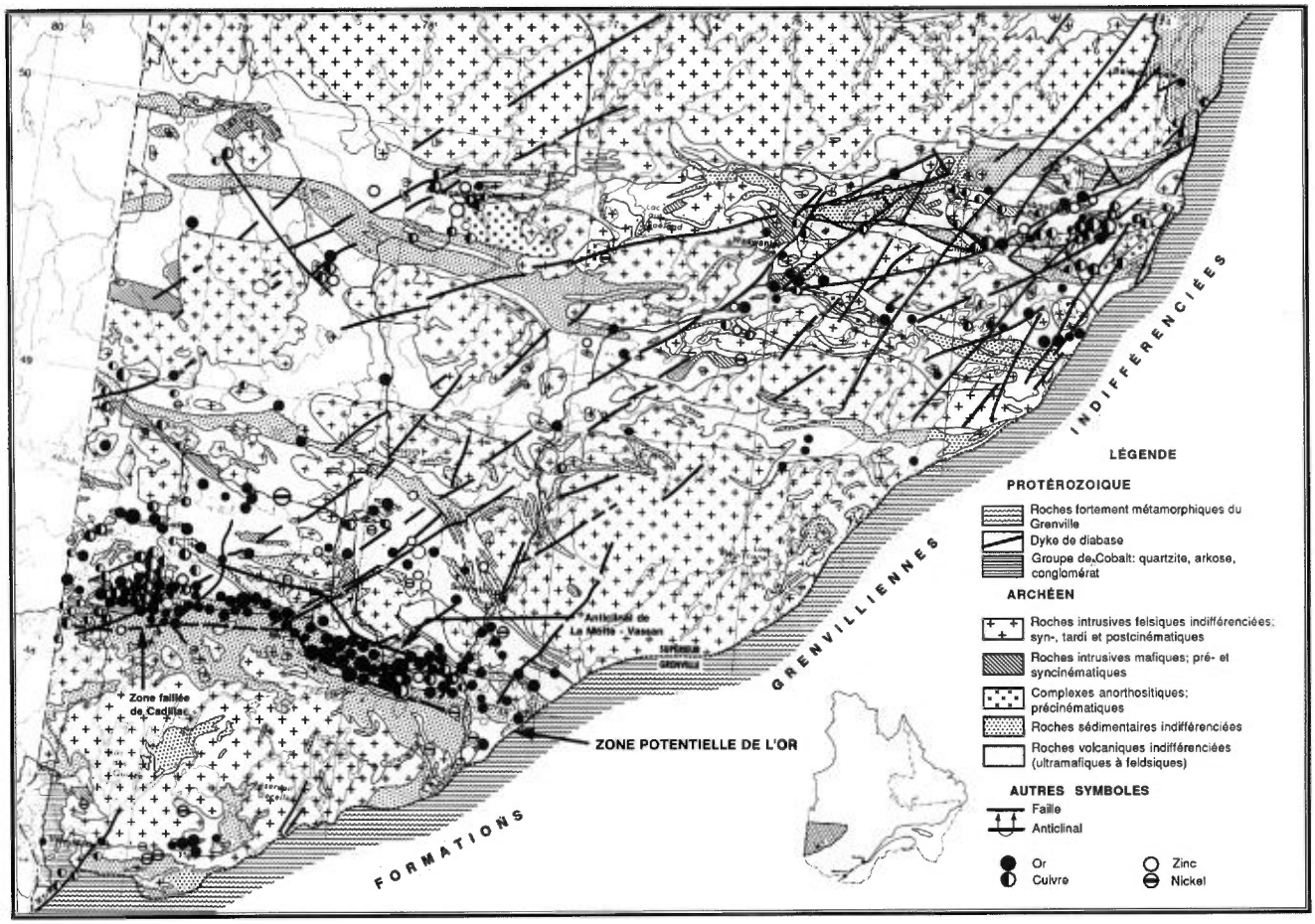


FIGURE 3 – Carte minérale du Québec. D'après Avramtchev (1986). Partie Abitibi-Témiscamingue, modifiée.

voquer l'enrichisseent métallifère à l'échelle globale ou suprarégionale. Ci-après, nous nous occuperons exclusivement des métallotectes de la minéralisation aurifère où l'or est le produit principal.

La comparaison des figures 3 et 4 démontre clairement que les complexes qui offrent le meilleur potentiel du point de vue minéralisation sont ceux qui se situent sur la bordure méridionale de la plaine sous-marine. De plus, l'asymétrie métallogénique régionale si frappante entre le secteur de Rouyn-Noranda – Val d'Or et son arrière-pays septentrional (figure 3), résulte, en premier lieu, de la différence d'évolution des deux régions, différence dont les composants intramagmatiques, volcanologiques et paléogéographiques ont le plus d'importance. En effet, *le paroxysme de la minéralisation aurifère se situe dans la section la plus évoluée du volcanisme de type plaine* (sections moyenne et supérieure de la Formation de Dubuisson), dans les *termes du volcanisme transitionnel* (Formation de Jacola) et dans les *diverses unités de type arc insulaire* (Formations de Val-d'Or et d'Héva) (figure 5). Ce phénomène correspond à la spécialisation métallique à l'échelle régionale, spécialisation déjà reconnue par Routhier (1980) à l'échelle globale.

L'association spatiale fréquente de la minéralisation aurifère avec la phase ultramafique mérite une attention particulière puisqu'elle est reconnue mondialement dans le Précambrien. À titre d'exemple, nous mentionnons les travaux de Baud (1942) et de Regnoult (1980) dans le Birrimien, en Côte d'Ivoire, ceux de Travis *et al*, (1971) et de Gee *et al*. (1976) dans le bloc de Yilgarn en Australie, ceux de Pyke (1975) et de Colvine (1983) en Ontario, le travail de Morgan et Cristoforo (1980) aux États-Unis (Michigan) ainsi que celui de Buisson et Leblanc (1985) au Maroc. Au Québec, l'association spatiale de la minéralisation aurifère avec des *coulées ultramafiques de la section terminale du volcanisme de type plaine* et avec *celles du volcanisme transitionnel de la région étudiée* a été démontrée par Imreh (1976, 1984).

En dernière analyse, c'est à l'évolution spécifique, physique et chimique du volcanisme dans le temps et dans l'espace que l'on peut imputer la diversification et le degré d'évolution des entités volcaniques. Le potentiel minier est un des résultats de cette diversification. La nature complexe de l'évolution comprend alors tous les facteurs principaux responsables de la favorabilité ou de la stérilité d'une entité géologique donnée.

TABLEAU 1 – Correspondance entre les entités volcaniques et les unités lithostratigraphiques. D'après Imreh & Dimroth (1983).

Entités volcaniques	Unités lithostratigraphiques
Plaine d'Amos	Groupe d'Amos
Complexes centraux de Cléricy, Noranda Montsabrais et Renault (Dimroth *et al.*, 1982)	Groupe de Blake River
Complexe central de Val--d'Or et son flanc	Formations de Jacola, de Val-d'Or et de Héva-Sud
Plaine de La Motte	Groupe de Malartic: formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson

N.B.: Les équivalences entre les formations et les unités volcaniques hors de la zone étudiée ne sont pas énumérées.

En formulant une hypothèse de travail qui s'accorde le plus avec les faits observés et interprétés, nous allons ci-après examiner le pourquoi de cette évolution particulière.

La cause ultime de la forte diversification du milieu volcanique et de la présence de nombreuses minéralisations potentielles en résultant *doit être cherchée dans le cadre géodynamique*. Pour des raisons expliquées ailleurs en détail (Dimroth *et al.*, 1983b), nous proposons pour le secteur de Rouyn-Noranda – Val-d'Or un modèle de subduction très semblable à celui de Tarney *et al.* (1976) qui a été élaboré pour les sillons volcaniques archéens en Amérique du Sud.

Dans l'Abitibi-Témiscamingue, la zone de subduction se situerait au sud des divers sillons volcaniques (Dimroth *et al.*, 1983 b). Dans cette optique, le secteur de Rouyn-Noranda – Val-d'Or serait plus près de la zone de subduction que tout le reste de la ceinture de l'Abitibi. Cette interprétation concorde avec la prépondérance des effusions ultramafiques dans le bassin marginal d'arrière-arc et avec la présence marquée des produits calco-alcalins dans les édifices de type arc insulaire. À ce propos, notons que le volcanisme calco-alcalin est un excellent marqueur, celui-ci n'ayant été reconnu dans aucun autre contexte géodynamique (Girod *In* Girod *et al.*, 1978).

Ainsi le potentiel aurifère de la zone Rouyn-Noranda – Val-d'Or semble *découler de sa position privilégiée par rapport à la zone de subduction.*

Métallotectes de second ordre

Si les paramètres de l'évolution du volcanisme constituent les métallotectes principaux d'ordre global ou supra-régional, les métallotectes secondaires sont responsables des enrichissements exploitables à l'échelle locale et/ou semi-régionale. Ceux-ci sont associés aux phases structurales syn–, tardi– et post-cinématiques. Rappelons à ce propos que le style tectonique des terrains archéens est à l'échelle mondiale pratiquement uniforme (Windley, 1978); les déformations souples et les déformations cassantes associées sont omniprésentes.

La structure de la partie méridionale de la ceinture d'Abitibi a été décrite par Dimroth *et al.* (1983) et par Hubert *et al.* (1984). Cette structure se caractérise par la superposition de deux phases majeures de déformation. La première phase (D_1) consiste en des plis ouverts dont la direction du plan axial varie de N-S à NW-SE; la schistosité associée est en général faiblement développée et souvent même absente. La deuxième phase (D_2) est représentée par des plis isoclinaux serrés dont le plan axial oscille entre 90° et 110°; la schistosité associée (S_2), de même direction, est très pénétrative et omniprésente à l'échelle régionale. Cette deuxième phase de déformation dominante est responsable du grain tectonique général est-ouest observé dans la partie sud de la ceinture d'Abitibi. Ci-après, nous allons passer en revue les manifestations de la tectonique cassante associées à la phase de déformation régionale (D_2), puisque ce sont elles qui peuvent devenir *les métallotectes secondaires les plus importants dans les secteurs où les métallotectes principaux sont déjà présents.*

Dans la région considérée, les zones de cisaillement se développent sub-parallèlement à la schistosité régionale dominante (S_2). Les divers systèmes de fractures associées à ces zones de cisaillement résultent du mouvement des dites zones (fentes en échelon, fentes sigmoïdes, « gash fractures », fractures de Riedel, fractures P). À l'intérieur des métallotectes principaux, la majorité, sinon la totalité des minéralisations aurifères (lorsque l'or n'est pas un sous-produit) sont associées aux structures cassantes énumérées qui sont remplies de veines de quartz.

Un autre métallotecte de second ordre dont l'importance est reconnue, consiste en la présence de corps intrusifs à l'intérieur de l'empilement volcanique. À cause de leur plus grande compétence, ces masses intrusives auront tendance à se fracturer lors de la déformation régionale, créant ainsi les ouvertures nécessaires à la mise en place des filons aurifères. En somme, il ne s'agit que d'une variante des systèmes de fracturation définis ci-dessus. Ces intrusions se divisent en deux grandes catégories: 1)

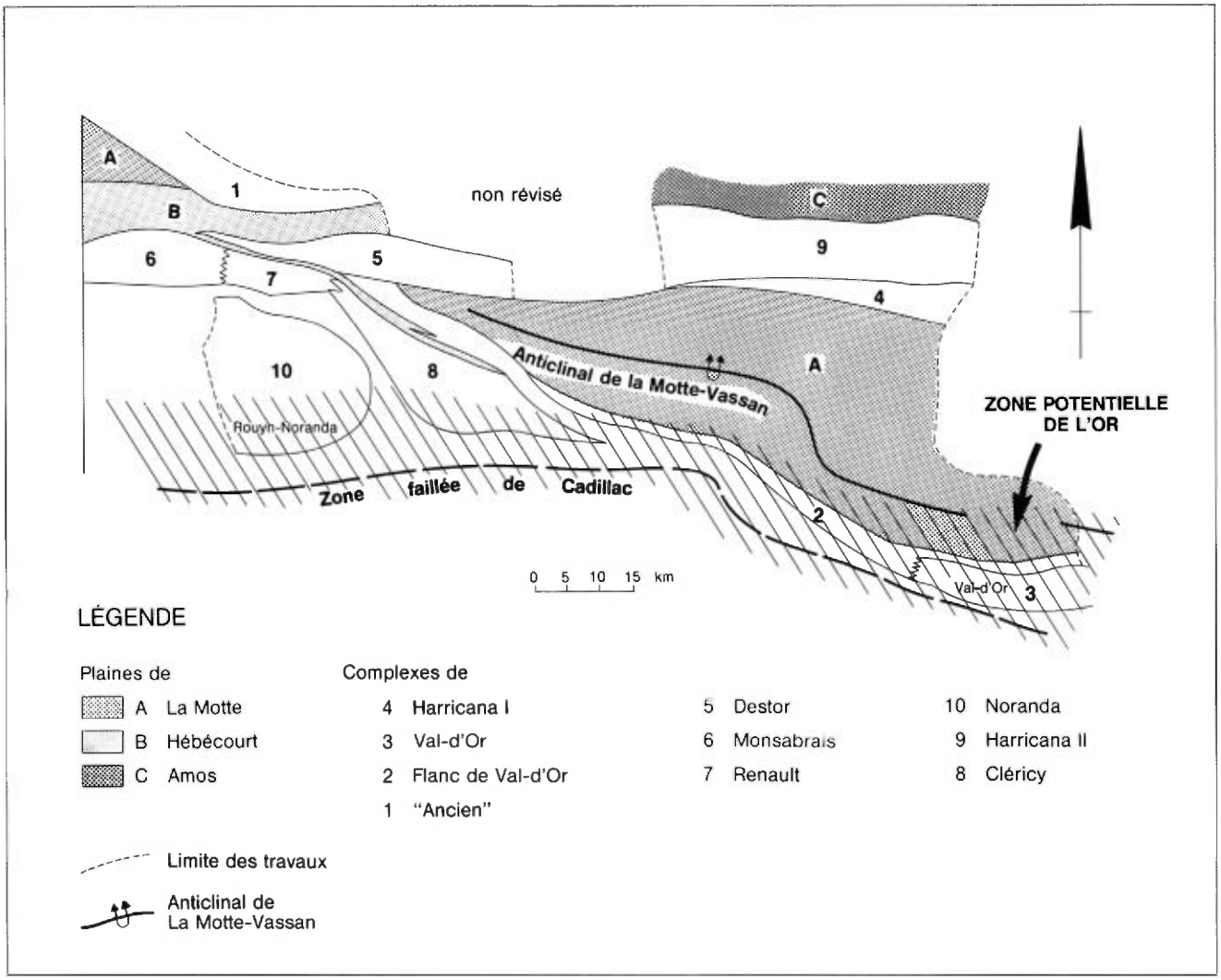


FIGURE 4 – Répartition géographique des divers types de volcanisme (plaines, complexes). D'après Imreh & Dimroth (1983).

les intrusions précoces consanguines avec le volcanisme; 2) les intrusions syn – à tardicinématiques d'affinité chimique distincte de celle de leur enveloppe volcanique.

La présence des corps intrusifs consanguins avec le volcanisme *constitue le terme ultime et souvent le plus différencié de la suite magmatique*. D'où l'importance particulière des gisements qui leur sont associés (mines Sigma, Lamaque et Siscoe).

Les gisements intra – et périplutoniques sont associés à des corps intrusifs syn – à tardicinématiques, dont le caractère lithochimique est le même que celui des termes les plus évolués du volcanisme (mines Perron, Beaufor, Bussières et Sullivan).

En dernière analyse, rappelons que les mêmes éléments de la tectonique cassante sont partout présents dans l'Archéen mais que *seule la présence simultanée des facteurs de contrôle principaux et secondaires majeurs crée les conditions nécessaires et suffisantes à la minéralisation aurifère « filonienne »* (i.e. or comme produit principal). La relation d'intersections entre métallotectes – constituant à notre avis le théorème fondamental – est visualisée à la figure 6.

Les minéralisations aurifères de type filonien constituent la phase ultime de l'activité magmatique. Les autres métallotectes secondaires sont reliés principalement aux paramètres physico-chimiques (surtout la température et la composition) des fluides minéralisateurs. De ce fait, on peut les considérer comme des *métallotectes « indicateurs »*, à l'opposé des *métallotectes « causals »* énumérés plus haut.

Les métallotectes « indicateurs » correspondent à l'altération des épontes ainsi qu'à la nature des minéraux associés à l'or dans les filons minéralisés. Dans le secteur de Rouyn-Noranda – Val-d'Or, la carbonatation, l'albitisation, la séricitisation, la chloritisation et la silicification sont des altérations communément développées dans les épontes des filons aurifères. De plus, les sulfures (principalement la pyrite, mais parfois aussi l'arsénopyrite, la pyrrhotite ou la chalcopyrite), la tourmaline, la scheelite, la fuchsite et les tellurures constituent de bons indicateurs locaux pour les minéralisations d'or.

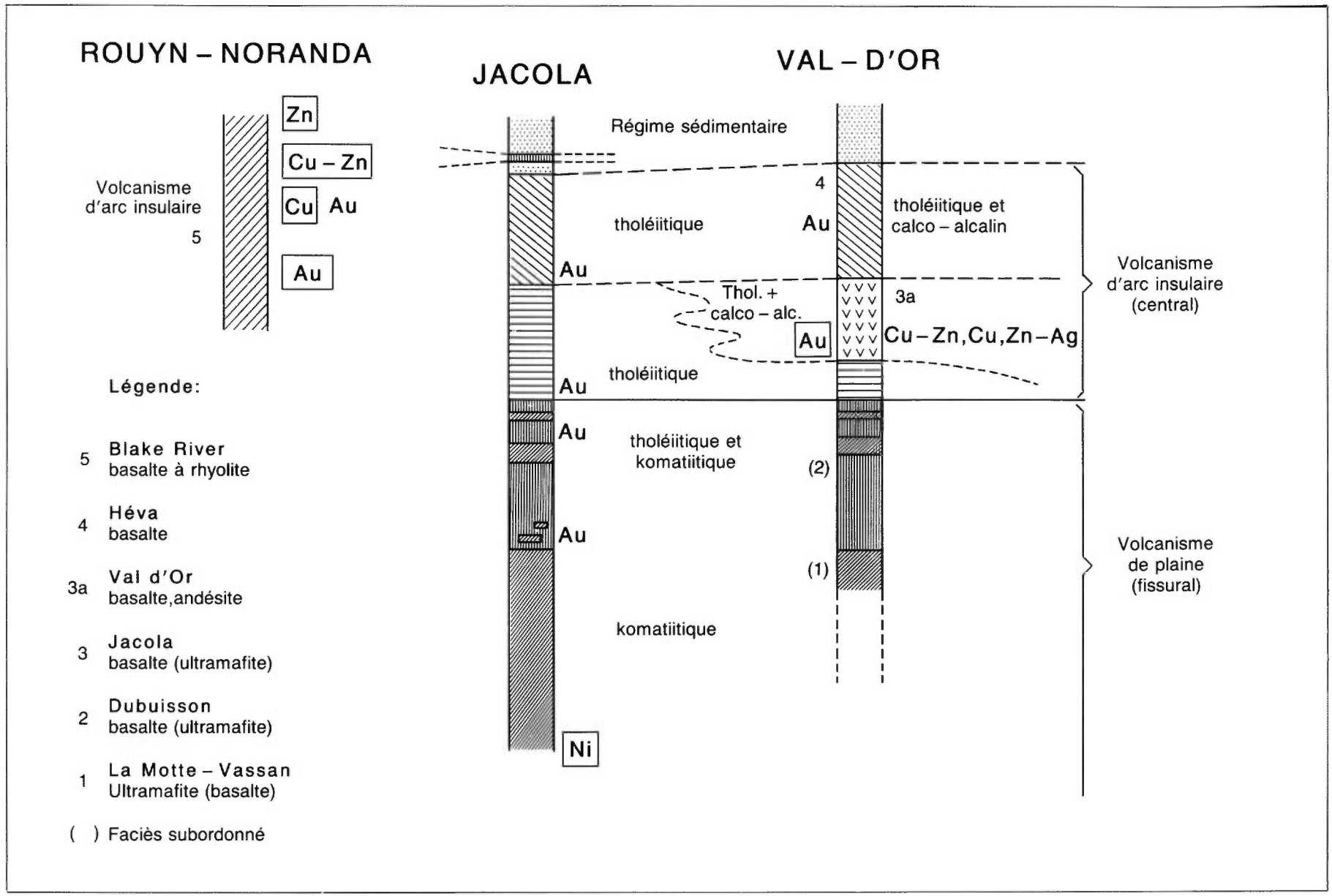


FIGURE 5 – Répartition des gisements métallifères en fonction de l'évolution du volcanisme et de la lithostratigraphie. Modifiée d'après Imreh (1984).

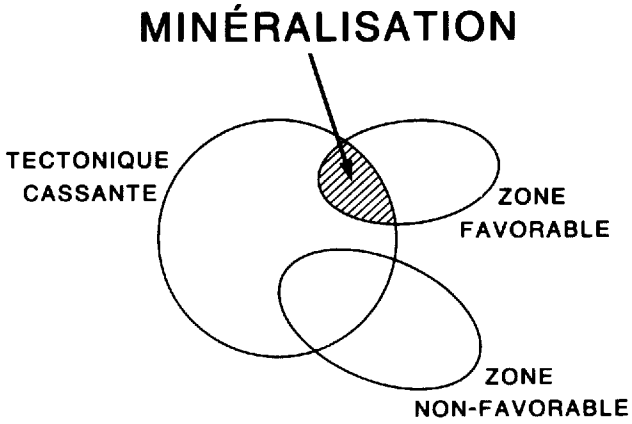


FIGURE 6 – Relation d'intersection entre la tectonique cassante et les zones favorables ou non à la minéralisation aurifère.

Typologie des gisements aurifères

La diversification du contexte géologique de la région concernée a engendré la multiplicité des types de gisements aurifères, ce qui a exigé l'élaboration d'une classification universelle ancrée dans cette réalité. L'idée directrice de cette étude est précisément de situer les gisements dans leur cadre diversifié tel que défini dans la nature. L'étude détaillée de vingt-quatre mines et gisements a été exécutée dans cet esprit.

Par conséquent, dans cette classification, nous avons attribué aux paramètres directement observés une préséance absolue par rapport aux paramètres inférés. Ces derniers sont incorporés à des paliers inférieurs de la hiéarchisation, structurée uniformément pour tous les gisements. Le cadre de la classification est, de ce fait, défini par la relation des gisements avec leurs enveloppes mégascopiques respectives. Le degré de différence ou de ressemblance est fonction du nombre de paramètres impliqués ou utilisés. Ce principe permet alors l'établissement de catégories majeures, à l'intérieur desquelles la subdivision se réalise à des paliers hiérarchiques successifs. Ci-après, nous nous bornons à énumérer les types majeurs de gisements et leurs sous-types (tableau 2).

La typologie élaborée rejoint, dans ses grandes lignes, les préoccupations de l'école gîtologique française moderne (Routhier, 1963, 1969; Bache, 1982) d'attribuer la priorité au cadre géologique. L'atout majeur de notre classification réside dans ce qu'elle *s'appuie directement sur les faits observés par les auteurs* dans une région de plus de 1 000 km² de superficie, très diversifiée du point de vue géologique et renfermant une forte densité de minéralisations exploitées ou exploitables.

Le nombre des paramètres uniformisés et hiérarchisés dépasse la vingtaine. Ils constituent quatre groupes majeurs: 1) les paramètres reliés au contexte géologique et à la nature de l'encaissant; 2) les paramètres géologiques; 3) les paramètres économiques et 4) les traits inférés (séries lithochimiques et type de volcanisme).

TABLEAU 2 – Classification typologique des gisements aurifères.

Type A: Gisements directement associés aux plutonites

1. Intraplutoniques
   a) Or produit principal
   b) Or sous-produit (absent dans le secteur étudié)

2. Périphériques: Dans les corps intrusifs en contact avec l'enveloppe volcano-sédimentaire et/ou en partie dans cette dernière

Type B: Gisements en terrain volcanique

1. Associés à des intrusions mineures de composition différente des volcanites encaissantes

2. Associés à des intrusions mineures de composition semblable ou identique aux volcanites encaissantes

3. Dans les volcanites sans association évidente avec les corps intrusifs
   a) Or produit principal
   b) Or sous-produit

Type C: Gisements en terrain sédimentaire

1. A l'interface volcanite-sédiment

2. En sédiments sensu stricto (absent dans le secteur étudié)

Dans la région étudiée, la répartition typologique des vingt-quatre mines et gisements aurifères donne les proportions respectives suivantes: type A: 25 %, type B: 67 %, type C: 8 %. Il enrésulte que le milieu volcanique (type B) est de loin le plus favorable à la minéralisation aurifère. Quant au potentiel des mines et des gisements, la plus grande part revient également à ce type. Il est également significatif que la quasi-totalité des minéralisations est de type « filon aurifère », ce qui souligne la nature tardive de la mise en place de l'or et refute les théories syngénétiques. À notre avis, presque tous les gisements d'or de la région considérée sont de nature épigénétique et contrôlés (sauf la mine Akasaba, au sud de Val-d'Or) par la tectonique.

Conclusions

Nous avons démontré dans cette étude que la concentration métallifère, en particulier celle de l'or, n'est pas un phénomène aléatoire mais le résultat de la présence conjuguée de deux groupes de métallotectes principaux: les métallotectes associés à l'évolution précinématique et les métallotectes associés aux diverses phases tectoni-

ques. La nature particulière de la bande à très forte concentration métallique est, en dernier ressort, définie par sa proximité à la zone de subduction présumée, au sud de la région considérée (Dimroth *et al.*, 1983b).

C'est précisément cette évolution géodynamique de l'extrémité sud de la ceinture qui a créé l'environnement très diversifié et propre à la minéralisation. La diversification typologique poussée de la minéralisation aurifère lui est imputable.

L'essai typologique présenté a été réalisé dans la bande mentionnée, à l'intérieur d'un secteur majeur où l'étude de 24 mines et gisements a été intégrée dans le cadre géologique régional.

La typologie proposée possède plusieurs avantages théoriques et pratiques. Tandis que la plupart des classifications (génétiques, phénoménologiques, physico-chimiques) sont *déductives*, c'est-à-dire procédant du général au particulier, celle-ci, en remontant des faits particuliers au général, est entièrement *inductive*. Ce fait lui confère une grande indépendance vis-à-vis des théories inévitablement sujettes aux changements ou à la désuétude. Finalement, la typologie proposée est universelle, puisque son cadre conceptuel est transposable à tout autre contexte géologique, ce qui en fait un outil précieux de gîtologie prévisionnelle.

Bibliographie

AVRAMTCHEV, L., 1986 – Carte minérale du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 2 feuilles au 1/1 500 000.

BACHE, J.J., 1982 – Les gisements d'or dans le monde, essai de typologie quantitative. Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans ; mémoire n° 118, 101 pages.

BAUD, L., 1942 – Sur la présence d'or libre dans les roches basiques du Cercle de Kaya (Haute Côte d'Ivoire). Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris; tome 214, pages 282-382.

BUISSON, G. – LEBLANC, M., 1985 – Gold in carbonatized ultramafic rocks from opholite complexes. Economic Geology; volume 80, pages 2028-2029.

COLVINE, A.C., (éditeur) 1983 – The geology of Gold in Ontario. Ministry of Natural Ressources, Ontario Geological Survey; miscellaneous paper 110, 278 pages.

DIMROTH, E. – IMREH, L. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1982 – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 19, n° 9, pages 1729-1758.

_____ 1983a – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Québec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 20, n° 9, 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. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 20, n° 9, pages 1374-1388.

GEE, R.D. – GROVES, D.I. – FLETCHER, C.I., 1976 – Archean geology and mineral deposits of the Eastern Goldfields. 25e Congrès géologique international, Australie; livret-guide pour l'excursion 42A; 56 pages.

GIROD, M. – BAILEY, D.K. – BAKER, P.E. – FISCHER, R.V. – MAURY, R. – ROCCI, N. – SCHMINKE, B. – UPTON, B.G., 1978 – Les roches volcaniques: pétrologie et cadre structural. Édition Doin (Paris); 239 pages.

GOODWIN, A.M. – RIDLER, R.H., 1970 – The Abitibi orogenic belt *IN* Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, éditeur). Commission géologique du Canada; étude 70-40, pages 1-30.

HUBERT, L – TRUDEL, P. – GÉLINAS, L., 1984 – Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 21, n° 9, pages 1024-1032.

IMREH, L. 1976 – Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val-d'Or et son incidence gîtologique. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-349; 73 pages.

_____ 1979 – Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val-d'Or – Amos. Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada; réunion annuelle ; livret-guide pour l'excursion A-4; 40 pages.

_____ 1984 – Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04; 80 pages, 2 cartes.

IMREH, L. – DIMROTH E., 1983 – Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 111-120.

MORGAN, P.J. – de CRISTOFORO, D.T., 1980 – Geological evolution of the Ishpeming greenstone belt, Michigan, U.S.A. Precambrian Research; volume II, pages 23-41.

PYKE, D.R. – NALDRETT, A.J. – ECKSTRAND, O.R., 1973 – Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. Geological Society of America Bulletin; volume 84, pages 955-978.

PYKE, D.R., 1975 – On the relationship of gold mineralization and ultramafic volcanic rocks in the

Timmins area. Ontario Division of Mines; miscellaneous paper 62; 23 pages.

ROUTHIER, P., 1963 – Les gisements métallifères, parties I et II. Masson, Paris; 1282 pages.

_____ 1969 – Essai critique sur les méthodes en géologie. Masson, Paris; 202 pages.

_____ 1980 – Où sont les métaux pour l'avenir? Bureau de Recherches géologiques et minières; mémoire n° 105; 409 pages.

TARNEY, J. – DALZIEL, I.W. – de WIT – M.J., 1976 – Marginal Basin « Rocas Verdes » Complex from S. Chile: A Model for Archean Greenstone Belt Formation; pages 131-146 *In* Windley, B.F. (editor): The Early History of the Earth, 619 pages; Wiley and Sons, London, New-York.

WATSON, J., 1976 – Mineralization in Archean Provinces pages 443-453 *IN* Windley B.F. (editor): The Early History of the Earth, 619 pages; Wiley and Sons Ltd, London, New-York.

WINDLEY, B.F., 1978 – The evoluing continents. 2e édition, 383 pages; Wiley and Sons Ltd, London, New-York.

Évaluation du potentiel de la région de Chibougamau en éléments du groupe du platine (EGP)

A. Poitras[1], A. Simard[2] et K.N.M. Sharma[2]

Introduction

Au cours des dernières années, la valeur de l'once de platine a plus que doublé: elle s'est maintenue près des 600 $ (US) au cours de l'été 1987. Il n'est donc pas étonnant que des groupes d'exploration se soient intéressés aux EGP.

Au Québec, des découvertes fort intéressantes ont été faites dans la Fosse de l'Ungava (Giovenazzo, 1986) et dans la Fosse du Labrador (Clark, 1987).

En Abitibi, la conjoncture est telle qu'à ce jour, peu d'efforts ont été consentis à la recherche du platine, l'or étant l'objet d'à peu près tous les travaux d'exploration. Face à cette situation, le MERQ a cru bon d'initier un programme d'évaluation du potentiel en EGP de l'Abitibi. La phase 1 en est une de reconnaissance, qui vise avant tout, l'acquisition de données permettant aux groupes d'exploration de trouver les justifications nécessaires à l'élaboration de programmes orientés vers la recherche d'EGP en Abitibi.

La région de Chibougamau a été choisie comme site de ces travaux à cause d'une géologie de prime abord, favorable. En effet, on y trouve le Complexe du lac Doré, une intrusion stratiforme de type Bushveld (Allard, 1976) ainsi que le Complexe de Cummings formé de trois filons-couches bien différenciés (composition ultramafique à mafique).

Méthode

Les éléments les plus importants du point de vue économique, soit le platine (Pt), le palladium (Pd) et le rhodium (Rh), sont plutôt chalcophiles de sorte qu'on les retrouve fréquemment associés aux sulfures de Fe-Cu-Ni (Wardle, 1987). C'est pourquoi, dans un premier temps, nous avons choisi de cartographier et d'échantillonner une vingtaine d'indices de Cu-Ni (figure 1) apparaissant sur les cartes de gîtes minéraux du Québec suivantes (DPV-744): M303 (32J), M306 (32F) et M307 (32G). À l'exception d'un indice localisé dans la région de Frotet-Troïlus (32J), ils sont localisés entre Chibougamau et Desmaraisville. Dans un deuxième temps, nous avons échantillonné des intrusions fortement différenciées tels le Complexe du lac Doré, le Complexe du lac de la Chaleur, le Complexe du lac Nicobi, le Complexe de Cummings ainsi que plusieurs filons-couches synvolcaniques.

Enfin, nous avons échantillonné plusieurs mines de la région (Chibex, Perry, Springer, Cooke, Copper Rand, Henderson). Les sites échantillonnés sont ceux présentant des valeurs anomales en Ni ou des concentrations significatives de pyrrhotine, chalcopyrite et pentlandite.

Tous les échantillons de roches prélevés (plus de 400 échantillons) sont analysés au Centre de Recherches Minérales du Québec pour plus d'une vingtaine d'éléments parmi lesquels on trouve Cr, Cu, Ni, Co, Au, Ag, Pt, Pd, Rh. Pour le dosage de Pt et Pd, les échantillons sont d'abord soumis à la fusion avant d'être dosés par spectrométrie d'émission atomique au plasma ; la limite de détection est de 4 ppb. Le Rh est dosé par spectrométrie d'absorption atomique au plasma et sa limite de détection est de 10 ppb.

Les travaux de terrain ont été réalisés entièrement par A. Poitras. A. Simard et K.N.M. Sharma (MER) ont participé à l'élaboration du projet, à la rédaction de ce texte préliminaire et participeront à l'interprétation des résultats.

Les indices de Cu-Ni

Au stade actuel de nos travaux, nous distinguons deux groupes d'indices:

1- Les indices associés aux roches volcaniques et aux intrusions mafiques et ultramafiques d'âge archéen;
2- Les indices associés aux dykes protérozoïques (gabbro à olivine) et aux volcanites archéennes associées.

Dans le premier groupe nous avons reconnu des indices où l'activité hydrothermale semble mineure et d'autres où elle semble prédominante.

Là où l'activité hydrothermale est mineure, la minéralisation de Cu-Ni se présente sous forme de lentilles de sulfures massifs ou de sulfures disséminés de dimensions variables: la plus importante, d'une largeur d'un mètre s'étend sur près de 6 mètres. L'orientation des lentilles diffère de celle de la stratification: elle peut être perpendiculaire à celle-ci. Les zones minéralisées sont fréquemment situées à proximité de dykes mafiques ou felsiques et peuvent être recoupées par des veines de quartz ou des zones de cisaillement. Les principaux sulfures sont la chalcopyrite, la pyrrhotine (nickélifère ?) et/ou la pentlandite. La minéralisation semble s'être produite lors de

(1) Université du Québec à Chicoutimi
(2) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

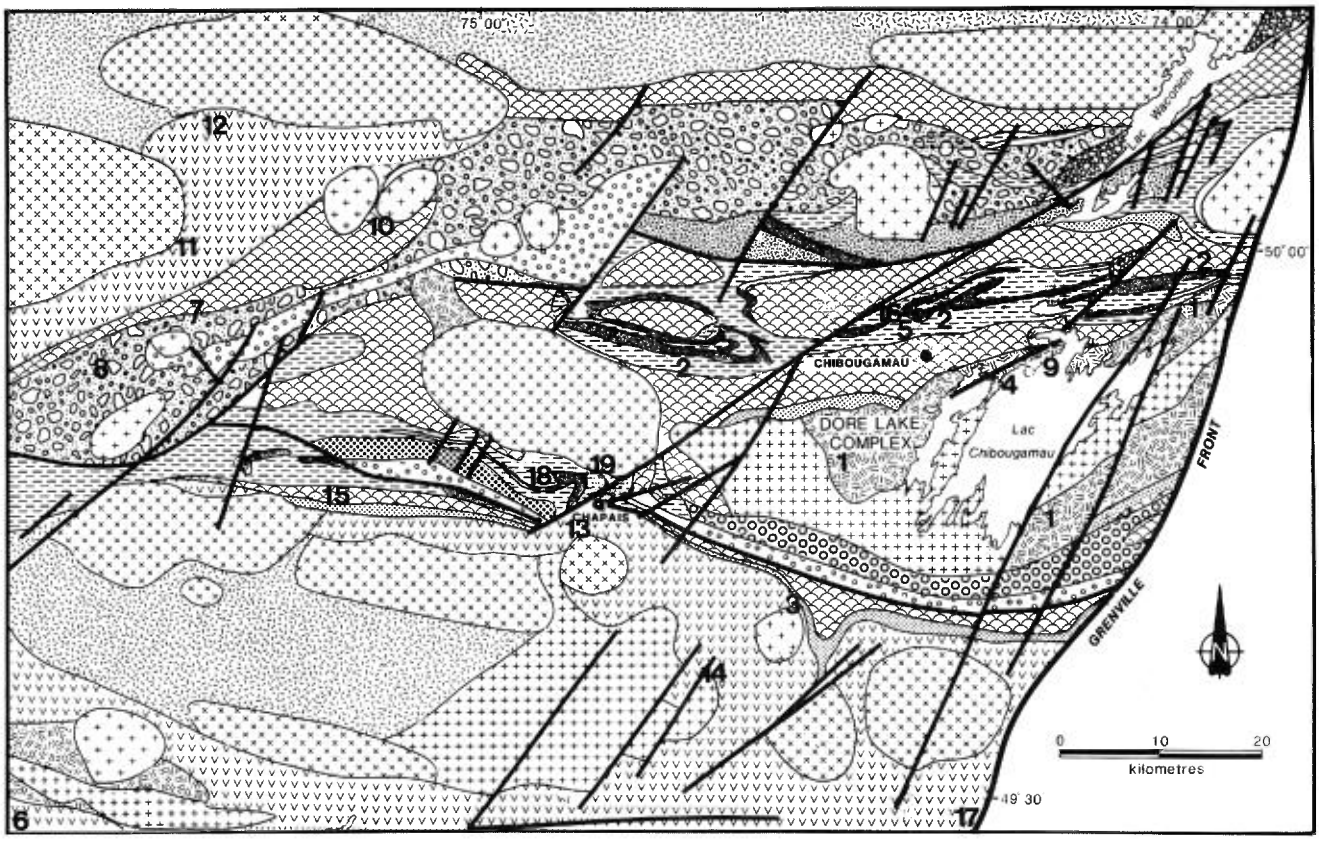


FIGURE 1 – Localisation de quelques sites d'échantillonnage: 1- Complexe du lac Doré; 2- Complexe de Cummings; 3- Indice Ni-Cu 32G/10-19 ; 4- Mine Copper Rand; 5- Indice Bell-3; 6- Indice Ni-Cu 32G/5-1; 7- Indice Ni-Cu 32G/14-1; 8- Indice Ni-Cu 32G/13-6; 9- Mine Henderson I; 10- Indice Ni-Cu 32J/3-24; 11- Indice Ni-Cu 32J/3-11; 12- Indice Ni-Cu 32J/3-2; 13- Mine Springer; 14- Indice Ni-Cu 32G/10-22; 15- Indice Ni-Cu 32G/14-19; 16- Mont Bourbeau; 17- Mine Joe Mann; 18- Mine Perry; 19- Mine Cooke.

la ségrégation magmatique. Dans certains cas, les sulfures semblent avoir été remobilisés à la faveur d'une activité hydrothermale dont l'amplitude reste à être évaluée.

Là où l'activité hydrothermale est importante, les sulfures se présentent généralement sous forme de veines ou de stockwerk et la roche est très altérée (silicification, séricitisation, chloritisation). La roche hôte de la minéralisation est fréquemment recoupée par des dykes felsiques, des veines de quartz ou des zones de cisaillement.

Les minéralisations de Ni-Cu associées aux dykes de gabbro à olivine protérozoïques sont:

1- contenues entièrement dans les dykes;

2- présentes dans les dykes et l'encaissant;

3- situées dans l'encaissant volcanique, tout près du contact avec les dykes.

Les dykes sont tous d'orientation NE-SW. Lorsque la minéralisation est contenue dans les dykes, elle se trouve du côté SE de ceux-ci et ne s'étend pas au-delà de 5 m du contact avec l'encaissant. Elle se présente sous forme de lentilles de sulfures massifs orientée perpendiculairement au contact ou sous forme d'amas de gouttelettes ovoïdes de pyrrhotine et de pentlandite enrobées de chalcopyrite, laquelle zone est également perpendiculaire au contact. Il se pourrait que ces gouttelettes originent de l'immiscibilité entre un liquide sulfuré et un liquide silicaté. Il y a peu d'évidences de remobilisation des sulfures au niveau des indices contenus dans les dykes.

Les relations génétiques reliant les dykes, l'encaissant et la minéralisation restent à éclaircir dans les autres cas (2 et 3). La minéralisation se présente sous forme de lentilles ou d'amas diffus contenant des sulfures disséminés pouvant représenter juqsu'à 40 % de la roche.

Les intrusions différenciées et les complexes stratiformes

Même s'ils semblent peu minéralisés, l'échantillonnage des complexes stratiformes et des intrusions différenciées s'avérait nécessaire puisque ces intrusions sont hôtes des principaux gîtes connus dans le monde (Page & Carlson, 1980). Les gîtes les plus importants sont localisés à l'intérieur des complexes stratiformes lités nommément le Complexe de Bushveld en Afrique du Sud, le Complexe de Stillwater au Montana et celui de Sudbury en Ontario. Des gîtes d'intérêt sont également présents dans des filons-couches mafiques et ultramafiques synvolcaniques comme ceux de Delta et d'Echo dans la Fosse d'Ungava (Giovenazzo, 1986) et ceux de la région du lac Retty dans la Fosse du Labrador (Clark, 1987) ou dans des intrusions mafiques à ultramafiques tarditectoniques comme celles du lac des Isles en Ontario (Sutcliffe, 1986).

Selon Allard (1976), le Complexe du lac Doré, d'une épaisseur supérieure à 4500 m, est comparable à plusieurs points de vue au Complexe de Bushveld et au Complexe de Stillwater. Par exemple, sur toute son épaisseur, des variations pétrographiques témoignent de variations rythmiques et cycliques de composition. La zone litée en particulier impressionne par la régularité du litage observé et les structures sédimentaires qui s'y sont développées. Par contre, toujours selon Allard (1976), il diffère de ceux-ci par le niveau du métamorphisme régional qui l'affecte, par sa position tectonique et par son âge archéen. De plus, la stratigraphie du complexe est incomplète à cause de l'absence en surface d'une zone ultramafique basale dont l'existence n'a pas été prouvée. Celle-ci est fondamentale pour la genèse de minéralisations platinifères.

Nous avons échantillonné les roches de la surface, notamment des roches que nous croyons être de la partie sommitale de la zone ultramafique, de même que des carottes provenant de coupes stratigraphiques.

Le Complexe de Cummings est formé de trois filons-couches. D'une épaisseur variant entre 1,5 et 2,3 km, il est plissé de sorte qu'il est observé sur 160 km dans une direction est-ouest et sur 43 km dans une direction nord-sud (Poitras, 1984a). Suite à la différenciation magmatique, la composition des roches varie d'ultramafique (métapyroxénites, métawehrlites, métadunites) à mafique et felsique (métagabbros, métaferrogabbros à quartz et métaferrodiorites à quartz). Quelques anomalies en Cr et Ni (3000 ppm et plus) ont déjà été signalées dans ces roches (Poitras, 1984b). Certains phénomènes observés, comme les brusques changements de composition ultramafique-mafique et les réinjections magmatiques, peuvent être significatifs dans la genèse de minéralisations platinifères.

La minéralisation se présente généralement sous forme de sulfures disséminés, surtout dans les roches gabbroïques du Complexe. Les échantillons proviennent de carottes (sondages stratigraphiques), des affleurements et des mines de Chapais qui appartiennent à la compagnie Minnoa.

Dans la région Frotet-Troïlus, située à une centaine de kilomètres au nord de Chibougamau, l'empilement volcanique a été envahi par un volume exceptionnel de roches ultramafiques intrusives (Simard, 1987a). Ces roches forment plusieurs filons-couches dont le plus important, d'une épaisseur de 750 m, s'étend sur plus de 15 km (Simard, 1987b). Ce dernier est particulièrement intéressant car il fait partie du complexe intrusif majeur qui s'étend à l'est et au nord du lac De Maurès (Simard, 1987b). Ce complexe regroupe trois filons-couches. Un filon-couche ultramafique est surmonté d'un filon-couche gabbroïque différencié (lité par endroit) de 800 m d'épais, lui-même surmonté d'un filon granophyrique (composition tonalitique) dont l'épaisseur peut atteindre 600 m. L'indice Taché occupe, dans le gabbro mais près des ultramafites, une zone de cisaillement contenant plusieurs veines de quartz-carbonates. Il a été échantillonné en 1983 et d'intéressantes valeurs en Cu (10 300 ppm), Ag (4500 ppb) et Au (790 ppb) ont alors été obtenues (Simard, 1987b). Dans le cadre du présent projet, ces mêmes échantillons seront dosés pour les EGP.

L'indice 32J/16-3, qui se présente sous la forme de sulfures disséminés dans des roches intrusives ultramafiques et mafiques, a été échantillonné. Ces roches appartiennent à un filon-couche qui se poursuit vers le SW, sur plusieurs kilomètres. Il a été de nouveau échantillonné le long d'une coupe située entre les lacs Testard et Troïlus.

Conclusion

Dans la sous-province tectonique de l'Abitibi, la région de Chibougamau est celle qui présente le milieu géologique le plus favorable à la découverte de minéralisations platinifères. Ceci est dû principalement au Complexe du lac Doré – un complexe stratiforme de type Bushveld; au Complexe de Cummings – un complexe mafique-ultramafique syn-volcanique; et aux nombreux dykes protérozoïques fortement minéralisés en Cu-Ni. Bien que le platine ait rarement été dosé dans le passé, 2 fiches de gîte du MER (32G/10-19 et 32J/3-2) font état de la présence de Pt, un échantillon de surface ayant même donné 2,06 g/t de Pt à l'analyse (32G/10-19). Ce dernier résultat provient d'une unité mafique qui contient des sulfures et qui est en contact avec la granodiorite post-tectonique de Muscocho.

Les travaux de terrain de l'été 1987 ont permis de visiter les principaux indices de Cu-Ni de la région et de confirmer la possibilité d'y trouver des EGP. Il faut souligner, toutefois, que les sites les plus favorables ne sont pas localisés à l'intérieur du Complexe du lac Doré mais plutôt à l'intérieur du Complexe de Cummings ou des autres intrusions mafiques à ultramafiques de même que dans les dykes protérozoïques. Les résultats des analyses devraient être connus d'ici la fin de l'année 1987. Ils vont nous permettre une première évaluation, d'un intérêt certain pour l'industrie minérale.

Remerciements

Nous tenons à remercier André Gobeil pour sa participation à l'élaboration du projet. Il nous faut souligner l'aide précieuse fournie par les Dr S.-J. Barnes et J. Guha de l'UQAC qui nous ont visités sur le terrain et qui nous ont conseillés sur le choix des sites à échantillonner. Nous remercions également Guylaine Gauthier pour son indispensable assistance lors des travaux de terrain.

Bibliographie

ALLARD, G., 1976 – Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-368.

AVRAMTCHEV, L., – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Carte des gîtes minéraux du Québec-Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-744.

CLARK, T., 1987 – Platinum group element occurrences of the Labrador Trough. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; document de promotion n° 18.

GIOVENAZZO, D., 1986 – La Fosse de l'Ungava: une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine *DANS* Exploration en Ungava – Données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV86-16, pages 75-81.

PAGE, N.J. – CARLSON, R.R., 1980 – Review of platinum group metal geochemistry and the major occurrences in the world. U.S. Geological Survey; open file report 80-90.

POITRAS, A., 1984a – The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section, Chibougamau, Québec *IN* Chibougamau Stratigraphy and Mineralization, edited by J. Guha and E.H. Chown. CIM Special volume 34; pages 163-177.

_____ 1984b – Caractérisation géochimique du Complexe de Cummings, région de Chibougamau – Chapais, Québec. Mémoire (M.Sc.), Université du Québec à Montréal; 152 pages.

SIMARD, A., 1987a – Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet-Evans. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87-17.

_____ 1987b – Géologie de la région du lac de Maurès, dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 87-20.

SUTCLIFFE, R.H., 1986 – Platinum group metals: How to find them... and where to find them. The Northern Miner Magazine; volume 1, n° 5, pages 56-57.

WARDLE, R.J., 1987 – Platinum-group-element potential in Labrador. Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division ; report 87-1, pages 211-223.

Géologie régionale

Le Supergroupe de Wakeham dans la partie nord-est de la province de Grenville

Jacques Martignole, Aphrodite Indares[1] et Leslie Kish[2]

Un empilement de roches volcano-sédimentaires peu métamorphisées et à caractère de rift continental affleure sur une superficie de plus de 10 000 km² dans le nord-est de la province de Grenville, à la limite Québec-Labrador (figure 1). Il s'agit des groupes d'Aguanus et de Davy, composantes de l'ancien Groupe de Wakeham, qui doit maintenant être élevé au rang de supergroupe.

Groupe d'Aguanus

Une première séquence volcanosédimentaire associée à la formation d'un rift comprend d'épais niveaux (plusieurs centaines de mètres) de grès qui montrent des rides de plage très bien préservées, des stratifications entrecroisées et des granoclassements (unité 1). Ces grès sont associés à des quartzites purs et à quelques schistes argileux. Les roches volcaniques interstratifiées dans ces sédiments font partie d'une suite bimodale avec une prédominance très marquée des membres rhyolitiques (unité 2) en unités massives, dont certains ont plus de 1000 mètres d'épaisseur. Des zircons extraits de ces rhyolites ont été datés 1271 + 13/ − 3 Ma (Loveridge, 1986), alors que des monzonites quartziques (unité 3), qui représentent probablement le coeur d'un complexe volcanique majeur, ont donné un âge U-Pb de 1322 ± 7 Ma (Martignole et Indares, en préparation). Les coulées basaltiques (unité 4) sont beaucoup moins épaisses (quelques dizaines ou quelques centaines de mètres) et on ne retrouve que de rares évidences de coulées subaquatiques. Par contre, les gabbros à grain fin (unité 5) sont très abondants. Toutes ces formations ont été affectées par un métamorphisme au faciès des schistes verts. Le terme « Groupe d'Aguanus » est proposé pour désigner cette séquence qui a été déformée par de vastes plis déversés vers le NW, reprenant probablement une famille de plis précoces, d'orientation subméridienne (figure 1).

Groupe de Davy

Une seconde séquence, toujours de type remplissage de rift, a été identifiée à quelques dizaines de kilomètres à l'ouest de la rivière Aguanus, dans la région des lacs Davy et Wakeham (figure 1). La base de cette séquence (unité 6) est jalonnée par des cônes de conglomérats à galets de quartzite et de monzonite, dans une matrice contenant du quartz bleu, des fragments rhyolitiques et du matériel micacé; on note aussi des agglomérats non cartographiables. Les conglomérats passent progressivement à des quartzites et à des grès comparables à ceux du Groupe d'Aguanus. Des filons-couches de gabbro à grain grossier (unité 7) se sont mis en place dans ces sédiments, mais les agglomérats rhyolitiques et basaltiques sont limités à la base de cette séquence que l'on propose de désigner sous le terme de Groupe de Davy qui reposerait en discordance sur le Groupe d'Aguanus.

Contexte structural du Supergroupe de Wakeham

Dans la partie NE du Supergroupe de Wakeham, à l'est de la rivière Aguanus, un petit bassin sédimentaire d'orientation SE-NW recouvre en discordance les formations du Groupe d'Aguanus. Ce bassin pourrait donc être corrélé avec le Groupe de Davy, bien que les lithologies que l'on y trouve sont caractérisées par des formations de fer interstratifiées dans des grès et des pélites. Ce petit bassin ainsi que la séquence principale du Groupe de Davy sont déformés en vastes synclinaux de direction SSE. Les anciens plis du Groupe d'Aguanus sont également repris par cette phase de déformation avec, pour résultat, la formation de patrons tectoniques superposés en croissants (figure 1).

Les relations entre le Supergroupe de Wakeham et les terrains métamorphiques avoisinants sont relativement claires le long du linéament topographique et aéromagnétique de la rivière de l'Abbé-Huard (bordure NW du supergroupe) et le long du linéament aéromagnétique de la rivière Romaine (bordure W du supergroupe). Le long du linéament de la rivière de l'Abbé-Huard, les roches très déformées du Supergroupe de Wakeham (injections granitiques lit-par-lit) reposent en contact tectonique sur des gneiss granitiques et charnockitiques du Paléohélikien (Labradorien ?) ou même de l'Aphébien tardif (Loveridge, 1986). D'autre part, les indicateurs cinématiques montrent que ce contact résulte d'une extension avec effondrement vers le SE, le long d'une zone de cisaillement de direction NE. De plus, toutes les structures du supergroupe sont rebroussées vers l'ouest à l'approche du linéament. Le long du linéament de la rivière Romaine, des granites, qui passent à l'ouest aux charnoc-

(1) Université de Montréal
(2) Ministère de l'Énergie et des Ressources

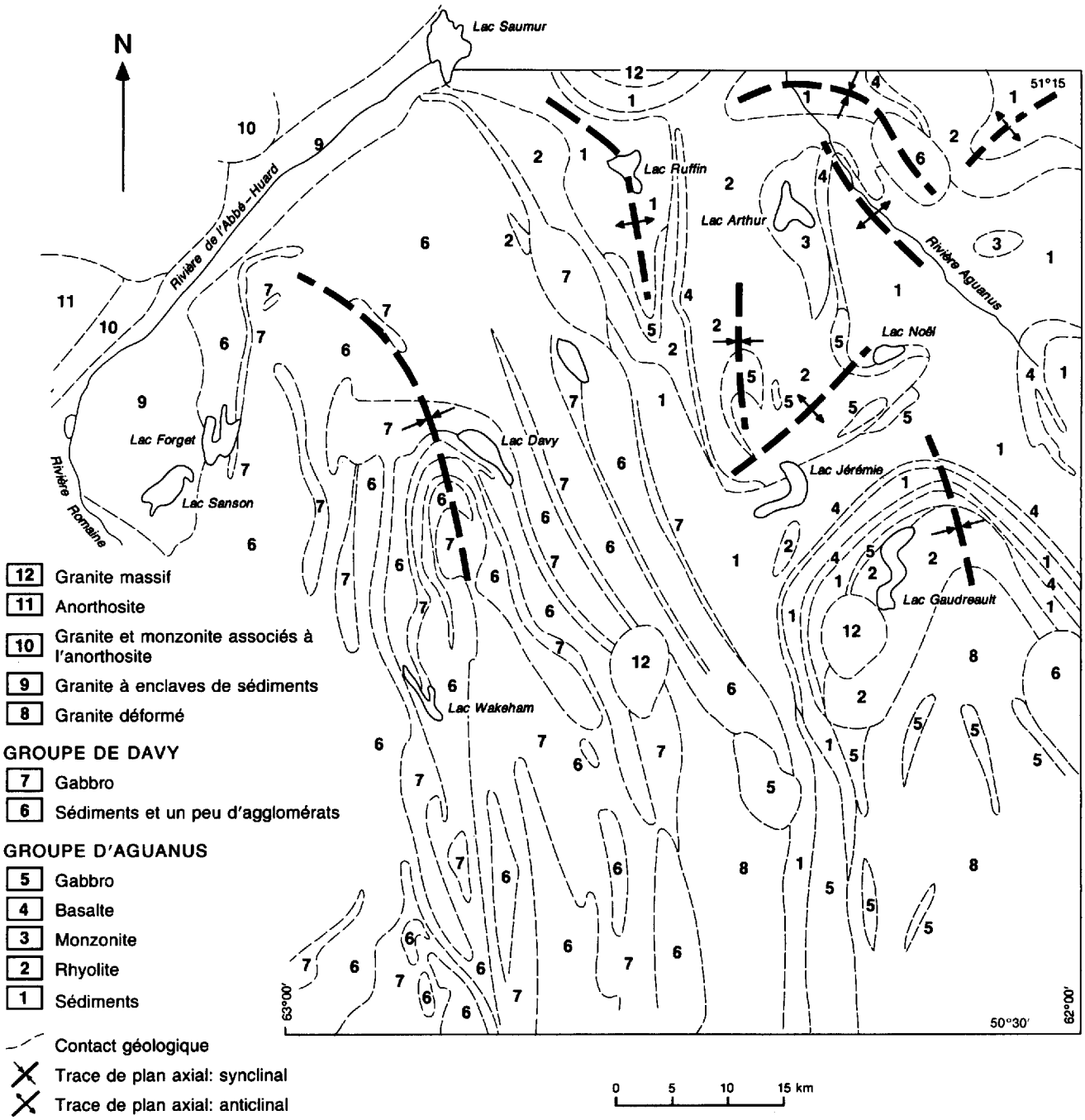


FIGURE 1 – Géologie simplifiée des segments central et occidental du Supergroupe de Wakeham. D'après Martignole & Indares (en préparation), Sharma & Jacoby (1973), Claveau (1949) et Grenier (1957).

kites de l'enveloppe des anorthosites de Havre-Saint-Pierre et de la Romaine, sont intrusifs dans les métagabbros et les quartzites du Groupe de Davy, le long du flanc ouest du synclinal du lac Davy. Étant donné le lien probable entre ces granites (unité 10) et l'anorthosite (unité 11), l'âge Sm-Nd préliminaire de l'anorthosite de Havre-Saint-Pierre, soit 1110 ± 38 Ma (Ashwall, communication personnelle), serait un âge minimum pour le dépôt du Groupe de Davy. Le long de la rivière Romaine, les indicateurs cinématiques dans des orthogneiss à pendage E indiquent aussi un affaissement du Supergroupe de Wakeham, c'est-à-dire un soulèvement des anorthosites. Ainsi, le Groupe de Davy se serait déposé dans l'intervalle de 1271 à 1110 Ma, probablement au cours d'un épisode de rift, culminant avec la mise en place des anorthosites.

Des granitoïdes tardifs (unité 12) non déformés (p. ex. pluton de la Galissonnière, hors-carte) recoupent à la fois les groupes d'Aguanus et de Davy et semblent aussi postérieurs aux mouvements d'extension du linéament de

la rivière de l'Abbé-Huard. Ces granitoïdes ont été datés à 993 ± 3 Ma (U-Pb) sur des zircons (Loveridge, 1986).

Géochimie

Au point de vue géochimique, les séquences volcaniques basaltiques du Supergroupe de Wakeham montrent des teneurs en Ti, Zr et Y, typiques de celles d'un volcanisme intraplaque (Pearce et Cann, 1973; Pearce et Norry, 1979; Bourne, 1986). D'autre part, les rhyolites ont des teneurs en Rb, Nb et Y qui sont également typiques du volcanisme intraplaque (Pearce *et al.*, 1984) et se rapprochent de celles que l'on trouve dans le complexe du lac Letitia, au Labrador (Hill et Thomas, 1983). Bien que le caractère peralcalin des volcanites du Supergroupe de Wakeham ne soit pas très marqué, il semble faire partie, comme le Groupe de Letitia, des séquences de rift continental d'âge Néohélikien qui caractérisent l'est du continent.

Géologie économique

Des rhyolites porphyriques, des roches mafiques et différents types de roches sédimentaires du Supergroupe de Wakeham ont été analysés. Les analyses chimiques reflètent les compositions originales, comme le suggèrent les textures primaires bien conservées et l'absence de signes de métasomatisme.

Les rhyolites porphyriques sont abondantes dans la partie NE de la région (unité 2; figure 1). Certaines présentent une couleur rouille en affleurement. La magnétite est le seul minéral opaque visible. Les analyses chimiques ne montrent aucune valeur anormale en métaux de base ni en métaux précieux (tableau 1).

TABLEAU 1 – Analyses chimiques de rhyolites de la région du lac Gaudreault.

Moyenne de 5 échantillons			
Au:	< 15 ppb		
Ag:	< 0,5 ppm		
Cu:	52 ppm		
Pb:	14 ppm		
Zn:	56 ppm		
Échantillons en vrac			
Ce:	50 ppm	Th:	16 ppm
Co:	167 ppm	U:	7 ppm
La:	32 ppm	V:	31 ppm
Mo:	99 ppm	W:	7 ppm
Nb:	4 ppm	Y:	28 ppm
Ni:	326 ppm	Zr:	230 ppm
Pt:	< 0,07 g/t		

Les gabbros à grain fin du Groupe d'Aguanus sont présents à l'ouest du lac Gaudreault et dans les régions des lacs Arthur et Ruffin (unité 5; figure 1). Les gabbros du lac Gaudreault contiennent de la chalcopyrite disséminée (analyses en cours). Parmi les autres roches du Groupe d'Aguanus, nous avons analysé un basalte contenant de la pyrrhotite (tableau 2; échantillon 1) et des péridotites que l'on retrouve uniquement au sud du lac Arthur (tableau 2; échantillons 2 et 3). Nous avons aussi échantillonné des roches volcaniques dans les secteurs du lac Galissonnière et de la rivière Natashquan (au NE de la figure 1). Ces volcanites sont minéralisées en sulfures disséminés et riches en magnétite (analyses en cours).

Les gabbros à grain grossier du Groupe de Davy (unité 7; figure 1), échantillonnés près des lacs Ruffin et Davy, contiennent de l'ilménite en cristaux centimétriques (tableau 2; échantillons 4 et 5).

Différents types de roches sédimentaires, dont la matrice d'un conglomérat provenant du lac Noël, ont été analysés pour l'Au, Ag, Cu, Pb et Zn (tableau 3); aucune concentration économique n'a été décelée.

En plus des roches précédentes, des zones de cisaillement, nombreuses dans les parties W et SW de la région, ont été échantillonnées. Certaines zones ont été mises en évidence par l'oxydation de la pyrite qui fait partie, avec la chalcopyrite, du matériel de remplissage des fractures. D'après les analyses (tableau 4), les échantillons riches en cuivre contiennent jusqu'à 10 ppm d'Ag et 650 ppb d'Au.

D'après notre étude préliminaire, les cibles d'exploration dans la partie nord du Supergroupe de Wakeham sont:

- Les gabbros à grain fin de l'unité 5, pour une minéralisation syngénétique cuprifère;
- Les zones de cisaillement, pour une minéralisation épigénétique du type Cu-Ag-Au.

Références

BOURNE, J.H., 1986 – Geochemistry of the felsic metavolcanic rocks of the Wakeham Group: a metamorphosed peralkaline suite from the eastern Grenville Province, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 978-986.

CLAVEAU, J., 1949 – La région du lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des mines, Québec; RG-37, 58 pages.

GRENIER, P.G., 1957 – Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des mines, Québec; RG-73, 88 pages.

HILL, J.D. – THOMAS, A., 1983 – Correlation of two Helikian peralkaline granite-volcanic centres in Central Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 20, pages 753-763.

LOVERIDGE, W.D., 1986 – U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac Morhiban map area, Québec *IN* Current Research, part A. Commission géologique du Canada; paper 86-1A, pages 523-530.

MARTIGNOLE, J. – INDARES, A (en préparation) – Étude régionale du groupe de Wakeham. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final.

TABLEAU 2 – Analyses chimiques de roches mafiques (ppm) des régions des lacs Davy, Ruffin et Arthur.

N° échantillon	1	2	3	4	5
Co	60	148	145	52	69
Cu	193	24	57	57	106
Ni	101	648	637	79	77
Pb	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12
V	282	86	87	219	478
Zn	149	169	166	119	143
Ag	< 0,2	0,5	< 0,2	0,5	1,2
Cr	60	17	16	76	38
Pt	–	< 0,07	0,07	< 0,07	< 0,07
Au	< 15 ppb	–	–	–	–

1 – Basalte, rivière Aguanus
2 – Péridotite, sud du lac Arthur
3 – Péridotite, lac Arthur
4 – Gabbro à grain grossier, lac Davy
5 – Gabbro à grain grossier, lac Ruffin

TABLEAU 3 – Analyses chimiques de roches sédimentaires

N° échantillon	1	2	3	4	5	6	7
Au	<15 ppb	< 15 ppb	17 ppb	< 15 ppb	< 15 ppb	< 15 ppb	< 15 ppb
Ag	< 0,5 ppm	2,0 ppm	2,0 ppm	500 ppb	500 ppb	750 ppb	500 ppb
Cu	7 ppm	55 ppm	4 ppm	6 ppm	5 ppm	5 ppm	14 ppm
Pb	< 0,5 ppm	< 0,5 ppm	10 ppm	2 ppm	2 ppm	2 ppm	6 ppm
Zn	51 ppm	300 ppm	33 ppm	45 ppm	25 ppm	48 ppm	55 ppm

1 – Ardoise silteuse, lac Gaudreault
2 – Schiste à séricite, lac Gaudreault
3 – Siltite grise, lac Gaudreault
4 – Matrice de conglomérat, lac Noël
5 – Formation de fer, lac Long
6 – Conglomérat, rivière Aguanus
7 – Quartzite, lac Ruffin

TABLEAU 4 – Analyses chimiques de la minéralisation tardive. Région des lacs Sanson et Forget.

N° échantillon	1	1.1	1.2	2	2.1
Au	650 ppb	< 15 ppb	< 15 ppb	53 ppb	< 15 ppb
Ag	7,8 ppm	< 0,5 ppm	1,8 ppm	10,0 ppm	< 0,5 ppm
Cu	2,83 %	0,38 %	0,60 %	3,28 %	990 ppm
Pb	< 0,5 ppm	< 0,5 ppm	< 0,5 ppm	9 ppm	< 0,5 ppm
Zn	170 ppm	120 ppm	120 ppm	120 ppm	35 ppm

1 – Matériel de remplissage riche en sulfures
1.1 – Roche hôte (amphibolite)
1.2 – Roche hôte (amphibolite)
2 – Matériel de remplissage riche en sulfures
2.1 – Roche hôte (quartzite)

PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traces elements analyses. Earth and Planetary Sciences Letters; volume 19, pages 290-300.

PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 2, pages 956-983.

PEARCE, J.A. – NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 69, pages 33-47.

SHARMA, K.N.M. – JACOBY, R., 1973 – Jérémie and Gaudreault Lake area, Duplessis County Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-28442, 16 pages.

Le projet Rivière George: une première évaluation métallogénique

Marc Bélanger et John van der Leeden[1]

Introduction

Le MER a complété durant l'été 1987 des travaux de reconnaissance géologique au 1:50 000 à l'est de la Fosse du Labrador. Ces travaux ont été entrepris en 1983.

La cartographie en terrain métamorphique s'est effectuée dans l'arrière-pays de la Fosse du Labrador, dans la province structurale de Churchill. Parmi les objectifs, il fallait préciser le contexte géologique environnant le gisement d'Y, Nb, Zr du lac Brisson et faire une reconnaissance du potentiel minéral de la région.

Les travaux ont été concentrés autour du bassin de la rivière George dans sa partie amont, région limitée au sud et à l'est par la limite de partage des eaux, à l'ouest par la longitude 66°00′ et au nord par la latitude 56°30′. La superficie couverte au cours des quatre dernières années dépasse les 25 000 km^2 (figure 1).

Six domaines lithotectoniques ont été reconnus dans l'arrière-pays de la Fosse; la définition de ces domaines a permis une meilleure compréhension de l'environnement géologique et la présentation d'un modèle tectonique basé sur le concept de tectonique de plaques (van der Leeden *et al.*, en préparation). Ce modèle sert ici de fondement à une première approche métallogénique pour l'ensemble de la région y compris la Fosse du Labrador et permettra de mieux comprendre le mode de formation des gîtes et de faire ainsi une approche prévisionnelle de certains types de minéralisation.

Le modèle tectonique

Suivant le modèle présenté par van der Leeden *et al* (figure 2a) il est possible de diviser la région en deux segments liés par une suture de plaques tectoniques (figure 2b). Le segment ouest correspond à une marge passive. Il est constitué d'un craton (province du Supérieur), d'une croûte continentale formant un bassin de sédimentation (Groupe de Knob Lake) et d'imbrications de sédiments continentaux distaux dans des roches ignées (Groupe de Doublet) à sa limite orientale. Suivant notre modèle, le Groupe de Doublet serait partiellement formé de roches mafiques et ultramafiques issues d'une croûte océanique, laquelle serait subductée vers l'est sous une marge active. Les Groupes de Knob lake et de Doublet comprennent tous les éléments lithostratigraphiques de la partie sud de la Fosse du Labrador. La plaque de la marge active forme l'arrière-pays de la Fosse du Labrador; elle est aussi constituée en partie de roches sédimentaires (Groupe de Laporte) qui, bien que d'âge comparable aux roches du Groupe de Knob Lake, auraient une source située à l'est et de ce fait ne seraient pas corrélables avec les sédiments de la Fosse. Des roches ignées mafiques et ultramafiques comparables à celles de la Fosse du Labrador et, suivant notre modèle, issues d'une même ride médio-océanique, expliqueraient la présence de certaines minéralisations dans l'arrière-pays. L'arrière-pays diffère de la Fosse du Labrador par son magmatisme protérozoïque syn- à post-cinématique qui a formé des intrusions batholitiques majeures. Le potentiel métallogénique de ces « granites » n'est que partiellement connu. Pour les besoins de cette publication, nous avons omis de citer la complexité des terrains situés à l'est du batholite de De Pas. Ces derniers sont caractérisés par des déformations et du (ou des) métamorphisme(s) antérieur(s) aux événements décrits dans notre modèle tectonique; leurs implications sur la métallogénie ne sont pas ici clairement établies. Les travaux de Girard (1986) dans le secteur de la rivière Déat apportent un complément d'information que le lecteur pourra consulter dans des publications à venir.

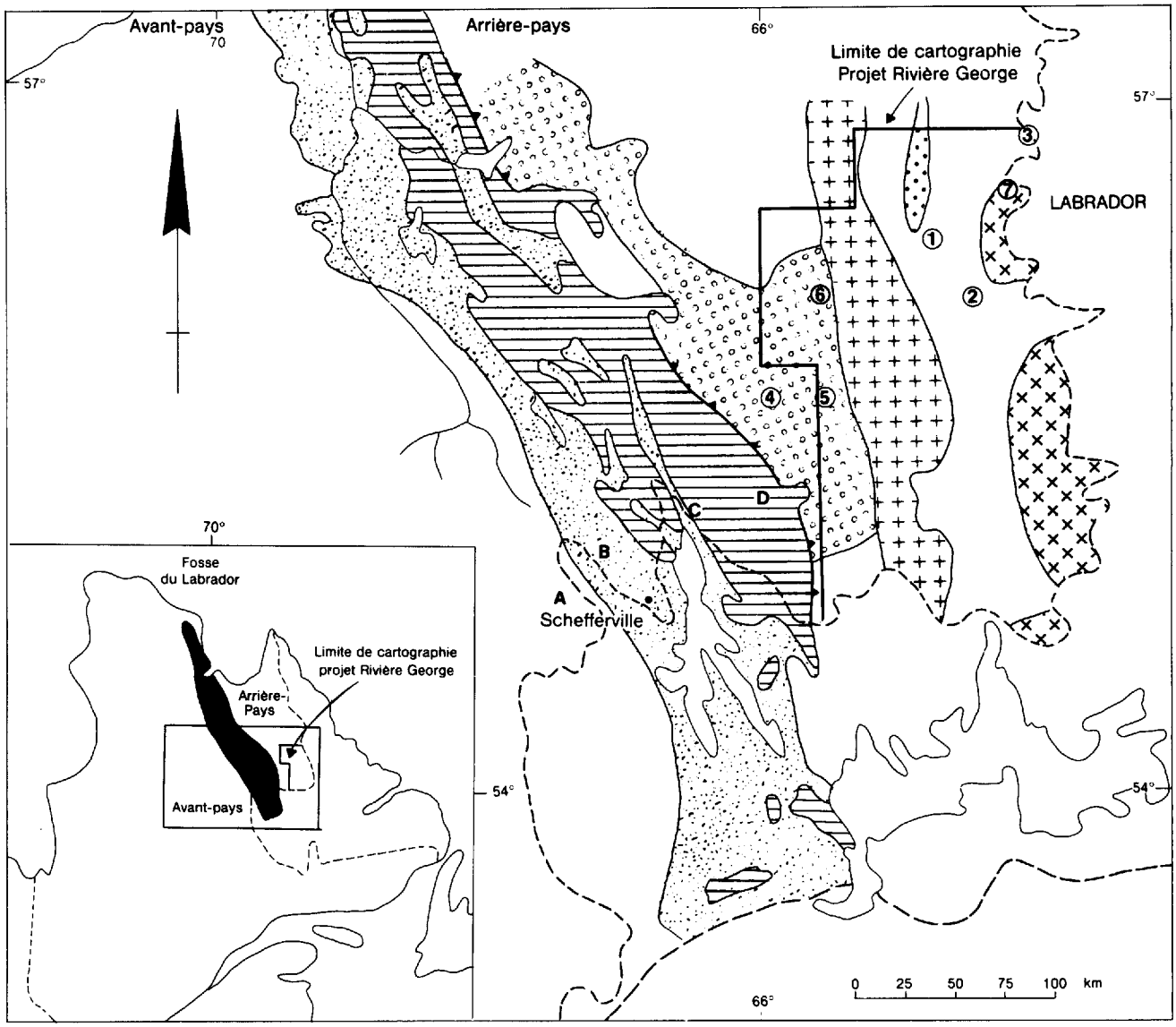
Approche métallogénique

Lors de la cartographie reliée au projet rivière George, quelques indices minéralisés ont été signalés; bien que la plupart soient de faible volume, leur teneur est digne d'intérêt. En replacant ces minéralisations dans le contexte de tectonique de plaque suivant le modèle proposé, nous présentons une première approche métallogénique régionale. Celle-ci permettra, sur la base des données acquises, de mieux cerner les zones favorables à certaines minéralisations observées, de mieux comprendre leur mode de mise en place et, dans une certaine mesure, d'évaluer le potentiel de certaines lithologies dans l'arrière-pays de la Fosse du Labrador. Les minéralisations observées sont ici décrites sommairement suivant trois regroupements[2] lithologiques:

- les minéralisations de socle;
- les minéralisations de roches supracrustales;

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

(2) Ces regroupements sont basés sur l'interprétation de nos données préliminaires.



LITHOLOGIES

MINÉRALISATIONS

BATHOLITES

Elsoniens (Mistastin, Michikamau) — 7 Lac Brisson (Y, Nb, Zr)

Hudsonnien (de De Pas)

ROCHES SUPRACRUSTALES

Arrière-pays

GROUPES

Hutte sauvage

Laporte — 6 Lac Tudor (u); 5 Couture (Cu, Ag); 4 Kozela (Cu, Ni)

Fosse du Labrador

Doublet — D Lac Retty (Cu, Ni, EGP); C Lac Frederickson (Cu, Zn, Au, Ag)

Knob Lake — B Sokoman (Fe)

SOCLE

3 Lac Dihourse (U-Th)
2 Muriel (Cu, Au)
1 Van der Leeden (Au)
A Lac Lilois (Au)

FIGURE 1 – Localisation et géologie générale.

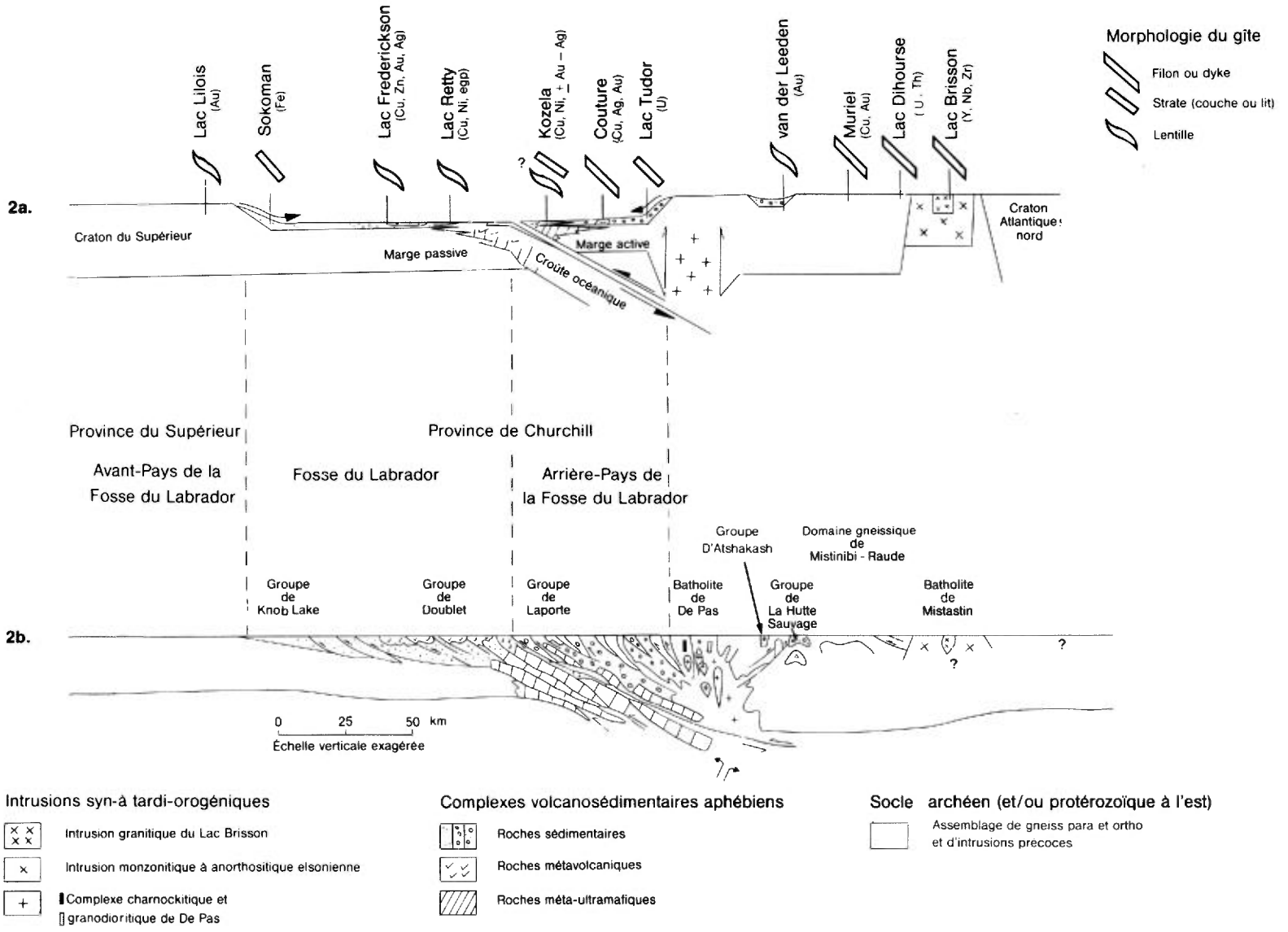


FIGURE 2 – Coupes illustrant le modèle tectonique proposé.
a – Répartition des lithologies.
b – Distribution des minéralisations suivant le contexte tectonique.

– les minéralisations d'intrusions syn– à tardi-cinématiques.

MINÉRALISATIONS DE SOCLE

Les roches les plus métamorphisées de l'arrière-pays de la Fosse, à l'est du batholite de De Pas, sont ici réputées former un « socle » sous-jacent aux Groupes de La Hutte Sauvage et d'Atshakash. Cependant, compte tenu du polymétamorphisme et des déformations polyphasées que ces complexes gnéssiques ont subies, nous ne pouvons nous prononcer sur leur âge absolu avant l'obtention des résultats de datation en cours.

Trois indices ont été observés dans les complexes gneissiques (tableau 1):

L'INDICE VAN DER LEEDEN correspond à une lentille métrique d'arsénopyrite massive et disséminée dans des métavolcaniclastites silicifiées. Bien que l'importance de cet indice soit limitée, certaines caractéristiques sont identiques à celles observées dans des roches archéennes de la région du lac Lilois, à l'ouest de Schefferville. Ce sont:

– la présence d'un contexte volcano-sédimentaire;
– une minéralisation d'arsénopyrite et d'or;
– une silicification importante de la roche minéralisée;
– la proximité d'intrusions granitiques;
– la présence de roches supracrustales non loin des indices, soit le Groupe de la Hutte Sauvage (indice van der Leeden) et le Groupe de Knob Lake (indice du lac Lilois).

L'INDICE MURIEL est logé dans un gabbro du complexe de Mistinibi. Nous n'avons encore aucune précision sur l'âge et le contexte de mise en place de ce filon-couche de gabbro. La minéralisation qui y est rattachée est cependant logée dans du cisaillement et pourrait être postérieure au gabbro. Le cuivre se présente sous forme de chalcopyrite disséminée dans une surface d'une longueur d'environ 30 m, sur une largeur décimétrique.

L'INDICE DU LAC DIHOURSE est une minéralisation d'U et Th logée dans des leucosomes pegmatitiques de gneiss à biotite. L'origine de cette minéralisation n'a pas été précisée; elle pourrait être liée à la présence d'injections granitiques dont la source n'a pas été précisée dans le cadre actuel de nos travaux. Cependant, quelques traces de molybdène permettent de penser que cette minéralisation aurait pu se former dans un matériel granitique de type intraplaque.

MINÉRALISATIONS DE ROCHES SUPRACRUSTALES

Trois types de minéralisation ont été observés dans le Groupe de Laporte (voir tableau 2).

LES INDICES DU LAC KOZELA (Cu-Ni) pourraient représenter les équivalents d'une marge active de la croûte océanique imbriquée (interdigitée) dans les roches sédimentaires du Laporte. L'importance des roches ultramafiques est peu connue près de la limite ouest de l'arrière-pays. Bien qu'au premier abord les ultramafites ne semblent pas avoir la même envergure que les roches du complexe de Doublet dans la Fosse du Labrador, elles se présentent dans un contexte lithostructural favorale à des minéralisations de Cu-Ni. Par analogie avec les minéralisations du lac Retty, leur potentiel en éléments du groupe des platinoïdes mérite d'être évalué.

L'INDICE COUTURE (Cu-Ag-Au) a été observé dans les basaltes intercalés dans les niveaux arkosiques du Laporte. Il représenterait une minéralisation filonnienne d'avant-arc contrôlée par la présence des basaltes et des fractures. La continuité et l'importance des roches basaltiques dans cette partie de l'avant-arc font de celles-ci un repère lithologique facile à suivre. Le contrôle structural de ce type de mnéralisation mérite une meilleure évaluation pour en connaître la capacité d'y concentrer des masses importantes de minerai. On doit noter ici que l'environnement de cette minéralisation diffère des indices cupro-zincifères de la Fosse du Labrador. Nos pre-

TABLEAU 1 — Minéralisations de socle

INDICE	MÉTALLOTECTE	TYPE DE MINERAI	RÉFÉRENCE
Van der Leeden	Volcaniclastite silicifiée	Au	Van der Leeden, 1984; Girard, 1986a et 1986b
Muriel	Gabbro cisaillé	Cu,Au	Owen, 1985
Lac Dihourse	Leucosome pegmatitique	U,Th	Bélanger, 1984

TABLEAU 2 — Minéralisations de roches supracrustales

INDICE	MÉTALLOTECTE	TYPE DE MINERAI	RÉFÉRENCE
Kozela	Roches ultramafiques et volcano-sédimentaires	Cu-Ni	Fournier, 1985
Couture	Basaltes	Cu-Ag-Au	Danis, 1987
Lac Tudor	Roches métasédiments	U	Bourque, 1986

mières données sur les basaltes associés aux roches sédimentaires du Groupe de Laporte indiquent qu'ils sont de type tholéiitique; ils se démarquent de ceux de la Fosse du Labrador par leur affinité avec des basaltes intra-plaques au lieu de basaltes faiblement potassiques. Les roches sédimentaires du Groupe de Laporte ne présentent pas de lien génétique avec les minéralisations de l'indice Couture, ce qui les distinguent nettement des minéralisations de cuivre et de zinc de la Fosse du Labrador.

L'INDICE DU LAC TUDOR, une minéralisation d'uranium, a été observé dans des paragneiss du Groupe de Laporte repris par les déformations et le métamorphisme du Domaine de Tudor. La pechblende se répartit dans le litage sédimentaire, ce qui laisse croire que la concentration de minerai uranifère serait d'origine primaire. Sa position relative situe l'indice dans une zone d'avant-arc, près de l'arc magmatique du Domaine de De Pas. Ce type de minéralisation serait d'origine sédimentaire, à proximité d'une marge continentale (une partie du craton atlantique nord).

MINÉRALISATIONS D'INTRUSIONS SYN- À TARDI-CINÉMATIQUES

Le granite du lac Brisson représente actuellement le seul élément reconnu d'intérêt économique dans la région (voir tableau 3).

Certaines précisions sur l'âge et le contexte de mise en place du granite ont été amenées dans le cadre des travaux de thèse de Pillet (publication à venir). Le granite du lac Brisson y est décrit comme un granite post-orogénique de type intraplaque, en relation spatiale avec un satellite du pluton de Mistastin. Les données permettent de préciser que ce granite est nettement postérieur aux intrusions elsonniennes (Duthou *et al.*, 1986). Le caractère particulier de ce pluton l'identifie à des granitoïdes formés à très grande profondeur (aussi lié chronologiquement avec les plutons anorthositiques de Michikamau). Ce type d'intrusion formée à la limite croûte-manteau est reconnu pour offrir un contexte favorable à des minéralisations d'étain, de tungstène, de bismuth, de molybdène et de fluor. Jusqu'à maintenant, aucune autre évidence d'intrusion granitique tardive de type granite du lac Brisson n'a été observée. On peut postuler, suite aux travaux menés par le MER, que ce contexte est ici limité aux intrusions elsonniennes et que ce granite est tardif par rapport à la mise en place de celles-ci.

Aucune minéralisation n'a été trouvée jusqu'ici dans le batholite de De Pas. Cependant, il est important de souligner que son mode de formation, tel que défini dans le cadre des travaux en cours (Martelain, publication à venir), pourrait dans certaines conditions qui ne sont pas atteintes dans la région étudiée, être propice à la mise en place de gîtes de cuivre porphyrique (avec possibilité d'y trouver de l'or). En effet, les conditions de mise en place du batholite de De Pas dans notre région sont de nature trop profonde pour donner lieu à la formation de tels gîtes, comme en témoigne la présence de roches charnockitiques. Une meilleure connaissance de l'extension nord du batholite permettrait d'en préciser le caractère favorable.

Conclusion

L'évaluation du contexte métallogénique de l'arrière-pays de la Fosse du Labrador en fonction d'un modèle tectonique permet de mieux comprendre les variations typologiques des minéralisations et d'évaluer l'importance des lithologies cartographiées comme métallotectes possibles pour la région. Bien que certains éléments de nos travaux soient à caractère préliminaire et que le modèle proposé soit subjectif, il constitue néanmoins une première approche pour une métallogénie prévisionnelle qui pourrait être mise à profit à bref échéance pour optimiser l'interprétation de données géochimiques de sédiments de fond de lacs et mieux comprendre certaines anomalies.

Références

BÉLANGER, M., 1984 – Région du lac Brisson. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-20 (carte annotée).

BOURQUE, Y., 1986 – Géologie de la région du lac Mina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-30 (carte annotée).

DANIS, D. (en préparation) – Géologie de la région du lac Recouet, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-11.

DUTHOU, J.-L. – PILLET, D. – CHENEVOY, M., 1986 – Rb-Sr Geochronology of the Lac Brisson peralcaline Granite. International Geoch. Cosmoch. Congres; Meeting, Abstract, 1 page.

FOURNIER, D., 1985 – Minéralisations de la partie orientale du géosynclinal du Labrador (Groupe de Laporte). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-23, 49 pages.

TABLEAU 3 — Minéralisations d'intrusions syn- à tardi-cinématiques

GISEMENT	MÉTALLOTECTE	TYPE DE MINERAI	RÉFÉRENCE
Lac Brisson (Strange lake)	Filon dans un granite hyperalcalin	Y, Nb, Zr	Zajac *et al*, 1984

GIRARD, R., 1986a – Géologie de la région de la rivière Déat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-27 (carte annotée).

_____ 1986b – Géologie, tectonique et métallogénie de la région de la rivière Déat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport interne non publié, 35 pages.

MARTELAIN, J., 1985b – Le Batholite d'Ungava et son environnement (Labrador central): données préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-71, 37 pages.

OWEN, V., 1985 – Région du lac Leif. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-14 (carte annotée).

PILLET, D., 1985 – Le granite peralcalin du lac Brisson, Territoire du Nouveau-Québec: résultats préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-37.

Van der LEEDEN, J., 1984 – Région du lac de la Hutte Sauvage. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-29 (carte annotée).

_____ 1986b – Compte-rendu des travaux sur le terrain – 1985, région de la rivière George. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport interne non publié, 78 pages.

_____ 1986c – Synthèse tectonique de la région de la rivière George. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-14, pages 47-48.

Van der LEEDEN, J. – BÉLANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J. (en préparation) – Lithotectonic Domains in the high grade Terrain East of the Labrador Trough (Québec). Publication préparée dans le cadre de la réunion du GAC-MAC (1987) tenue à Saskatoon.

ZAJAC, I.S. – MILLER, R. – BIRKETT, T. – NANTEL, S., 1984 – Le gîte de Zr, Y, Nb et Be du complexe alcalin de Strange Lake, Québec- Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-18, pages 127-142.

Évolution structurale de l'orogenèse acadienne en Gaspésie

Michel Malo[1]

Introduction

La péninsule gaspésienne, située dans l'est du Québec, appartient à la province géologique des Appalaches. Cette chaîne de montagnes s'est érigée au cours du Paléozoïque suite à trois cycles orogéniques majeurs. Il s'agit des épisodes taconien (à l'Ordovicien), acadien (au Dévonien) et alléghanien (au Permien-Carbonifère). Les roches sédimentaires de la partie gaspésienne de l'orogène appalachien ont enregistré les déformations (plis et failles) des deux premières orogenèses. Deux discordances (figure 1) séparent ainsi les grands cycles de sédimentation du bassin gaspésien.

CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

Les roches de la Gaspésie peuvent se diviser en trois ensembles tectonostratigraphiques (figure 1 et tableau 1). Les strates d'âge Cambrien à Ordovicien moyen (Cambro-Ordovicien) du nord de la péninsule, ainsi que celles des boutonnières de Maquereau-Mictaw et de Murphy Creek, ont été affectées par l'orogenèse taconienne à l'Ordovicien moyen. Les formations de l'Ordovicien supérieur jusqu'au Dévonien moyen (siluro-dévonien), représentant la majeure partie de la Gaspésie en superficie, ont été déformées lors de l'orogenèse acadienne au Dévonien moyen. Enfin, les roches du Carbonifère de la baie des Chaleurs sont demeurées horizontales et peu déformées étant toutefois recoupées par quelques failles d'effondrement reliées à l'orogenèse alléghanienne.

La discordance taconienne sépare habituellement le Cambro-Ordovicien du Siluro-Dévonien tandis que la discordance acadienne sépare les roches du Carbonifère des formations cambro-ordoviciennes et siluro-dévoniennes (figure 1). Nous discuterons ici de l'évolution structurale des roches du bassin siluro-dévonien situées stratigraphiquement entre les deux discordances. En Gaspésie, cet ensemble lithostratigraphique est divisé en trois zones tectoniques qui sont, du nord vers le sud: le synclinorium de Connecticut-Valley – Gaspé, l'anticlinorium d'Aroostook – Percé et le synclinorium de la Baie des Chaleurs.

CONTEXTE TECTONIQUE

La déformation taconienne s'explique très bien en terme de tectonique des plaques avec un modèle classique comme celui du cycle de Wilson à convergence orthogonale: ouverture dans des rides océaniques (tension) suivie par une fermeture avec subduction-obduction-chevauchement (compression). Les évidences de ce mécanisme de déformation pour les roches cambro-ordoviciennes des Appalaches du Nord sont bien documentées mais ne semblent pas exister au Siluro-Dévonien (Williams, 1979). Il devient donc difficile d'expliquer la révolution acadienne par un modèle comme celui de Wilson.

Dans le sud-est de la Gaspésie, le grain structural des roches siluro-dévoniennes est généralement NE-SW. Des failles majeures de direction E-W coupent à travers ce grain structural recoupant ainsi les trois zones tectoniques acadiennes (figure 1). Les principales failles sont, du nord ver le sud: les failles de Grande Rivière, du Grand Pabos et de la Rivière Garin. Ces failles sont interprétées comme des failles de décrochement dextre (Malo *et al.*, 1984; Bourque *et al.*, 1985; Malo & Béland, 1985; Malo, 1986; Malo, 1987). La faille du Grand Pabos est sans contredit la plus importante, s'étendant de la baie du Petit Pabos dans l'est de la Gaspésie, jusqu'à la rivière Nouvelle, vers l'ouest (Skidmore & McGerrigle, 1967), où elle rejoint la faille de Ristigouche (ou faille de Matapédia) (figure 1). La faille de Grand Pabos – Ristigouche constitue ainsi une cassure majeure des Appalaches du Nord (Keppie *et al.*, 1982). L'étude de l'anticlinorium d'Aroostook – Percé, dans le sud-est de la Gaspésie, nous a permis de mieux comprendre les mécanismes de la déformation acadienne. Cette déformation est étroitement associée aux grandes failles de décrochement (mouvement longitudinal) se comparant ainsi à la situation tectonique de la Californie (faille de San Andreas) où le modèle de « *wrench tectonics* » a été élaboré (Wilcox *et al.*, 1973).

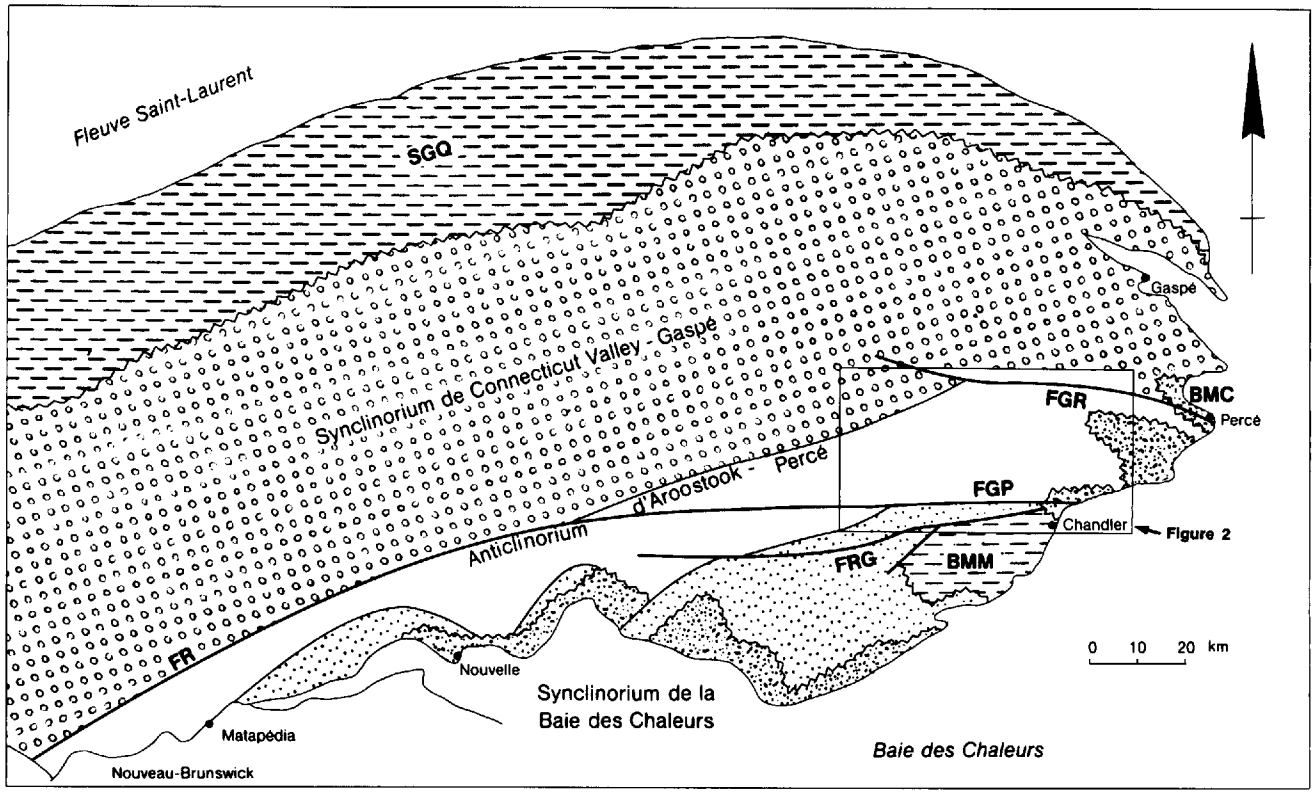
Évidences structurales (anticlinorium d'Aroostook – Percé)

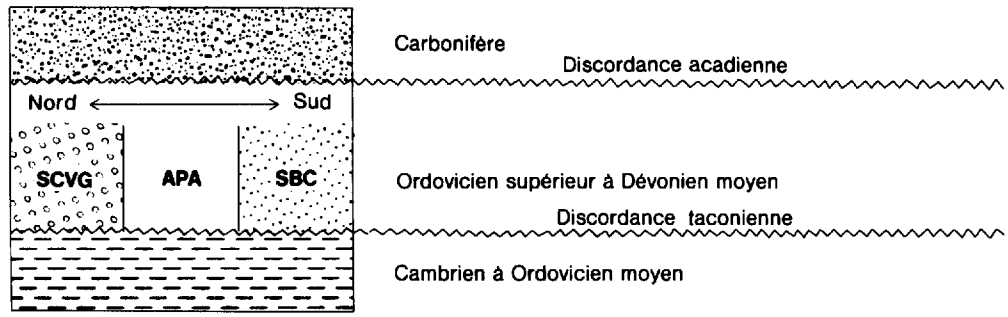
Le segment oriental de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé a été choisi pour décrire les évidences structurales de la déformation de type « *wrench tectonics* » reliée à l'orogenèse acadienne (figures 1 et 2).

PLIS

Dans cette région, l'anticlinorium est limité au nord par la faille de la Grande Rivière et, au sud, par celle du Grand Pabos. On y reconnaît deux styles tectoniques différents: au nord et au sud, des plis serrés associés à

(1) Groupe interuniversitaire de recherches géologiques en analyse de bassins (GIRGAB), Département de géologie de l'Université Laval et INRS-Géoressources

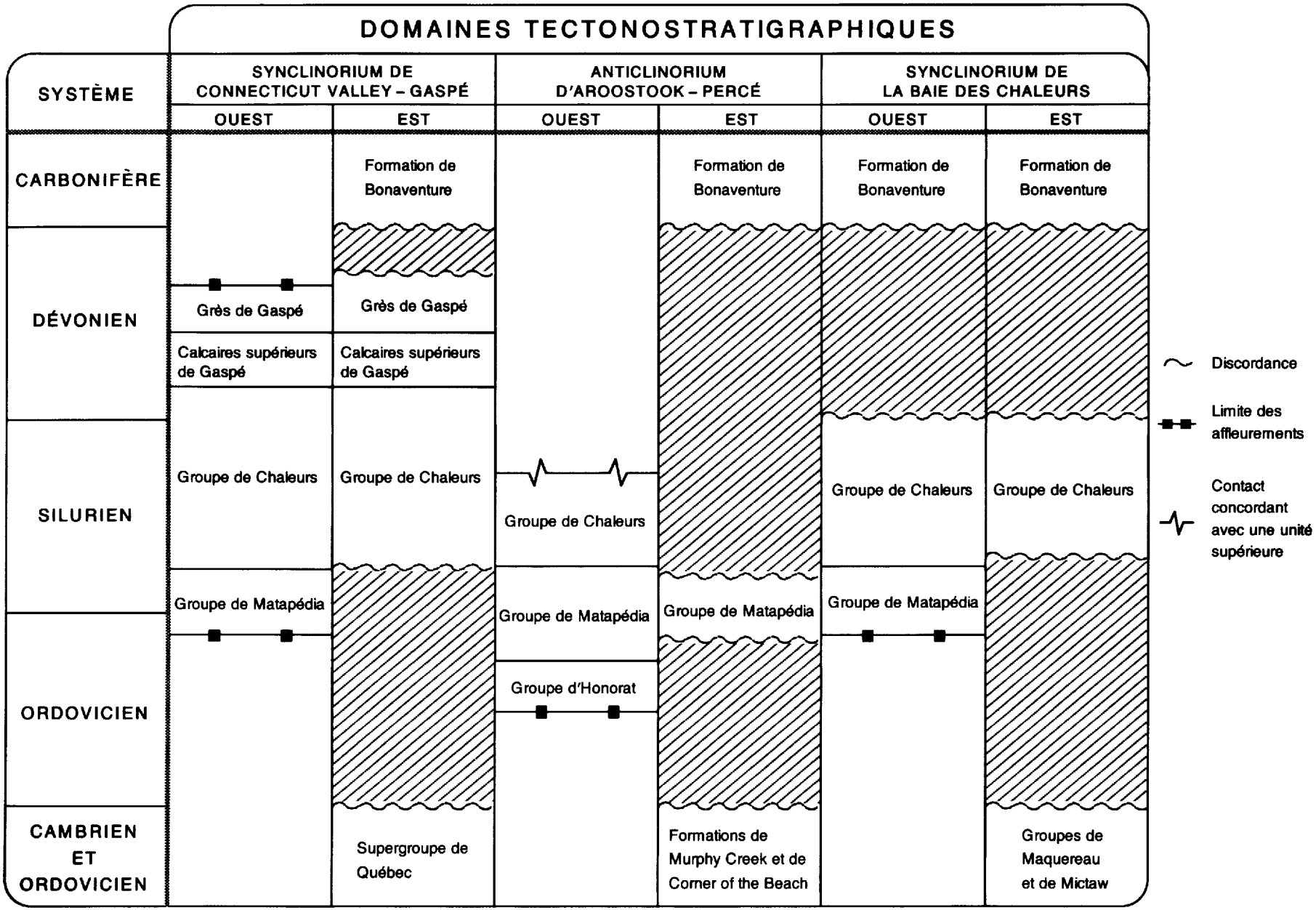


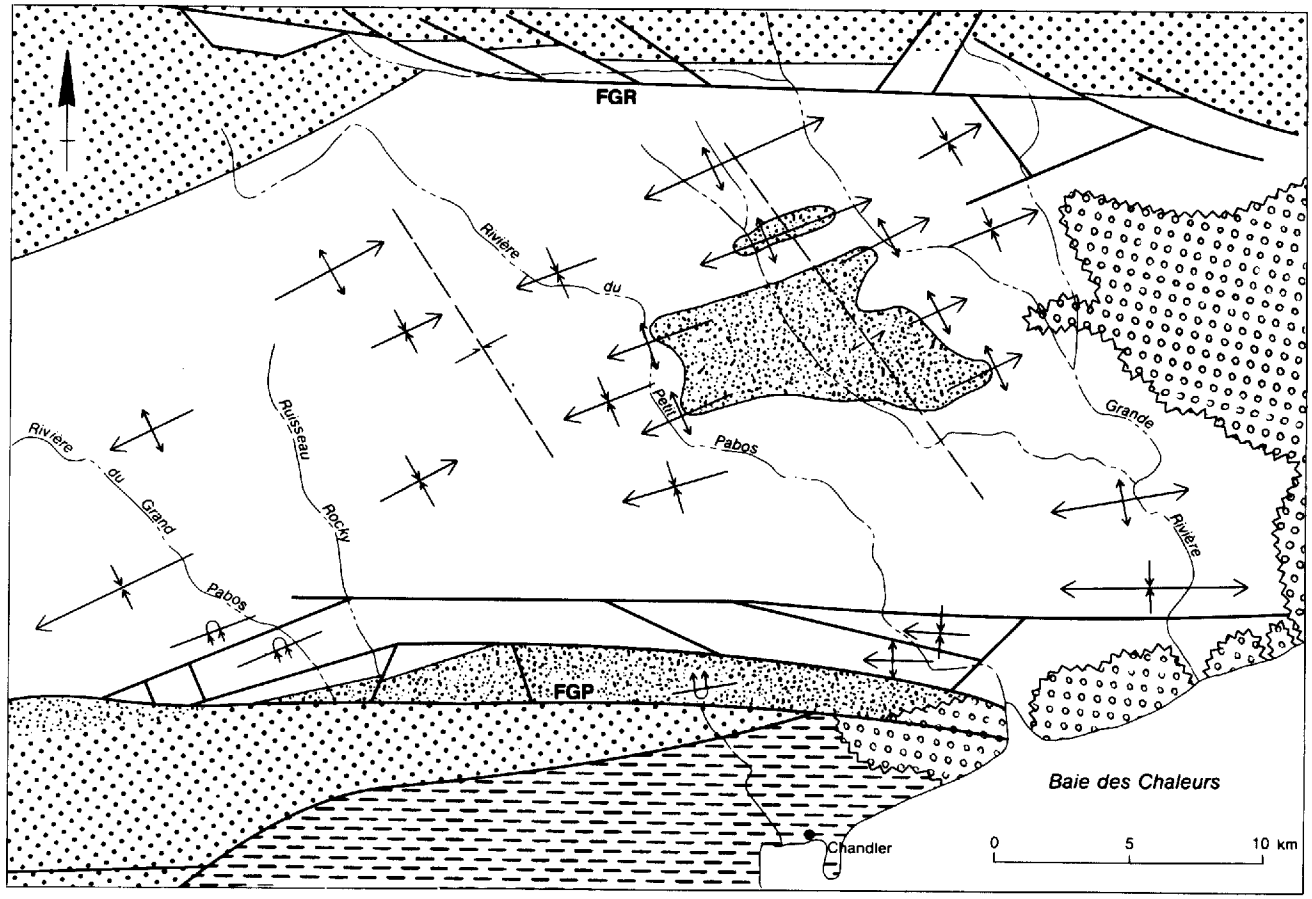


APA	Anticlinorium d'Aroostook - Percé	**FGP**	Faille du Grand Pabos
SBC	Synclinorium de la Baie des Chaleurs	**FGR**	Faille de la Grande Rivière
SCVG	Synclinorium de Connecticut Valley - Gaspé	**FRG**	Faille de la Rivière Garin
SGQ	Supergroupe de Québec	**FR**	Faille de Ristigouche
BMM	Boutonnière de Maquereau-Mictaw	——	Faille
BMC	Boutonnière de Murphy Creek	~~~	Discordance

FIGURE 1 – Zones tectonostratigraphiques de la Gaspésie

TABLEAU 1 – **Lithostratigraphie schématique des domaines tectonostratigraphiques acadiens.**





Fm de Bonaventure - Carbonifère
Gr. de Chaleurs - Silurien à Dévonien inf.
Gr. de Matapédia - Ordovicien sup. à Silurien inf.
Gr. d'Honorat - Ordovicien supérieur
Gr. de Maquereau - Cambro-Ordovicien

Faille
Contact géologique
Discordance
Pli P_1 droit avec sens du plongement (anticlinal, synclinal)
Pli P_2 droit (anticlinal, synclinal)
Pli P_2 déversé (anticlinal, synclinal)

FIGURE 2 – Géologie structurale du segment oriental de l'anticlinorium d'Aroostook – Percé.

des failles et, au centre, des plis ouverts de direction générale NE-SW à double plongement NE et SW. Ce double plongement provient de la superposition de ces plis (P_2) de direction NE-SW sur des plis anciens (P_1) de direction NW-SE. Ce phénomène a produit une tectonique biphasée en dômes et bassins (figure 2) qui est reconnue dans l'ensemble de l'anticliorium (Théberge, 1979; Vennat, 1979; Kirkwood, 1986; Malo, 1986). Un clivage (S_2) subparallèle au système de plis NE-SW est présent dans toute la région. Un clivage tardif (S_3) de direction générale WNW-ESE déforme localement le clivage S_2 et forme des crénulations ou des « kink-bands ». Ce dernier clivage n'est pas associé à des plis majeurs et il est mieux développé près des failles majeures, s'exprimant alors sous forme de microcisaillement (voir plus bas). Le clivage régionale NE-SW est oblique par rapport aux failles de la Grande Rivière et du Grand Pabos (figure 2) et il subit une rotation horaire en direction E-W près de ces failles (Malo, 1986). Les plis de direction NE-SW subissent également cette rotation dans les zones bordières de l'anticlinorium (figure 2).

FAILLES

Les failles du Grand Pabos et de la Grande Rivière représentent des linéaments bien définis sur les photos aériennes et les images LANDSAT. Ces deux systèmes de failles sont constitués de plusieurs failles secondaires de type riedel (R,R',P,X et Y) greffées à une faille majeure (D) (figures 2 et 3). Les relations géométriques

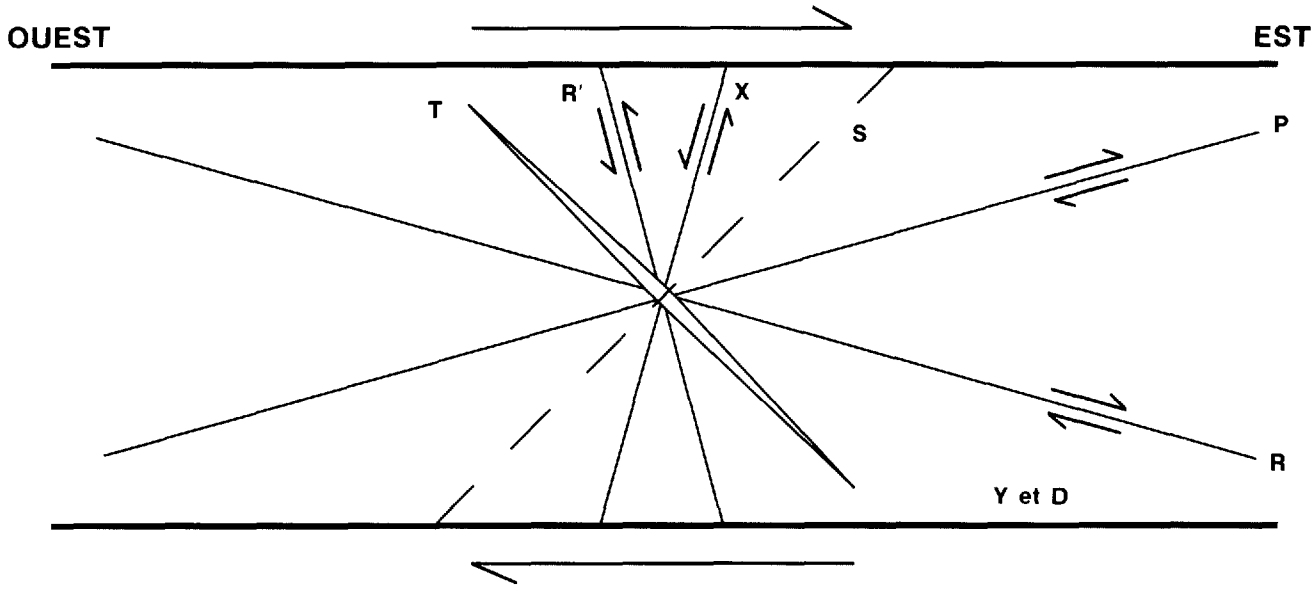


FIGURE 3 – Principales fractures développées en relation avec une faille de décrochement dextre de direction E-W (Blès et Feuga, 1981; Nicolas, 1984).

de ces différentes failles secondaires montrent que les failles majeures correspondent à des décrochements dextres (figure 3). Un premier réseau de failles secondaires est constitué de riedels synthétiques (R) à mouvement dextre, de direction N110°; un deuxième réseau est formé de riedels antithétiques (R' et X) à mouvement senestre, de direction N20° à N330°; et un troisième réseau montre des failles avec mouvement chevauchant (riedels P) de direction N70°. Enfin, des failles (Y) à mouvement dextre et de direction E-W sont bien développées dans le sud de la région. Les microcisaillements au sein des zones de faille, de même que des déplacements stratigraphiques le long des failles secondaires permettent de déterminer le sens du déplacement (Malo, 1986).

ZONES DE CISAILLEMENT

Les zones de failles majeures et secondaires sont constituées de roches très déformées, cisaillées et envahies de veinules de calcite. Dans ces zones de failles, un clivage pénétratif vertical (S) de direction NE-SW et subparallèle au grain tectonique régional est déformé par des zones de microcisaillements (figure 4). On trouve des microcisaillements dextres (C) de direction E-W, parallèles aux failles principales. D'autres microcisaillements forment des systèmes conjugués à sens opposé de déplacement, soit de direction ESE (dextre) (« *shear band* » ou ecc_1) et NNE (senestre) (« *shear band* » ou ecc_2). Toutes ces fabriques sont subverticales et leur géométrie indique un sens de cisaillement dextre subhorizontal dans la zone de faille. Les stries subhorizontales sur les plans de mouvement, les linéations d'étirement, l'intersection des microcisaillements conjugués, de même que l'intersection des plans C et S suggèrent également un déplacement subhorizontal. La disposition des microcisaillements est similaire à celle des failles secondaires de type riedel à l'échelle de la carte géologique (figures 2 et 4). Le microcisaillement C et les « *shear bands* » ou « ecc » (extensional crenulation cleavage) sont caractéristiques d'une déformation ductile (White *et al.*, 1980 ; Platt, 1984). Des failles conjuguées et des micro-riedels se rencontrent aussi dans certaines zones de failles témoignant ainsi d'un épisode de déformation alors que les roches étaient à l'état fragile-ductile et fragile.

CONCLUSIONS STRUCTURALES

Les évidences structurales à toutes les échelles indiquent que le mouvement principal le long des failles du Grand Pabos et de la Grande Rivière en est un de décrochement dextre. Tous les éléments structuraux peuvent d'ailleurs s'intégrer dans un même modèle de déformation comme celui de « *wrench tectonics* » de Wilcox, Harding et Seely (1973). Nous croyons que les plis NE-SW sont reliés aux grandes zones de coulissage en réponse aux contraintes induites dans la couverture sédimentaire par les décrochements.

Évidences stratigraphiques

Plusieurs évidences d'ordre stratigraphique et paléogéographique militent en faveur de décrochements dextres importants reliés à l'orogenèse acadienne:

1) Les déplacements dextres importants le long des failles acadiennes permettent d'envisager la continuité de la ligne Baie Verte – Brompton à une époque préacadienne (De Broucker, 1986);
2) L'identité des faciès cambro-ordoviciens de la boutonnière de Maquereau-Mictaw avec ceux du nord de la

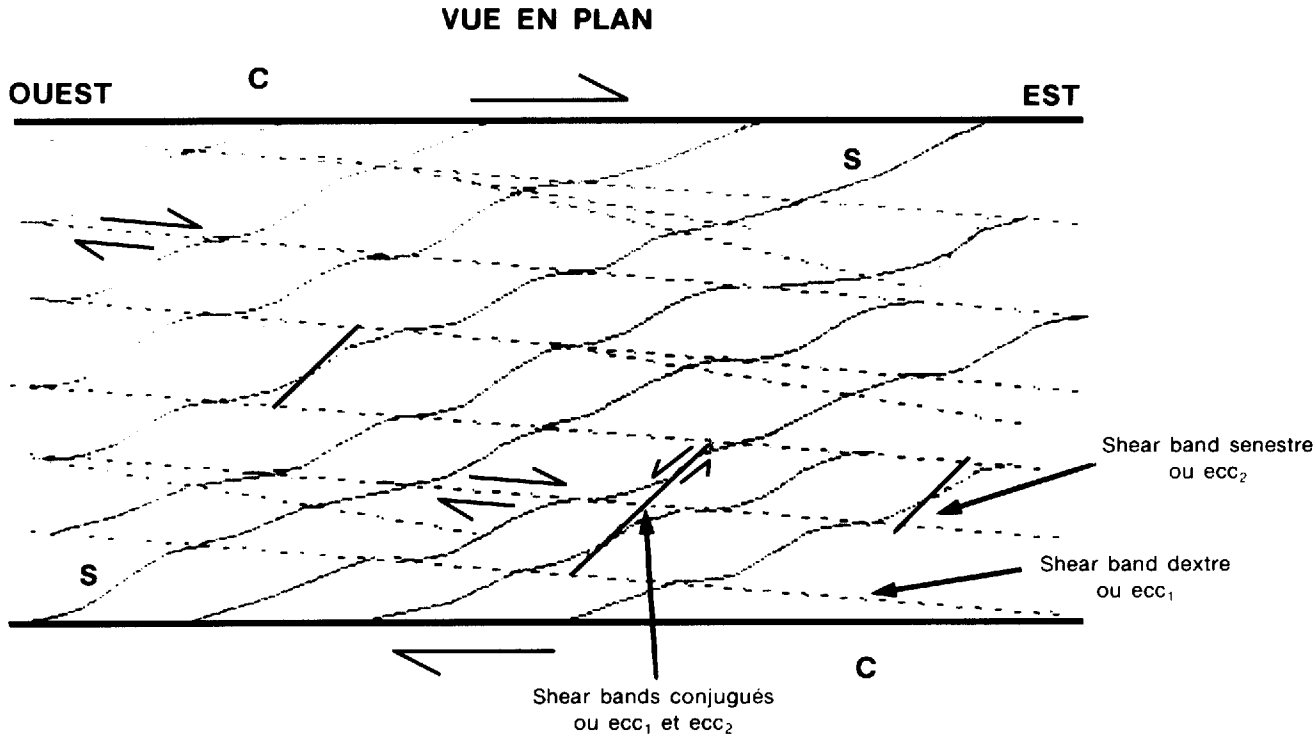


FIGURE 4 – Schéma d'une zone de cisaillement ductile dextre, de direction E-W.

péninsule: Maquereau vs Shickshock et Mictaw vs Tourelle (De Broucker, 1986);

3) L'identité de la Formation de Murphy Creek avec celle de Rivière-Ouelle de la région de Cap-des-Rosiers (Kirkwood, 1986);

4) Un déplacement de plus de 90 km du contact des Groupes d'Honorat et de Matapédia de part et d'autre de la faille du Grand Pabos;

5) Une séquence différente pour les strates de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur de part et d'autre de la faille du Grand Pabos, notamment au niveau de la Formation de White Head (Malo, 1986);

6) Une stratigraphie similaire pour les strates de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur pour les régions de Chandler, au nord de la faille de Grand Pabos – Ristigouche, et de Matapédia, au sud de la faille (Malo, 1986);

7) La distribution des faciès siluriens qui s'explique mal par la géographie actuelle mais devient consistante grâce aux cartes paléogéographiques qui tiennent compte de grands déplacements le long des failles acadiennes (Bourque *et al.*, 1986);

8) La présence anomalique des Grès de Gaspé dans le sud-ouest de la baie des Chaleurs; cette formation a pu être déplacée vers l'ouest par une faille importante de décrochement dextre (Bourque *et al.*, en préparation).

Conclusions

La tectonique taconienne est reliée à une convergence des continents lors de la fermeture de l'océan Iapétus. Cette convergence s'est continuée par la suite, à l'Acadien, sur une marge nord-américaine irrégulière. Les promontoires et ré-entrants ont pu alors influencé localement la géométrie de cette convergence (Stockmal *et al.*, 1987). Le promontoire du Saint-Laurent a probablement joué un rôle en Gaspésie lors des poussées orogéniques acadiennes entraînant des failles de décrochement dues à une convergence oblique dans cette partie des Appalaches. Nous pensons que cette déformation coulissante « *wrench tectonics* » serait un mode de déformation caractéristique de l'orogenèse acadienne dans la partie gaspésienne de l'orogène.

Remerciements

Nous aimerions remercier plusieurs personnes qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à l'élaboration des idées présentées dans ce texte. Mentionnons d'abord Jacques Béland, de l'Université de Montréal, et Brian Skidmore, du MER. Plusieurs autres géologues de l'Université de Montréal, de l'Université Laval et du MER ont participé également à des discussions tant sur le terrain qu'au laboratoire, j'aimerais ici les nommer: Pierre-André Bourque, Daniel Brisebois, Gilles De Broucker, Georges Forest, Lysanne Gauthier, Charles Gosselin, Michelle Goyer, Donna Kirkwood, Serge Lachance, Louise Langlais, Pierre Lespérance, Rémy Morin, Martin Simard et Pierre St-Julien.

Références

BLÈS, J.L. – FEUGA, B., – La fracturation des roches. BRGM, Orléans; 121 pages.

BOURQUE, P.A. – LAURENT, R. – ST-JULIEN, P., 1985 – Acadian wrench faulting in Southern Gaspe Peninsula, Quebec Appalachians. Association géologique du Canada, réunion annuelle, Fredericton; programme et résumés, volume 10,A6.

BOURQUE, P.A. – AMYOT, G. – DESROCHERS, A. – GIGNAC, H. – GOSSELIN, C. – LACHAMBRE, G – LALIBERTÉ, J.Y., 1986 – Silurian and Lower Devonian reef and carbonate complexes of the Gaspe Basin, Quebec: A summary. Bulletin of Canadian Petroleum Geology; volume 34, pages 452-489.

BOURQUE, P.A., – BRISEBOIS, D. – MALO, M. (en préparation). Middle Paleozoic rocks of Quebec and adjacent New Brunswick *In* The Appalachian-Caledonian Region: Canada and Greenland. Edited by H. Williams. Decade of North American Geology; volume F-1.

De BROUCKER, G., 1986 – Évolution tectonostratigraphique de la Boutonnière Maquereau-Mictaw (Cambro-Ordovicien), Gaspésie, Québec. Thèse de Ph. D., Université Laval, Québec; 322 pages.

KEPPIE, J.D. – RUITENBERG, A.A. – FUFFE, L.R. – McCUTCHEON, S.R. – ST-JULIEN, P. – SKIDMORE, W.B. – BÉLAND, J. – HUBERT, C. – WILLIAMS, H. – BURSNALL, J., 1982 – Structural map of the Appalachian orogen in Canada. Memorial University of Newfoundland, St. John's Nfld; Map 4.

KIRKWOOD, D. 1986 – Géologie structurale de la région de Percé, Gaspésie. Mémoire de M. Sc., Université de Montréal, Montréal; 115 pages.

MALO, M. 1986 – Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook – Percé en Gaspésie, Québec. Thèse de Ph. D., Université de Montréal, Montréal; 280 pages.

_____ 1987 – Structural evidences for Acadian wrench faulting in the southeastern Gaspé Peninsula, Quebec. Association Géologique du Canada, réunion annuelle, Saskatoon; programme et résumés, volume 12, 70 pages.

MALO, M. – BÉLAND, J. – GOSSELIN, C. – SKIDMORE, W.B., 1984 – L'anticlinorium d'Aroostook-Percé, de Carleton à Percé *In* Géologie et Métallogénie de la Gaspésie et de la région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 84-18, pages 17-36.

MALO, M. – BÉLAND, J., 1985 – Évolution structurale du segment oriental de l'anticlinorium d'Aroostook – Percé, Gaspésie, Québec. Association Géologique du Canada, réunion annuelle, Fredericton ; programme et résumés, volume 10, A37.

NICOLAS, A., 1984 – Principes de tectonique. Masson, Paris; 196 pages.

PLATT, J.P., 1984 – Secondary cleavages in ductile shear zones. Journal of Structural Geology; volume 6, pages 439-442.

STOCKMAL, G.S. – COLMAN-SAD, S.P. – KEEN, C.E. – O'BRIEN, S.J. – QUINLAN, G., 1987 – Collision along an irregular margin: a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. Journal canadien des sciences de la terre; volume 27, pages 1098-1107.

SKIDMORE, W.B. – McGerrigle, H.W., 1967 – Carte géologique de la péninsule de la Gaspésie, Québec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; carte 1642.

THÉBERGE, R., 1979 – Étude tectono-stratigraphique des roches ordoviciennes et siluriennes de l'anticlinorium d'Aroostook – Percé à Matapédia. Mémoire de M. Sc., Université de Montréal, Montréal; 63 pages.

VENNAT, G., 1979 – Structure et stratigraphie de l'anticlinorium d'Aroostock – Percé dans la région de Saint-Omer – Carleton, Gaspésie, Appalaches du Québec. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal; 67 pages.

WILCOX, R.E. – HARDING, T.P. – SEELY, D.R., 1973 – Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin; volume 57, pages 74-96.

WILLIAMS, H., 1979 – Appalachian Orogen in Canada. Journal canadien des sciences de la terre; volume 16, pages 770-791.

WHITE, S.H. – BURROW, S.E. – CARRERAS, J. – SHAW, N.D. – HUMPHREYS, F.J., 1980 – On mylonites in ductile shear zones. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 175-187.

Géologie de la région de Richmond, Estrie

Robert Marquis [1]

Résumé

La géologie diversifiée de la région de Richmond met en présence plusieurs grandes unités litho-tectoniques de l'Estrie. L'anticlinorium des monts Sutton (AMS) représente l'unité géologique dominante. Bordé à l'ouest par le Groupe de Stanbridge, au nord par la Formation de Bulstrode et à l'est par le Groupe de Caldwell, l'anticlinorium affleure dans la partie centrale de la carte de Richmond. Le coin sud-est de la carte est occupé par le complexe ophiolitique d'Asbestos, le Mélange de St-Daniel et le Groupe de Magog.

Les contacts entre la plupart de ces unités sont marqués par des discontinuités majeures d'origine tectonique, dont l'expression topographique correspond souvent à de profondes vallées tapissées de dépôts glaciaires. Les évidences de surface concernant la nature des contacts incluent la troncature d'unités lithologiques ainsi que la présence de zones de cisaillement et de mélanges. Les mélanges peuvent contenir des fragments de roches exotiques, sédimentaires et ignées, mafiques et ultramafiques.

L'anticlinorium des monts Sutton (AMS) résulte de la juxtaposition de deux structures antiformes associées à des déformations ductiles superposées (P_1 et P_2). L'anticlinal du mont Pinnacle (AMP), un pli P_1 de premier ordre, est tracé jusqu'à la frontière américaine. Un pli P_2, développé sur le flanc sud-est du AMP, est appelé l'antiforme de St-Étienne (ASE). Le style de déformation ductile de cet antiforme est absent des unités adjacentes qui forment soit des nappes (Groupe de Stanbridge, Formation de Bulstrode), soit des bandes étroites découpées par de nombreuses failles (Groupe de Caldwell, Complexe ophiolitique d'Asbestos).

L'AMS contient de nombreux indices et gîtes de cuivre-argent, parmi lesquels certains ont été exploités pour le cuivre au siècle dernier. Le Complexe ophiolitique d'Asbestos comprend des gisements d'amiante, de talc et de chrome. Les phyllades graphiteuses du Stanbridge sont minéralisées en pyrite, mais dépourvues de minéraux économiques.

La proximité de roches ultramafiques serpentinisées, localisées de part et d'autre du Groupe sédimentaire de Caldwell, fournit en outre un contexte favorable au développement d'un type de minéralisation aurifère non étudié à ce jour.

Introduction

La région de Richmond est située en Estrie (figure 1). On y accède facilement depuis Montréal ou Québec par l'autoroute 20 jusqu'à Drummondville, puis par la route 55. La ville de Richmond est située au coeur du terrain cartographié. Celui-ci couvre une partie des feuillets topographiques 31 H/9 et 31 H/16. Il chevauche la limite entre les domaines internes et externes des Appalaches du Québec (St-Julien & Hubert, 1975).

Stratigraphie

ANTICLINORIUM DES MONTS SUTTON (AMS)

L'AMS, prolongement québécois du « Green Mountains Anticlinorium » du Vermont, désigne une unité litho-tectonique bordée de failles, tracée vers le nord-est sur plus de 250 kilomètres, conformément au grain tectonique régional.

Les lithologies volcano-sédimentaires cambriennes ou hadryniennes qui constituent l'AMS, reposent en discordance angulaire sur un socle continental précambrien, de type grenvillien. Ce contact n'affleure pas au Québec, mais il est exposé dans les massifs précambriens situés à l'extrémité ouest de la Nouvelle-Angleterre (Doll *et al.*, 1961).

La largeur de l'anticlinorium dépasse 40 km à la frontière Vermont-Québec. Elle diminue progressivement pour atteindre 12 km dans le secteur de Richmond. À cet

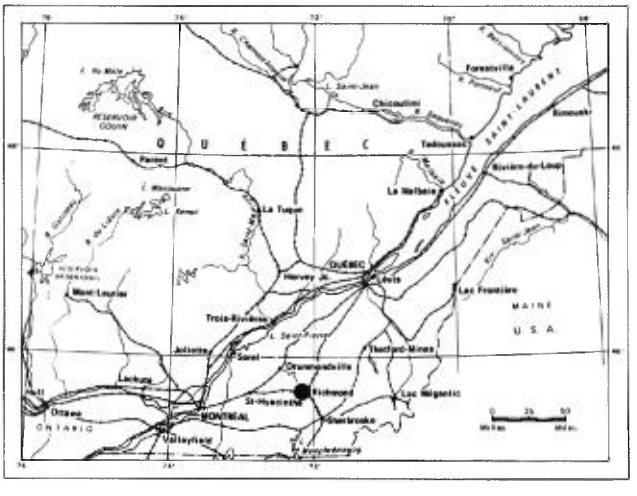


FIGURE 1 – Carte de localisation de la région de Richmond

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

endroit, une anomalie gravimétrique positive ponctuelle, la plus forte des Appalaches du nord, lui est associée.

La terminaison périclinale de l'AMS se trouve à 15 km au nord de Richmond, près de Danville, dans le comté de Drummond. L'anticlinorium plonge alors sous une nappe de gravité constituée par les calcaires graphiteux de la Formation de Bulstrode (figure 2).

Les roches les moins déformées affleurent surtout sur le flanc nord-ouest de l'anticlinorium. Elles constituent les formations du Groupe d'Oak Hill (Clark, 1934 et 1936). Les roches les plus déformées affleurent au coeur de la structure antiforme. Elles sont regroupées en blocs dans les Schistes de Sutton (Clark, 1934).

GROUPE D'OAK HILL (OH)

Le Groupe d'Oak Hill pourrait représenter un assemblage volcano-sédimentaire accumulé sur le craton nord-américain depuis le début de l'épisode de « rifting »

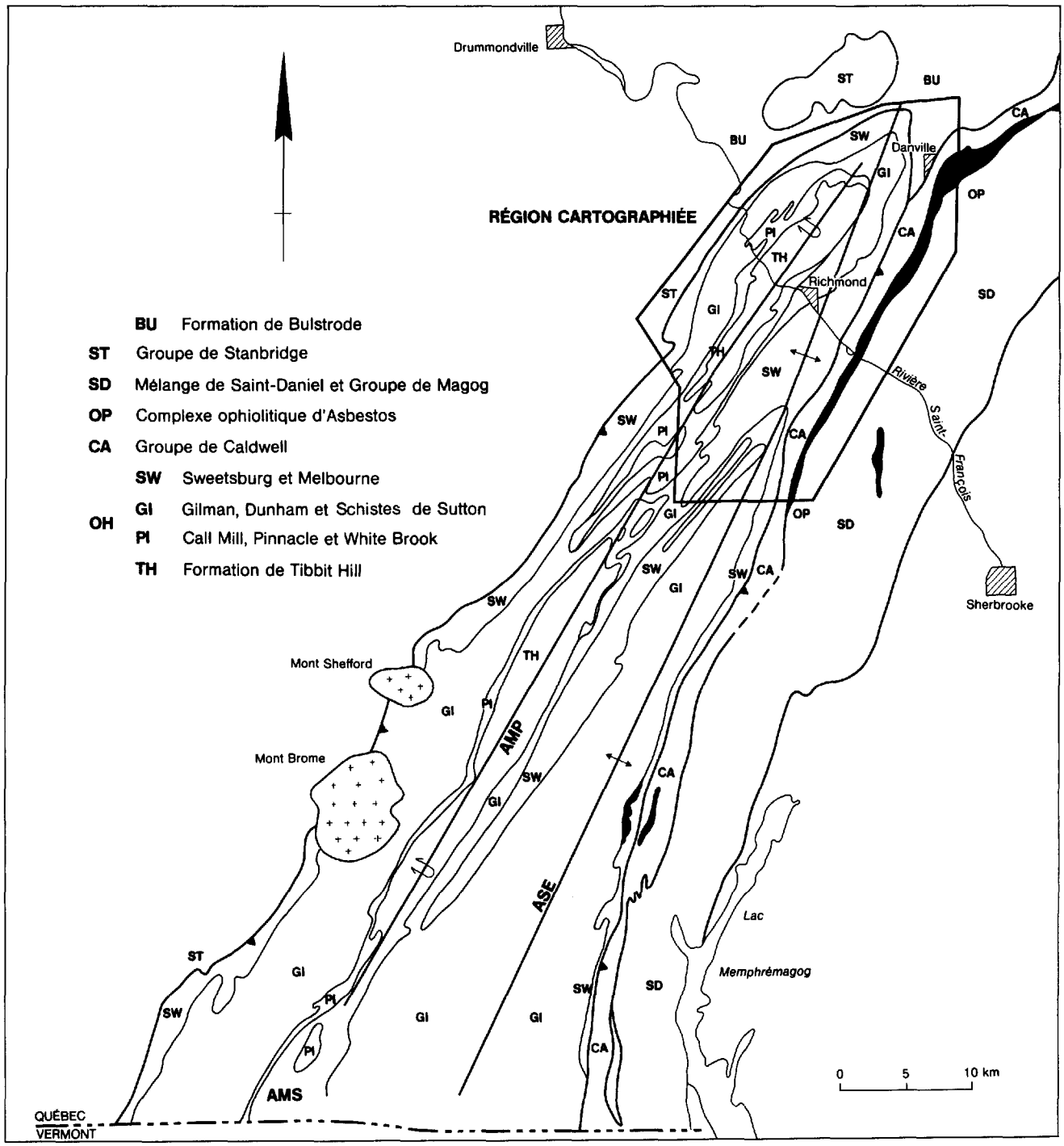


FIGURE 2 – Carte géologique de l'anticlinorium des monts Sutton, modifiée d'après Hubert, St-Julien et Martignole (1977)

amorcé au Précambrien supérieur, jusqu'à la fermeture de l'océan Iapétus à l'Ordovicien moyen.

De la base au sommet, s'accumulent sur des schistes à chlorite d'origine volcanique, un assemblage différencié de roches sédimentaires. Les formations du Groupe d'Oak Hill reconnues dans le secteur de Richmond, sont énumérées au tableau 1.

Les contacts stratigraphiques entre plusieurs formations sont transitionnels. L'ensemble évoque un milieu de sédimentation en évolution, à l'intérieur duquel il est possible de reconnaître un cycle transgressif-régressif-transgressif.

Suite aux déformations tectoniques résultant du processus de formation des Appalaches, certains contacts à l'intérieur même du Groupe d'Oak Hill sont faillés.

SCHISTES DE SUTTON (GI)

Les Schistes de Sutton pourraient représenter l'équivalent plus déformé de certaines formations du Groupe d'Oak Hill.

Nous avons pu distinguer trois unités lithologiques à l'intérieur des Schistes de Sutton. Deux unités sont métasédimentaires. Il s'agit de schistes à albite, muscovite, quartz, ± pyrite, ± magnétite et de schistes à quartz, muscovite ± chlorite. La troisième unité, un schiste à chlorite, calcite, amphibole, fuschite ± quartz est vraisemblablement d'origine volcanique. Cette unité s'altère localement en schiste à stéatite formant alors des niveaux trop minces pour être cartographiés individuellement.

GROUPE DE CALDWELL (CA)

Le Groupe de Caldwell est formé d'un assemblage de grès feldspathiques et lithiques, chenalisés et granoclassés, interstratifiés avec des phyllades rouges, vertes et noires. Dans le secteur sud, des conglomérats à granules de quartz sont parfois incorporés dans les grès.

Dans le prolongement nord-est de cette unité, notamment en Beauce, des coulées importantes de roches volcaniques mafiques sont intercalées avec les roches sédimentaires (Mackay, 1921). Dans la région de Richmond, ces roches ignées font totalement défaut.

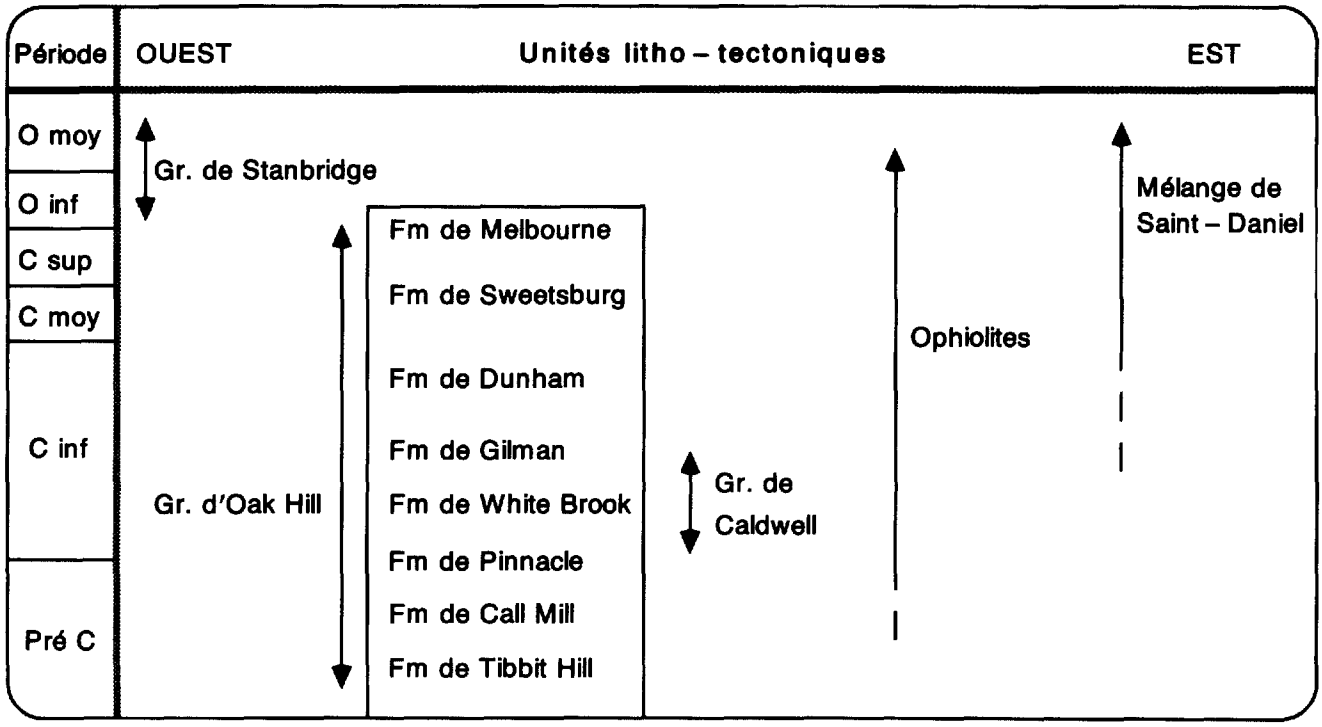
COMPLEXE OPHIOLITIQUE D'ASBESTOS (OP)

À l'est du Groupe de Caldwell, un assemblage de roches intrusives, volcaniques et volcaniclastiques, ultramafiques à felsiques, découpées en lambeaux et limitées par des failles, constitue le complexe ophiolitique d'Asbestos.

Depuis Brompton au sud de Québec, jusqu'à Baie Verte à Terre Neuve, des roches de même nature affleurent sporadiquement, toujours à la même position relativement aux roches cambro-ordoviciennes. Elles délimitent la ligne BB (ligne Brompton – Baie Verte), qui sépare les lithologies formées sur l'ancienne marge continentale paléozoïque de celles déposées sur le fond de l'océan Iapétus (Williams & St-Julien, 1982).

Dans le secteur de Richmond, des roches ultramafiques serpentinisées affleurent également à l'ouest du

TABLEAU 1 – Unités litho-tectoniques cambro-ordoviciennes reconnues dans la région de Richmond.



Groupe de Caldwell, sur une distance de trois kilomètres et sur une largeur de 500 mètres. Il s'agit de péridotite et de pyroxénite peu déformées, reposant sur un mélange ophiolitique. L'ensemble représente un fragment d'ophiolite non répertorié sur les cartes préexistantes. Ce copeau est séparé des Schistes de Sutton à l'ouest, par une profonde vallée tapissée de sable et de gravier, au fond de laquelle se trouve vraisemblablement des lithologies friables facilement érodables dont la composition exacte est pour le moment inconnue.

MÉLANGE DE ST-DANIEL (SD)

Le Mélange de St-Daniel se trouve à l'est du complexe ophiolitique. Mélange d'origine mixte, à la fois sédimentaire et tectonique, il est formé de blocs volcaniques et sédimentaires décimétriques à décamétriques, incorporés à une matrice schisteuse constituée d'ardoise verte et noire.

GROUPE DE STANBRIDGE (ST)

Le Groupe de Stanbridge se trouve à l'ouest du Groupe d'Oak Hill. Il est constitué de phyllade et de calcaire ± graphiteux, parfois conglomératique. Le contact avec le Groupe d'Oak Hill est marqué par la présence d'un mélange tectonique.

Ce mélange est formé par l'accumulation de fragments de roches sédimentaires et volcaniques de tailles diverses, millimétriques à décamétriques, dans une matrice schisteuse gris foncé. Parmi ces blocs, nous avons trouvé des fragments calcaires fossilifères contenant une faune du Cambrien supérieur ou de l'Ordovicien inférieur (trilobites, brachiopodes).

Tectonique

L'AMS possède un motif de déformation complexe, impliquant trois phases de déformation ductile. Il est affecté par des plis associés à une tectonique superposée. Il est également découpé par des failles. L'AMP représente le pli majeur de première phase P_1 et l'ASE, qui forme l'épine dorsale des monts Sutton, le pli majeur de deuxième phase P_2.

L'âge taconien de la déformation est établi d'après des observations structurales, ainsi que par des datations K/Ar effectuées sur la muscovite des Schistes de Sutton. Les âges obtenus varient entre 440 et 420 ± 30ma (Lowdon *et al.*, 1963).

Le style tectonique du Groupe de Caldwell est caractérisé par la présence d'étroites zones de déformation qui alternent avec des ensembles de strates granoclassées et chenalisées, très peu déformées. Dans la région de Richmond, il n'y a pas de plissement important dans le Groupe de Caldwell. Le granoclassement des grès peu déformés montre en outre, que le Caldwell est en position normale sur toute sa largeur.

Les évidences de surface indiquent que les contacts entre l'AMS et les unités adjacentes sont tectonisés, particulièrement les contacts avec les Groupes de Caldwell et de Stanbridge. Ces évidences incluent la troncature d'unités lithologiques, ainsi que la présence de roches très cisaillées et de mélanges contenant des fragments de roches exotiques.

Selon Williams & Hatcher (1983), des mélanges de ce type marquent les limites entre plusieurs « suspects terranes » accumulés sur l'ancienne marge continentale paléozoïque. Leur présence impliquerait une collision frontale associée à des chevauchements.

Les relevés sismiques récents (Keen *et al.*, 1986) suggèrent en outre que des failles de chevauchement contrôlent la tectonique profonde et, par conséquent, le mécanisme de juxtaposition des grandes unités lithotectoniques.

Minéralisations

MINÉRALISATIONS EN Cu-Ag

Les gîtes de cuivre répertoriés dans le Groupe d'Oak Hill se trouvent dans les Formations de Tibbit Hill, de Pinnacle, de White Brook et de Gilman. Le cuivre se présente sous forme de chalcopyrite, chalcosine, digénite, bornite et malachite, disséminées dans les plans de schistosité ou concentrées dans certaines veines et veinules de quartz, de calcite, de feldspath K et d'hématite. Des analyses récentes (Gauthier, 1985; Marquis, 1986) font ressortir une association Cu-Ag qui ajoute à l'intérêt économique de ces indices. Les meilleurs résultats obtenus proviennent des indices suivants:

- Indice Gore nord: 0,42 % de Cu et 1,6 g/t d'Ag (Marquis, 1986);
- Mine Jackson: 0,19 % de Cu et 1,1 g/t d'Ag (Gauthier, 1985);
- Indice Rix: 91 ppm de Cu et 11 g/t d'Ag (Gauthier, 1985);
- Mine St-François: production (1860-1880) 56 tonnes titrant 10 % de Cu et 12 g/t d'Ag (Gauthier, 1985);
- Indice Xavier: 7 % de Cu, 22 g/t d'Ag et 0,2 % de Zn (Gauthier, 1985).

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

Groupe de Stanbridge

Des horizons minéralisés en pyrite se trouvent fréquemment au contact entre les calcaires gris et les phyllades graphiteuses du Groupe de Stanbridge. Ces horizons dépassent rarement 1 cm d'épaisseur. Nous les avons fait analyser systématiquement pour l'or. Les résultats de ces analyses ne font ressortir aucune trace de minéraux économiques.

Roches utramafiques à l'ouest du Groupe de Caldwell

À l'ouest du Groupe de Caldwell et parfois même à l'intérieur de celui-ci, affleurent sporadiquement des roches ultramafiques qui forment des lentilles discontinues. La plus importante de ces lentilles a été tracée sur une distance de trois kilomètres. Elle est constituée de péridotite et de pyroxénite pegmatitique peu déformées, reposant sur un mélange ophiolitique beaucoup plus déformé. Une épaisse couverture de dépôt quaternaire tapisse la vallée qui sépare cette unité des schistes de Sutton situés à l'ouest. Par conséquent, nous n'avons pu apprécier l'ampleur de la déformation des roches ultramafiques à proximité immédiate du contact. Toutefois, ce contexte semble favorable pour la recherche d'une minéralisation aurifère associée aux roches ultramafiques.

Conclusions

Les contacts entre les grandes unités litho-tectoniques exposées dans la région de Richmond sont marqués par des discontinuités majeures. Ces contacts tectoniques correspondent à des zones de cisaillement ou à des mélanges.

L'AMS est caractérisé par un style de déformation ductile, associé à une tectonique superposée, absente des unités adjacentes. À l'ouest et au nord, le Groupe de Stanbridge et la Formation de Bulstrode font partie des nappes du domaine externe. À l'est, le Groupe de Caldwell et le Complexe ophiolitique d'Asbestos forment des bandes étroites où alternent des roches peu déformées et des zones de cisaillement intense.

Une minéralisation en cuivre-argent est associée aux formations du Groupe d'Oak Hill qui regroupe les lithologies les moins déformées de l'AMS.

Le potentiel aurifère de la Formation de Stanbridge n'est pas démontré. Par contre, à l'ouest du Groupe de Caldwell, sur une distance de trois kilomètres, affleurent des péridotites et des pyroxénites relativement fraîches, similaires à celles du Complexe ophiolitique d'Asbestos. Ce contexte géologique semble favorable pour la recherche d'une minéralisation aurifère associée aux roches ultramafiques.

Références

CLARK, T.H., 1934 – Structure and stratigraphy of Southern Quebec. Geological Society of America Bulletin; volume 45, pages 1-20.

_____ 1936 – A lower Cambrian series from Southern Quebec; Royal Canadian Institute Transactions; volume 21, part 1, pages 135-151.

DOLL, C.G. – CADY, W.M. – THOMPSON, J.B. jr. – Billings, M.P., 1961 – Centennial Geological Map of Vermont. Vermont Geological Survey.

GAUTHIER, M., 1985 – Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur sud). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-20, 74 pages.

KEEN, C.E. – KEEN, M.J. – NICHOLS, B. – REID, I. – STOCKMAL, G.S. – COLMAN-SADD, S.P. – O'BRIEN, S.J. – MILLER, H. – QUINLAN, Q. – WILLIAMS, H. – WRIGHT, J., 1986 – A deep seismic reflection profile across the Northern Appalachians. Geology; volume 14, pages 141-145.

LOWDON, J.A. – STOCKWELL, C.H. – TIPPER, H.W. – WANLESS, R.K., 1963 – Age determinations and geological studies (including isotopic ages-report 3). Commission géologique du Canada; paper 62-17, 140 pages.

MACKAY, B.R., 1921 – Beauceville map area, Quebec. Canada Geological Survey; memoir 127, 105 pages.

MARQUIS, R., 1986 – Région de Richmond, cantons de Cleveland, Kingsey et Shipton. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-31.

ST-JULIEN, P. – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the taconian orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science; 275A, pages 337-362.

WILLIAMS, H. – HATCHER, R.D. jr. 1983 – Appalachian suspect terranes *In* Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains. (R.D. Hatcher jr., H. Williams and I. Zietz editors). Geological Society of America; memoir 158, pages 33-53.

WILLIAMS, H. – ST-JULIEN, P., 1982 – The Baie Verte-Brompton line: early paleozonic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians *In* Major structural zones and faults of the Northern Appalachians (P. St-Julien and J. Beland editors). GAC special paper 24, pages 177-207.

Géologie de la bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain supérieure

Jean-François Couture[1]

Introduction

Au terme d'une cartographie régionale (Roy, 1985 et Couture, 1986, 1987a et 1987b), nous présentons les résultats préliminaires de la géologie de la bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain supérieure (BVRES).

Cette ceinture archéenne constitue une des nombreuses écailles de roches supracrustales reconnues dans la province du Supérieur, au nord de Chibougamau (figure 1). La géométrie de la ceinture est schématiquement mieux représentée par un « Y » couché (figure 2) au coeur d'une structure majeure s'ouvrant vers l'est: le synclinorium du lac Lavallette (Hocq, 1985).

Régionalement, les roches supracrustales montrent des assemblages minéralogiques typiques du faciès des amphibolites. La recristallisation métamorphique est contemporaine de la déformation régionale puisque les néominéraux, contenus dans le plan de foliation régional, décrivent une très bonne linéation d'étirement.

Lithologies

Six unités lithologiques ont été reconnues à l'intérieur des roches supracrustales. Celles-ci ont été regroupées en deux séquences distinctes: l'ensemble métavolcanique de René et l'ensemble métasédimentaire de Bohier.

ENSEMBLE DE RENÉ

L'ensemble de René est constitué d'un empilement volcanique différencié et de filons-couches comagmatiques. Cette séquence regroupe trois unités lithologiques qui se distinguent à partir de la composition des coulées.

Les *métavolcanites ultramafiques* et leur équivalent intrusif forment une unité discontinue et relativement peu épaisse. Nous reconnaissons deux types de coulées: les coulées aphyriques et les coulées à phénocristaux d'olivine. Les coulées à olivine montrent nettement des compositions péridotitiques (Couture, 1986) alors que les coulées aphyriques correspondent probablement davantage à des komatiites pyroxénitiques (Couture, 1987b).

Les *métavolcanites mafiques* représentent l'unité la plus épaisse de toute la séquence volcanique. Elles reposent tantôt sur les komatiites mais sont le plus souvent en contact avec le métaconglomérat polymicte de l'ensemble de Bohier (figure 2). Ce contact, apparemment rectiligne et non déformé (Couture, 1986 et 1987a), est possiblement chevauché. Les relations stratigraphiques obtenues par ce contact sont donc incertaines. En général, les structures internes des coulées sont préservées malgré un étirement souvent extrême de la roche. Dans les secteurs orientaux, lorsqu'elles sont en contact avec le complexe tonalitique central, les métavolcanites mafiques deviennent intensément déformées.

Des *métavolcanites felsiques* terminent le cycle volcanique de la BVRES. Elles se retrouvent principalement au coeur d'un synclinal régional ceinturant le complexe tonalitique central (figure 2). De minces niveaux de roches métavolcaniques felsiques sont aussi très fréquemment reconnus à l'intérieur de l'unité métavolcanique mafique. Ces niveaux sont généralement très limités en puissance et en étendue. Les morphofaciès observés témoignent de l'édification et de la destruction d'un appareil volcanique. Des minéralisations sulfurées, possiblement synvolcaniques, sont intimement associées à cet épisode volcanique. Plusieurs indices, tous connus, ont été étudiés.

ENSEMBLE DE BOHIER

Nous avons regroupé trois unités métasédimentaires dans l'ensemble de Bohier. L'unité de *paragneiss à biotite* est plus ou moins migmatisée et injectée de pegmatite. Résultant de la migmatisation, les pegmatites ont envahi le paragneiss au point où, par endroits, celui-ci ne constitue plus que des vestiges ou des xénolithes dans la pegmatite massive. Cette roche hybride a été observée dans le secteur du lac Bart (Couture, 1986 et 1987a) et au nord du ruisseau Léran (Couture, 1987b) (figure 2).

Les deux autres unités métasédimentaires sont stratigraphiquement équivalentes. Elles s'interdigitent sur l'île Bohier (figure 2). Au nord, du lac Lépante au lac William, un *métaconglomérat* déformé occupe le coeur des faciès volcanosédimentaires. Il s'agit d'un sédiment polymicte dont les cailloux de granitoïdes, de roches volcaniques et éruptives, témoignent d'une intense déformation. La proportion des divers constituants est très variable.

Sur l'île Bohier, le métaconglomérat fait progressivement place, vers le sud, à des *métapélites* à sillimanite et grenat. La transition entre ces deux unités est probable-

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

ment graduelle car des faciès intermédiaires de grès conglomératique ont été observés.

Dans le secteur de l'île Bohier, les métasédiments ont enregistré le plus haut niveau du métamorphisme. Les assemblages à sillimanite, à grenat et, plus rarement, à cordiérite et staurotide indiquent des conditions typiques du niveau supérieur du faciès des amphibolites pour les métapélites.

ROCHES INTRUSIVES

Les deux plus importantes masses intrusives, le granitoïde du lac Cadieux (Hocq, 1985 et Couture, 1986 et 1987a) et le complexe tonalitique central (figure 2), occupent des positions tectoniques importantes.

Le *granitoïde du lac Cadieux*, une intrusion polyphasée et foliée, ceinture la BVRES à l'ouest. Son faciès le

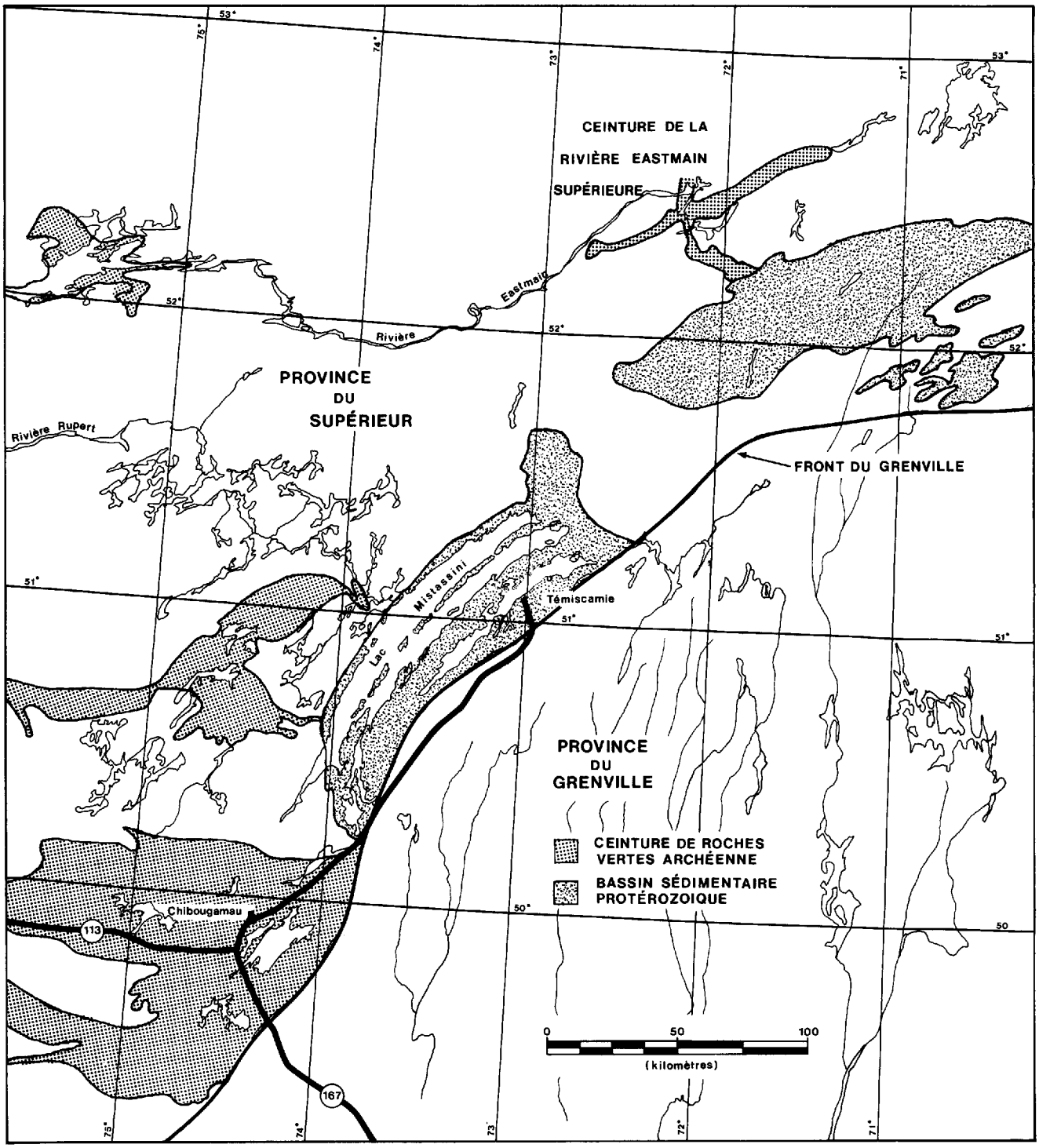


FIGURE 1 – Localisation de la ceinture archéenne de la rivière Eastmain supérieure.

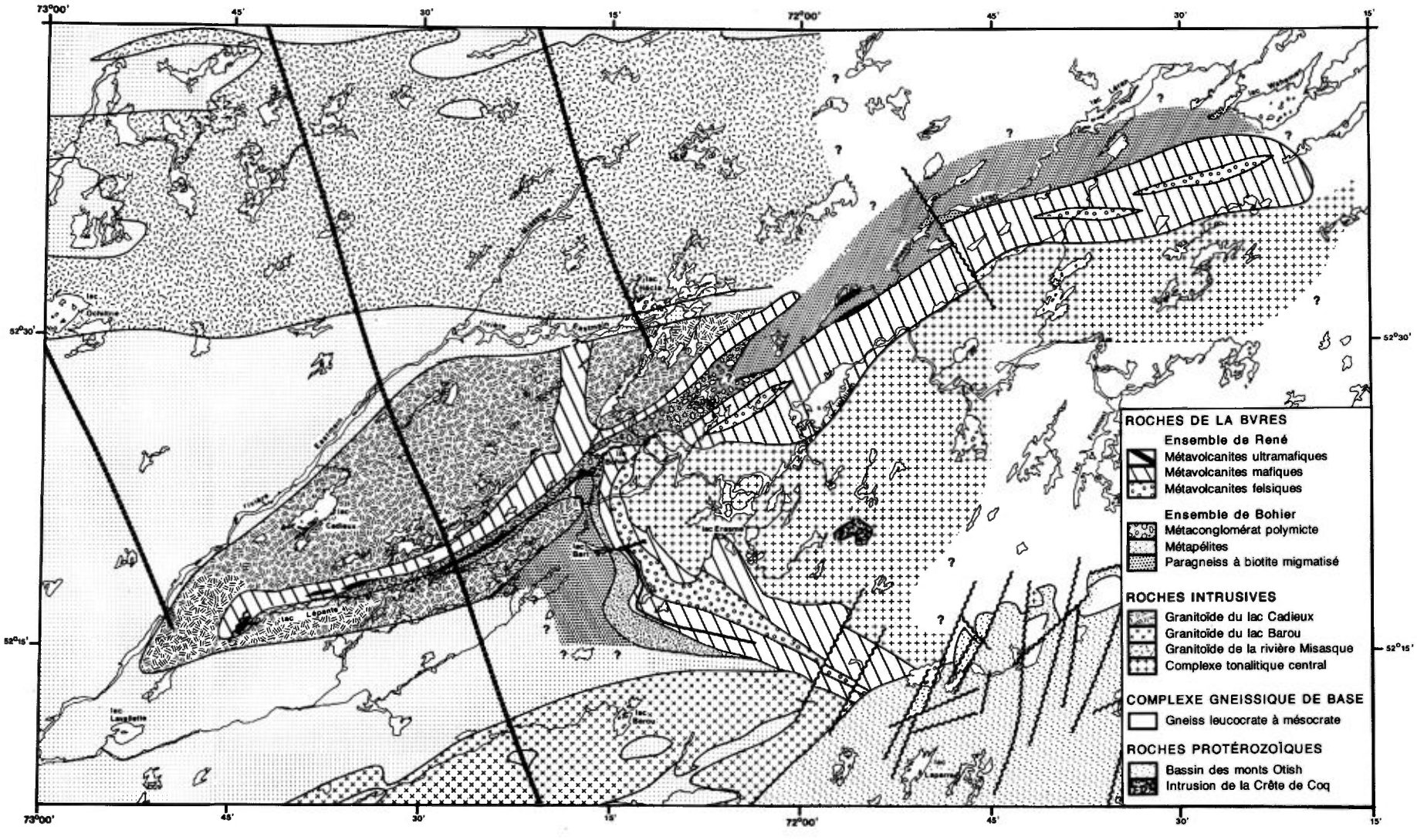


FIGURE 2 – Carte géologique simplifiée de la ceinture archéenne de la rivière Eastmain supérieure.

plus caractéristique est une granodiorite à phénocristaux centimétriques de microcline. La foliation de l'intrusion est parallèle à celle des roches de la BVRES.

Le *complexe tonalitique central* occupe le coeur du synclinorium du lac Lavallette à l'est de la BVRES, et se poursuit vers l'est au-delà du secteur cartographié. Trois lithofaciès ont été reconnus: une tonalite massive, une tonalite foliée et une tonalite gneissique. En général, les faciès gneissique et folié occupent le pourtour du complexe, alors que la partie centrale semble nettement plus massive (Couture, 1987b). Les faciès massif ou folié sont généralement homogènes alors que la tonalite gneissique est bien rubanée et injectée de pegmatite et de dykes felsiques leucocrates.

Deux intrusions recoupent le complexe tonalitique central : la masse ultramafique de la Crête de Coq (Hocq, 1985 et Couture, 1987b) et un granitoïde à phénocristaux de microcline. Ce dernier n'a été observé qu'en trois affleurements.

La masse intrusive de la Crête de Coq est une intrusion différenciée non déformée. Au moins quatre phases intrusives y ont été cartographiées. L'une d'entre elles, plutôt gabbroïque, renferme des minéralisations en chalcopyrite et pyrrhotite, d'origine magmatique. Des travaux datant des années 1970 indiquent des teneurs en cuivre-nickel.

Minéralisations

Nous avons étudié plusieurs minéralisations dont une typologie provisoire révèle trois grands types: des minéralisations volcanogènes sulfurées, des cisaillements aurifères et des minéralisations magmatiques sulfurées. La plupart de ces minéralisations ont fait l'objet de travaux sommaires de mise en valeur pour les métaux de base, durant les années 1960 à 1976. Un gîte d'or, le gisement de la rivière Eastmain, est en phase d'exploration souterraine. D'excellentes cibles pour les métaux de base, l'or ou le platine ont été reconnues.

Discussions et conclusion

Le programme de cartographie détaillée du MERQ amorcé en 1985 a permis de préciser la nature de la BVRES. Celle-ci représente les vestiges de la couverture supracrustale archéenne dans ce secteur. Le niveau structural plus profond de ces roches, illustré par leur métamorphisme et un degré de déformation plus élevé, rend très difficile l'étude des évènements tectono-stratigraphiques. Au mieux, nous proposerons l'ébauche d'un schéma tectonique responsable de l'évolution géologique de la BVRES.

La présence d'un gîte d'or à hautes teneurs (le gisement de la rivière Eastmain; Boldy, 1984) constitue un attrait économique important. Nous tenterons, dans le cadre d'un projet de doctorat, d'utiliser les données de terrain pour une synthèse métallogénique régionale.

Références

BOLDY, J. – DROUIN, M. – HILGENDORF, C. – DAVIDSON, D. – BONIWELL, J.R. – GINGERICH, J., 1984 – Case history of a gold discovery, Eastmain river area, Quebec *In* Chibougamau Stratigraphy and mineralization (Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs). CIM, special volume 34, pages 441-456.

COUTURE, J.F., 1986 – Géologie de la partie occidentale de la bande de roches vertes de la rivière Eastmain supérieure. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-05, carte annotée.

_____ 1987a – Géologie de la partie occidentale de la bande de roches vertes de la rivière Eastmain supérieure. Rapport intérimaire soumis au MERQ.

_____ 1987b – Géologie de la partie orientale de la bande de roches vertes de la rivière Eastmain supérieure. Rapport d'activité de terrain soumis au MERQ.

HOCQ, M., 1985 – Région des lacs Campan et Cadieux, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-05, 178 pages.

ROY, C., 1985 – Projet du lac Wahemen (rivière Eastmain). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-12, carte annotée.

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Energie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

