

MM 89-03

LE COMPLEXE DU LAC DORE ET SON ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE - REGION DE CHIBOUGAMAU - SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

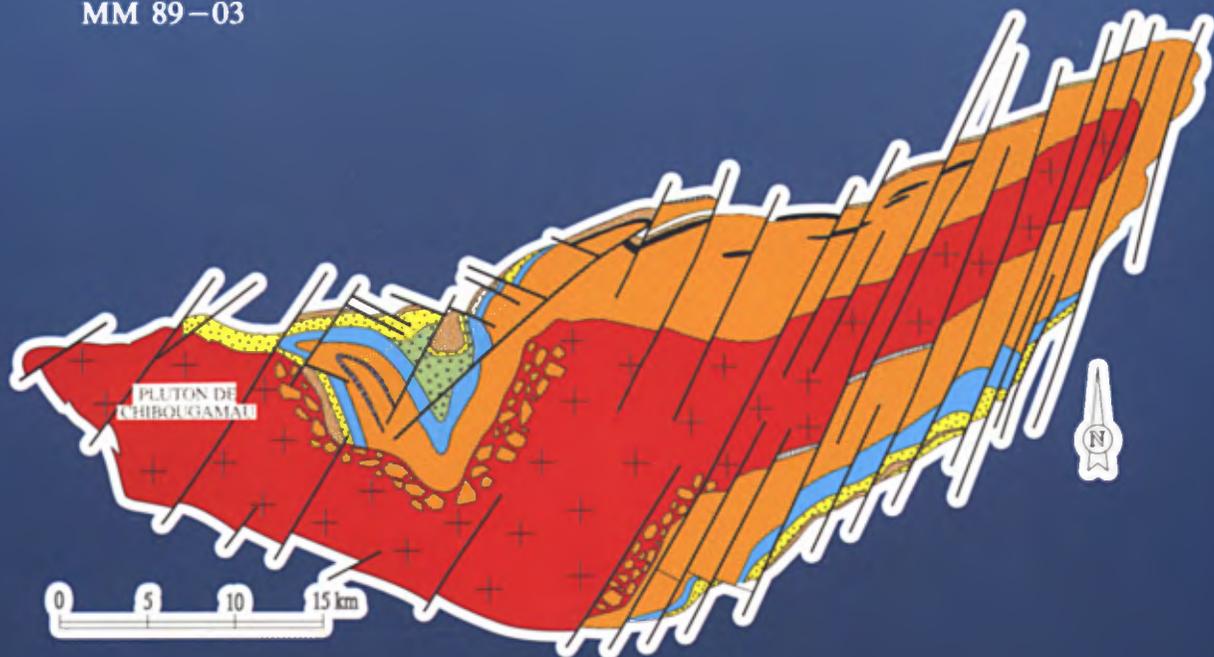
Québec 

Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique

(Région de Chibougamau - sous-province de l'Abitibi)

Réal Daigneault
Gilles O. Allard

MM 89-03



1990

Québec 

Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique

(Région de Chibougamau - sous-province de l'Abitibi)

**Réal Daigneault
Gilles O. Allard**

MM 89-03

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef: A. Simard

Manuscrit soumis le: 89-11-30

Accepté pour publication le: 90-01-24

Lecteurs critiques

A. Gobeil

K.N.M. Sharma

A. Simard

Éditeurs

C. Dubé

L. Blais-Leroux

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

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

Page couverture: Complexe du Lac Doré

RÉSUMÉ

Ce mémoire revoit la géologie du coeur du camp minier de Chibougamau, centré sur le Complexe du Lac Doré, et introduit l'importance des zones de failles ductiles E-W pour la compréhension de la stratigraphie et des minéralisations. On y reprend l'historique et l'évolution de la géologie depuis les origines, et l'on pose le cadre géologique, stratigraphique et tectonique dans cette partie de la sous-province de l'Abitibi de la Province de Supérieur, situé à la limite de la Province de Grenville.

Le Complexe du Lac Doré est une intrusion anorthosique litée, différenciée à partir d'un magma tholéïitique similaire à celui de la Formation d'Obatogamau. Il s'est mis en place à la base de la Formation de Waconichi composée de laves et de pyroclastites felsiques. Un modèle est proposé pour la mise en place et la différenciation de cette intrusion, modèle dans lequel le granophyre est interprété comme le résultat de la fusion de volcanites felsiques du Waconichi. La Formation de Waconichi est comprise entre les Formations d'Obatogamau et de Gilman. C'est à la fois une repère et métalotecte important dans la stratigraphie de Chibougamau. L'analyse pétrologique et pétrochimique suggère la présence de trois faciès distincts: le Waconichi de type Lemoine (WaL), des rhyolites tholéïitiques procédant de l'évolution des basaltes de l'Obatogamau; le Waconichi de type Queylus (WaQ), des pyroclastites dacitiques d'affinité calco-alcaline et le Waconichi de type Portage (WaP), caractérisé par des exhalites et formations de fer sulfurées et carbonatées.

Dans le secteur de Chibougamau, l'autochtone archéen forme un synclinorium découpé par d'importantes zones de failles inverses archéennes. Ces failles, de type ductile à fragile-ductile, sont orientées parallèlement à la schistosité régionale et aux grands plis régionaux. Une phase antérieure de plissement, N-S, est observée en quelques endroits privilégiés.

Les cisaillements NW, qui renferment la majorité des minéralisations de cuivre et d'or, sont situées entre le Pluton de Chibougamau et la faille du lac Sauvage; ils sont interprétés comme subsidiaires de cette faille.

Les failles NE et NNE sont des failles inverses protérozoïques. Les premières (type Gwillim) sont postérieures à la Formation de Chibougamau; les secondes (type Mistassini) sont reliées à l'épisode grenvillien et sont de plus en plus nombreuses et rapprochées dans la Zone du Front de Grenville.

L'influence des plutons précoces et tardifs sur la schistosité régionale a été évaluée et envisagée dans le contexte géodynamique.



Table des matières

	Page
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Remerciements	1
GÉOLOGIE RÉGIONALE	3
Localisation	3
Travaux antérieurs	3
Petite histoire	3
Débuts de la stratigraphie	6
Cadre géologique	7
Cadre stratigraphique	13
Groupe de Roy	13
Formation d'Obatogamau	13
Formation de Waconichi	13
Formation de Gilman	18
Formation de Blondeau	21
Formation de Bordeleau	21
Groupe d'Opémisca	21
Formation de Stella	21
Formation de Haüy	21
Formation de Chebistuan	21
Dyke de diorite à hornblende	29
Filons-couches de Cummings	29
Pluton de Chibougamau	35
Couverture protérozoïque	35
Formation de Chibougamau	35
Groupes de Mistassini et d'Otish	35
Dykes	39
Dyke de l'île du Gabbro	39
Dyke de la mine Henderson	39
Dyke de l'île Line	39
COMPLEXE DU LAC DORÉ	41
Introduction	41
Cadre historique du Complexe du Lac Doré	41
Cadre pétrographique	42
Cumulats	42
Litage dans les cumulats	44
Nomenclature des complexes stratiformes	44

Descriptions lithologiques	45
Série inférieure	45
Zone de magnétite	45
Zone anorthosique	48
Zone de péridotite	54
Série litée	54
Zone P ₁	61
Zone A ₁	61
Zone P ₂	70
Zone A ₂	70
Zone P ₃	70
Zone de ferrodunite	72
Secteur du mont du Sorcier	72
Secteur du lac Robert	72
Zone de ferrodiorite	75
Sous-zone F ₁	75
Sous-zone F ₂	75
Sous-zone F ₃	75
Série supérieure	75
Zone de granophyre sodique	75
Zone de bordure	79
Problèmes lithologiques	83
Zone cachée	83
Origine du granophyre et du litage magmatique	86
Origine de la ferrodunite	89
Mont du Sorcier	89
Lac Robert	91
Contexte évolutif du Complexe du Lac Doré	91
Métamorphisme	92
Chlorite	94
Épidote-zoïsite-clinozoïsite	94
Grenat	99
Stilpnomélane	99
Micas	99
Chloritoïde	99
Sphène	99
Scapolite	100
Serpentine	100
Géologie économique	100
Gîtes cupro-aurifères	100
Gisements de vanadium et de fer	104
Autres gisements	105
Extension dans la Province de Grenville	106
Anorthosite et gabbro anorthosique	106

Gabbro et métagabbro	112
Roches altérées et minéralisées	112
FORMATION DE WACONICHI	113
Introduction	113
Description des secteurs	113
Secteur Lemoine	113
Porphyres rhyolitiques	113
Laves rhyolitiques	117
Volcanoclastites	121
Horizons exhalatifs – gisement Lemoine	121
Contexte volcanologique	121
Secteur Scott-nord	129
Porphyres rhyolitiques	129
Laves rhyolitiques	135
Pyroclastites	135
Niveau exhalatif et prospect de Selco	135
Secteur Scott-sud	135
Membre de Andy	142
Secteur Portage	142
Pyroclastites	146
Formation de fer du lac Sauvage	146
Secteur Queylus	146
Description des pyroclastites	149
Secteur Häüy	154
Description des pyroclastites	154
Porphyre de la rivière Obatogamau	159
Membre de Andy	159
Origine des hyalotufs	162
Secteur Richardson	167
Description des pyroclastites	167
Les porphyres à feldspath et quartz	167
Secteur McKenzie-nord	171
Description des pyroclastites	171
Interprétation de l'unité felsique	177
Sommaire	177
Géochimie de la Formation de Waconichi	177
Introduction	177
Échantillons représentés	182
Secteur Lemoine	182
Secteur Scott-nord	182
Secteur Scott-sud	183
Secteur Queylus	183
Secteur Häüy	183
Secteur McKenzie-nord	183
Secteur Richardson	183

Volcanites de l'Obatogamau	183
Volcanites du Gilman	184
Volcanoclastites du Bordeleau	184
Volcanoclastites du Blondeau	184
Diagrammes de variation géochimique	184
Diagramme AFM	184
Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$	184
Diagramme $\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$	184
Diagramme $\text{MgO} / \text{SiO}_2$	184
Diagramme $\text{P}_2\text{O}_5 / \text{TiO}_2$	189
Diagramme Y / Zr	189
Diagramme $\text{Zr/Y} / \text{SiO}_2$	189
Diagramme $\text{Zr/Y} / \text{Zr}$	189
Diagramme $\text{SiO}_2 / \text{Zr/TiO}_2$	189
Sommaire	189
Discussion générale sur le Waconichi	195
GÉOLOGIE STRUCTURALE	199
Introduction	199
Historique	199
Généralités	199
Contrôle stratigraphique et horizons marqueurs	200
Étape 1 – Plis prédéformation régionale	201
Étape 2 – Déformation régionale	203
Grands plis régionaux	203
Variation de la schistosité régionale	211
Plis mésoscopiques	211
Linéations d'étirement verticales	211
Division en blocs structuraux	219
Étape 3 – Déformations postrégionales	223
Étape 4 – Effets grenvilliens	223
Failles et zones de cisaillement	226
Les grandes failles E-W (F_2)	227
Caractéristiques des failles E-W	227
Faille Kapunapotagen	227
Faille Faribault	229
Faille du lac Sauvage	232
Cisaillements SE	232
Faille bordière du Complexe du Lac Doré	238
Faille Antoinette	238
Sommaire des failles E-W	238
Failles NE (F_3)	238
Faille Gwillim	241
Faille McKenzie	241
Faille du lac Doré	241

Failles NNE (F ₄)	243
Faille Mistassini	243
Rôle des granitoïdes	245
Rides anticlinales	248
Évolution géodynamique	252
Conclusions sur l'évolution structurale	252
RÉFÉRENCES	257
ANNEXES:	
1 - Liste du personnel	271
2 - Liste des thèses et mémoires sur la région de Chibougamau	273
3 - Tableaux (sur microfiches)	



Introduction générale

Le présent document vise à faire le bilan de nos travaux sur la partie nord-est de la sous-province de l'Abitibi, sur ce qu'on désigne, proprement parlant, comme étant la région de Chibougamau. Il comprend quatre parties principales définies comme suit:

- un premier chapitre présente les données les plus récentes sur la *géologie régionale* de la région. On y retrouve un résumé des interprétations des principaux intervenants qui ont travaillé sur une partie ou sur l'ensemble de la problématique régionale, auxquelles s'ajoutent nos propres résultats et commentaires,
- le deuxième chapitre consiste en une version adaptée et améliorée du rapport de Allard (1976) sur le *Complexe du Lac Doré*. Cette nouvelle version, en plus de faire la synthèse du rapport de 1976, incorpore tous les nouveaux éléments soulevés par nos travaux récents,
- le troisième chapitre met l'emphase sur la *Formation de Waconichi*, unité stratigraphique très importante dans l'évolution du Complexe du Lac Doré. Cette partie vise à documenter les ressemblances et différences, tant sur les plans pétrographique que géochimique, des roches désignées, à juste titre ou non, comme la Formation de Waconichi,
- le quatrième chapitre fait le point sur l'*évolution structurale de la région de Chibougamau*. Cette partie synthétise nos principales observations effectuées au cours des années 1982 à 1987.

Nos travaux dans la région de Chibougamau couvrent une période de 28 ans pour l'un des auteurs (*G. O. Allard*), 1952 à 1958 et de 1966 à 1981. De 1982 à 1987, les deux auteurs ont débuté un programme de révision stratigraphique et structurale de la région. Le présent rapport se veut la conclusion à ces travaux. Les résultats ont, de plus, été présentés sous forme de six feuillets au 1:50,000 qui couvrent en totalité ou en partie les feuillets topographiques suivants: 32J2 E, 32J1, 32I4 E, 32G15 E, 32G16, 32G10 E, 32G9, 32H13 W, 32H12 W. Les cartes sont disponibles au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

Remerciements

Tous nos travaux dans la région de Chibougamau n'auraient pas eu lieu sans le soutien administratif et logistique de personnes trop nombreuses pour que l'on puisse toutes les nommer ici, mais parmi lesquelles nous mentionnons l'assistance du Dr André Laurin, ancien sous-ministre adjoint à l'Exploration géologique et minérale, du Dr Jean

Louis Caty, directeur à la Recherche géologique, de M. Jules Cimon, chef du Service géologique du Québec et de M. Alain Simard, chef du service géologique du Nord-Ouest. Nous tenons à remercier particulièrement les géologues régionaux du MER: Robert Assad (1957 à 1962), Gilles Duquette (1962 à 1970), Jules Cimon (1970 à 1977) et André Gobeil (1977 - 1989). Ils ont grandement contribué à l'évolution de l'interprétation géologique de la région et à l'organisation matérielle de nos travaux.

Nos remerciements vont également à tous les assistants juniors et seniors ainsi qu'aux hommes de canot et cuisiniers qui ont su nous rendre la vie acceptable, sinon agréable. On en trouvera une liste complète à l'annexe 1.

Nous sommes très reconnaissants envers tous les étudiants qui ont fait des projets de fin d'études, des mémoires de maîtrise et des thèses de doctorat sur la région de Chibougamau et sur le Complexe du Lac Doré. Leur acharnement au travail a beaucoup contribué à l'évolution de nos connaissances géologiques sur ces terrains. Une liste des thèses se retrouve en annexe 2.

Nous ne pourrions exprimer assez vivement notre gratitude au personnel minier (gérants, géologues et «exploracionnistes») qui nous a donné accès aux mines et nous a procuré quantité de documents très précieux.

Le Département de géologie de l'Université de Georgie, ses chefs aussi bien que ses membres, a contribué, sciemment ou autrement, aux travaux de recherches sur le Complexe du Lac Doré. Il est difficile de déterminer s'il a donné plus qu'il n'a reçu du complexe, mais il est sûr que les étudiants, eux, ne sont pas près d'oublier l'existence de cet aimant en terre canadienne.

Nous ne pouvons passer sous silence le travail technique apporté à ce rapport par plusieurs personnes. Monsieur Roger Gagnon du ministère de l'Énergie et des Ressources y a investi beaucoup de son temps et de son énergie ce qui en fait presque l'un des auteurs de cet ouvrage. Marie-Claude Thérien a participé intensivement au montage, au dessin, et à la mise en forme du document. Lors de l'édition finale du document, les suggestions et commentaires de M. Michel Hocq du MER furent grandement appréciés. Mentionnons l'apport de: Messieurs André Gobeil, Alain Simard, et Kamal Sharma particulièrement pour le chapitre sur la Formation de Waconichi, de Edward Chown et Guy Archambault pour le chapitre de la géologie structurale, d'André Gobeil pour la section sur le Complexe du Lac Doré, et de Dominique Beaudry et de Suzanne Larouche pour la révision de diverses parties du texte.



Géologie régionale

Localisation

Le secteur d'étude, qui enveloppe le Complexe du Lac Doré, se situe dans la région de Chibougamau, en bordure orientale de la province structurale de Supérieur (figures 1 et 2). Cette région, qui correspond au territoire couvert par la carte de la figure 5, ne doit pas être confondue avec la ville de Chibougamau, agglomération de 12 000 habitants située à peu près en son centre, et le camp minier de Chibougamau, restreint à une aire d'environ 15 km² centrée sur la ville.

La ville de Chibougamau est reliée au reste de la province par deux routes pavées: la 167, mène à Saint-Félicien et à Roberval (région du lac Saint-Jean), et la 113, qui mène à Senneterre, à Val-d'Or et à Rouyn-Noranda (région de l'Abitibi).

La région de Chibougamau est limitée par les latitudes 49°30' et 50°15' et les longitudes 73°45' et 74°45'. Les travaux forestiers des deux dernières décennies ont créé une myriade de routes et sentiers qui en rendent l'accès beaucoup plus facile.

Travaux antérieurs

PETITE HISTOIRE

Les premières reconnaissances géologiques effectuées dans la région de Chibougamau furent accomplies en 1870 par James Richardson de la Commission géologique du Canada. Richardson a remonté la rivière Ashuapmushuane à partir du lac Saint-Jean pour atteindre les lacs Obatogamau, Chibougamau et Waconichi et de là, parvenir à la partie méridionale du lac Mistassini. Son levé le long des rives lui permit de reconnaître la présence de trois principaux groupes de roches, soit (1) le groupe des gneiss et granites surnommé le groupe «Laurentien», (2) celui des schistes cristallins, des schistes à chlorite et les conglomérats et finalement (3), dans la région du lac Mistassini, une série plus monotone caractérisée par des unités de calcaire et de dolomie en strates sub-horizontales. Il a noté la présence de fer, de cuivre et de serpentine en plusieurs endroits.

Ce n'est qu'en 1884 qu'une nouvelle expédition fut envoyée dans la région. Cette expédition, dirigée par John Bignell assisté de A.P. Low comme géologue, fut réalisée conjointement par la Commission géologique du Canada et le ministère des Terres de la Couronne du Québec. Elle avait pour but de compléter les premières observations de Richardson.

Par la suite, plusieurs géologues ont visité la région. Signalons entre autres le passage en 1896 du Dr. Robert Bell de la C.G.C. et de son assistant R.W. Brock qui ont

parcouru les régions séparant les lacs Waswanipi et Mistassini. Plus tard en 1898, Henry O'Sullivan, inspecteur de l'exploration pour la province de Québec, explora les abords des lacs Doré, Simon et David, pour ensuite rejoindre le lac Waswanipi par la rivière Chibougamau. En 1899, un levé plus précis des contours des lacs et des principaux cours d'eau de la région a été complété par O.E. Lemoine pour le compte du Gouvernement du Québec.

Les premiers travaux sérieux de prospection furent entrepris en 1903 par Peter McKenzie qui, après lecture d'un rapport sur la région, décida d'explorer le terrain dans le but d'y découvrir du fer. McKenzie fit d'intéressantes découvertes sur les rives du lac Chibougamau, où il mit en évidence un dépôt d'amiante (île de l'Amiante, baie McKenzie) et de cuivre sur la pointe Copper. L'année suivante, avec la collaboration de M.J. Obalski alors inspecteur des mines de la province de Québec, il découvrit un amas important de quartz aurifère sur l'île du Portage (veine McKenzie). À son retour, Obalski fit un rapport très favorable sur le potentiel minier de la région.

En 1905, A.P. Low de la Commission géologique du Canada fut mandaté pour examiner la nouvelle région minière de Chibougamau. Low produisit un rapport détaillé, ainsi que la première carte géologique couleur de la région de Chibougamau. Il fut le premier à introduire le terme «Keewatin» pour définir les roches basiques d'apparence schisteuse que l'on trouve dans la région. Cette attribution du terme «Keewatin» date des travaux de Lawson (1885) qui désignait ainsi les roches vert foncé encaissées dans des gneiss granitiques. Low examina la plupart des gîtes connus à l'époque et les évalua de façon optimiste. Pour assurer la rentabilité de ces gîtes, il recommanda la construction d'un chemin de fer qui atteindrait les rives du lac Chibougamau. De 1905 à 1907, la prospection et le développement minier se sont intensifiés, particulièrement sur l'île de l'Amiante et sur l'île du Portage. En 1910, le Gouvernement du Québec mit sur pied une commission chargée d'évaluer le potentiel minier de la région en vue de se prononcer sur la rentabilité de l'éventuelle construction d'un chemin de fer. Cette commission était constituée de trois membres soit: J.C. Gwillim de l'Université McGill, E.R. Faribault de la Commission géologique du Canada, et A.E. Barlow de l'Université Queen's. En 1911, la commission déposa un important rapport sur la région de Chibougamau et dans lequel la stratigraphie établie par Low à cette époque n'est que quelque peu modifiée. Elle a toutefois reconnu le caractère discordant des masses conglomératiques affleurant en bordure du lac Waconichi et de la baie McKenzie (identifiées aujourd'hui comme étant la Formation de Chibougamau). Après un examen détaillé de tous les indices connus et de toutes les données géologi-



FIGURE 1 - Cartes de localisation de Chibougamau.

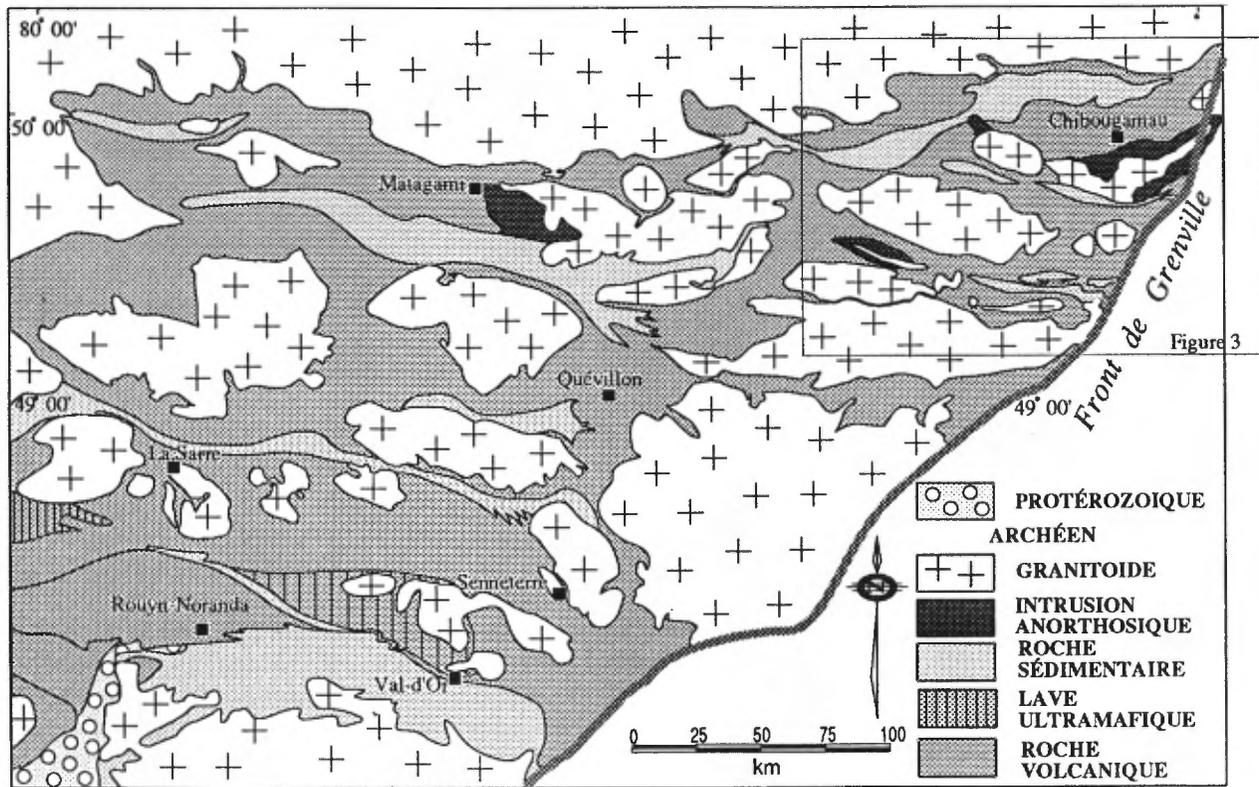


FIGURE 2 - Carte géologique de la sous-province de l'Abitibi, modifiée de MERQ-OGS, (1983).

ques, la commission conclut que les découvertes rapportées à ce jour n'étaient pas suffisantes pour justifier la construction d'un chemin de fer. Les travaux de prospection et de géologie furent donc interrompus pendant plusieurs années.

DÉBUTS DE LA STRATIGRAPHIE

De nombreuses découvertes entre 1920 et 1935 poussèrent la Commission géologique du Canada à réaliser une cartographie géologique systématique à l'échelle de 1:63 360 (1 mille/po). Mawdsley (1927), Tolman (1930) et Retty (1930) en sont les auteurs. Norman compléta le travail commencé par Mawdsley (Mawdsley & Norman, 1935). Bien qu'ils aient été effectués avec beaucoup plus de précision qu'antérieurement, tous ces travaux n'ont que légèrement modifié la stratigraphie de la région. Toutefois, dans les roches du «Keewatin» appelées également «Pré-Chibougamau», tous ces auteurs ont reconnu l'existence de sédiments feldspathiques (connus aujourd'hui comme étant ceux de la Formation Blondeau) situés stratigraphiquement au-dessus des coulées volcaniques (Formation de Gilman). De plus, ils ont défini avec plus de précision la «série de Chibougamau» constituée de conglomérats et de grès d'âge protérozoïque, reposant en discordance sur le Keewatin.

Norman (1937, 1941) a poursuivi son levé plus à l'E, englobant les cantons de Barlow, de Scott, ainsi qu'une partie des cantons de Cuvier et de Lévy (carte 401 A et carte 602 A). Il a cartographié une bande de roches sédimentaires dans le secteur du lac Goudreau, qu'il a désignée sous le nom de «Timiskaming». Cette bande comprend une succession conforme de conglomérats et de grès à sommet faisant face vers le sud et séparée du «Keewatin», au S, par une faille directionnelle (connue maintenant sous le nom de Kapunapotagen; voir la figure 5 plus loin). Dans les cantons de Daubrée et d'Opémisca, Norman interpréta la présence d'une discordance angulaire entre les sédiments de type Timiskaming qu'il redéfini sous le nom de «série Opémisca», et les roches volcaniques deviennent alors la «série pré-Opémisca». Beach (1940) poursuivit avec la même terminologie et mit bien en évidence la discordance angulaire à l'E du lac la Trève (canton de Guettard).

E.D. Kindle cartographia le bassin du lac Waconichi (1942). Ses travaux l'amènèrent à corréler la bande de conglomérats et de grès retrouvée dans les cantons de Blaiklock et de Richardson avec la série Opémisca.

En 1948 et 1949, sous la direction du Dr. A.-O. Dufresne, le ministère des Mines du Québec construit une route en gravier reliant Chibougamau à St-Félicien (au lac Saint-Jean), soit une distance de 234 km. Il entreprend également une cartographie géologique à l'échelle 1:63 360 de la région de Chibougamau. En 1950, Gilbert (1958) et Longley (1958) ont respectivement cartographié les roches métamorphisées des secteurs Bignell et Rinfret, en bordure de la Province de Grenville. Dans sa cartographie du secteur de Dollier-Charron, en 1953, Neale (1959), fait revivre le terme «Timiskaming» pour décrire les sédiments

retrouvés à l'E du lac Stella et dans le secteur du lac au Couteau (Lac Dollier). Par la suite, les travaux se succèdent avec Imbeault dans Queylus (1959), Holmes dans Fancamp-Haüy (1959), Lyall dans Brongniart-Lescure (1959), Gilbert dans Rohault (1959), et Deland et Grenier dans Hazeur-Druillettes (1959) qui cartographient avec plus de détails les assemblages volcano-sédimentaires. Sabourin (1956) et Gillet (1957) reconnaissent, dans les cantons de Blaiklock et de Vienne, les sédiments cartographiés par Kindle (1942) et poursuivent avec la nomenclature de Norman en les désignant sous le nom d'Opémisca.

Le ministère des Mines du Québec devient le ministère des Richesses naturelles du Québec en 1962 et entreprend au début des années 1960 un programme de cartographie détaillée à l'échelle 1:12 000 : Smith (1960) et Allard (1960) dans le Sud de McKenzie, Gaucher (1958,1960) dans le Sud-Est de Roy et le Sud-Est de Barlow, Horscroft (1958) dans le Sud-Ouest de Roy, Pouliot (1963) dans le Sud-Ouest de McCorkill, Graham (1956) dans la moitié nord d'Obalski, De Montigny (1959) dans Lemoine, et Wolhuter (1962) dans le Sud-Est de Lévy.

Les travaux de Duquette (1964, 1967, 1968, 1970) et de Duquette et Mathieu (1962, 1966, 1970) permirent d'établir les premières esquisses de la stratigraphie qu'on admet aujourd'hui dans la région. Ainsi, Duquette (1964) introduit la Formation de Blondeau pour décrire les séquences à dominance pyroclastique nature retrouvées dans la portion centrale et sud-est du canton de Roy. Duquette (1968) poursuit en établissant deux nouvelles formations soit la Formation de Gilman, regroupant les assemblages de laves basaltiques, désignés jusqu'alors sous le nom de Keewatin, et la Formation de Waconichi représentant les importants dépôts pyroclastiques et épicyclastiques présents autour du lac Waconichi. Par la suite, Duquette (1970) étendit sa nomenclature à l'W de Chapais en regroupant à l'intérieur du Blondeau tous les sédiments reconnus dans les cantons de La Ribourde, de Guettard, de Lamark, de Dolomieu et de Daubrée. Ces roches avaient précédemment été classifiées dans la série d'Opémisca par Norman qui les voyait en discordance sur les volcanites. Duquette, qui n'admettait pas cette discordance, créa donc une controverse en les incorporant dans la Formation de Blondeau. C'est également dans Duquette (1970) qu'on trouve les premières descriptions du Complexe de Cummings, que l'on désigne dans ce présent rapport comme étant les Filons-couches de Cummings.

Subséquentement, les travaux de cartographie se poursuivent avec Avramtchev (1972a, 1972b) dans la partie orientale de McCorkill et le Sud de Barlow, et avec Clark *et al.* (1972) et Christman (1974) dans Scott. Allard (1976a, 1970) et Allard et Caty (1969) dans Lemoine et Rinfret établissent la stratigraphie du Complexe du Lac Doré, une intrusion étagée d'importance dans la région. De plus, dans la partie sud de Lemoine, Allard et Caty cartographient une bande de roches felsiques située dans la partie sommitale du complexe. Ces roches sont caractérisées par la présence de cristaux automorphes de quartz bleuté. À l'époque, ils

avaient intégré cette bande au granophyre du Complexe du Lac Doré. Mais les travaux de Allard (1975) dans Scott, sur le flanc nord du complexe, ont permis de distinguer ces roches du granophyre. En effet, la présence d'intercalations de pyroclastites et de laves dans les porphyres à quartz en faisait une unité distincte située stratigraphiquement en-dessous du Gilman. De là à faire la corrélation avec le Waconichi de Duquette, il n'y avait qu'un pas. Les travaux de Oliveira (1973) dans Lemoine permirent de discriminer les mêmes relations, et ainsi de reconnaître le Waconichi sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau.

Cimon (1976a, 1976b, 1977a, 1977b) cartographie une partie des cantons de Haïy, Queylus et Dollier au sud de Chibougamau. Il établit une nouvelle formation nommée Obatogamau (Cimon, 1977a), qui regroupe une séquence de laves et de filons-couches mafiques porphyriques à plagioclase, occupant la base de la stratigraphie. De plus, il reconnaît une séquence de pyroclastites felsiques au-dessus de l'Obatogamau qu'il nomme Formation d'Audet. Cette unité, coïncée entre l'Obatogamau et le Gilman occupait donc la même position stratigraphique que le Waconichi.

Afin de faire le point sur la situation et d'établir un consensus sur la définition de cette unité, une réunion importante de géologues fortement impliqués dans la région eut lieu à Chibougamau en 1977. Il fut dès lors établi que l'on désignerait sous le nom de «Waconichi» les deux bandes de roches felsiques situées de part et d'autre du Complexe du Lac Doré dans Lemoine et Scott, ainsi que l'unité de pyroclastites felsiques de Cimon.

Les travaux de Cimon (1976b) ont également donné naissance à deux nouvelles formations constituant le toit de la stratigraphie, soit les Formations de Stella et de Haïy comprenant des sédiments épicycliques et quelques coulées de lave. Cimon (1977b) met en évidence, dans Dollier, un conglomérat de base en contact discordant avec le Complexe du Lac Doré. Cette découverte devait rapatrier les roches sédimentaires dans le Groupe d'Opémisca selon l'interprétation initiale de Norman (1941).

Les travaux se poursuivent cette fois au N de Chibougamau autour du lac Waconichi où Caty (1977, 1979) cartographie le canton de Richardson et une partie de celui de Bignell. Là, Caty restreint la Formation de Waconichi à une mince bande de roches située sur la rive sud du lac du même nom. Les roches sédimentaires que Duquette avait incorporées dans le Waconichi furent nommées Formation de Chebistuan, appartenant également au Groupe d'Opémisca et représentant un équivalent stratigraphique de la Formation de Stella. Une autre formation, désignée sous le nom de Bordeleau, fut introduite pour représenter une séquence monotone de tuf et de grès feldspathique située stratigraphiquement au-dessus du Blondeau.

Cadre géologique

Dans son cadre le plus large, la région étudiée se situe à l'intérieur du Bouclier canadien, qui occupe plus de la

moitié du Canada et une partie du Nord des États-Unis. Les roches de ce craton sont d'âge précambrien et sont recouvertes d'une épaisseur variable de sédiments glaciaires datant du Quaternaire.

Dans un cadre plus restreint, les roches étudiées se situent dans la Province de Supérieur, la plus vaste et la plus ancienne des sept provinces du Bouclier. Constituée d'une alternance de sillons de gneiss (peu étudiés et peu connus) et de sillons de roches vertes (*greenstone belts*), de direction générale E-W, cette province renferme un grand nombre de dépôts et d'indices minéralisés en or et en métaux de base. Les bandes de roches vertes ont été métamorphosées durant l'orogénèse kénoréenne (2600 à 2800 Ma, Dallmeyer, 1974). Le métamorphisme est au faciès des schistes verts, atteignant le faciès des amphibolites à proximité de quelques intrusions, ainsi qu'en bordure du Front de Grenville, ce dernier étant une zone tectonique qui sépare la Province de Supérieur de la Province de Grenville. Le sillon de roches vertes qui nous préoccupe, celui de l'Abitibi (figure 2), a été affecté par plusieurs phases de déformation, dont la principale a provoqué de grands plis isoclinaux, sensiblement E-W. Les zones axiales de ces plis sont très souvent le site de masses intrusives précoces à tardives par rapport à la déformation régionale et de composition tonalitique, monzodioritique et dioritique.

Le Complexe du Lac Doré se situe dans la région de Chibougamau. Celle-ci se trouve dans la partie orientale de la bande nord (Matagami-Chibougamau) de la sous-province de l'Abitibi, telle que définie par Goodwin & Ridler (1970). Dimroth *et al.*, (1982, 1984) considèrent la bande Matagami-Chibougamau comme faisant partie de la «zone interne» de la sous-province de l'Abitibi. Cette bande s'étend sur une distance de plus de 400 km, de la «structure» de Kapuskasing jusqu'au Front de Grenville (figure 2). Des restes de cette sous-province affleurent à l'est du Front de Grenville sur une distance d'au moins 10 km (Allard, 1978, 1979).

La bande Matagami-Chibougamau diffère de façon appréciable de celle de Kirkland Lake – Noranda – Val-d'Or par la présence de grands complexes stratiformes: Complexe du Lac Doré (Allard, 1976a), Complexe du Lac de la Chaleur (Durocher, 1979, 1985), Complexe de la Rivière Opawica (Maybin, 1976) et Complexe de la Rivière Bell (Sharpe, 1968) (figure 2).

Les roches de la région de Chibougamau ont connu plusieurs périodes de déformation. La déformation régionale a engendré des plis isoclinaux, d'orientation E-W, auxquels est associée la foliation régionale prédominante. Elle est responsable des grandes structures en dômes et bassins qui caractérisent la région. Du N au S, ces structures sont: le synclinal de Waconichi, l'anticlinal de Waconichi, le synclinal de Chibougamau, l'anticlinal de Chibougamau, le synclinal de Chapais, l'anticlinal de La Dauversière et le synclinal de Druillettes (figures 3, 4, 5 et 6). Le district minier de Chibougamau se trouve sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau dont le Complexe du Lac Doré en

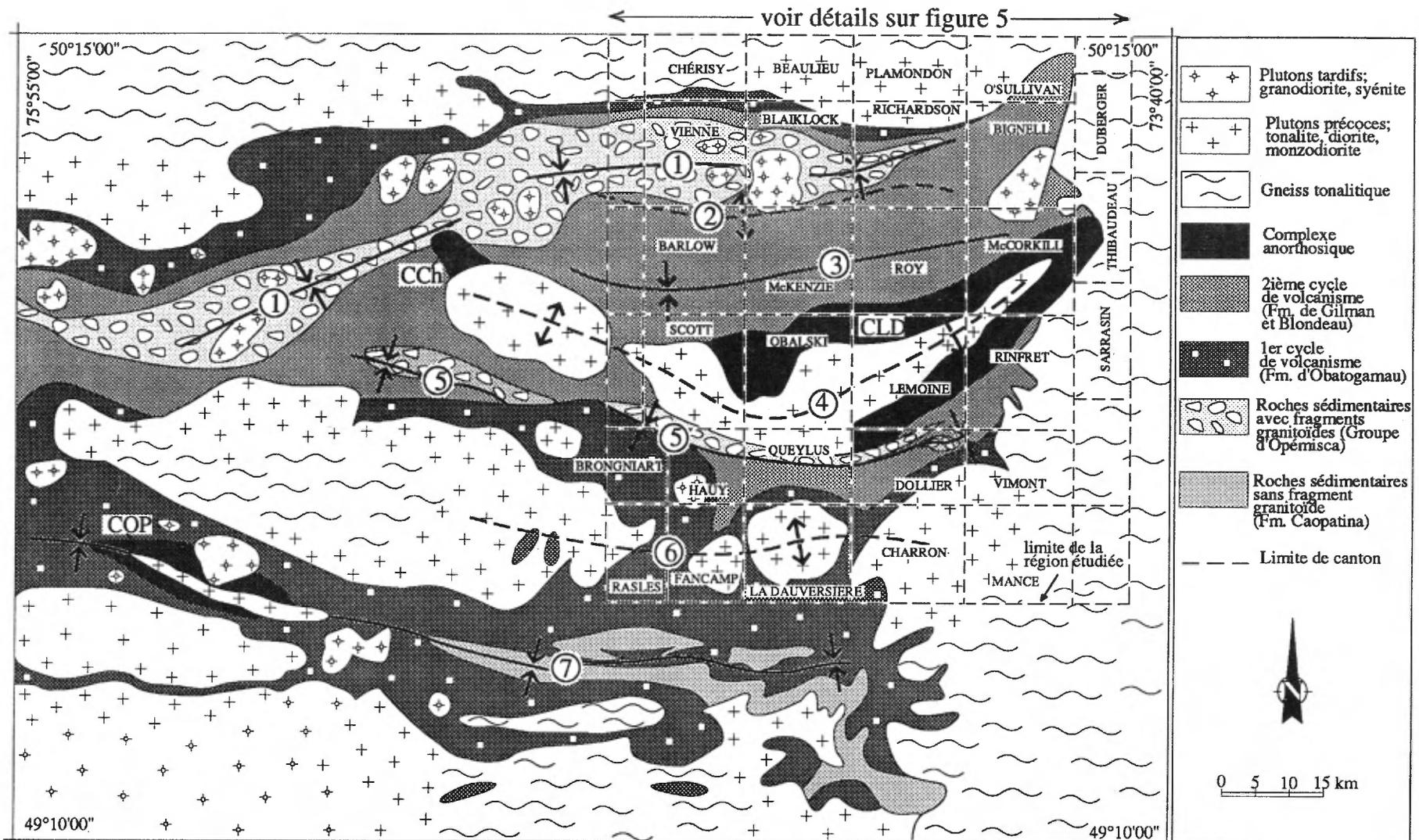


FIGURE 3 - Carte géologique régionale de la partie NE de la sous-province de l'Abitibi, 1 = Synclinal de Waconichi, 2 = Anticlinale de Waconichi, 3 = Synclinal de Chibougamau, 4 = Anticlinale de Chibougamau, 5 = Synclinal de Chapais, 6 = Anticlinale de La Dauversière, 7 = Synclinal de Drullettes, CLD = Complexe du Lac Doré, COP = Complexe Opawica, CCh = Complexe du Lac de la Chaleur.

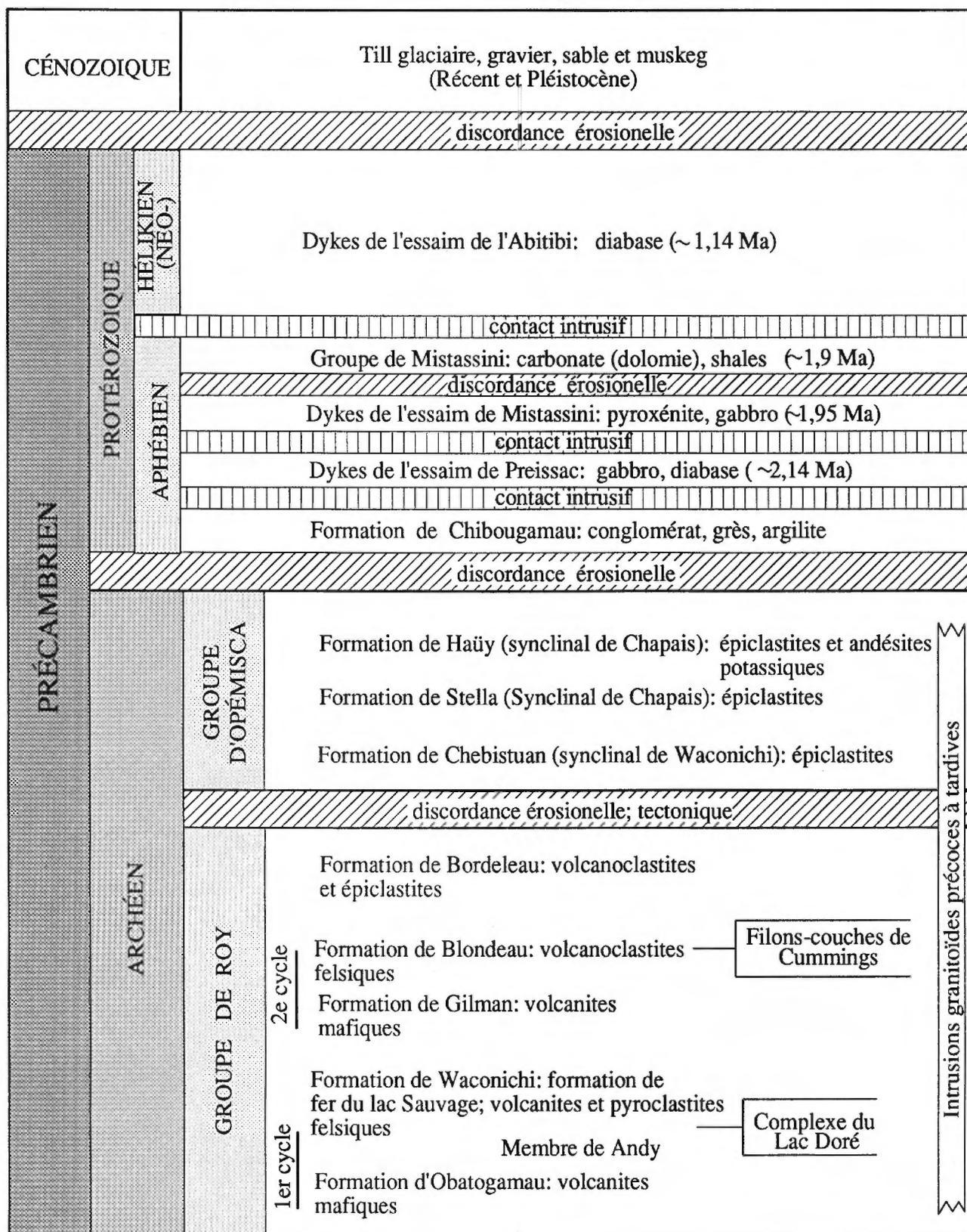


FIGURE 4 - Colonne stratigraphique de la région de Chibougamau.

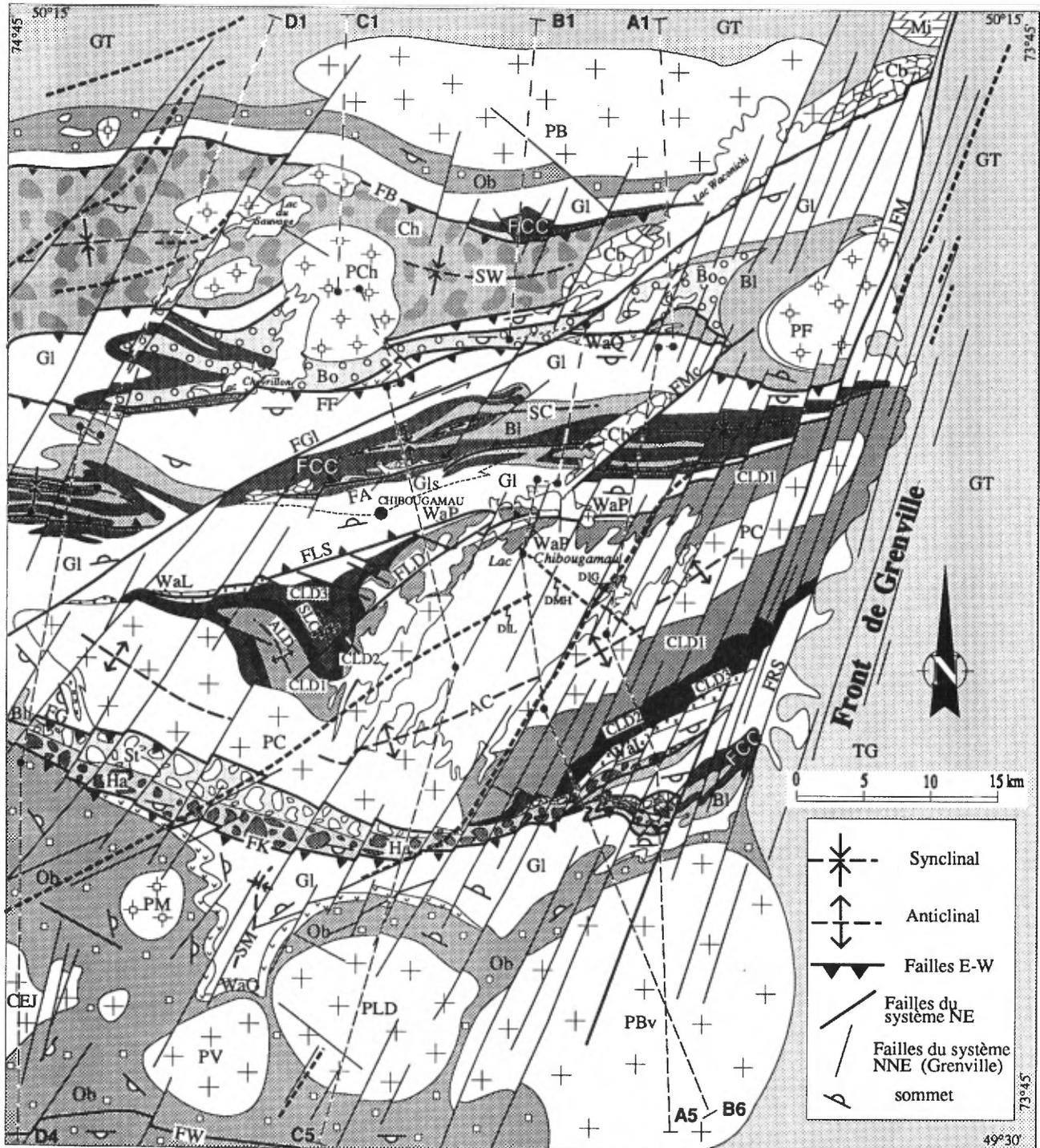


FIGURE 5 - Carte stratigraphique et structurale détaillée de la région de Chibougamau.

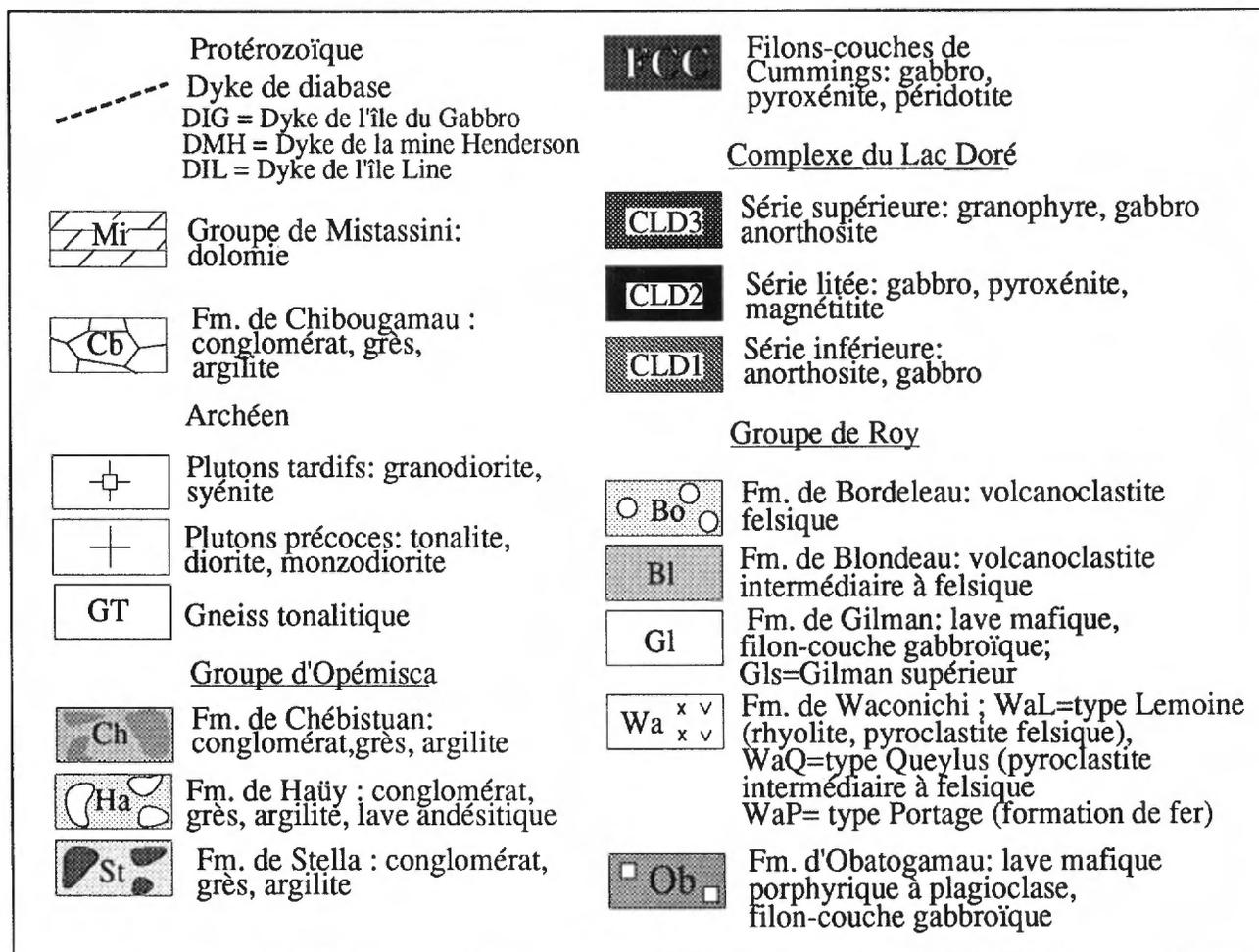


FIGURE 5 - Carte stratigraphique et structurale détaillée de la région de Chibougamau. Pour les plutons: PB= Pluton de Barlow, PC = Pluton de Chibougamau, PBv = Pluton de Boisvert, PF = Pluton de France, PLD = Pluton de La Dauversière, PV = Pluton de Verneuil, PM = Pluton de Muscocho, PCh = Pluton de Chevrillon, CEJ = Complexe Eau Jaune; Pour les structures: SW = Synclinal de Waconichi, SC = Synclinal de Chibougamau, AC = Anticlinal de Chibougamau, FB = Faille Barlow, FF = Faille Faribault, FA = Faille Antoinette, FLS = Faille du lac Sauvage, FG = Faille Goudrault, FK = Faille Kapunapotagen, FGl = Faille Gwillim, FMc = Faille McKenzie, FM = Faille Mistassini. Les lignes A1-A5, B1-B6, C1-C5, D1-D4 indiquent la position des coupes de la figure 160.

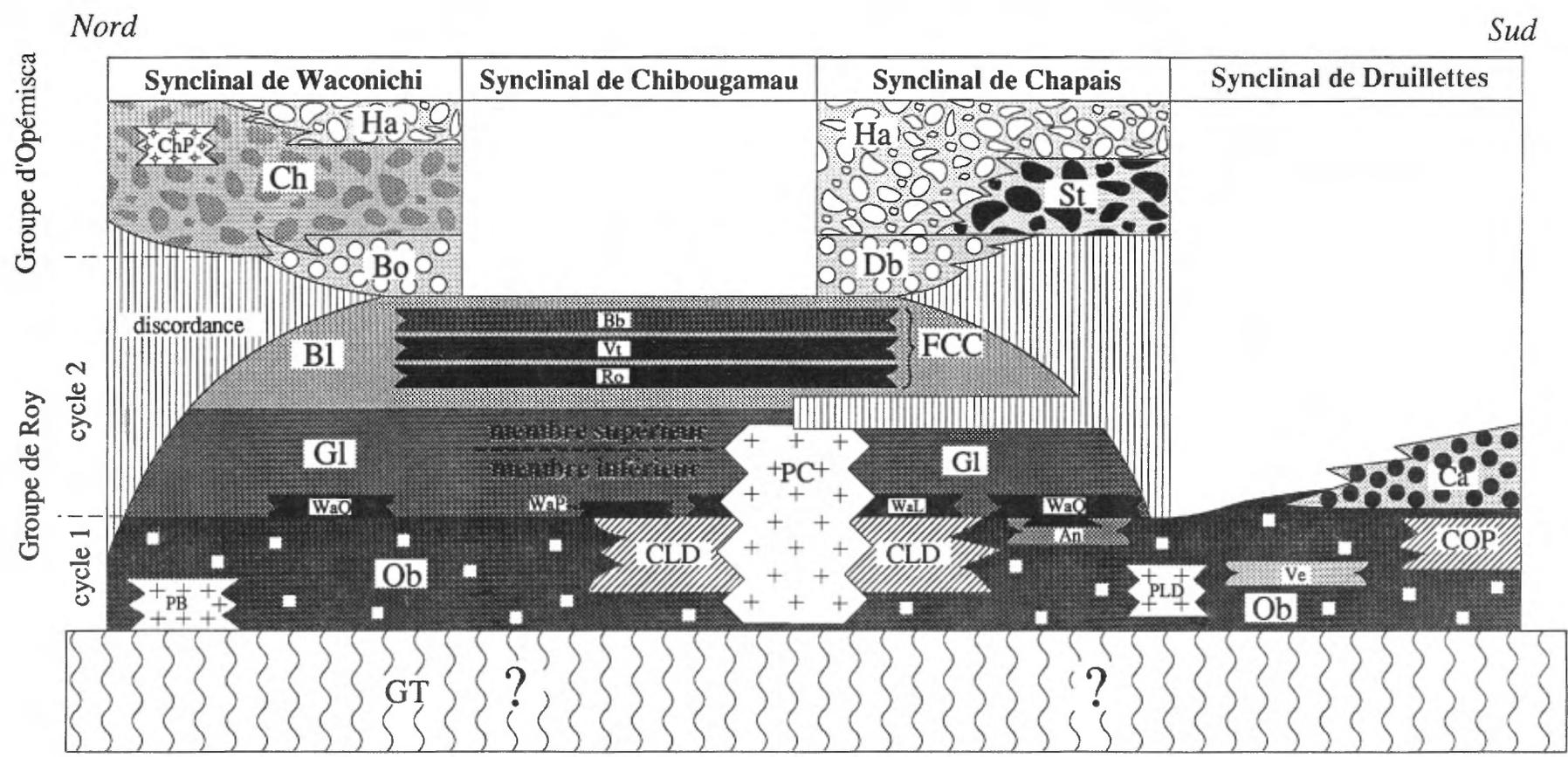


FIGURE 6 - Schéma tectonostratigraphique de la région de Chibougamau. Le schéma donne une représentation de la séquence stratigraphique de la région en correspondance avec les grandes structures synclinales. Les divers éléments stratigraphiques sont positionnés de façon à représenter les grandes structures de la région et à permettre leur correspondance. Ce schéma à été construit en s'inspirant des travaux de Dimroth *et al.* (1984) et de Gobeil et Racicot, (1983). GT= Gneiss tonalitique, Ob= Formation d'Obatogamau, Ve= Membre de Vents, Ca= Formation de Caopatina, Wa=Formation de Waconichi (Wal=type Lemoine, WaQ=type Queylus, WaP=type Portage), Gl=Formation de Gilman, An= Membre de Andy, BI=Formation de Blondeau, FCC= Filons-couches de Cummings (Ro=Filon-couche de Roberge, Vt= Filon-couche de Ventures, Bb= Filon-couche de Bourbeau), Bo=Formation de Bordeleau, Db= Formation de Daubrée, St= Formation de Stella, Ha=Formation de Haüy, Ch= Formation de Chebistian, PC=Pluton de Chibougamau, PLD= Pluton de La Dauversière, PB=Pluton de Barlow, PCh= Pluton de Chevrillon, CLD= Complexe du Lac Doré, COP= Complexe Opawica.

occupe les flancs. Des plis précoces d'orientation N-S illustrent un événement pré-déformation régionale. Une période postérieure à cette déformation régionale en affecte localement les structures. Un dernier événement, beaucoup plus tardif, est associé à l'orogénèse grenvillienne.

La région de Chibougamau présente une stratigraphie relativement simple (figures 4, 5 et 6) et similaire à celle que l'on retrouve dans plusieurs bandes de roches vertes archéennes (Baragar, 1972; Goodwin, 1968a et 1968b; Glickson, 1970; Anhaeusser *et al.*, 1969; etc.). Elle correspond à un centre volcanique, à distance inconnue des autres centres de la bande Matagami-Chibougamau.

On y relève deux cycles passant chacun de mafique à felsique et appartenant au Groupe de Roy, sur lequel repose en discordance la séquence volcano-détritique du Groupe d'Opémisca. Les problèmes stratigraphiques qui y sont rencontrés ont été discutés par Duquette (1970), Allard (1976 a), Allard *et al.*, (1979, 1985), Allard & Gobeil (1984), Caty (1979) et Gobeil & Racicot (1983).

Cadre stratigraphique

GROUPE DE ROY

Formation d'Obatogamau

La Formation d'Obatogamau, définie par Cimon (1977a) sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, est constituée de basalte⁽¹⁾ coussiné porphyrique (figure 7) et de nombreux filons-couches comagmatiques de gabbro (figure 8). Les mégacristaux de plagioclase y sont communs, autant dans les basaltes que dans les gabbros. Les coulées, de 5 à 60 m d'épaisseur, sont massives à la base et coussinées au centre; le sommet consiste en brèches de coussins, en brèches de coulée et, à certains endroits, en minces lits de tuf à lapilli et à blocs généralement felsiques. La morphologie des coussins, la séquence interne des coulées et la présence d'horizons riches en quartz au sommet des filons-couches de gabbro permettent de bien établir le sommet des coulées. La Formation d'Obatogamau (figure 5) part du Front de Grenville (Daigneault, 1986) pour s'étendre vers l'W jusqu'à la région de Miquelon, sur une distance de plus de 150 km. Au nord de la ville de Chibougamau, en contact avec les roches granitoïdes de la bordure nord (voir carte de la figure 5), nous avons également reconnu une bande de lave à mégacristaux de plagioclase que nous corrélons avec la Formation d'Obatogamau. Cette corrélation rejoint donc celle de Chartrand (1982) qui avait identifié l'Obatogamau dans les cantons de Lantagnac et de Julien plus à l'W. Cette continuité remarquable, considérant l'épaisseur restreinte de 3000 à 4000 m, suggère une immense plaine sous-marine semblable à ce que proposent Dimroth *et al.*, (1982b) pour le Groupe de Kinojévis dans la région de Rouyn-Noranda. La Formation d'Obatogamau

comprend aussi quelques lentilles de roches pyroclastiques felsiques, tel le membre des Vents (Sharma *et al.*, 1987; Mueller *et al.*, 1989) et de roches exhalatives riches en carbonate de fer.

Quelques analyses chimiques des roches de la Formation d'Obatogamau sont fournies au tableau 1⁽²⁾ (Saunders, 1978; Ludden *et al.*, 1984). Le tableau 2 regroupe nos principales analyses sur ces roches dont les résultats seront discutés et comparés avec les autres unités stratigraphiques de la région au troisième chapitre du présent rapport.

La plupart des roches de l'Obatogamau analysées par les intervenants de la région font partie du champ des basaltes et leur affinité est tholéiitique. Les spectres de terres rares rapportés par Ludden *et al.* (1984) montrent des profils très plats (figure 9) qui corroborent l'affinité tholéiitique de cette unité. Un léger appauvrissement en terres rares légères souligne l'analogie entre ces basaltes avec des basaltes modernes d'environnement océanique ou d'île en arc immature (Ludden *et al.*, 1984).

Dans le canton de Queylus, au S de la route du moulin à scie, Cimon (1977a) rapporte des filons-couches d'à peine 150 m de puissance qui montrent les effets d'une différenciation marquée (figure 8). La zone inférieure étant un gabbro anorthosique, on peut en déduire que le magma initial de ces filons-couches devait être très chargé de mégacristaux de plagioclase, tout comme celui des laves encaissantes, lesquelles comprennent également des mégacristaux de plagioclase. On peut alors en conclure que les filons-couches sont contemporains à ces laves, et cette conclusion sera mentionnée à plusieurs reprises dans le texte.

Les travaux de Midra (1989) sur les laves de la Formation d'Obatogamau tendent à démontrer un déséquilibre chimique entre les mégacristaux de plagioclase et le liquide basaltique. Dans ce contexte, les mégacristaux de la Formation d'Obatogamau seraient des xénocristaux plutôt que des phénocristaux

Formation de Waconichi

Comme la Formation de Waconichi fait l'objet de la partie C du présent rapport, on ne fera dans cette section qu'une revue sommaire des principales caractéristiques de cette unité.

La Formation de Waconichi, établie par Duquette (1970), est constituée de rhyodacites et de rhyolites porphyriques (figure 10), de pyroclastites felsiques, de tufs, de tufs à blocs et de quelques filons-couches de gabbro; elle se termine avec le niveau de roches sédimentaires chimiques (formation de fer du lac Sauvage; Allard, 1976a; Henry & Allard, 1979). La découverte de la mine Lemoine en 1973 sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau (728 000 tonnes à 4,2 % Cu; 9,6 % Zn; 4,6 g/t Au; 83,8 g/t Ag), au coeur de la Formation de Waconichi, a donné à celle-ci une importance stratégique. La découverte

1. Dans ce mémoire, les noms de roches devraient porter le préfixe méta puisqu'elles ont subi le métamorphisme au faciès des schistes verts. Pour simplifier la nomenclature, on laisse cependant tomber ce préfixe.

2. Tous les tableaux sont représentés sur deux microfiches insérées dans une pochette à la fin du volume ainsi que sous forme manuscrite (MB 90-03).



FIGURE 7 - Lave cousinée porphyrique à plagioclase de la Formation d'Obatogamau, canton de Queylus.

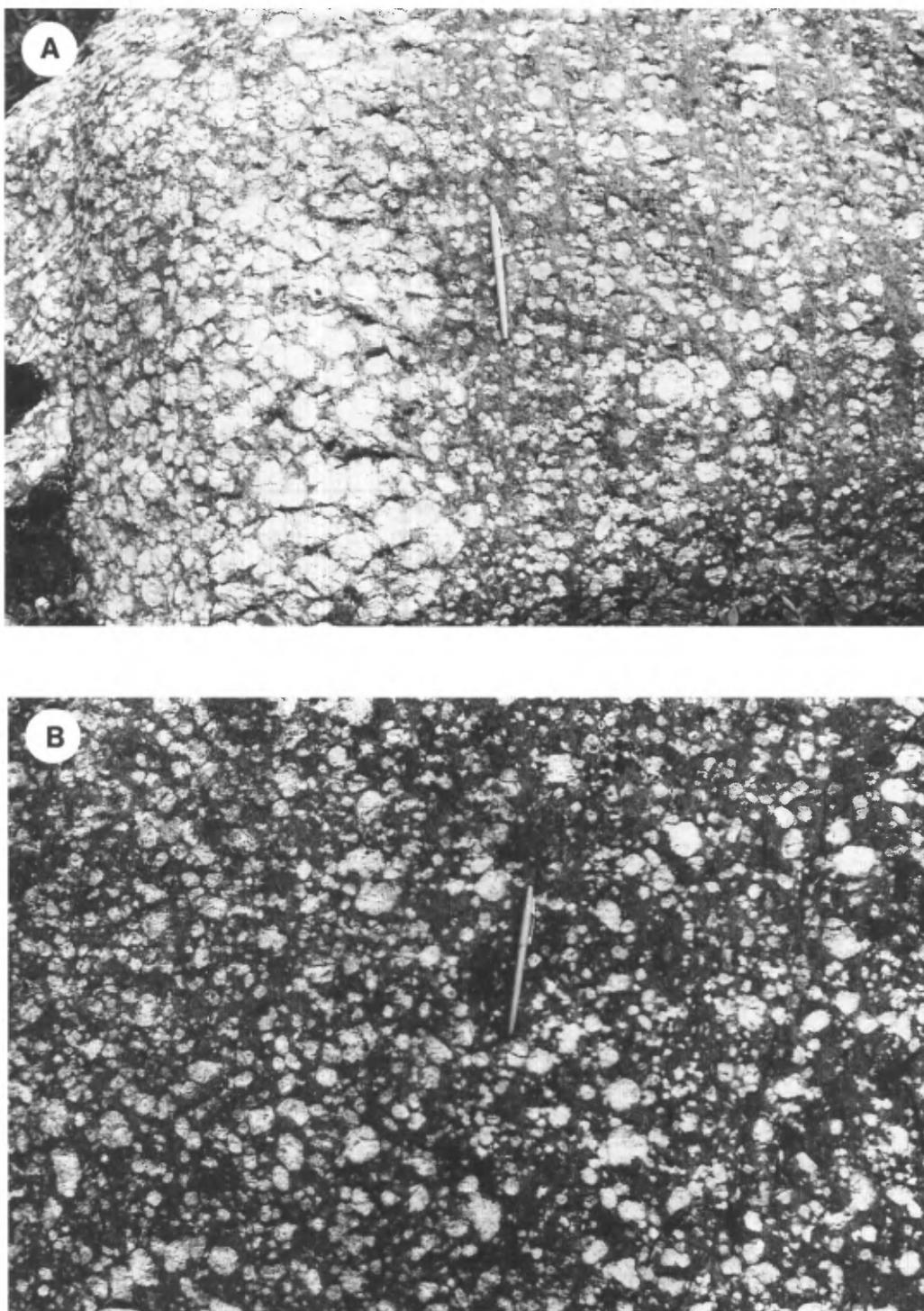


FIGURE 8 - A - Concentration de mégacristaux de plagioclase à la base du filon-couche de gabbro dans le canton de Queylus, produisant une anorthosite gabbroïque similaire à celle retrouvée au sein du Complexe du Lac Doré. L'épaisseur du filon-couche est probablement inférieure à 120 mètres. Chemin de la scierie, au km 197 de la route 167. B - Filon-couche de gabbro avec une abondance de mégacristaux de plagioclase distribués de façon uniforme sur l'ensemble de la roche.

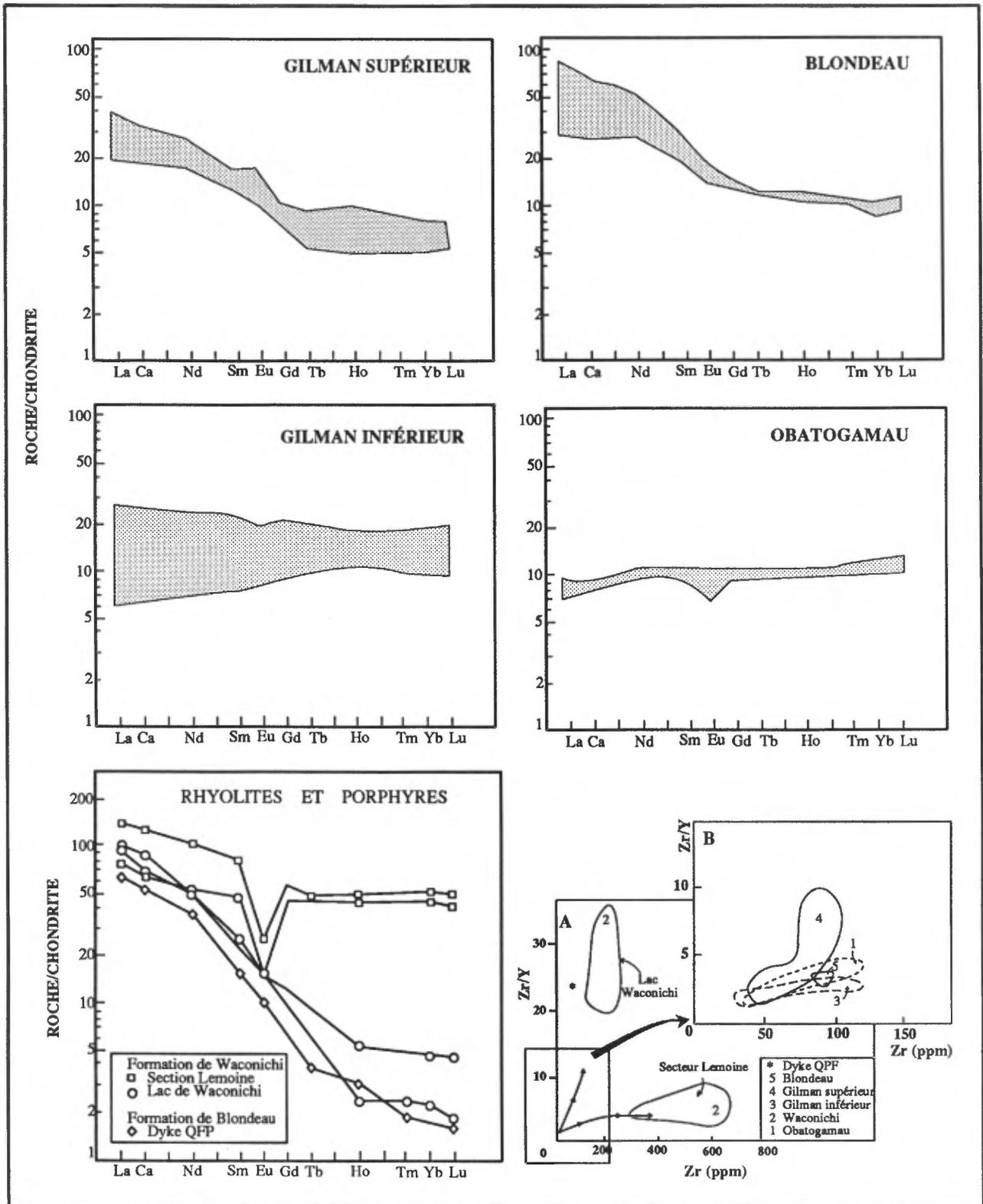


FIGURE 9 – Spectre des terres rares et diagramme Zr/Y vs Zr pour les roches volcaniques du Groupe de Roy. Normalisation aux valeurs chondritiques de Taylor & Gorton, (1977). Adapté de Ludden *et al.* (1984), page 25.

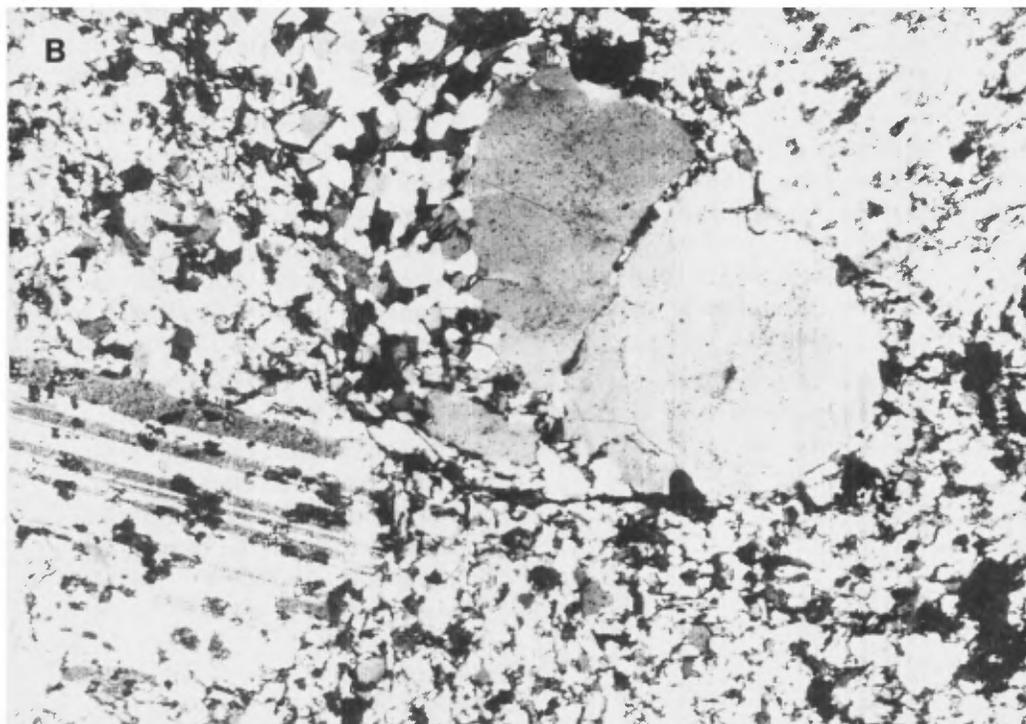
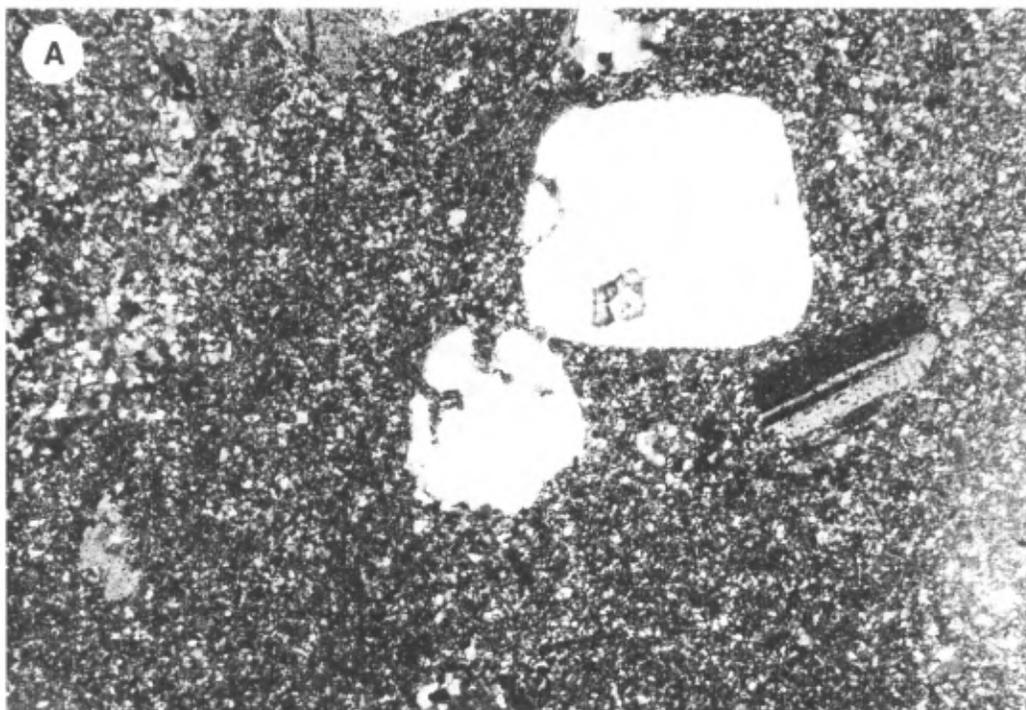


FIGURE 10 – Formation de Waconichi. Rhyolite sodique porphyrique. A - Notez la résorption des phénocristaux de quartz et le grain très fin du verre dévitrifié de la matrice. Route 113, canton de Scott. Champ de 3,1 mm. B - Notez la différence de granulométrie du verre dévitrifié de la matrice. La recristallisation et l'augmentation de la grosseur du grain sont associées au métamorphisme grenvillien. Dôme du lac du Camp, canton de Lemoine. Champ de 2,6 mm.

de l'indice minéralisé Scott par SELCO en 1975, sur le flanc nord de l'anticlinal dans le canton de Scott (1 070 700 tonnes à 6,2 % Zn et 0,45 % Cu), confirme le fait que cet horizon volcano-chimique est un métallogène important.

À l'opposé de la Formation d'Obatogamau, la Formation de Waconichi représente les produits d'un volcanisme felsique réparti en plusieurs petites zones de faible épaisseur et de peu d'étendue. Celles-ci se reconnaissent par la présence d'intrusions subvolcaniques et de dômes de rhyodacite et de rhyolite porphyriques accompagnés de tufs felsiques et de lentilles de brèches volcaniques grossières.

La formation de fer du lac Sauvage, du type Algoma classique (Gross, 1965), est constituée de précipités chimiques d'origine exhalative. Les faciès carbonatés et sulfurés y dominent tandis que les faciès oxydés y ont très peu d'importance. L'épaisseur mesurée varie entre quelques mètres et 60 m, mais on verra dans un autre chapitre les raisons qui nous font soupçonner une puissance originelle beaucoup plus grande. Cette unité ferrifère pourrait se manifester sur une distance de 40 km sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Les analyses chimiques de ces divers horizons (Henry & Allard, 1979, p. 36) révèlent que les carbonates de fer couvrent une gamme de composition allant de l'ankérite à la sidérose manganifère. Elle se rapproche, sur beaucoup de points, de la formation de fer de Michipicoten, devenue classique à la suite des travaux de Goodwin (1962).

Nos travaux sur cette unité permettent de séparer le Waconichi en deux types complètement différents tant sur les plans lithologiques et géochimiques que sur le plan des implications métallogéniques. Ainsi, on définit le Waconichi de type Lemoine (WaL) dominé par les rhyolites porphyriques et le type Queylus (WaQ) caractérisé par des pyroclastites intermédiaires à felsiques.

On trouvera les analyses chimiques des lithologies de la Formation de Waconichi dans les tableaux 3 à 12 et une discussion sur la géochimie du Waconichi est présentée dans le troisième chapitre de ce rapport.

Formation de Gilman

Le second cycle du Groupe de Roy débute avec des laves basaltiques coussinées auxquelles Duquette (1970) a donné le nom de Formation de Gilman. À la longitude de la ville de Chibougamau, la formation a une épaisseur maximum de 3600 m. Cette puissance diminue dans toutes les directions, ce qui suggère un centre volcanique de type «bouclier», plutôt qu'une plaine comme pour les laves de la Formation d'Obatogamau.

Les laves de la Formation de Gilman, au voisinage de la ville de Chibougamau, sont un amoncellement de coulées dont certaines atteignent 70 m d'épaisseur. Chaque coulée possède une partie inférieure massive surmontée d'une partie coussinée (figure 11A) et d'un petit niveau de brèche de coussins à matrice hyaloclastique. De minces cou-

ches de tuf ont été cartographiées à quelques rares endroits entre les coulées. Une accumulation de gros phénocristaux de plagioclase, à la base des coulées, a été notée à quelques endroits (figure 11B).

Plusieurs filons-couches de gabbro ont été observés au sein de la Formation de Gilman (Smith, 1960; Allard, 1960). On les reconnaît à l'aspect massif et homogène de l'affleurement, à la texture blastopœcilitique et à l'absence d'amygdales. Les filons-couches dépassant 80 à 100 m d'épaisseur contiennent une couche supérieure riche en quartz qui permet une détermination facile de la polarité.

Les caractères paléovolcaniques de la Formation de Gilman sont très variables et suggèrent des éruptions ponctuelles. À dix kilomètres au SW de Chibougamau, à la limite des cantons de Barlow et de Scott, Gaucher (1960) a noté des coulées très grenues et très épaisses ayant l'aspect de filons-couches de gabbro et/ou diorite à textures poecilitique et porphyrique. La partie massive de ces coulées peut atteindre au delà de 150 m de puissance. La partie coussinée est caractéristique par ses mégacoussins de diamètre moyen de 2 m. De petits horizons de brèche de coulée surmontent typiquement chacune des coulées. Dans le Nord du canton de Roy, les coulées ont moins de 50 m d'épaisseur. Par ailleurs, un amas d'andésites porphyriques au N de la ville de Chibougamau et de turbidites volcaniques près de la gare (tableaux 19A et 19B) constituent un faciès particulier du Gilman (Smith, 1960).

Près de 90 % des analyses chimiques par différents intervenants (voir tableaux 13 à 21) ainsi que les nôtres (tableau 22) tombent dans le champ des basaltes ($\text{SiO}_2 < 54\%$) d'affinité tholéitique. La composition chimique des laves de la Formation de Gilman est globalement assez homogène et présente peu de différenciation, à l'exception de la partie supérieure localisée au N de la ville de Chibougamau. Cette partie correspond au Gilman supérieur, au sens de Allard (1976a) qui y avait décelé une composition chimique différente.

L'horizon de roches sédimentaires volcanogènes, de tufs et de brèches andésitiques porteuses de pyrrhotine qu'on retrouve à travers la ville de Chibougamau (figure 12), aux environs de la station du chemin de fer, marque peut-être le changement du régime volcanique de la Formation de Gilman. Ludden *et al.*, (1984) rapportent une différence dans le contenu en terres rares entre la partie inférieure et de la partie supérieure du Gilman (figure 9). Le profil de la partie inférieure, plutôt plat, ressemble à celui de la Formation d'Obatogamau; celui de la partie supérieure reflète un enrichissement en terres rares légères, ce qui laisse entrevoir une évolution différente pour ce segment. Ces auteurs ont d'ailleurs postulé que la partie supérieure du Gilman ainsi que les roches felsiques de la Formation de Blondeau dérivent d'une contamination de roches crustales de composition intermédiaire à felsique. Comme nous le soulignerons dans la section sur la géochimie du Waconichi, cette portion plus évoluée du Gilman représente toutefois moins de 5 % de l'ensemble de l'unité.

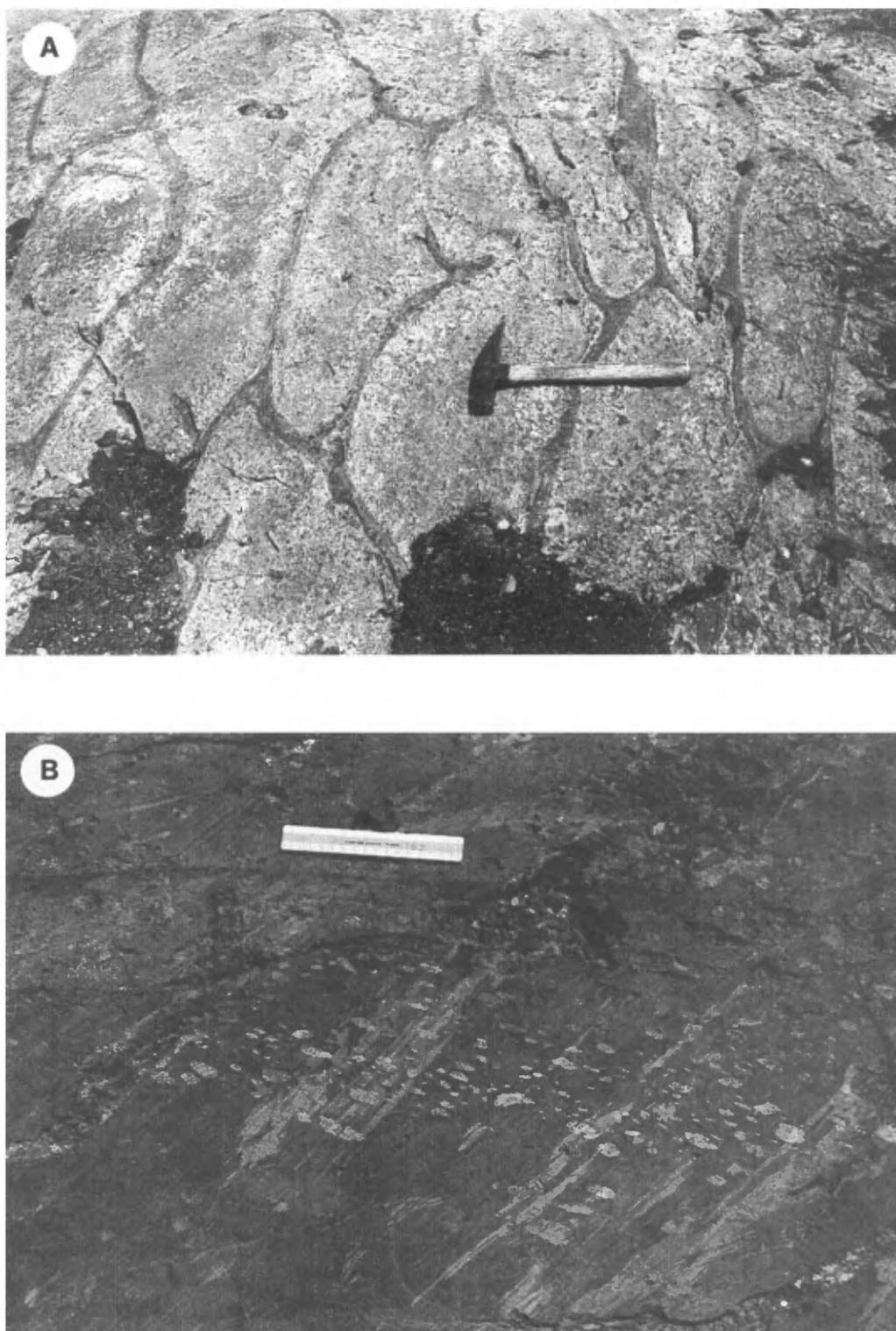


FIGURE 11 - A - Affleurement typique de basaltes coussinés de la Formation de Gilman (dépotoir municipal).
B - Accumulation de phénocristaux de plagioclase à la base des laves basaltiques de la Formation de Gilman. Le trait foncé situé sous la règle (15 cm) marque la base figée de la coulée (intersection de la route Albanel et de la route Henderson, à 5 km à l'est de la ville de Chibougamau).

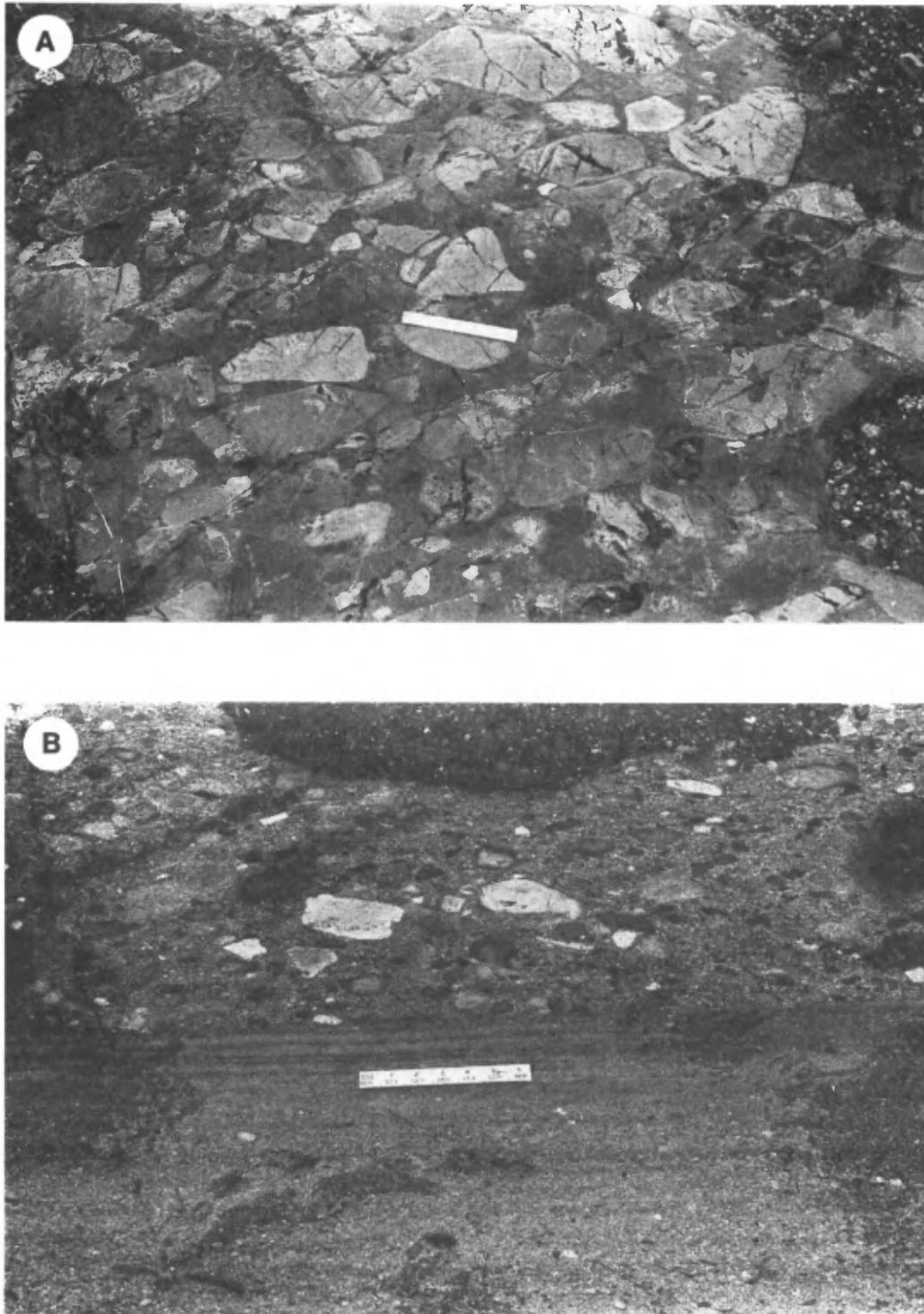


FIGURE 12 - A - Brèche andésitique du parc Allard (près de la gare). Fragments angulaires d'andésite de couleur gris pâle à gris moyen. Plusieurs fragments sont porphyriques tandis que seulement quelques-uns sont amygdalaires. Certains fragments ont une bordure réactionnelle de teinte blanche (la règle mesure 15 cm). B - Brèche andésitique et tuf du parc Allard (près de la gare). Les fragments bréchiques atteignent un mètre de diamètre. Les minces tranches allongées de couleur blanche sont des fragments de chert. La plupart des taches noires sont des traces d'oxydation autour de petits noyaux clastiques de pyrite (la règle mesure 15 cm).

Des analyses du Gilman par Trudel & Cloutier (1984) se retrouvent au tableau 15; tandis que leurs diagrammes chimiques sont présentés à la figure 13. Des analyses modales des basaltes et des filons-couches de gabbro de la formation se trouvent au tableau 21.

Formation de Blondeau

La Formation de Blondeau est une séquence volcano-sédimentaire constituée de volcanoclastites felsiques (figure 14), de coulées rhyodacitiques, de tufs à blocs felsiques, de basaltes variolitiques, d'argilites pyriteuses à graphite, de shales, de grauwackes volcanogènes et de lentilles stratiformes de sulfures particulièrement riches en zinc. Son épaisseur ne dépasse pas 1000 m. On la retrouve principalement dans le synclinal de Chibougamau et dans le synclinal de Chapais (figures 3 et 5).

Selon Dimroth *et al.*, (1983) et Archer (1984), la formation suggère l'émergence d'îles volcaniques, produisant des coulées de lave mafique (dans un milieu sous-marin) et des éjections subaériennes de ponces, sujettes à l'érosion et devenant ainsi sources de sédiments polygéniques.

L'intérêt métallogénique de la Formation de Blondeau a suscité plusieurs études qui ont donné lieu à une grande quantité d'analyses chimiques des diverses lithologies, entre autres, 25 par Trudel & Cloutier, 1984 (tableau 23 et figure 15) et 233 par Carignan *et al.*, 1984 (tableaux 24, 25, 26 et figures 16 et 17). Nous y adjoignons les résultats de Allard, 1976 (tableau 27), ceux de Ludden *et al.*, 1984 (tableau 28), et nos résultats plus récents (tableau 29).

Formation de Bordeleau

La Formation de Bordeleau (Caty, 1978), restreinte au synclinal de Waconichi (figure 5), est considérée comme une unité de transition entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca (Dimroth *et al.*, 1983). Elle est constituée de tufs et de sédiments feldspathiques de composition intermédiaire (figure 18). La partie inférieure, pauvre en quartz, est bien litée et généralement granoclassée. La partie supérieure, plus riche en quartz, contient de nombreux fragments de chert bien lité. Dimroth *et al.* (1983) pensent que cette formation est dérivée de «matériel pyroclastique, auquel se mêle, dans une proportion appréciable, du matériel épicyclastique». Son affinité avec les sédiments de la Formation de Blondeau est assez évidente. Les argilites graphiteuses et les niveaux sulfurés qui caractérisent si bien le Blondeau et qui produisent les fortes anomalies INPUT y sont toutefois totalement absents. La position stratigraphique de cette unité est d'ailleurs difficile à établir. Le contact sud de l'unité est occupé par une discontinuité importante: la faille Faribault (voir figure 5 et le chapitre consacré à la structure). Dans les cantons de McKenzie et de Barlow, le contact nord de l'unité est également une faille de même type que la faille Faribault. Au sein de l'unité, la séquence est entièrement homoclinale dans les cantons de McKenzie et de Richardson tandis qu'on y relève quelques plis dans le canton de Barlow (Beullac, 1987). Des

analyses chimiques de cette formation se trouvent aux tableaux 30 et 31.

GROUPE D'OPÉMISCA

Le Groupe d'Opémisca est constitué surtout de roches épicyclastiques et de laves andésitiques et potassiques. Son contact avec le Groupe de Roy varie localement entre une discordance érosionnelle importante et une transition presque imperceptible avec les roches sédimentaires des Formations de Blondeau et de Bordeleau. Le groupe a d'abord été reconnu par Norman (1937), qui lui donna le nom de «série Opémisca». Duquette (1970) a regroupé les roches sédimentaires avec les lithologies des Formations de Blondeau et de Waconichi. Comme on le conçoit actuellement, le groupe comprend les formations de Stella et de Haüy reconnues par Cimon (1976a, 1976b) dans le synclinal de Chapais, et la Formation de Chebistuan reconnue par Caty (1978) dans le synclinal de Waconichi (figures 3, 5 et 6).

Formation de Stella

La Formation de Stella, qui doit son nom à Cimon (1976a), est constituée de conglomérats de base à galets, de grès feldspathiques typiquement fluviaux et d'argilites littorales à marines. Ces galets dérivent partiellement sinon totalement de roches dont la provenance peut refléter des lithologies voisines. Dimroth *et al.* (1982, 1983) concluent que le Stella doit son origine à un cône alluvionnaire fluvial de sédiments provenant des roches granitoïdes du Pluton de Chibougamau, des roches volcaniques du Groupe de Roy et des roches du Complexe du Lac Doré. Les conglomérats de la Formation de Stella sont typiques par leur teinte grise et leur abondance en fragments de granitoïdes (figure 19).

Formation de Haüy

La Formation de Haüy (Cimon, 1976b; Piché, 1984) est constituée de laves porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène, de composition andésitique potassique, et de conglomérats et grès volcanogéniques de dérivation très locale (figure 20). Les conglomérats contiennent une forte proportion de cailloux d'une andésite identique à celle que l'on retrouve interdigitée avec ces derniers. Les phénocristaux de plagioclase et de pyroxène des laves se retrouvent comme éléments détritiques dans les grès. Les grès riches en pyroxènes sont typiquement d'un vert foncé. La Formation de Haüy est essentiellement concordante et transitionnelle avec la Formation de Stella, ce qui porte certains auteurs à réunir les deux unités en un seul et même assemblage sédimentaire, sans subdivision en formations distinctes.

Formation de Chebistuan

Dans le synclinal de Waconichi, au N de Chibougamau, Caty (1978) a identifié un assemblage sédimentaire qu'il a nommé Formation de Chebistuan. Par endroits, cette

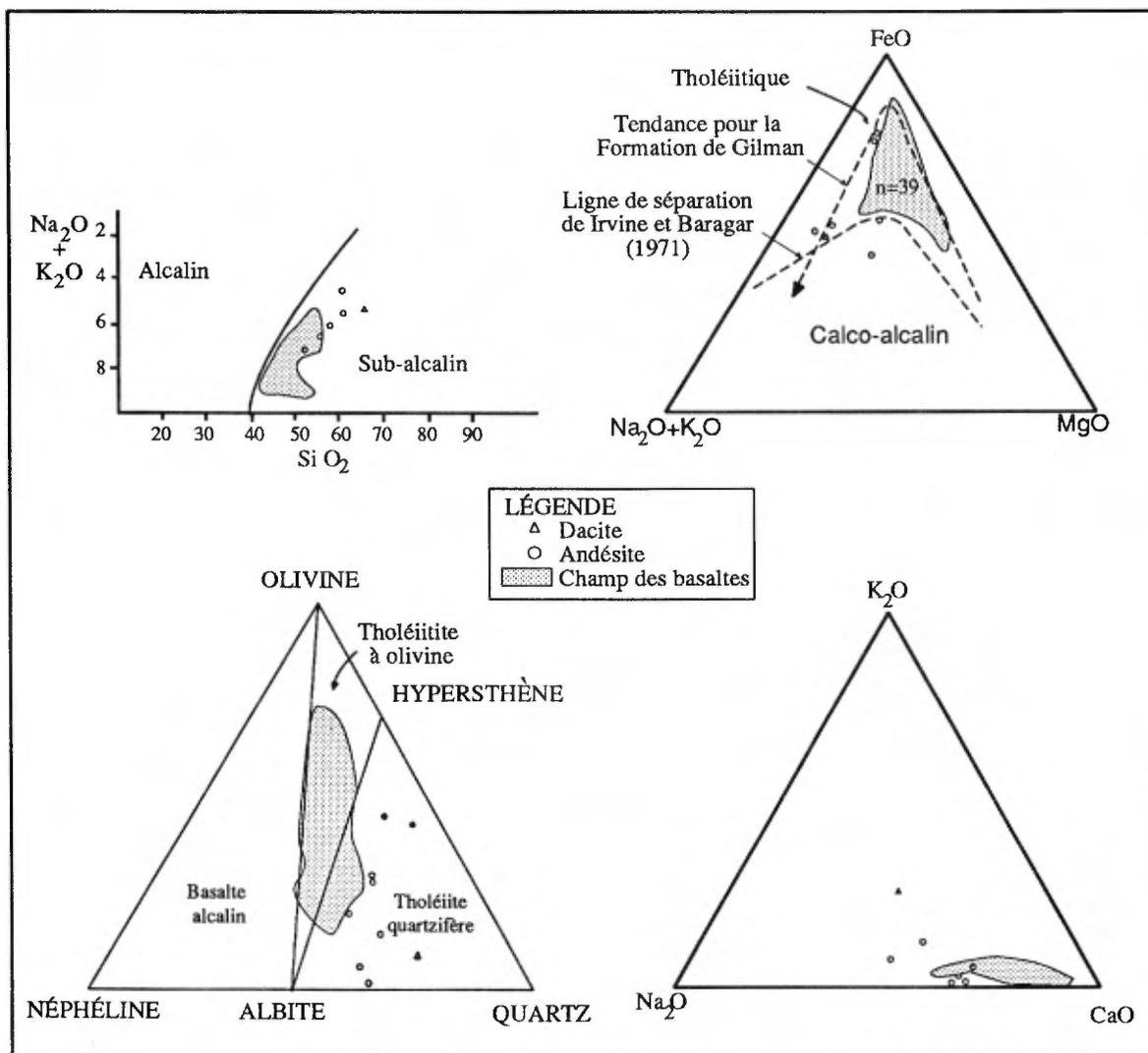


FIGURE 13 - Diagrammes analytiques pour les roches de la Formation de Gilman dans le canton de Richardson. Adaptés de Trudel & Cloutier, 1984, pages 127 et 128.

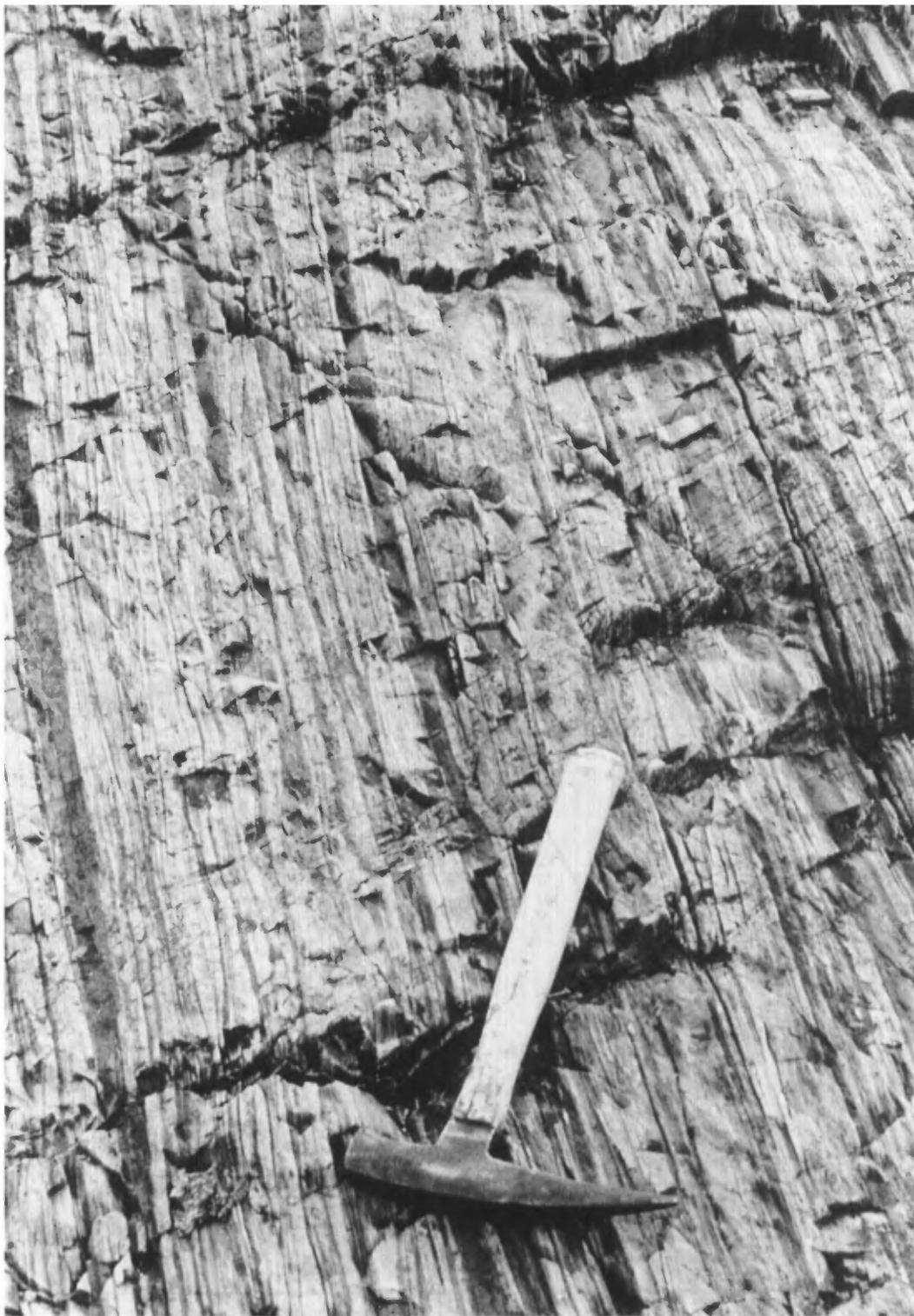


FIGURE 14 - Volcanoclastites felsiques (siltstones et argilites) de la Formation de Blondeau (secteur du lac Roberge).

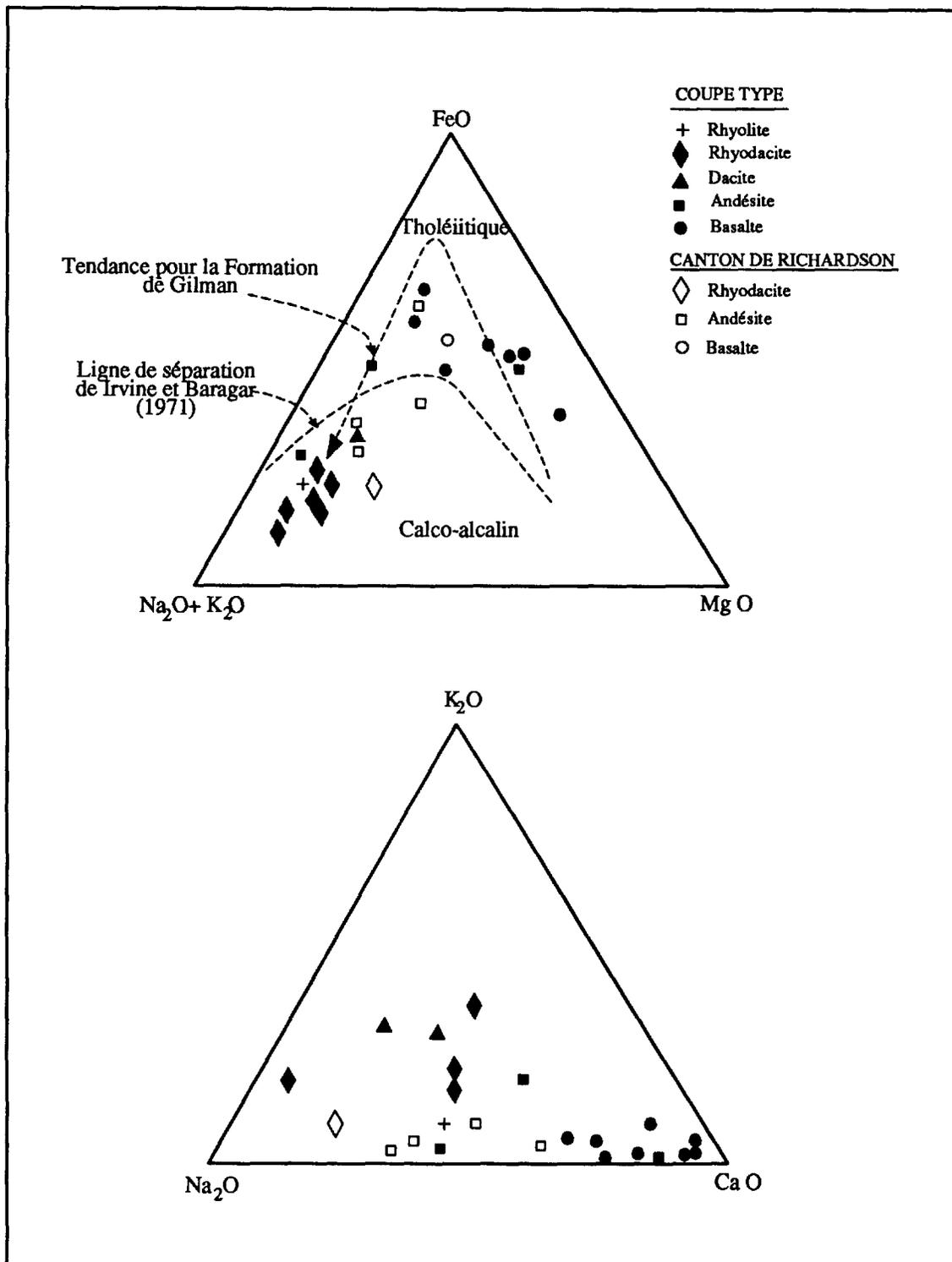


FIGURE 15 - Diagrammes AFM et CNK pour diverses volcanites de la Formation de Blondeau. Adaptés de Trudel & Cloutier, 1984, page 129.

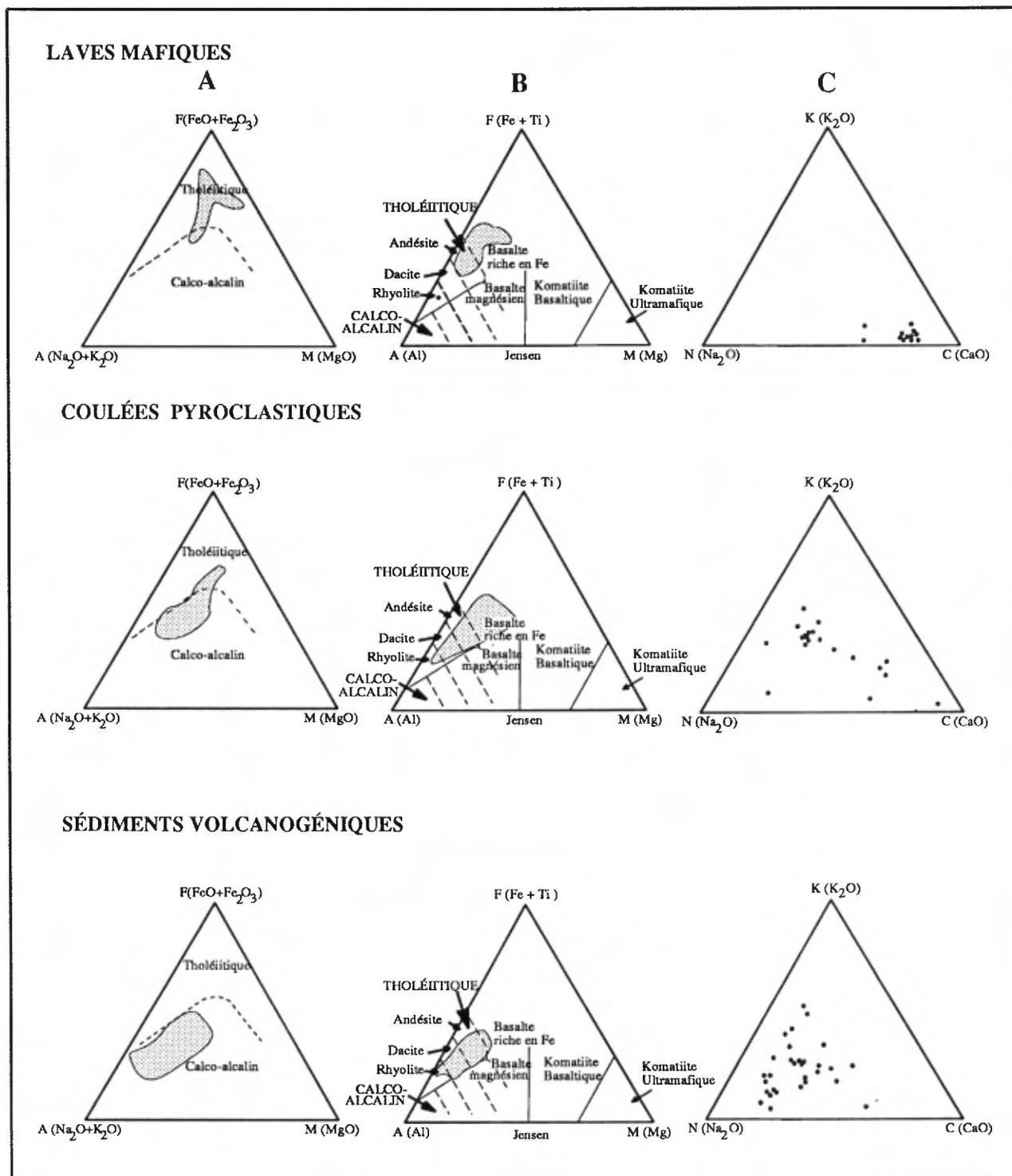


FIGURE 16 - Diagrammes AFM de Irvine & Baragar, 1971 (colonne A), diagrammes AFM de Jensen, 1976 (colonne B) et diagrammes CNK (colonne C) pour les laves mafiques, les coulées pyroclastiques et les sédiments volcanogéniques de la Formation de Blondeau. Adaptés de Carignan *et al.*, 1984, page 111. (suite à la figure 17).

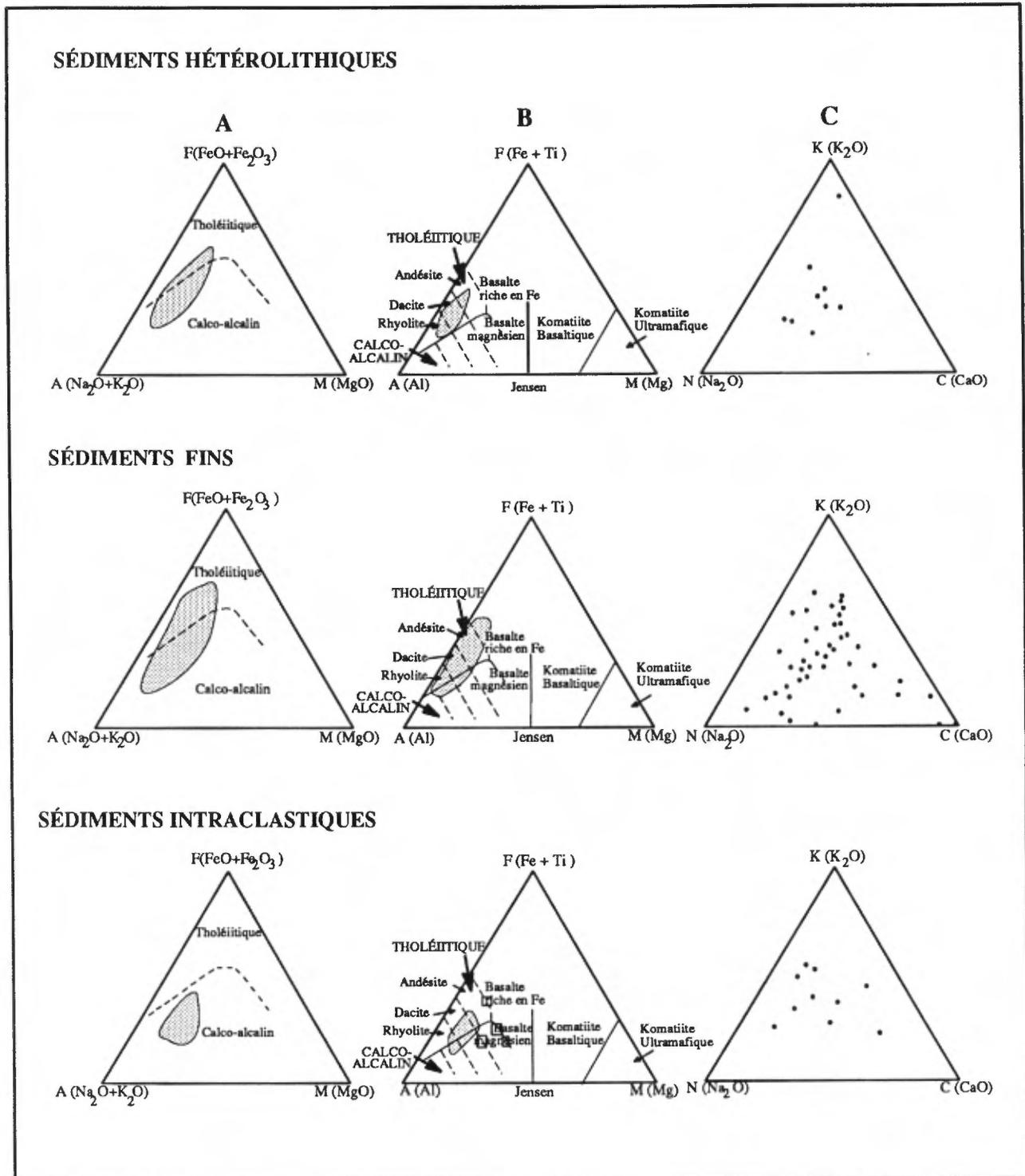


FIGURE 17 - Diagrammes AFM de Irvine & Baragar, 1971 (colonne A), diagrammes AFM de Jensen, 1976 (colonne B) et diagrammes CNK (colonne C) pour les sédiments hétérolithiques, fins et intraclastiques de la Formation de Blondeau. Adaptés de Carignan *et al.*, 1984, page 111.

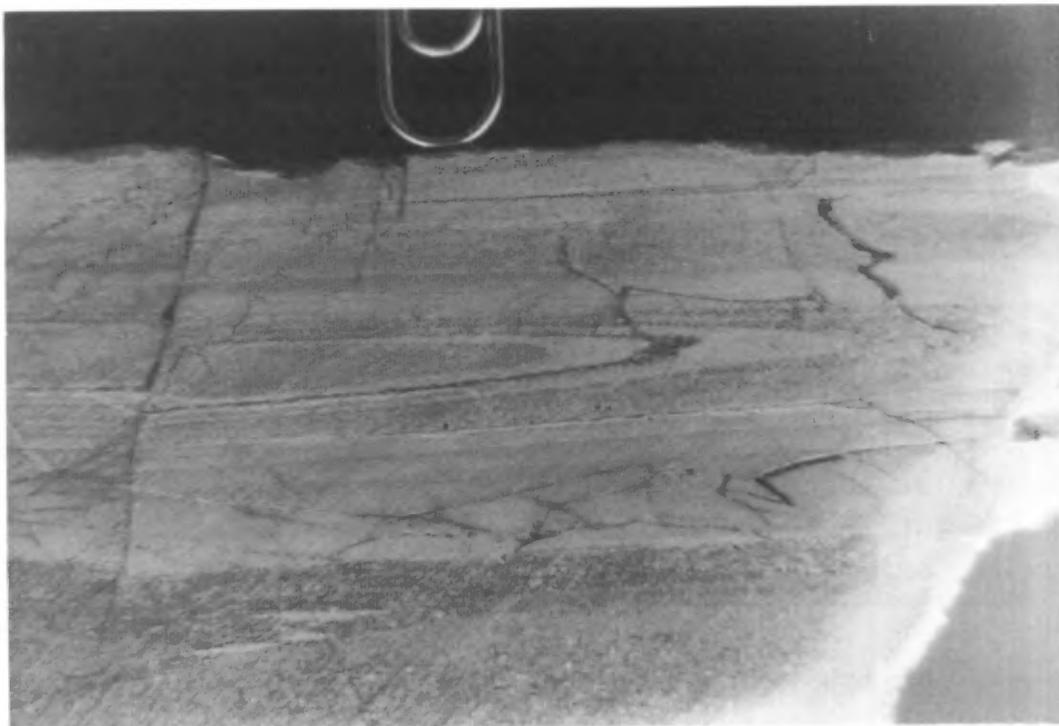


FIGURE 18 – Sédiments feldspathiques de la Formation de Bordeleau. On y note un pli probablement d'origine sédimentaire. Le trombone fait 5 mm de large.



FIGURE 19 – Sédiments de la Formation de Stella. On y voit le contact entre un lit de grès et un lit de conglomérat à éléments granitoïdes (canton de Dollier).



FIGURE 20 – Grès volcanogénique de la Formation de Haüy (canton de Haüy).

formation est en contact transitionnel avec les sédiments de la Formation de Bordeleau, tandis qu'ailleurs elle est en légère discordance avec la Formation de Blondeau. Elle est constituée de conglomérats, de grès feldspathiques (turbidites) et d'argilites. On y retrouve localement des galets de laves andésitiques porphyriques identiques aux laves rencontrées dans la Formation de Haüy au S. La Formation de Chebistuan est probablement l'équivalent stratigraphique des Formations de Stella et de Haüy.

La présence de filons-couches d'andésite porphyrique (Boudreault, 1977) au sein du Groupe d'Opémisca renforce l'hypothèse avancée plus haut pour les formations du Groupe de Roy, à savoir que les filons-couches sont comagmatiques et essentiellement contemporains aux laves et roches sédimentaires immédiatement adjacentes.

Le contenu en potasse des laves du Groupe d'Opémisca contraste avec celui, toujours très bas, des laves du Groupe de Roy. Franconi (1983) et Picard *et al.* (1984) ont étudié le chimisme de ces laves. Les analyses de Picard (1984) sont reproduites au tableau 32. Cet auteur subdivise les laves de la Formation de Haüy en une séquence inférieure de basalte et trachyandésite porphyriques et une séquence supérieure de basalte porphyrique et d'andésite potassique aphanitique (figure 21). Son diagramme des terres rares élargi au Th et Nb montre un spectre très particulier, avec de très hautes valeurs en terres rares légères et une forte anomalie négative en niobium (figure 22). Picard suggère que ces laves proviennent d'un mélange de liquide magmatique d'affinité tholéitique de source mantellique et de matériaux crustaux riches en K_2O , Y, Zr et Th. Le régime géotectonique qui contrôlait les volcanites du Groupe de Roy a changé radicalement lors de la formation des volcanites du Groupe d'Opémisca. La cratonisation qui prit place au stade du Groupe de Roy a influencé de façon marquée l'évolution géochimique des laves du Groupe d'Opémisca. Ces dernières sont comparables aux laves potassiques du Groupe de Timiskaming, dans la région de Kirkland Lake, en Ontario, dans la partie sud-ouest de la sous-province de l'Abitibi (Cooke & Moorehouse, 1969; Capdevilla *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1983). Ce magmatisme est typique des zones de rift, tant inter- qu'intracratoniques.

Dykes de diorite à hornblende

Nous avons levé à plusieurs endroits de la région des dykes de composition basaltique à andésitique ayant une légère affinité alcaline. Nous croyons que ces dykes ont une relation génétique avec les laves de la Formation de Haüy. Ils ont été observés au sein de toutes les unités stratigraphiques du Groupe de Roy, ainsi que dans tous les secteurs de la région étudiée. Sur le terrain, ils se reconnaissent par leur couleur verdâtre; certains par la présence de phénocristaux d'amphibole primaire; d'autres de pyroxène, occasionnellement de plagioclase. Les phénocristaux sont de dimension millimétrique. Ces cristaux ne sont pas sans rappeler l'aspect porphyrique des laves du Haüy. Leur puissance est souvent modeste, moins d'un mètre (figure 23A), mais dans certains cas ils atteignent plus de 10 mètres. Ils

renferment parfois des xénolithes de roches encaissantes qui sont typiques par leur composition variée ainsi que par leur arrondi (figure 23B). En lame mince, la variété de dyke à cristaux de hornblende est typique avec ses hornblendes maclées de forme hexagonale (figure 24) et une matrice de plagioclase en rosettes entrecroisées. Le tableau 33 présente nos analyses de ces dykes ainsi que quelques une par Joly, certaines ont une teneur élevée en K_2O (Joly, 1985).

FILONS-COUCHES DE CUMMINGS

Les Filons-couches de Cummings (figure 5) tirent leur nom du lac du même nom, au centre du canton de Roy (Duquette, 1976). Ils ont été originellement décrit comme étant le «Complexe de Cummings» (Duquette, 1970), mais l'attribution du mot complexe est difficilement conciliable avec les définitions du Code stratigraphique Nord-Américain (MER, 1986; voir aussi discussion sur le CLD plus loin).

On y reconnaît trois filons-couches distincts: Roberge, à la base, Ventures, au centre et Bourbeau, au sommet. Ils sont intrusifs dans la Formation de Blondeau. En direction W, ils partent du Front de Grenville pour s'étendre sur une distance de près de 150 km; en direction N, ils vont de la limite nord de la bande Matagami-Chibougamau (Boudreault, 1977) pour se rendre jusqu'au coin sud-ouest du canton de Rinfret, dans le synclinal de Chapais (Allard, 1981), une distance (post-pliessement) de 45 km. Cette étendue est remarquable considérant les épaisseurs de 500 à 1000 m rapportées pour chaque filon-couche. Il est concevable de croire que les trois filons-couches ne correspondent pas à une seule intrusion d'extension régionale mais plutôt à une suite de filons-couches ayant respectivement les mêmes attributs pétrographiques et occupant le même niveau stratigraphique.

Les filons-couches sont partout distincts les uns des autres et superposés dans le même ordre, avec les différences suivantes en composition: le Roberge, dominé par des roches ultramafiques (dunite et périclase); le Ventures, contenant des pyroxénites et des gabbros; et le Bourbeau qui est surtout gabbroïque.

La rhéologie de ces filons-couches favorise la cassure et l'emplacement de filons minéralisés. De fait, le Ventures forme la roche encaissante des gîtes de cuivre dans la région de Chapais (Lavoie, 1972) et le Bourbeau (Pilote *et al.*, 1984) est l'hôte des mines aurifères Cooke et Norbeau, à Chapais et à Chibougamau, respectivement. Le recouplement de ces filons-couches sous terre a suscité des études intéressantes. McMillan (1972) a comparé le Ventures et le Roberge des mines de cuivre du secteur de Chapais avec une coupe non minéralisée des mêmes filons-couches. Poitras (1984) a fait une étude pétrochimique des trois filons-couches en utilisant les carottes des 14 trous de sondage implantés par le MER en 1979 dans le canton de Barlow. En se basant essentiellement sur les patrons des terres rares, il conclut que les trois intrusions du complexe sont comagmatiques (figure 25). Ses données sur l'évolution du liquide initial durant la différenciation des filons-couches font

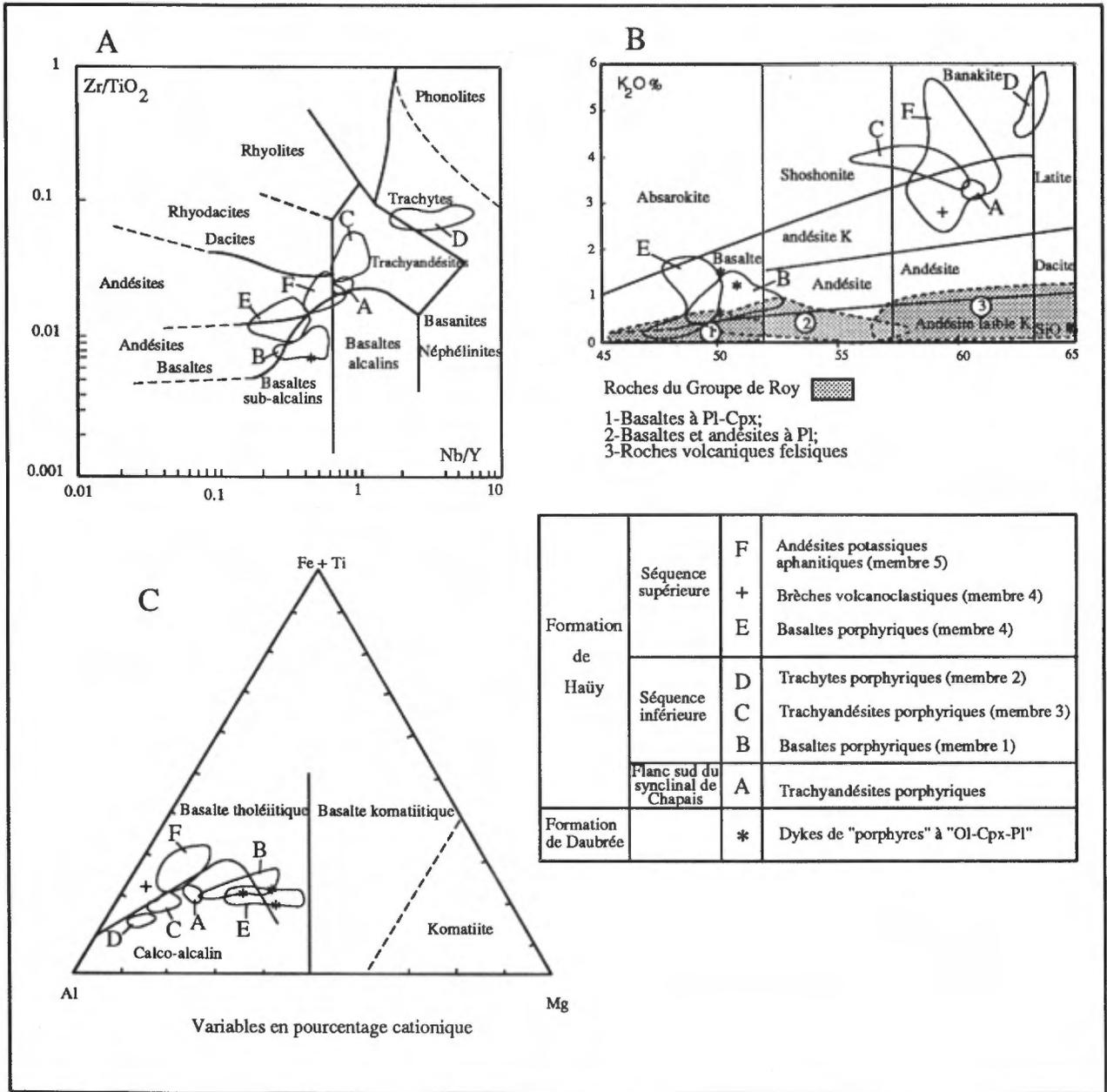


FIGURE 21 - A) Diagrammes de Winchester & Floyd (1977), B) de McKenzie & Chapell(1972), et C) de Jensen (1976) pour les laves de la Formation de Haüy. Adaptés de Picard *et al.*, 1984, pages 37, 38 et 39.

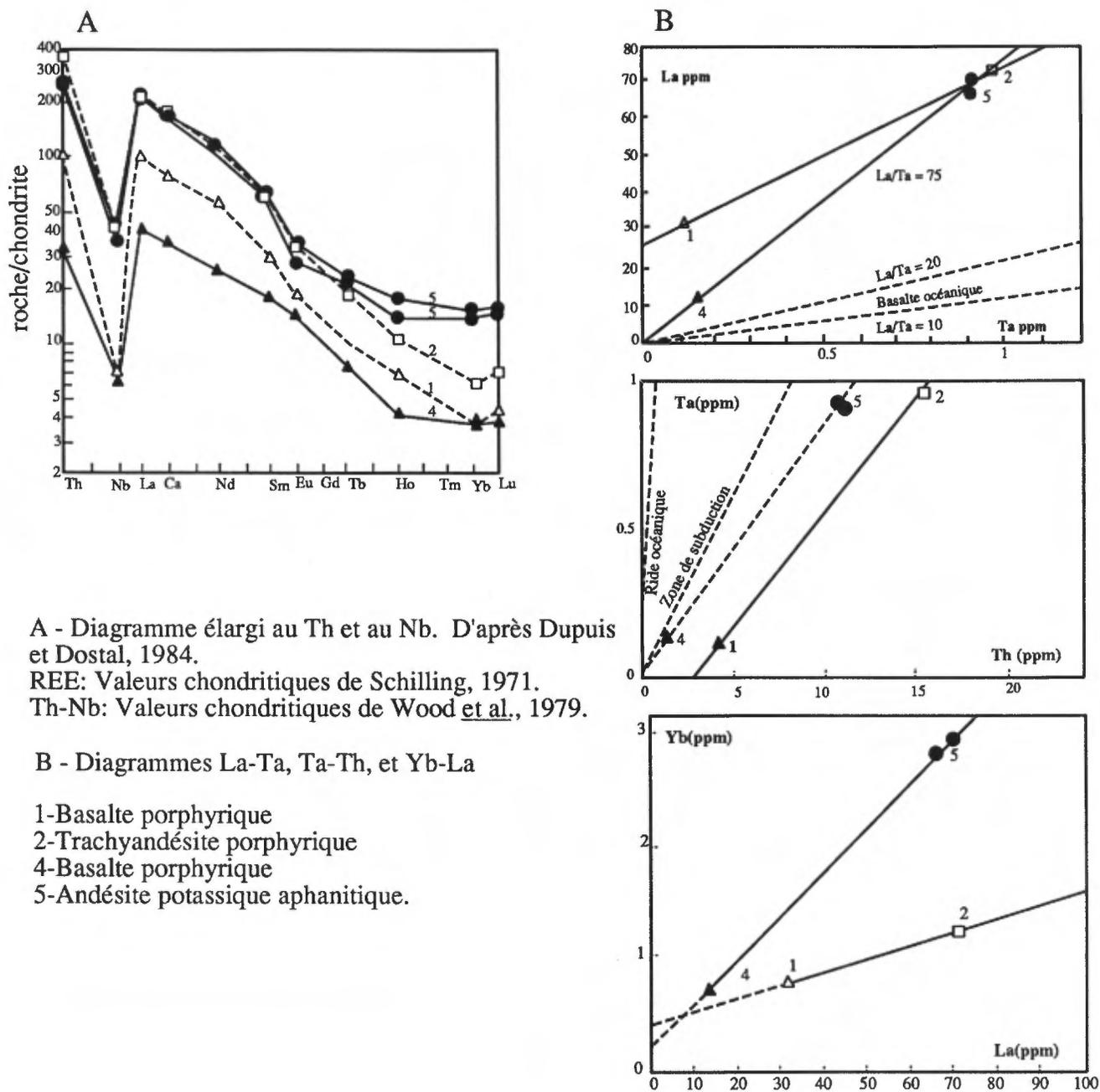


FIGURE 22 - Diagrammes des terres rares pour les laves de la Formation de Haüy (Picard *et al.*, 1984, pages 40 à 42).

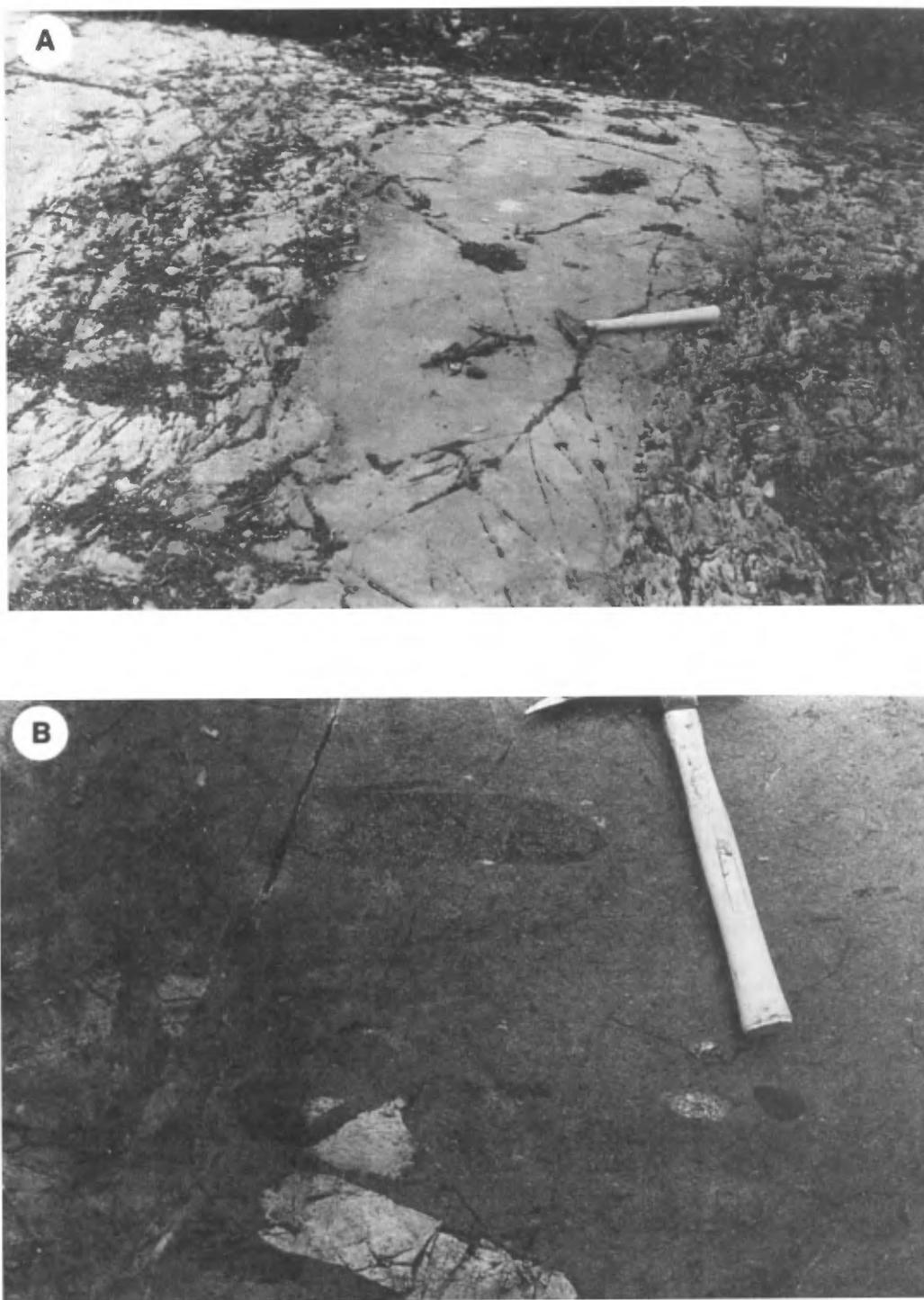


FIGURE 23 - A - Dyke de basalte d'affinité alcaline, secteur McKenzie nord. B - Xénolithes arrondis dans un dyke, secteur McKenzie nord.



FIGURE 24 - Microphotographie d'un dyke à hornblende. La hornblende apparaît en cristaux automorphes, bien maclés, avec une bordure de trémolite. Le plagioclase est interstitiel (L.P., la barre fait 0,5 mm).

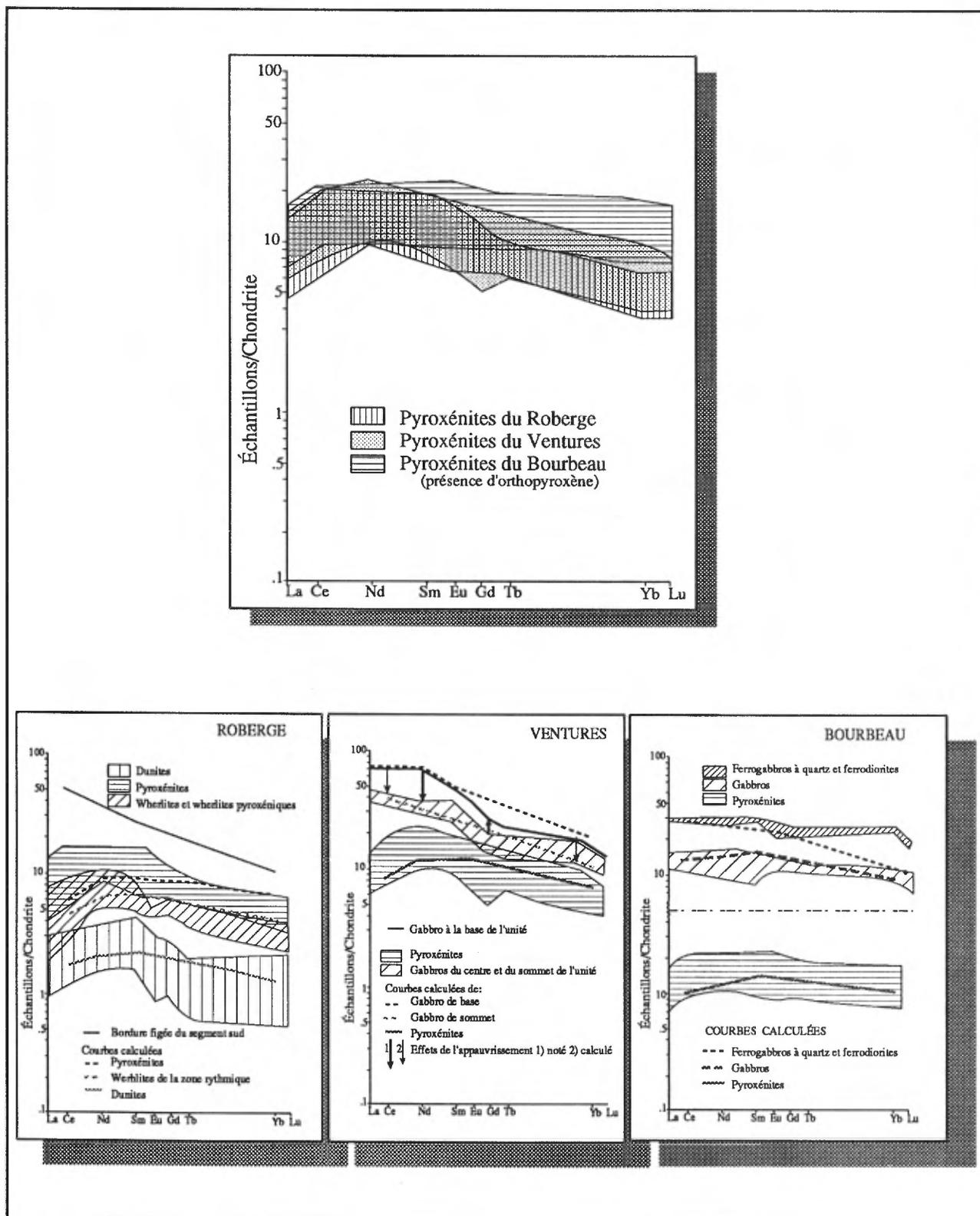


FIGURE 25 – Spectres des terres rares des Filons-couches du Complexe de Cummings. Adaptés de Poitras, 1984, page 171.

l'objet du tableau 34. Portées sur diagramme AFM (figure 26), elles permettent d'établir une comparaison avec les filons-couches du lac Munro et de Dundonald ainsi qu'avec l'intrusion de Skaergaard.

Le filon-couche de Roberge (tableaux 35 et 36) est constitué de roches ultramafiques variant de la dunite à la pyroxénite et à la werhlite. L'olivine est transformée en serpentine et magnétite et le pyroxène est ouralitisé. Le filon-couche de Ventures (tableaux 37 à 39) comprend une pyroxénite noire (à la base), une pyroxénite verte, un gabbro folié, un gabbro très grenu à texture poecilitique spectaculaire, connu sous le nom de gabbro Ventures et, par endroits, des lentilles de gabbro granophyrique. Certaines des unités reconnues par McMillan aux mines de Chapais ne sont pas présentes dans la coupe étudiée par Poitras dans Barlow. Le filon-couche de Bourbeau (tableaux 40, 41 et 42) se trouve au-dessus du filon-couche de Ventures dont il est séparé par un écran de volcanites felsiques appartenant à la Formation de Blondeau. Il est constitué d'une pyroxénite à la base suivie d'un gabbro leucocrate et d'une épaisse couche de ferrodiorite et ferrogabbro quartzifères. La ressemblance entre ces lithologies et celles du filon-couche Golden Mile de Kalgoorlie, célèbre région aurifère de l'Australie, donne à penser que le filon-couche de Bourbeau est une cible d'exploration intéressante pour les gîtes aurifères (Allard, 1982b; Dubé et Guha, 1986a, 1986b; Guha *et al.*, 1988).

PLUTON DE CHIBOUGAMAU

Le Pluton de Chibougamau (PC) occupe la zone axiale de l'anticlinal de Chibougamau (figure 5). Sur le flanc nord de l'anticlinal, il est intrusif dans le Complexe du Lac Doré (CLD). Sur le flanc sud, sa partie orientale est intrusive dans le même complexe et sa partie occidentale envahit les volcanites du Groupe de Roy. Sa partie sud-ouest est recouverte en discordance par les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca (Cimon, 1976b). Il couvre une aire de 450 km² dans la Province de Supérieur se poursuit au-delà du Front de Grenville.

Racicot (1980, 1981) et Racicot *et al.*, (1984) rapportent les lithologies suivantes pour le Pluton de Chibougamau: méladiorite à hornblende, diorite quartzifère à hornblende, tonalite à biotite et leucotonalite. Chaque lithologie correspond à une phase intrusive particulière, les phases les plus mafiques se retrouvant dans la partie externe du pluton (figures 27A et 27B). Le contact avec l'anorthosite du Complexe du Lac Doré est marqué par une brèche intrusive constituée de nombreuses enclaves d'anorthosite et de gabbro anorthosique dans une matrice de méladiorite et de diorite. Les tableaux 43 et 44 donnent un sommaire des analyses chimiques des différentes lithologies du pluton.

Les roches du Pluton de Chibougamau montrent une bonne foliation, marquée par l'arrangement planaire du plagioclase et du mica et l'aplatissement des grains de quartz. Cette foliation est plus prononcée dans la partie orientale du pluton; cependant, on la retrouve dans toutes les litho-

logies du pluton, même dans la leucotonalite et les brèches intrusives où la leucotonalite bréchifie les phases plus dioritiques.

Le Pluton de Chibougamau est associé à un cortège de dykes dont les compositions reprennent celles de ses diverses unités. Ces dykes recouper et les unités du pluton et les roches encaissantes, plus particulièrement l'anorthosite du Complexe du Lac Doré dans la partie centre-nord du pluton, au sein de la région minière de Chibougamau. Nous reviendrons sur l'importance de ces dykes au chapitre de la géologie économique.

Plusieurs auteurs ont fait des datations isotopiques sur les roches du Pluton de Chibougamau. Krogh & Davis (1971) rapportent un âge de 2743 Ma en utilisant la méthode U-Pb sur des zircons. Par sa méthode d'abrasion des zircons, Krogh (1982) apporte un léger raffinement à la détermination, qui passe à 2717 Ma.

Le Pluton de Chibougamau est une intrusion multiple résultant de mises en place successives de magmas différenciés en profondeur. La composition et l'affinité calco-alcaline du pluton de Chibougamau pourrait suggérer qu'il s'agit d'un pluton orogénique associé à une zone de subduction.

COUVERTURE PROTÉROZOÏQUE

Dans la région de Chibougamau, la couverture protérozoïque est représentée par les roches de la Formation de Chibougamau, du Groupe de Mistassini et du Groupe d'Otish (figure 5).

Formation de Chibougamau

La Formation de Chibougamau (Cb) est composée de conglomérat polygénique, d'arkose et d'argilite finement litée contenant des *dropstones* (figure 28). Elle constitue une série d'îlots au N de la ville de Chibougamau et deux lambeaux au NW des failles McKenzie et Gwillim. La formation est en discordance angulaire sur les roches des Groupes de Roy et d'Opémisca. Young (1970) a suggéré une corrélation entre les sédiments de cette formation et ceux de la Formation de Gowganda, du Supergroupe Huronien dans l'Est de l'Ontario et l'Ouest du Québec. Long (1974) lui attribue une morphologie reliée à la calotte glaciaire aphébienne (figure 29). Les galets du conglomérat proviennent de toutes les lithologies connues dans la région, mais surtout des granitoides et gneiss que l'on retrouve au N de Chibougamau. La formation ne contient cependant pas de galets des lithologies du Groupe de Mistassini

Groupes de Mistassini et d'Otish

Les Groupes de Mistassini et d'Otish, d'âge aphébien, se trouvent dans les bassins de mêmes noms, à 50 km au NE de Chibougamau (Chown & Caty, 1973; Caty, 1976; Chown, 1984). Ces deux groupes de sédiments reposent en discordance sur un régo-lite développé dans les gneiss quartzo-feldspathiques et les roches supracrustales archéen-

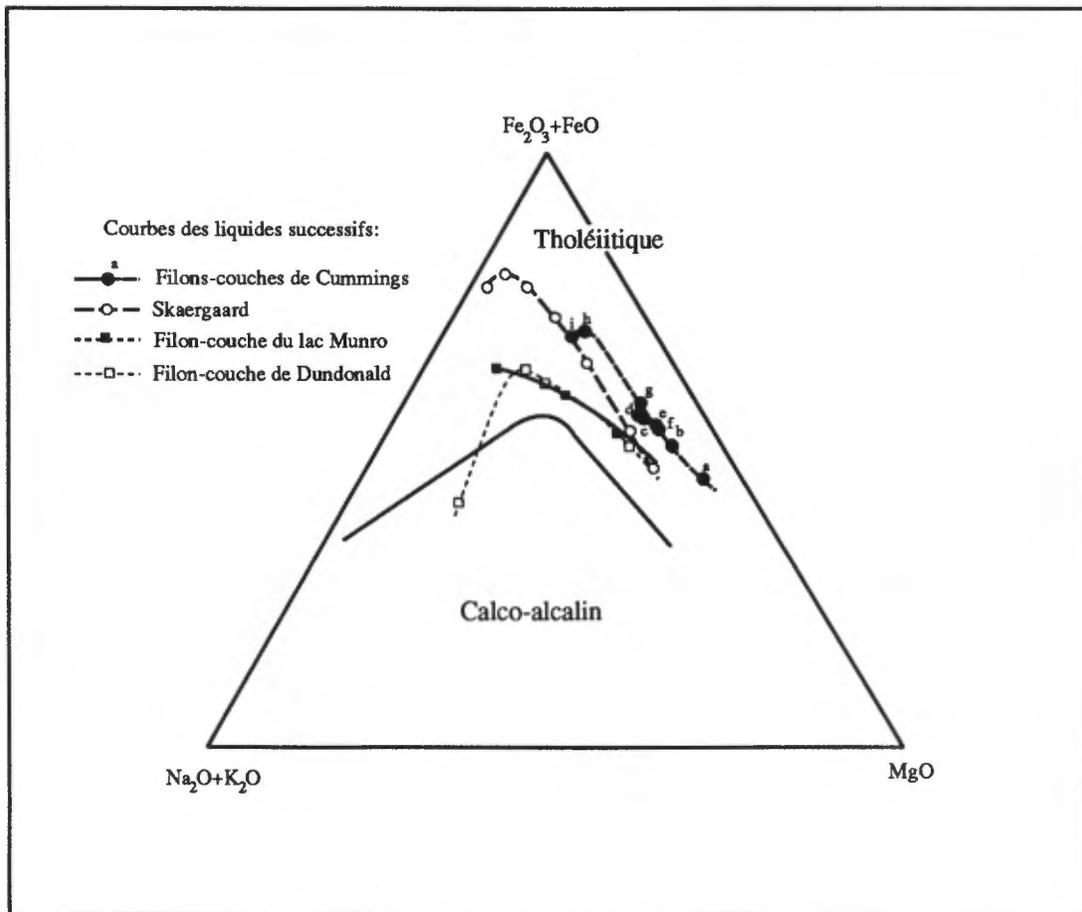


FIGURE 26 - Diagramme AFM des liquides successifs des filons-couches du lac Munro et de Dundonald et des complexes de Skaergaard et de Cummings. Adapté de Poitras, 1984, page 171.

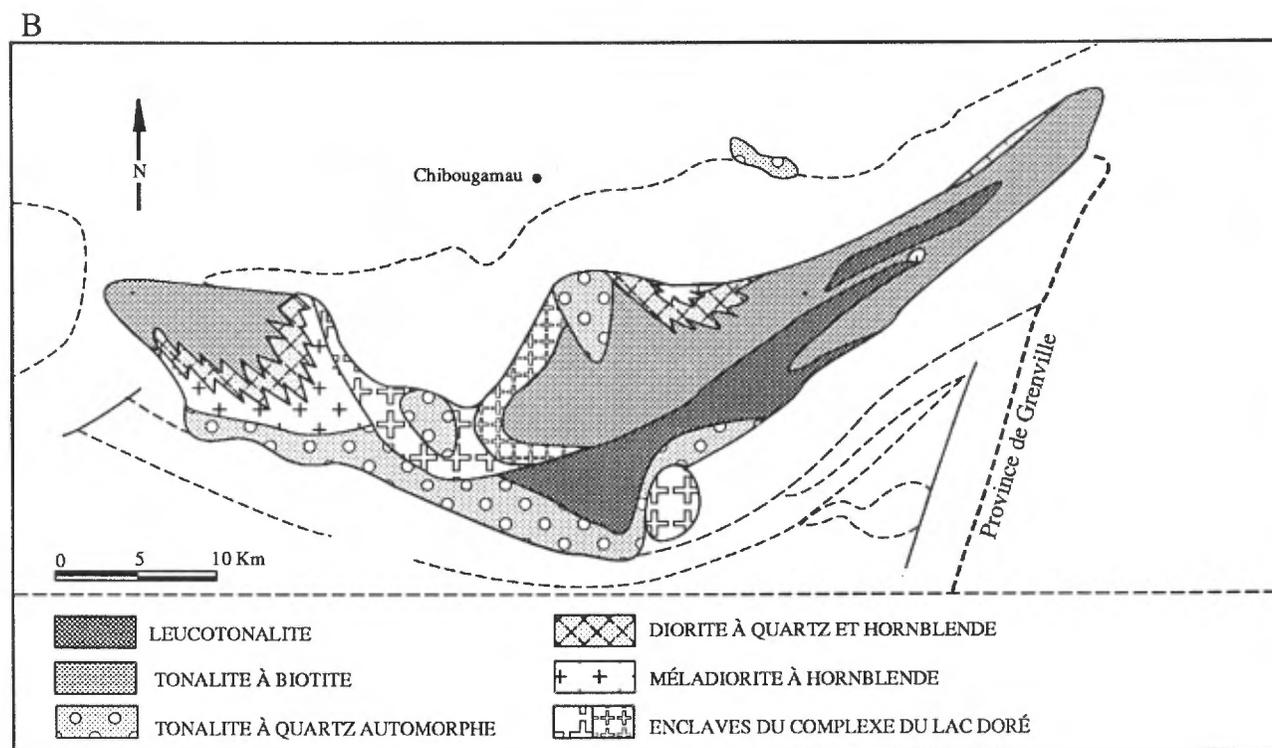
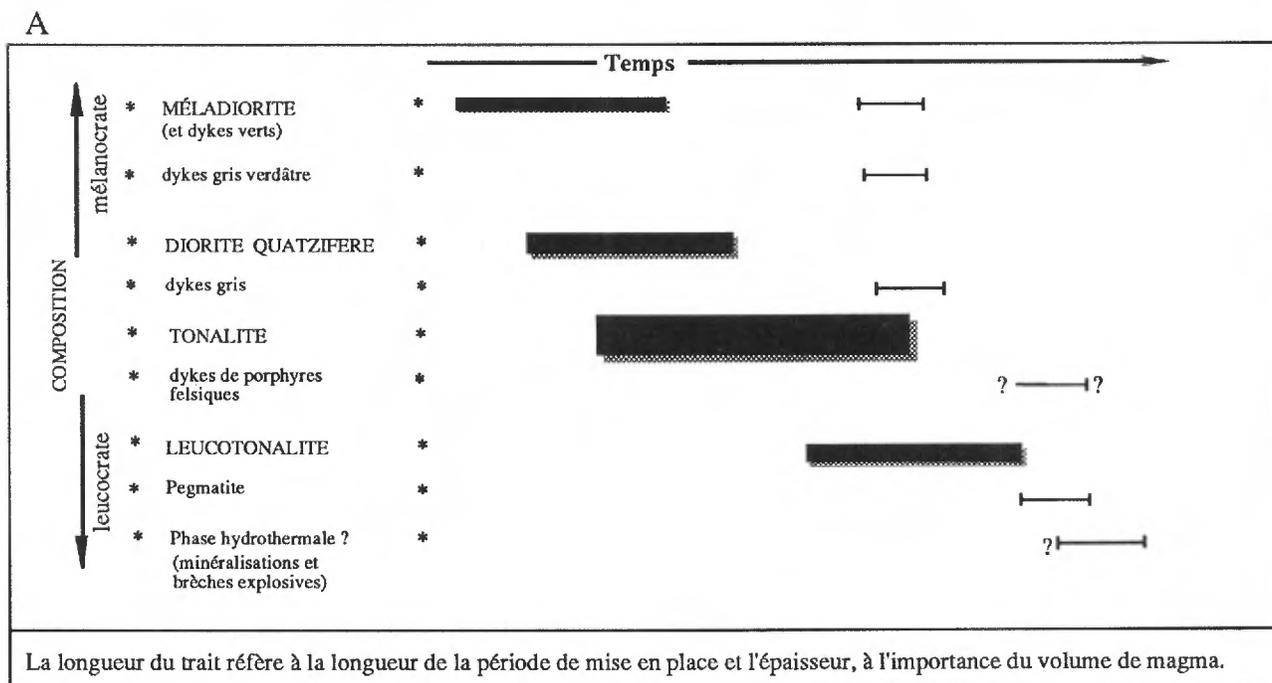


FIGURE 27 - A - Séquence des événements magmatiques reliés au Pluton de Chibougamau. Tiré de Racicot, 1981, page 22. B - Carte schématique de la distribution des différents faciès du Pluton de Chibougamau. Adapté de Racicot *et al.*, 1984.



FIGURE 28 - «Dropstone» dans la Formation de Chibougamau.

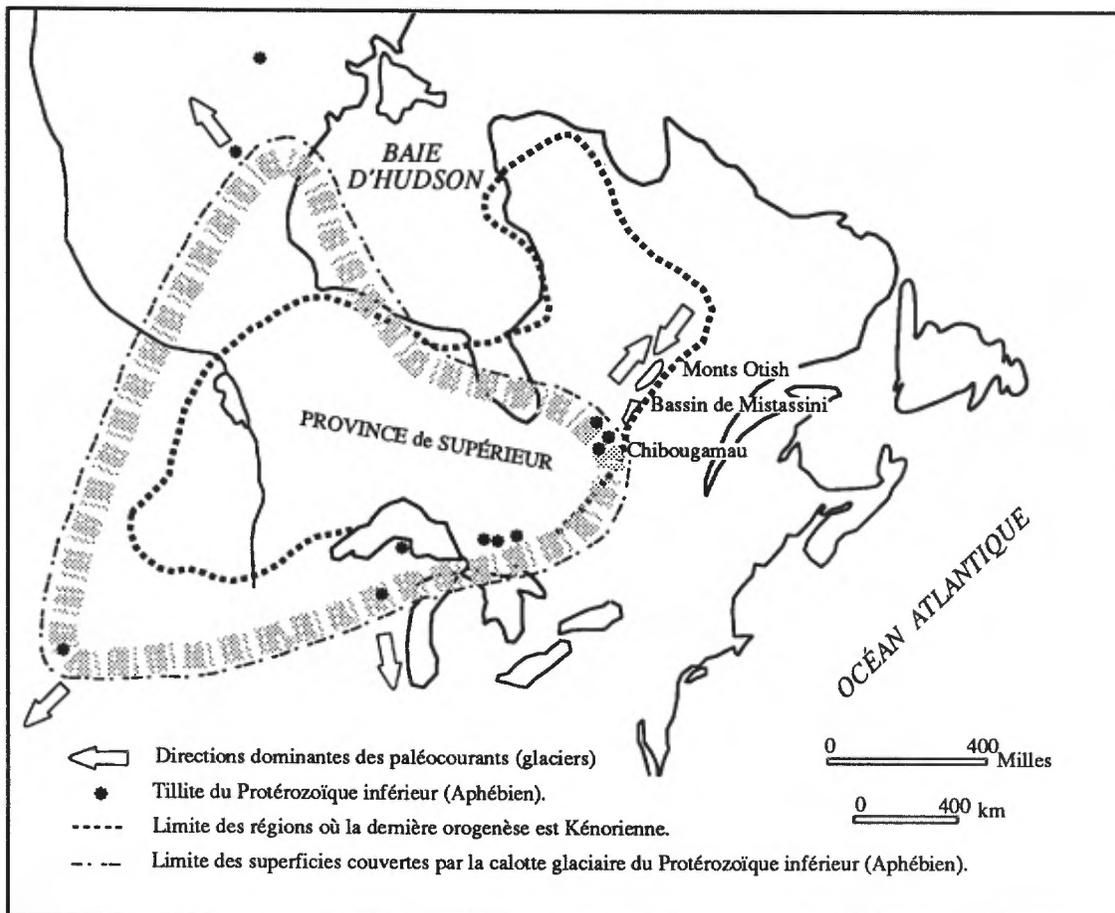


FIGURE 29 - Carte schématique montrant la localisation de Chibougamau en relation avec la calotte glaciaire aphébiennne. Adaptée de Young, 1970, figure 2, page 100

nes des bandes de roches vertes de la Province de Supérieur. Les bassins d'Otish et de Mistassini se terminent à l'E sur des failles inverses majeures, qui les mettent en contact avec des roches de la Province de Grenville.

Le Groupe d'Otish, constitué de grès et de conglomérats, est d'origine clastique. Le Groupe de Mistassini est surtout constitué de carbonates et de minces horizons d'argilite. Il se termine par une formation ferrifère importante, la Formation d'Albanel (Coty, 1976).

DYKES

La région de Chibougamau est sillonnée par de nombreux dykes. Trois d'entre eux méritent une mention spéciale: le dyke gabbroïque de l'île du Gabbro, le dyke pyroxénique de la mine Henderson, et le dyke diabasique de l'île Line.

Dyke de l'île du Gabbro (DIG)

En plusieurs endroits, on note des déplacements du dyke mais nos recherches n'ont fait ressortir aucune évidence de failles qui pourraient expliquer ces déplacements. Il est probable que le dyke occupe une fracture continue mais qu'en surface, il donne l'impression de lentilles discontinues.

Ce dyke de gabbro, de direction générale N25°E, s'est probablement mis en place le long d'une faille. Il recoupe toute la région de Chibougamau, du N du canton de Roy jusqu'au centre du canton de Queylus, sur une distance de 37 km. Il varie de 60 à 150 m de largeur et recoupe les roches des groupes de Roy et d'Opémisca ainsi que le Pluton de Chibougamau et le Complexe du Lac Doré. Des dykes de même nature rapportés au SW de Chibougamau font probablement partie de la même structure. Le dyke de l'île du Gabbro, homogène et très massif, forme des collines arrondies en relief sur les terrains avoisinants. Une zone de trempe bien définie marque le contact avec l'encaissant. La granulométrie augmente rapidement vers le centre; où des cristaux de pyroxène ouralitisé et de plagioclase saussuritisé peuvent atteindre jusqu'à 8 mm de longueur. Du quartz granophyrique se retrouve généralement au centre du dyke, suggérant un refroidissement suffisamment lent pour y permettre la différenciation. Deux analyses chimiques sont reproduites au tableau 45.

Comme le dyke recoupe les deux flancs de l'anticlinal de Chibougamau et une partie du synclinal de Chapais, on peut conclure qu'il est postérieur au raccourcissement horizontal associé à la déformation régionale.

Dyke de la mine Henderson (DMH)

Ce dyke de pyroxénite part de la mine Henderson, où il a été identifié pour la première fois, et se poursuit en direction sud-est sur une distance de 15 km. Il recoupe la zone minéralisée «A» de la mine Henderson, s'enfonce sous le lac Chibougamau et réapparaît dans les roches du Complexe du Lac Doré et du Pluton de Chibougamau (Allard & Coty, 1969; Allard, 1970a). Vollo (1959, p. 30) l'a identifié dans un trou de sondage au N du lac Portage, à 900 m au NW de la mine. Il n'est pas magnétique et n'a pas été repéré lors de relevés magnétiques au sol.

Le dyke montre une zone de trempe au contact des anorthosites et du minerai. La pyroxénite est constituée de cristaux trapus d'augite titanifère dans une matrice à grain fin d'actinote et de chlorite. L'altération des pyroxènes varie d'un mince liséré d'actinote contenant des aiguilles d'ilménite ou de magnétite à un remplacement total de ces aiguilles par l'actinote et la chlorite. Une analyse chimique du dyke est fournie au tableau 45, où l'on remarquera la haute teneur en TiO₂.

On ne sait pas encore quelle affiliation magmatique attribuer à ce dyke. Par contre, comme il recoupe une partie des deux flancs de l'anticlinal de Chibougamau, on le sait postérieur à la déformation régionale, tout comme le dyke de l'île du Gabbro.

Dyke de l'île Line (DIL)

Ce dyke de diabase recoupe toute la région de Chibougamau en direction N45°E. On le retrouve sur les rives des lacs Doré et Chibougamau et sur plusieurs îles du lac Chibougamau, en particulier sur l'île Line d'où il tire son nom. Il possède une susceptibilité magnétique très faible mais suffisante pour avoir été repéré sous les glaces du lac Chibougamau. Duquette (1970), se servant de résultats de relevés magnétiques aéroportés, a retracé ce dyke sur une distance de 160 km vers le SW.

Le dyke montre un contact de trempe avec les roches encaissantes et un grain qui grossit rapidement vers le centre. Sa texture diabasique classique le rend facile à identifier. Il comprend du labrador, des pyroxènes, un peu d'olivine et de biotite et des traces de magnétite et d'apatite.

Ce dyke fait partie d'un ensemble de structures semblables que Fahrig *et al.*, (1965) ont appelé faisceau de l'Abitibi et daté à 1230 Ma. Il se trouve en bordure orientale du faisceau. Son âge n'a pas été spécifiquement déterminé. Une analyse de la roche est fournie au tableau 45. Des dykes semblables mais beaucoup plus magnétiques se retrouvent près du Front de Grenville, en direction parallèle au front, dans les cantons de Duberger, de Bignell et de McCorkill.

Le Complexe du Lac Doré

Gilles O. Allard & Réal Daigneault

Introduction

Le Complexe du Lac Doré⁽¹⁾ est l'élément géologique le plus important du district minier de Chibougamau (figure 1). Il est une addition relativement récente à la liste toujours croissante des grands complexes stratiformes: Bushveld en Afrique du Sud (Hall, 1932; Visser et Von Gruenewaldt, 1970), Stillwater au Montana (Hess, 1960; Jackson, 1971; McCallum *et al.*, 1980; Raedeke et McCallum, 1984); Duluth au Minnesota (Sims *et al.*, 1981), Sudbury en Ontario (Pye *et al.*, 1984), Skaergaard au Groenland (Wager et Deer, 1939; Wager et Brown, 1967), Great Dyke au Zimbabwe (Worst, 1960), Muskox dans les Territoires du Nord-Ouest (Irvine, 1970b) et Dufek en Antarctique (Ford, 1970). Situé au sein d'une bande volcanique archéenne, le Complexe du Lac Doré diffère de la plupart des autres complexes par son environnement géologique et par les phases multiples de déformation et de métamorphisme qui l'ont affecté.

De nombreux dépôts filoniens épigénétiques de cuivre-or ont été exploités dans le complexe. Les travaux souterrains qu'ils ont occasionnés ont fourni la majeure partie des coupes et carottes de sondage essentielles à l'étude du Complexe et qui n'auraient pu être aussi complètes puisque celui-ci s'étend sous les lacs Chibougamau, Doré, David et Caché. Ces dépôts ont été la source d'une production de plus de 1,2 milliards de dollars en cuivre et or. Le complexe est donc d'importance économique, d'autant plus qu'il abrite un gisement de vanadium, toujours inexploité, qui constitue l'une des principales réserves de ce métal en Amérique du Nord.

Au point de vue de la pétrologie, le complexe est semblable à beaucoup d'autres complexes stratiformes. Cependant, comme il a été plissé à la verticale et qu'il a été profondément érodé avant le dépôt des sédiments aphébiens et par la glaciation du Pléistocène, il est unique par le fait qu'il laisse voir des relations très nettes avec les roches du toit. L'assimilation de ces roches a produit suffisamment de phénomènes – granophyre sodique, unités stratifiées et changements de faciès – pour en faire un laboratoire de pétrologie ignée des plus intéressants.

Le métamorphisme du complexe, au faciès des schistes verts du côté de la Province de Supérieur et à celui des amphibolites du côté de la Province de Grenville, a produit des gammes de minéraux métamorphiques en accord avec les compositions primaires observées à l'intérieur du complexe. Il représente donc un excellent laboratoire pour

les chercheurs dans le domaine de la pétrologie métamorphique.

Au point de vue structural, le complexe est constitué de roches isotropes très compétentes (zone anorthosique) et de roches litées aux comportements rhéologiques très variables d'une couche à l'autre. Les différentes étapes de la déformation dont il a été l'objet (voir section structure) ont donné lieu à une symphonie d'éléments structuraux d'amplitude variable allant du moulage sur le grand anticlinal de Chibougamau à des mylonites qu'il faut étudier au microscope. Ainsi, le complexe s'avère-t-il également être un manuel de géologie structurale qui ne demande qu'à être consulté.

Cadre historique du Complexe du Lac Doré

L'historique du Complexe du Lac Doré remonte au siècle dernier. Dès 1870, Richardson (1872), travaillant au lac Chibougamau, note un gabbro-anorthosite qu'il décrit comme une roche grise et jaunâtre, contenant un peu de quartz et des petits grains de mica ou de talc, interlitée avec une roche dioritique verte.

La Commission minière de Chibougamau (C.M.C., 1911, p. 36) rapporte la présence d'une bande d'anorthosite, qui coïncide avec le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Elle rapporte aussi la présence d'une intrusion batholitique d'anorthosite, elle-même envahie par des granites et des diorites (p. 64). Basant ses conclusions à partir de la veine de quartz aurifère McKenzie observée sur l'île du Portage, un peu au nord du puits de la mine Portage, elle conclut que le contact entre l'anorthosite et les «schistes Keewatin» est l'accident géologique le plus important de la région. Pour elle (p. 65):

«l'intrusion de l'anorthosite a été la cause directe de la formation de ces veines de quartz dans lesquelles on a trouvé de l'or et du cuivre. De telles veines de quartz, et aussi certains dykes contenant les mêmes sulfures, sont des gîtes minéraux qui sont dus à la différenciation du même magma qui a produit l'anorthosite».

Elle mentionne, finalement, la présence de dépôts de magnétite titanifère sur le mont du Sorcier et sur l'île Portage, au sein des roches du complexe.

En l'absence de données pour établir la présence de l'anticlinal de Chibougamau, Mawdsley & Norman (1935) reconnaissent une bande d'anorthosites et de gabbros sur le flanc nord, ainsi qu'une autre bande de ces mêmes roches sur le flanc sud. Ils mentionnent la possibilité que ces deux

1. Le plan d'eau connu sous le nom de «Lac Doré» au moment des premiers travaux sur le complexe a subséquemment été inscrit au Répertoire toponymique du Québec sous le nom de «Lac aux Dorés». L'appellation initiale est cependant conservée pour éviter les possibilités de confusion dans la nomenclature stratigraphique.

bandes fassent partie de la même unité et suggèrent une relation génétique entre l'anorthosite et les gabbros. Il faut dire qu'à cette époque, la littérature traitant des complexes stratiformes était pratiquement inexistante: Hall (1932) venait tout juste de publier son mémoire sur le Bushveld, le Skaergaard et le Muskox n'avaient pas encore été découverts, et les livres de pétrologie ne faisaient pas mention de ces intrusions litées.

Dans le canton d'Obalski, Graham (1951) divise les roches en Groupe du Lac Doré et Groupe du Lac David. Il décrit des contacts transitionnels entre plusieurs unités de ces groupes. Il conclut que la roche de transition (anorthosite gabbroïque, gabbro anorthosique) est produite par l'intrusion de l'anorthosite dans le gabbro et peut ainsi être expliquée par un remplacement. Mais dans son rapport final (1956, p. 10) il conclut que «cette zone représente une vraie transition entre le gabbro et l'anorthosite qui sont dérivés du même magma basaltique à magnétite». Le Groupe du Lac David inclut des lithologies qui appartiennent au Complexe du Lac Doré et d'autres qui font partie du Pluton de Chibougamau.

Le Complexe du Lac Doré a été identifié comme intrusion stratiforme différenciée par Allard (1956) suite à des travaux de cartographie dans le canton de McKenzie en 1954. Des travaux subséquents dans la région de Chibougamau le confirment dans son hypothèse d'être en présence d'un complexe lité stratiforme du type Bushveld ou Stillwater.

L'appellation *Complexe du Lac Doré* est maintenue dans ce rapport en dépit des recommandations du Code Stratigraphique Nord Américain (MER, DV 86-02, articles 37d et 38, page 31). Le terme remonte à 1954 lorsque Allard (1956) découvrait le complexe et lui donnait le nom de *Complexe du Lac Doré* à cause de sa similitude frappante avec le «Bushveld Complex» (Hall, 1932), et le «Stillwater Complex» (Hess, 1960).

Irvine (1982) discute brièvement de ce problème (p.155) et conclut que l'usage traditionnel de certains termes justifie parfois leur maintien. Le Complexe du Lac Doré, connu sous ce nom depuis 35 années, ne devient pas une unité géologique plus facile à étudier et à comprendre parce qu'il s'appelle «*Intrusion du Lac Doré*», un terme qui ne le distingue pas du Pluton de Chibougamau, qu'on retrouve aussi bien au lac Doré qu'au lac Chibougamau, et qui n'évoque pas le caractère stratiforme bien lité qu'on associe automatiquement au terme Complexe du Lac Doré.

La stratigraphie détaillée du complexe sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau a été établie dans les cantons de Rinfret (Allard, 1967) et de Lemoine (Allard & Caty, 1969); elle est toujours utilisée pour ce flanc. Baskin (1975) a étudié la région entre les lacs Caché et David sur le flanc nord et a établi la stratigraphie de la partie occidentale de ce flanc (figure 30). De nombreuses thèses et dissertations ont été rédigées sur les gîtes de cuivre-or de la région de Chibougamau et sur certains aspects du Complexe du Lac Doré. On en trouvera la liste en annexe 2.

La figure 31 schématise les principales subdivisions du Complexe du Lac Doré.

Cadre pétrographique

La pétrographie des complexes stratiformes fait face à des problèmes de nomenclature qu'il faut aborder avant de procéder à la description des roches du Complexe du Lac Doré.

CUMULATS

Mentionnons d'abord le problème relié aux roches grenues qui, à l'affleurement, montrent un litage magmatique (*igneous layering*) et une texture de cumulat et qui, pour cette raison, sont appelées cumulats (Bard, 1980, p. 68). Autrefois, un cumulat désignait une roche résultant de la décantation des cristaux formés dans une chambre magmatique et montant ou descendant sous l'influence des différences de densité entre le liquide magmatique et ses cristaux. Quelques auteurs ne sont plus d'accord avec ce processus de sédimentation magmatique et proposent que, dans certains cas, les cristaux ne sont pas «allochtones» mais bien «autochtones», emprisonnés dans des cristaux intercumulus formés *in situ* (McBirney & Noyes, 1979). Il s'agit donc de décider si l'on est en présence de «véritables sédiments magmatiques formés par l'accumulation de cristaux en couches successives sur le plancher de réservoirs magmatiques» (Juteau, 1975, p. 151).

Se basant sur les travaux de Wager & Brown (1967) et de Jackson (1971), Juteau discute de la formation des orthocumulats, adcumulats, mésocumulats, hétéradcumulats, cumulats harristiques et cumulats à structure réactionnelle. La classification de Wager & Brown (1967), établie au Skaergaard et reconnue dans beaucoup de complexes stratiformes, est remise en question depuis quelques années. Campbell (1978) et McBirney & Noyes (1979) sont arrivés presque simultanément à deux constatations identiques, le premier pour l'intrusion Jemberlana, près de Norseman en Australie occidentale, et les seconds pour le Skaergaard. Ces constatations sont: présence d'une zone litée et de texture de cumulat dans des couches (marginales) se trouvant quasi à la verticale lors de leur formation, et présence de granoclasses inverses, fournissant des couches riches en plagioclase à la base et en pyroxène au sommet, alors que le liquide magmatique est vraisemblablement trop dense pour que le plagioclase puisse s'y déposer sous l'effet de la gravité. D'autres évidences texturales et chimiques qui mettent en doute cette théorie de sédimentation gravitationnelle sont présentées par Campbell (1977, 1978). Par contre, à l'île Duke en Alaska, Irvine (1974) mentionne que le litage rythmique (cumulat à gros pyroxènes à la base et cumulat à olivines plus petites au sommet) est dû à une sédimentation véritable sous l'influence de la gravité. D'un autre côté, les cumulats harristiques et le litage à texture de peigne (Lofgren & Donaldson, 1975; Wadsworth, 1961), où les cristaux cumulus croissent à angle droit par

	Flanc sud du complexe			Flanc nord du complexe					
				Partie occidentale			Partie orientale		
	ZONES	SOUS-ZONES	LITHOLOGIE	ZONES	SOUS-ZONES	LITHOLOGIE	ZONES	LITHOLOGIES	
SÉRIE SUPÉRIEURE	BORDURE		Gabbro Anorthosite gabbroïque	BORDURE		Gabbro Diabase Anorthosite gabbroïque	BORDURE	Ferropyxénite Gabbro anorthosique	
	GRANOPHYRE			GRANOPHYRE					
SÉRIE LITÉE	ZONES LITÉES			FERRODIORITE S.1.	F_3 F_2 F_1	Ferrodiorite (s.s.) Ferrogabbro Ferropyxénite	FERRODUNITE* S.1.	Ferrodunite (s.s.) Ferrodunite à magnétite Ferropéridotite Ferropyxénite	
		P ₃	À quartz À apatite et ilménite À ilménite et ferrosilicates	Ferropyxénite Ferrogabbro	NP ₃				Ferropyxénite à quartz
		A ₂		Anorthosite gabbroïque					
		P ₂		Magnétite Ferropyxénite Ferrogabbro	NP ₂				Ferropyxénite à apatite & ilménite
		A ₁		Anorthosite gabbroïque					
		P ₁		Magnétite Ferropyxénite Ferrogabbro	NP ₁				Ferrogabbro à magnétite
SÉRIE INFÉRIEURE	ANORTHOSIQUE s.1.		Gabbro Gabbro anorthosique Anorthosite noritique Anorthosite (s.s.) Ferrogabbro Ferropyxénite à magnétite	ANORTHOSIQUE S.1.		Gabbro Gabbro anorthosique Anorthosite noritique Anorthosite (s.s.)	ANORTHOSIQUE S.1.	Gabbro Gabbro anorthosique Anorthosite noritique Anorthosite (s.s.)	
		<i>Magnétitique</i>			<i>Péridotitique</i>				

* Roche non litée qui affleure au Mont du Sorcier et au lac Robert

FIGURE 30 - Stratigraphie du Complexe du Lac Doré.

rapport au litage, ne peuvent être dus à une accumulation gravitationnelle. On pense plutôt à une cristallisation *in situ* causée par jeux oscillatoires de gradients de nucléation, de diffusion, de viscosité, etc. à l'interface de «fronts de solidification» intramagmatiques mobiles (Bard, 1980, p. 70). Certains cas de texture en chaîne ou de texture gloméro-porphyrique peuvent être causés par une nucléation hétérogène, ce processus pouvant être suivi d'une décantation par contraste de densité (Campbell, 1978, p. 320). L'avantage de ce processus est que la densité des chaînes n'est pas la même que celle des minéraux qui constituent les dites chaînes et que l'on peut ainsi expliquer la sédimentation de plagioclase dans un magma qui a une densité légèrement plus élevée que celle des plagioclases. Mais dans les cas de couches de plagioclase monominéraliques et dans les cas de cumulats à cristaux bien orientés, la théorie des chaînes, ou des accumulations gloméro-porphyriques, présente des difficultés.

Suite à ces points de vue divergents sur l'origine des cumulats, Irvine (1982) a proposé une nouvelle terminologie que nous avons adaptée au Complexe du Lac Doré. Selon Irvine, un cumulat est une roche ignée qui possède un réseau cumulus de cristaux qui se touchent et qui sont dus à la cristallisation fractionnée. Ces cristaux cumulus sont cimentés par des cristaux post-cumulus vraisemblablement formés dans un liquide intercumulus se trouvant dans les pores ou interstices du réseau cumulus. L'origine du cumulat est ainsi indépendante d'une sédimentation gravitationnelle; elle relève d'un processus de cristallisation fractionnée en présence d'un réseau de cristaux cumulus. Quatre modes d'origine sont ainsi possibles: cumulat de précipitation, cumulat de flottation, cumulat de dépôt et cumulat d'accrétion (Irvine, p. 133). Pour le matériel post-cumulus, trois cas se présentent: (1) remplissage de l'espace intercumulus, (2) croissance sur les cristaux cumulus, (3) et réaction de remplacement des minéraux cumulus. Les cas (1) et (3) produisent généralement des textures poecilitiques, oïkocristaux contenant jusqu'à des centaines de cristaux cumulus.

La classification à partir des matériaux post-cumulus se fait en employant les termes de Wager & Wadsworth (1960) mais en ne leur donnant pas un sens génétique: un ortho-cumulat montre des cristaux idiomorphes entourés de 25 à 50 % de matériel post-cumulus; un mésocumulat a de 7 à 25 % de matériel post-cumulus et la plupart des cristaux cumulus ont pu croître jusqu'à montrer des contacts d'interférence. Dans certains cas, un métasomatisme post-cumulus produit des recrystallisations (Cameron, 1969) ou des remplacements (Irvine, 1974).

LITAGE DANS LES CUMULATS

Le litage est la structure primaire prédominante des cumulats. Un lit⁽²⁾ est une unité tabulaire qui se distingue par sa composition et/ou sa texture. Le contact d'un lit avec

son voisin est marqué (Juteau, 1975; Jackson, 1971) par l'apparition ou la disparition d'une phase minérale, un changement plus ou moins brusque des proportions de deux ou plusieurs phases, ou un changement brusque des caractères morphologiques d'une ou plusieurs phases minérales. Les contacts sont graduels ou francs et concordants ou discordants; on note également des contacts texturaux et des contacts granulométriques. Les contacts de phase sont souvent associés à l'apparition d'une phase cumulus.

La lamination planaire s'applique au parallélisme planaire d'un ou de plusieurs minéraux cumulus dans un cumulat. Irvine (1982) propose aussi les termes lamination imbriquée, lamination de granulométrie, lamination modale et lamination texturale.

Les couches peuvent être caractérisées par leur épaisseur (couche mince ou lamine si inférieure à 5 cm; couche moyenne entre 5 cm et 1 m; couche épaisse si supérieure à 1 m), leur forme (couche planaire, biseauté, lenticulaire, discontinue ou continue; couche en forme d'auge, de bol, de bassin ou de dôme; couche synforme, antifforme, plissée, plissotée, faillée, etc.), leur composition (couche leucocrate ou mélanocrate) et leur texture ou structure interne (couche moustachue due à la texture poecilitique, couche fragmentaire due à la présence d'enclaves de cumulats syngénétiques, etc.).

Les variations verticales au sein d'une couche favorisent l'emploi des termes suivants: couche isomodale, caractérisée par l'absence de variations internes et par l'uniformité des proportions entre les différents minéraux de la roche; couche à variation texturale et/ou minérale graduelle; couche à variation granulométrique graduelle; couche à variation chimique graduelle (litage cryptique de Wager & Deer, 1939). Comme le suggèrent les sédimentologues, une variation peut être partielle, discontinue, interrompue, normale, inverse ou symétrique.

Le litage (ou stratification) peut être rythmique (macrorythmique ou microrythmique), cryptique ou modal; ces termes sont clairs et ne demandent pas d'explication. Il peut aussi être dit de courant quand on peut démontrer qu'un courant magmatique est à son origine, et de cristallisation là où les variations modales résultent d'un processus de cristallisation (Irvine, 1982).

NOMENCLATURE DES COMPLEXES STRATIFORMES

Les termes de rang propres aux séquences sédimentaires (série, zone, groupe, membre) causent des problèmes lorsqu'ils sont employés pour subdiviser les complexes ignés stratiformes. Certains sont reliés à la lithostratigraphie, d'autres à la chronostratigraphie et à la biostratigraphie. Ainsi, un groupe ou un membre est une unité lithostratigraphique, une série est une unité chronostratigraphique et une zone est une unité biostratigraphique. Le terme «formation» n'est pas utilisé dans les complexes stratiformes.

2. Ne pas confondre avec un «horizon», qui est un plan de référence conforme aux couches; il n'a pas d'épaisseur fixe et n'est pas une couche.

Nous réalisons que l'emploi de certains termes, comme *série*, est en conflit avec l'usage du terme tel que recommandé par le Comité de Nomenclature Stratigraphique. Le problème a été discuté en détail par Irvine (1982, p. 152) et nous suivons ses recommandations dans les subdivisions du Complexe du Lac Doré.

Pour Irvine (1982) comme pour nous, le terme *série* s'applique à des parties structurellement importantes d'une intrusion stratiforme et peut comprendre des zones et des sous-zones. Une *unité*, par contre, est définie comme étant toute partie d'une intrusion qui montre des caractères particuliers. Elle peut se subdiviser en membres, s'accoler à d'autres unités pour former un groupe, ou se qualifier de rythmique lorsque ses couches se répètent stratigraphiquement de façon régulière (macrorythmique si les épaisseurs dépassent 5 m et microrythmique si elles sont centimétriques).

Descriptions lithologiques

Le Complexe du Lac Doré affleure de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau (voir figure 5). Il s'est mis en place de façon discordante dans la portion inférieure de la Formation de Waconichi (sur le flanc sud et dans la partie occidentale du flanc nord de l'anticlinal) et au contact entre les formations de Waconichi et de Gilman (sur la partie orientale du flanc nord de l'anticlinal). À son extrémité nord-est, près du Front de Grenville, il est en contact de faille avec la Formation de Blondeau; on ne connaît pas les paramètres de cette faille et l'on ne sait pas si le complexe était initialement intrusif dans la formation.

Interprétée comme un centre volcanique autour de la ville de Chibougamau, la Formation de Gilman est particulièrement riche en filons-couches comagmatiques contemporains à la mise en place des édifices volcaniques. Dans toutes les aires où les affleurements sont abondants et où la cartographie a été réalisée à petite échelle (Smith, 1960; Allard, 1960; Cimon, 1977a; Allard, 1982; Duquette, 1982), on a relevé un grand nombre de filons-couches de gabbro. Ceux qui dépassent 100-150 m de puissance montrent bien l'effet de la différenciation magmatique: la base est légèrement plus pyroxénique et le sommet contient de 5 à 10 % de quartz granophyrique; cet arrangement interne des filons-couches donne au géologue de terrain d'excellents critères de polarité.

D'une épaisseur de 5 à 7 km, le Complexe du Lac Doré est un énorme filon-couche (ou dyke) beaucoup plus différencié. Son épaisseur maximum réelle est très difficile à déterminer à cause des nombreuses failles qui le recoupent dans toutes les directions (voir chapitre sur la géologie structurale). La longueur (E-W) est de l'ordre de 55 km et sa largeur (N-S) atteint une quinzaine de kilomètres à l'ouest du lac Chibougamau et moins de 5 km près du Front de Grenville, à l'est.

Le Complexe du Lac Doré semble plus anorthosique que le Bushveld et autres complexes bien connus. Ce peut être

là l'effet d'une résurgence de magmas porphyriques de la Formation d'Obatogamau. On se rappellera que les basaltes de l'Obatogamau se distinguent (Cimon, 1977a) par la présence (0 à 10 %) de mégacristaux de plagioclase, lesquels se retrouvent aussi bien dans les coulées massives que dans les laves coussinées.

Le filon-couche rapporté par Cimon (1977a) dans le canton de Queylus, au S de la route qui mène à la scierie, est d'une grande importance pour les hypothèses émises sur l'origine magmatique du Complexe du Lac Doré. Ne dépassant pas 125 m d'épaisseur, il est entouré de laves coussinées porphyriques de la Formation d'Obatogamau. Sa partie inférieure est constituée d'un gabbro anorthosique très grenu passant au sommet à un ferrogabbro à gros phénocristaux de plagioclase (figure 8). Ces roches ressemblent singulièrement à plusieurs de celles que l'on rencontre dans le Complexe du Lac Doré. On peut donc facilement concevoir qu'une intrusion de ce type de magma chargé de mégacristaux de plagioclase, d'une épaisseur de 5 à 7 km, s'est refroidie très lentement et s'est différenciée en produisant une quantité anormale d'anorthosite et de gabbro anorthosique.

Le Complexe du Lac Doré comprend plusieurs unités distinctes. La nomenclature établie dans le passé (Allard, 1976a) a subi une légère modification suite aux recommandations de Irvine (1982) et sa dernière version apparaît à la figure 30. Dans les pages qui suivent, nous décrirons successivement les unités des séries inférieure, litée et supérieure. On notera que la nomenclature des zones à l'intérieur de chacune des trois séries varie, selon le flanc considéré.

SÉRIE INFÉRIEURE

Des trois divisions majeures du Complexe du Lac Doré, la Série inférieure est la plus importante en épaisseur. La Zone anorthosique en constitue la majeure partie; la sous-zone de magnétite se trouve à la base et, dans la Zone anorthosique de la partie occidentale du complexe, s'intercale la sous-zone périodotitique (figures 30 et 31).

Sous-zone de magnétite

En 1975, la société SELCO a découvert une magnétite litée dans un sondage à l'angle nord-est du lac des Îles, canton de Lemoine. Cette roche n'affleure pas mais on peut facilement la suivre sur les cartes de levés magnétiques aéroportés sur une distance de 21 km (figure 32). Elle se trouve près du contact entre le Complexe du Lac Doré et le Pluton de Chibougamau. De par sa position géographique, elle est située près de la base connue du complexe mais à une position stratigraphique inconnue puisqu'on ne peut estimer à quel niveau stratigraphique s'est introduit le pluton.

Notre information sur la magnétite litée se limite à un trou de sondage de seulement 39 m de longueur, à quelques lames minces et à des analyses chimiques partielles du concentré magnétique (tableau 46). D'une épaisseur d'au

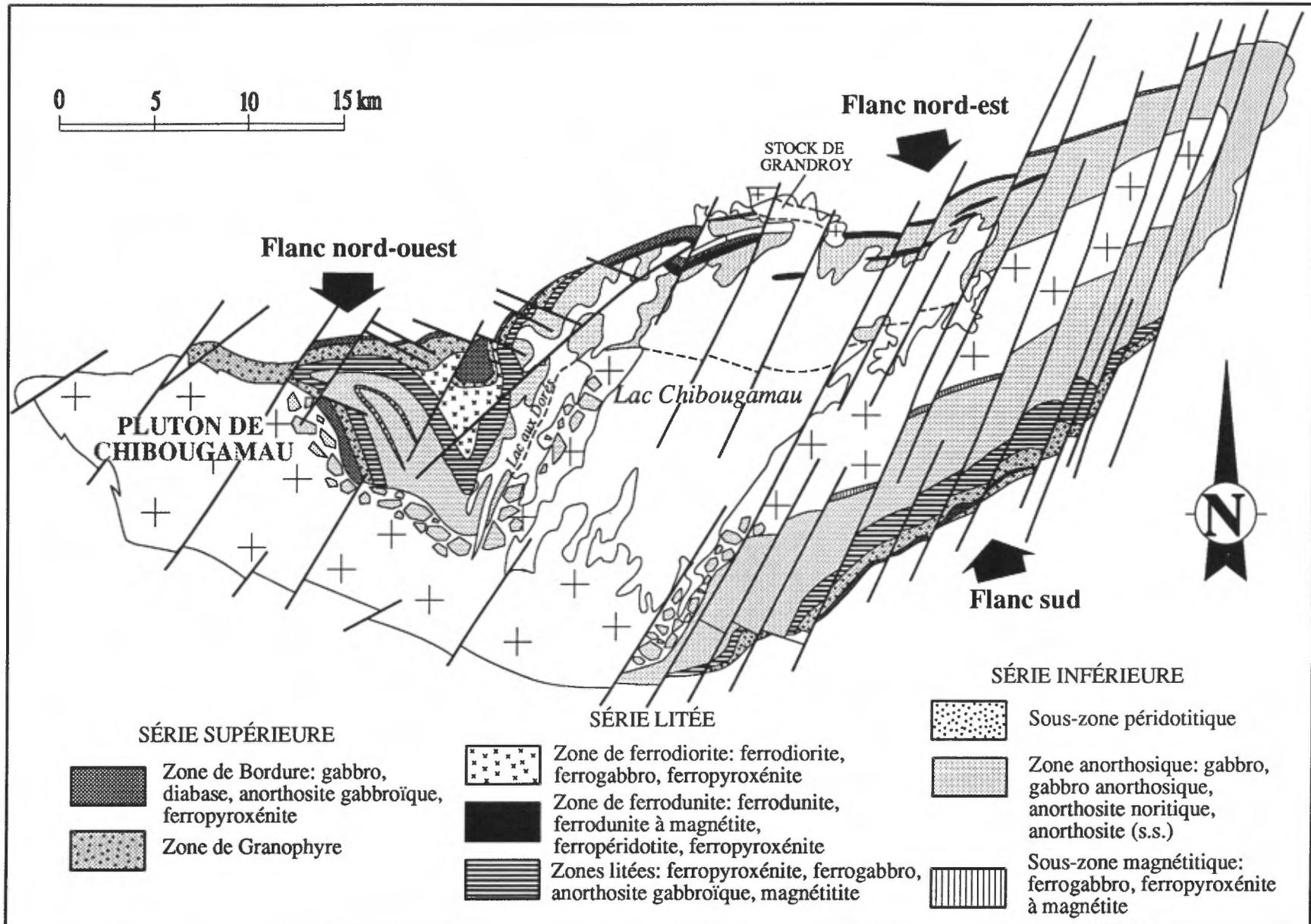


FIGURE 31 - Subdivisions du Complexe du Lac Doré

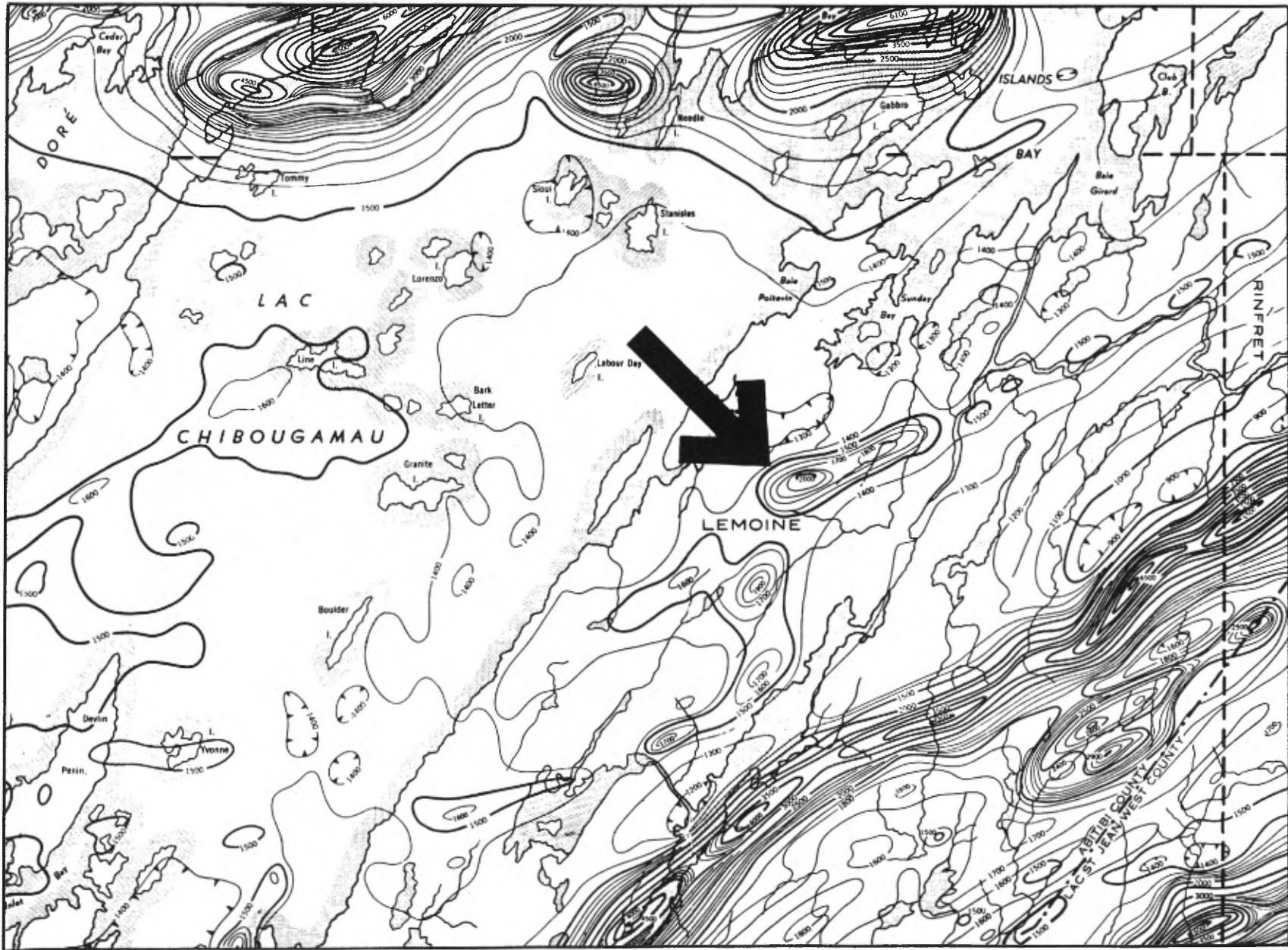


FIGURE 32 - La flèche pointe vers l'anomalie aéromagnétique produite par la sous-zone magnétique de la Série inférieure. Adapté de la carte 542G de la Commission Géologique du Canada.

moins 30 m, elle est d'un grain moyen et intensément foliée. Elle ressemble à la magnétite de la Série litée du fait que, vers le sommet, le vanadium et le magnésium diminuent, le titane augmente et l'apatite et le zircon s'y manifestent. Cependant, la très faible teneur en TiO_2 des concentrés magnétiques fait contraste avec les hautes teneurs de cet oxyde dans la Série litée (voir tableaux 50 à 55).

La minéralogie de cette sous-zone reflète l'influence du Pluton de Chibougamau: omniprésence de la carbonatation et de la silicification mais rareté de l'épidote et de l'amphibole et présence restreinte de la biotite magnésienne. Une magnétite intercumulus est interstitielle à une phase silicatée qui est remplacée par de la chlorite, du carbonate et du quartz. La pyrrhotite, abondante au sommet, a donné des résultats négatifs en Ni, Cu et Pt lors des analyses chimiques.

La sous-zone de magnétite est probablement le résultat de la différenciation d'une injection de magma porphyrique à l'origine du Complexe du Lac Doré, injection antérieure à celle qui a fourni l'essentiel du complexe tel qu'on le connaît. La faible épaisseur de cette sous-zone et la quantité minimale de magnétite qu'elle contient portent à croire que la zone sous-jacente d'anorthosite avait une faible puissance à l'origine et qu'elle a été bréchifiée et arrachée par le Pluton de Chibougamau.

Zone anorthosique

La Zone anorthosique représente la quasi-totalité de la Série inférieure. Elle passe abruptement vers le haut aux roches riches en magnétite de la Série litée; vers le bas, le contact est une brèche intrusive sur les phases les plus mafiques du Pluton de Chibougamau, à l'exception des aires à magnétite décrites plus haut. La brèche est constituée de fragments d'anorthosite, de quelques centimètres à un kilomètre de diamètre, flottant dans une matrice méladioritique et dioritique (Allard, 1970a et 1975; Racicot, 1980 et 1981). L'anorthosite de la base, très calcique et magnésienne (tableaux 47A et 47B), a produit une cornéenne à clinzoïsite blanche à texture granoblastique fine (figure 33), au contact avec le Pluton de Chibougamau. De beaux exemples de la cornéenne peuvent être observés sur la route 113, à 1 km à l'W de l'intersection avec la route 167.

La Zone anorthosique, dans laquelle se trouvent toutes les mines cupro-aurifères de la région, est constituée de 2500 à 3600 m de roches anorthosiques et gabbroïques très grenues. La classification idéale de ces roches devrait suivre les normes de l'IUGS (Streckeisen, 1976). Nos travaux tiennent cependant compte de la terminologie utilisée par les nombreux géologues des mines et des compagnies d'exploration dont nous avons compulsé les journaux de sondage et les rapports. Ils ont étendu les termes «anorthosite» et «anorthosique» à des roches gabbroïques (et même pyroxéniques) à gros cristaux de plagioclase. Cette dénomination est attribuable aux promoteurs miniers des années 1950, lesquels avaient un faible pour le terme anorthosite,

puisque l'on croyait à ce moment que les gîtes rentables ne pouvaient se retrouver que dans les anorthosites du Complexe du Lac Doré. Dans cette optique, beaucoup de gabbros (au sens précis du terme) furent appelés anorthosites et, parfois, anorthosites gabbroïques.

Les principales caractéristiques des roches de la Zone anorthosique sont leur couleur blanche et leur texture très grenue; les plagioclases cumulus varient de quelques millimètres à 30 cm de diamètre. Dans chaque mine, on a tenté de corréler les différentes unités de la zone et on a inventé des termes descriptifs qui varient d'une unité à l'autre et d'une mine à l'autre. Malheureusement, on n'a pu établir une nomenclature et une stratigraphie applicable à toute la région. Le faciès le plus commun de la zone est une anorthosite-anorthosite gabbroïque très grenue, à plagioclase blanc cumulus de 1 à 3 cm de diamètre (figure 34). Les plages intercumulus comprennent de la chlorite magnésienne très pâle devenant de plus en plus foncée vers le sommet et du sphène de couleur ambre (figures 35 et 36). Un examen attentif en lumière solaire directe révèle que les gros grains originaux de bytownite et/ou de labrador sont remplacés par de l'albite ($An_0 - An_4$) et de la clinzoïsite (figure 37A). Le métamorphisme régional au faciès des schistes verts est strictement isochimique (si on exclut H_2O et CO_2) et les proportions albite/clinozoïsite reflètent la calcicité du plagioclase original. De la même façon, les chlorites intercumulus varient en composition en fonction des proportions Mg/Mg + Fe du pyroxène primaire. Dans certains cas, on reconnaît la texture poecilitique des chlorites et celles-ci montrent une orientation commune de grain à grain (figure 36). Les plagioclases de la Zone anorthosique ont des formes sphéroïdales, contrairement aux plagioclases des gabbros de la Série litée qui ont généralement une forme tabulaire et une granulométrie beaucoup plus fine, la moyenne des grains variant entre 2 et 4 mm. Cette différence reflète un processus de nucléation, cristallisation et sédimentation, et nous y reviendrons dans un chapitre ultérieur.

L'anorthosite originelle a été conservée à quelques endroits. Dans les carottes de forage de la compagnie Duvex, prélevées dans la baie Nepton, on note une anorthosite grise essentiellement constituée de cristaux de plagioclase (An_{80}) bordés par de petits grains de clinzoïsite (figure 37B). La détermination du plagioclase a été effectuée par J.R. Smith, au Laboratoire de Géophysique de Washington (Hess, 1960).

Le litage magmatique est très peu développé dans les zones anorthosiques, surtout lorsqu'on le compare à celui des roches sus-jacentes de la Série litée. À l'époque, on notait les variations de texture et de granulométrie d'un affleurement à l'autre. Les géologues oeuvrant dans les mines recherchaient des horizons qui, chimiquement ou mécaniquement, auraient pu contrôler la richesse et le volume des filons minéralisés. Dans le but d'identifier ces horizons, ils ont inventé des termes descriptifs tel que «anorthosite bréchique», «anorthosite tombale», «anorthosite à pois», «anorthosite gréseuse», «anorthosite à texture

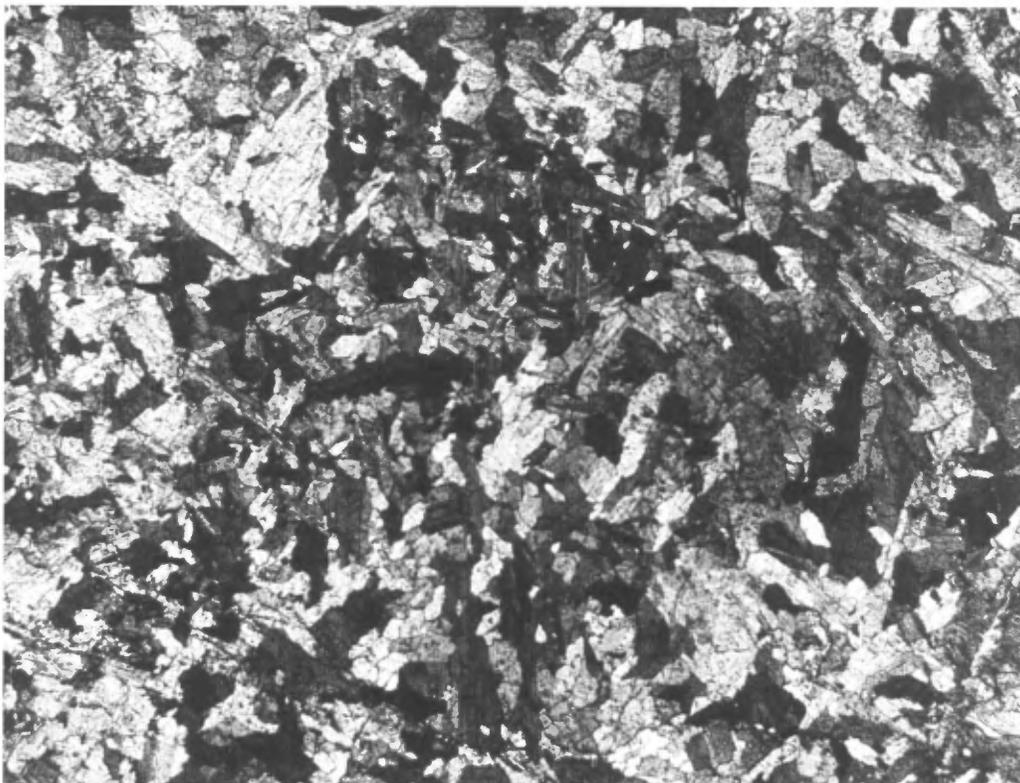


FIGURE 33 – Cornéenne anorthosique, au contact avec le Pluton de Chibougamau, constituée de clinozoïsite à texture granoblastique. Comparez avec la figure 37A, une roche de même origine qui n'a subi que le métamorphisme au faciès des schistes verts. Échantillon Duvex B. Champ de 8,8 mm.

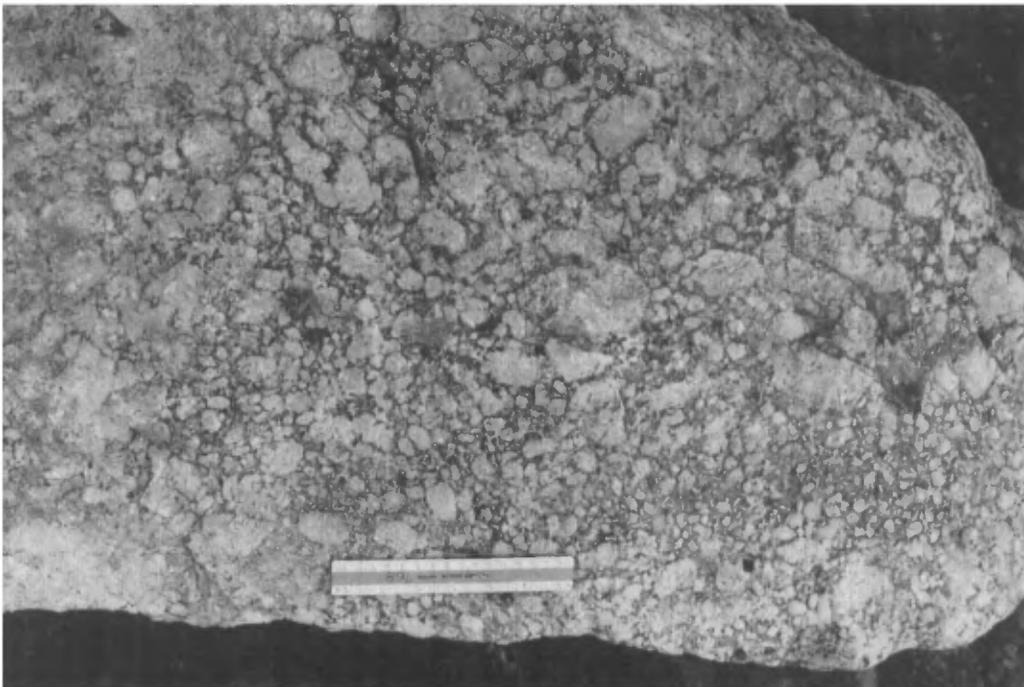
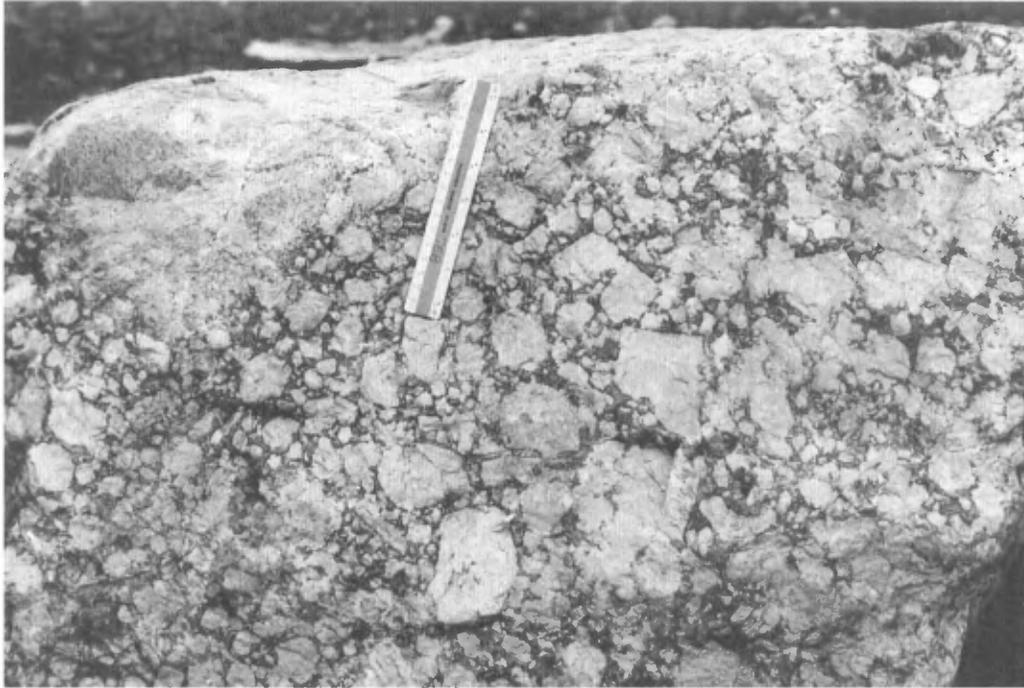


FIGURE 34 - Deux échantillons d'anorthosite de la Série inférieure. La texture très grenue de cumulat y est bien évidente: les cristaux cumulus de labrador sont remplacés par de l'albite et de la clinozoïsite blanche. Le pyroxène intercumulus est remplacé par des chlorites dont la couleur varie avec les rapports $Mg/Mg+Fe$ de la roche. Règle de 15 cm. Mine Kokko Creek, au lac Doré.

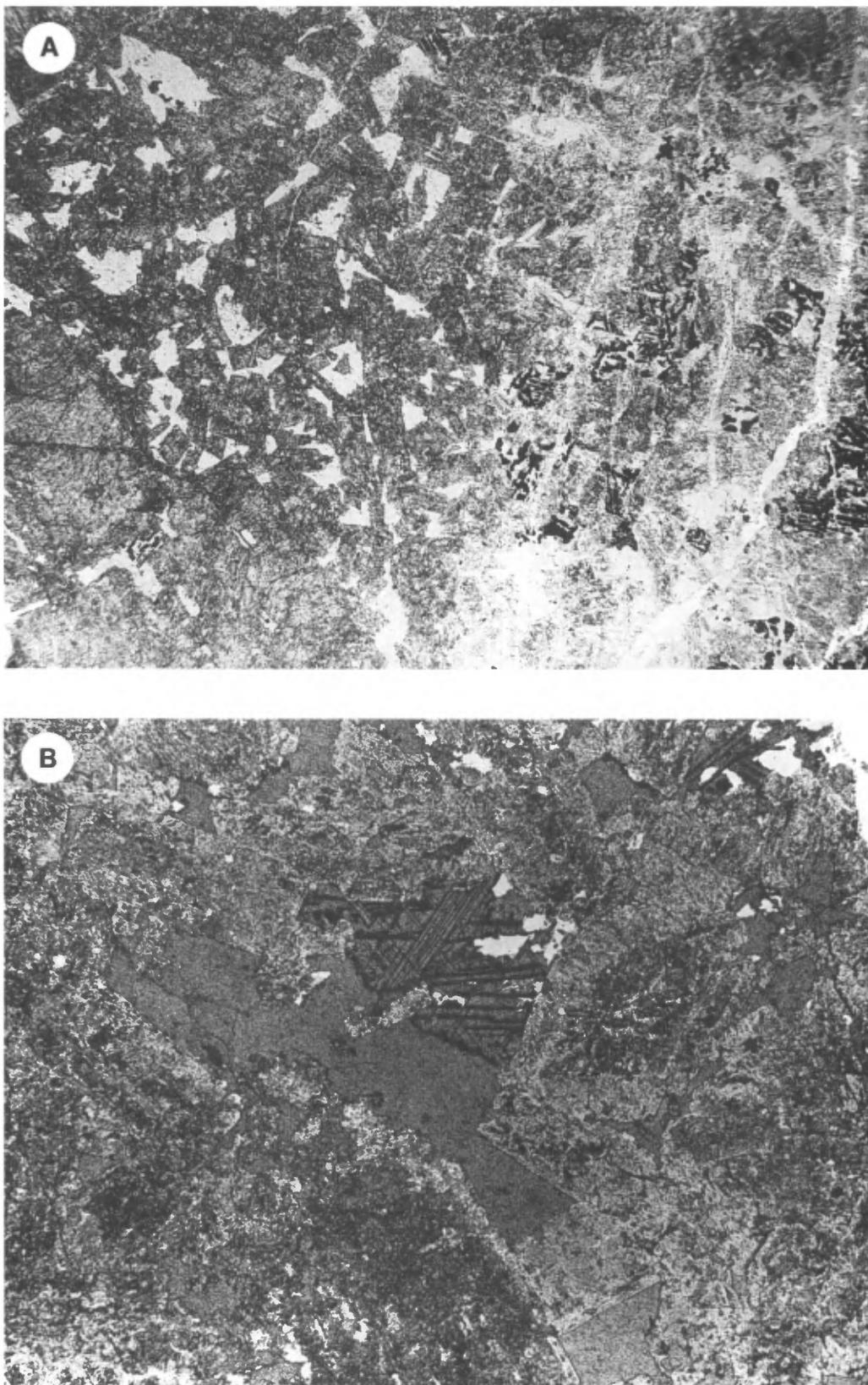


FIGURE 35 – Anorthosite gabbroïque contenant de la magnétite titanifère intercumulus. A - La chlorite donne des plages très pâles. La magnétite titanifère est remplacée par de la chlorite (grise) et les baguettes d'exsolution d'ilménite par du leucoxène (sphène peu cristallin). B - Détail de la même texture. La plage plus uniforme est de la chlorite intercumulus. Champ de 5,3 mm.

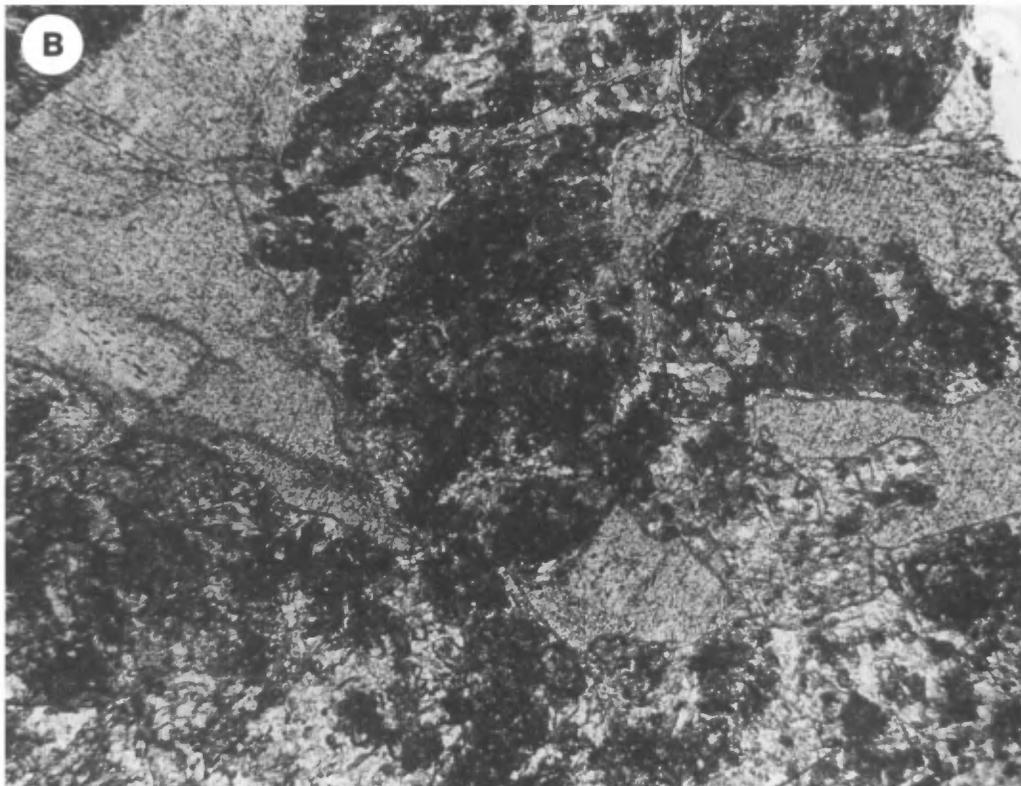
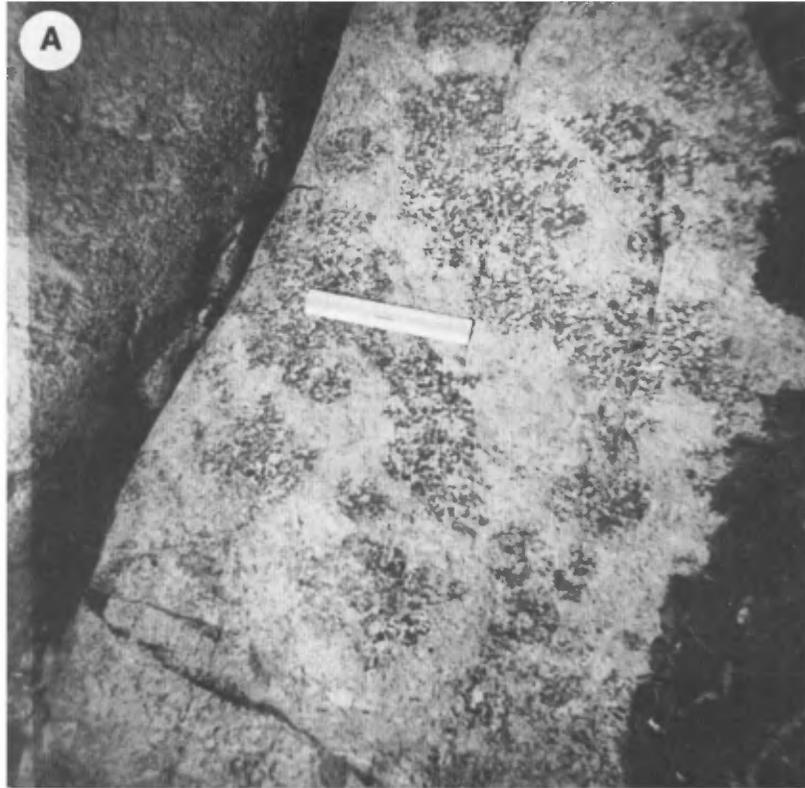


FIGURE 36 – Texture poecilitique dans l'anorthosite gabbroïque, canton de Rinfret. A - Le plagioclase est du labrador et le pyroxène à texture poecilitique est remplacé par de l'actinote. Règle de 15 cm. B - Les plages foncées représentent des plagioclases cumulus saussuritisés et les plages pâles de la chlorite magnésienne. Toutes les plages de chlorite conservent la même orientation optique que le pyroxène poecilitique primaire. Champ de 3,3 mm.

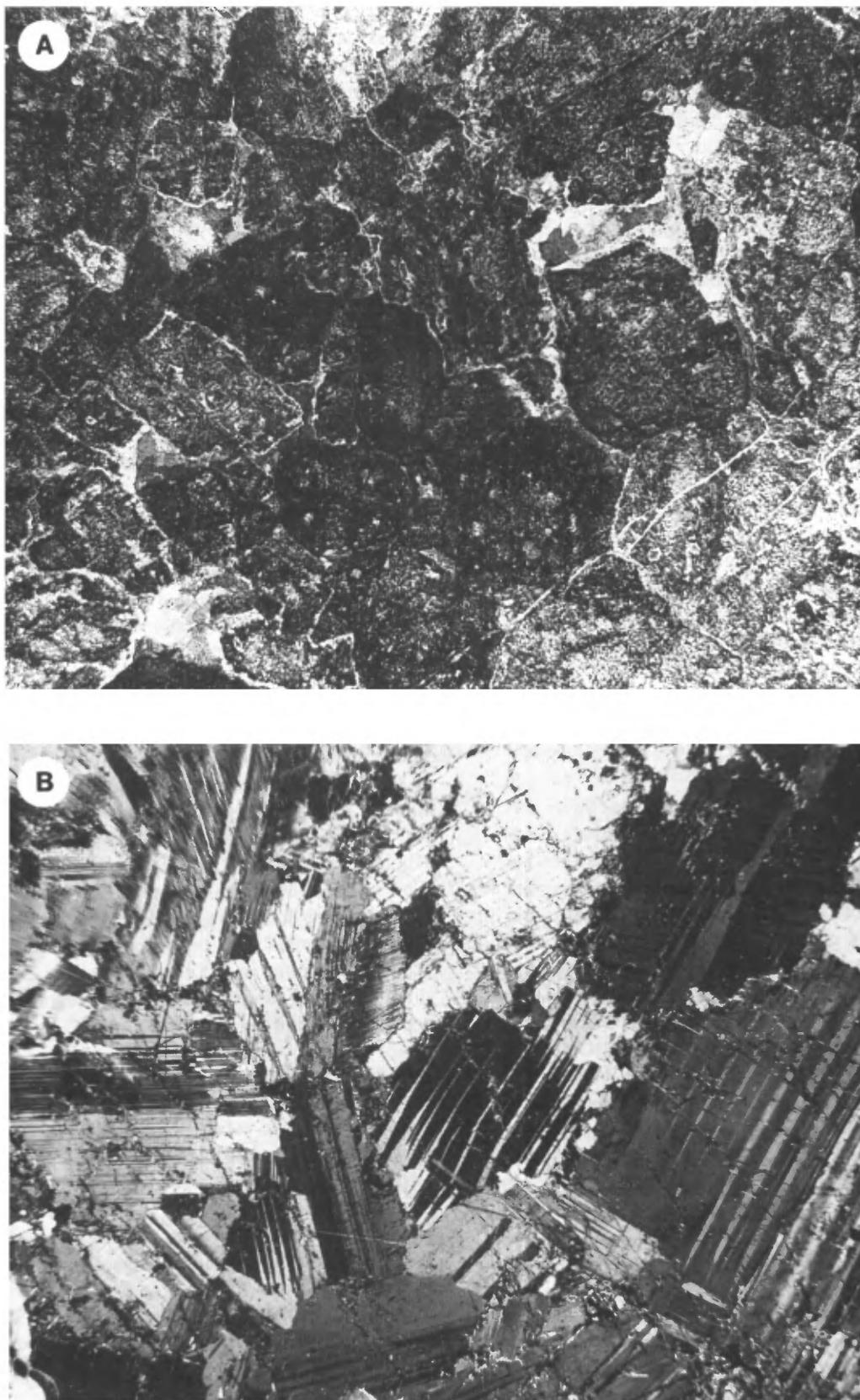


FIGURE 37 - Contraste entre l'anorthosite métamorphisée commune (en A) et non métamorphisée (en B). A - Influence des espaces intercumulus sur le passage des fluides métamorphiques. La couleur foncée est due à l'état peu cristallin de la poussière de clinozôisite qui remplace les plagioclases. Champ de 1,1 cm. B - Petites veinules d'albite (An_0) qui montrent une différence optique marquée avec la bytownite alors qu'elles sont en continuité optique en A. L'échantillon provient d'un sondage de la société Duvex. Champ de 16,5 mm.

inversée», etc. On n'a cependant pas trouvé de litage spectaculaire comme dans les roches de la Série litée.

À la fin des années 1960, de magnifiques exemples de litage magmatique ont été observés aux mines Copper Rand et Cedar Bay (figure 38A), de même que dans les galeries qui joignent (1) les mines Jaculet et Bateman Bay et (2) à la mine Henderson, les gisements Henderson I et S-3. Un litage magmatique a également été observé en surface, à la mine Kokko Creek (figure 38B). Ce litage s'exprime par des variations modales et/ou texturales; pratiquement inexistant dans la partie inférieure de la Zone anorthosique, il se développe de plus en plus vers le sommet. Son origine sera discutée au chapitre des «Problèmes lithologiques». Les réactions métamorphiques qui prennent place au sein de ces roches seront traitées dans le chapitre réservé au métamorphisme.

Sous-zone péridotitique

La sous-zone péridotitique fait partie de la Série inférieure du Complexe du Lac Doré. Malgré son épaisseur très limitée (± 5 m), on la retrace en divers points sur une distance de 6 km: sur une île du lac David, sur la rive sud-est du lac David (à l'entrée de la baie Berthe), sur la route 113, à 1 km à l'W de l'intersection avec la route 167, et dans une courbe de la route 167, au kilomètre 213. Le trou de sondage E-1 de Chibougamau Mining & Smelting, dans le canton d'Obalski à l'W du lac Water, a recoupé cette zone en entier, à un endroit où elle semble plus épaisse et produit une anomalie magnétique très nette.

Le litage rythmique y est bien développé (figure 39) et la surface des affleurements est «vérolée» suite à l'altération des carbonates et de la serpentine, minéraux peu résistants à l'intempérisme comparativement à la trémolite et à la magnétite. Les contacts entre les lits de péridotite et d'anorthosite sont graduels. La péridotite consiste en serpentine, chlorite et aiguilles de trémolite, de même qu'un peu de magnétite et de clinozoïsite en quantités variables. Les gros grains de plagioclase saussuritisés deviennent plus abondants à l'approche des lits anorthosiques. On trouvera deux analyses chimiques de ces roches au tableau 48.

Nous n'avons pas repéré cet horizon dans la partie orientale du flanc nord du complexe, ni sur le flanc sud (lacs Doré et Chibougamau), mais sa résistance très faible à l'érosion et son épaisseur très limitée le rendent sûrement difficile à identifier sous ces lacs. On trouve dans toutes les mines des roches vert foncé et noires, fortement cisailées, qui pourraient être des lambeaux de cette péridotite. Son potentiel en platinoïdes a fait l'objet de quelques analyses par Poitras (thèse de doctorat à l'UQAC, en cours). Des platinoïdes sont extraits d'un niveau riche en olivine dans la zone anorthosique du Complexe de Stillwater au Montana (Todd *et al.*, 1982).

SÉRIE LITÉE

La Série litée (figures 30 et 31) doit son nom à l'aspect bien stratifié de ses roches (figures 40 à 42). Elle est bien

développée sur tout le flanc sud du complexe et dans la partie occidentale du flanc nord. Elle renferme un tonnage considérable de magnétites vanadifères et titanifères (Allard, 1967; Allard & Assad, 1968; Kish, 1971; Avramtchev, 1975b; Gobeil, 1976), et elle se compare avec ce que Willemse (1969) appelle «Upper Zone» dans le Bushveld.

Sur le flanc sud, la stratigraphie détaillée de la Série litée (figure 30) a été établie dans les cantons de Rinfret et de Lemoine (Allard, 1967; Allard & Caty, 1969; Caty, 1970). Mawdsley & Norman (1935) n'ont fait que deux cheminements sur ce flanc sud et n'ont pas noté la présence de magnétites. Des levés de géophysique aéroportés effectués par Dominion Gulf en 1953 ont révélé une anomalie magnétique linéaire sur une distance de 25 km. La compagnie Jalore, subsidiaire de Jones & Laughlin Steel, a foré six trous en 1958 dans le canton de Rinfret; l'intérêt porté sur les magnétites pour leur contenu en fer a cependant été dissipé par leur haute teneur en TiO_2 . À la suite des travaux de Willemse (1966), présentés à la réunion de la Société géologique d'Amérique à San Francisco, une série d'échantillons de magnétites furent analysés pour le vanadium. Ces analyses (Allard, 1967; Allard & Assad, 1968) ayant révélé des teneurs économiques en vanadium, la Série litée fut alors jalonnée par le ministère des Richesses naturelles du Québec. Des sondages, des levés (cartographiques, géologiques et géophysiques) et des essais métallurgiques suivirent entre 1969 et 1983. Le Centre de recherches minérales du Ministère a fait de nombreux tests sur la rentabilité des diverses méthodes d'extraction du vanadium. Les résultats sont présentés dans Allard (1976a). Sur le flanc nord du complexe, une anomalie magnétique (figure 43) a été l'objet de sept forages effectués par Grand Chibougamau Mines en 1952 et de huit autres par Chibougamau Mining & Smelting en 1956. On y a trouvé des lithologies très semblables à celles rencontrées sur le flanc sud (cantons de Rinfret et de Lemoine), mais la teneur en vanadium n'y a pas été déterminée, à l'exception du trou C-8 repris par Allard en 1969 (tableau 56C).

La puissance de la Série litée et sa teneur en magnétite diminue d'est en ouest sur le flanc sud du Complexe. L'épaisseur exacte est difficile à déterminer à cause des nombreuses failles qui recoupent ce flanc et des plis qui l'épaississent localement; elle varie entre 450 et 1000 m dans le canton de Rinfret. Sur le flanc nord du Complexe, la Série litée a été étudiée au lac Caché par Baskin (1975). Il a employé l'abréviation NP_1 pour l'équivalent stratigraphique de la Zone P_1 , dans la partie occidentale de ce flanc. De la même façon, il a utilisé NP_2 et NP_3 pour des zones minéralogiquement et stratigraphiquement équivalentes à P_2 et P_3 .

Les hyporeliefs sont nombreux et fréquents dans la Série litée. On trouve très fréquemment des fragments provenant des lits inférieurs. Ces fragments, surtout des anorthosites et des gabbros anorthosiques, peuvent avoir jusqu'à 4 m de longueur et 2 m d'épaisseur (Allard, 1976a, p. 243).

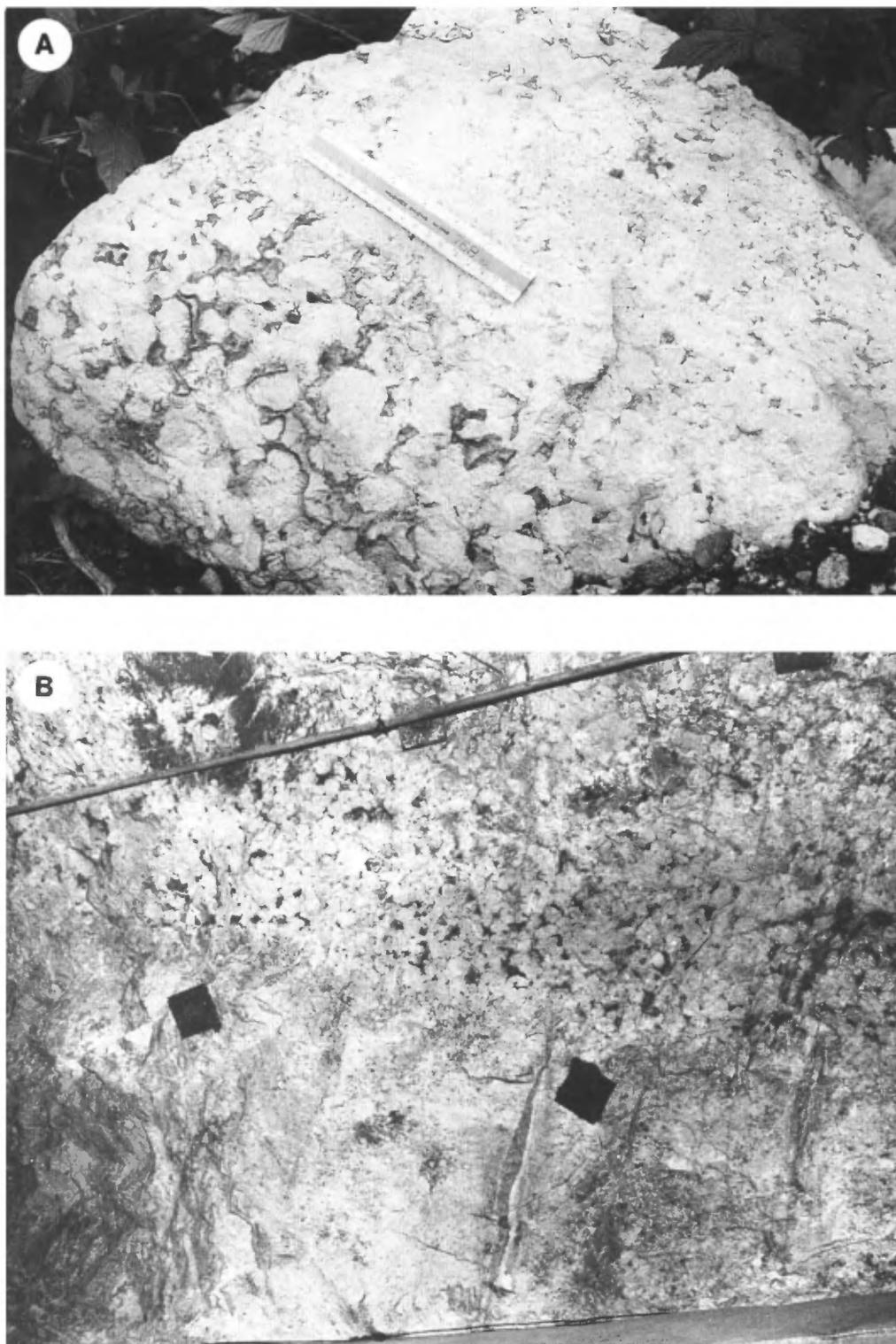


FIGURE 38 - Exemples de litage magmatique primaire dans l'anorthosite. A - Lit d'anorthosite-anorthosite gabbroïque à la mine Kokko Creek. La texture de cumulat est bien nette. Règle de 15 cm. B - Litage primaire dans l'anorthosite d'une galerie au 20e niveau de la mine Cedar Bay.



FIGURE 39 - Deux affleurements de la sous-zone péridotitique, sur la grève d'une île du lac David. Les bandes pâles sont des lits d'anorthosite et les bandes foncées, des lits de péridotite constitués de serpentine, trémolite, magnétite et carbonates.

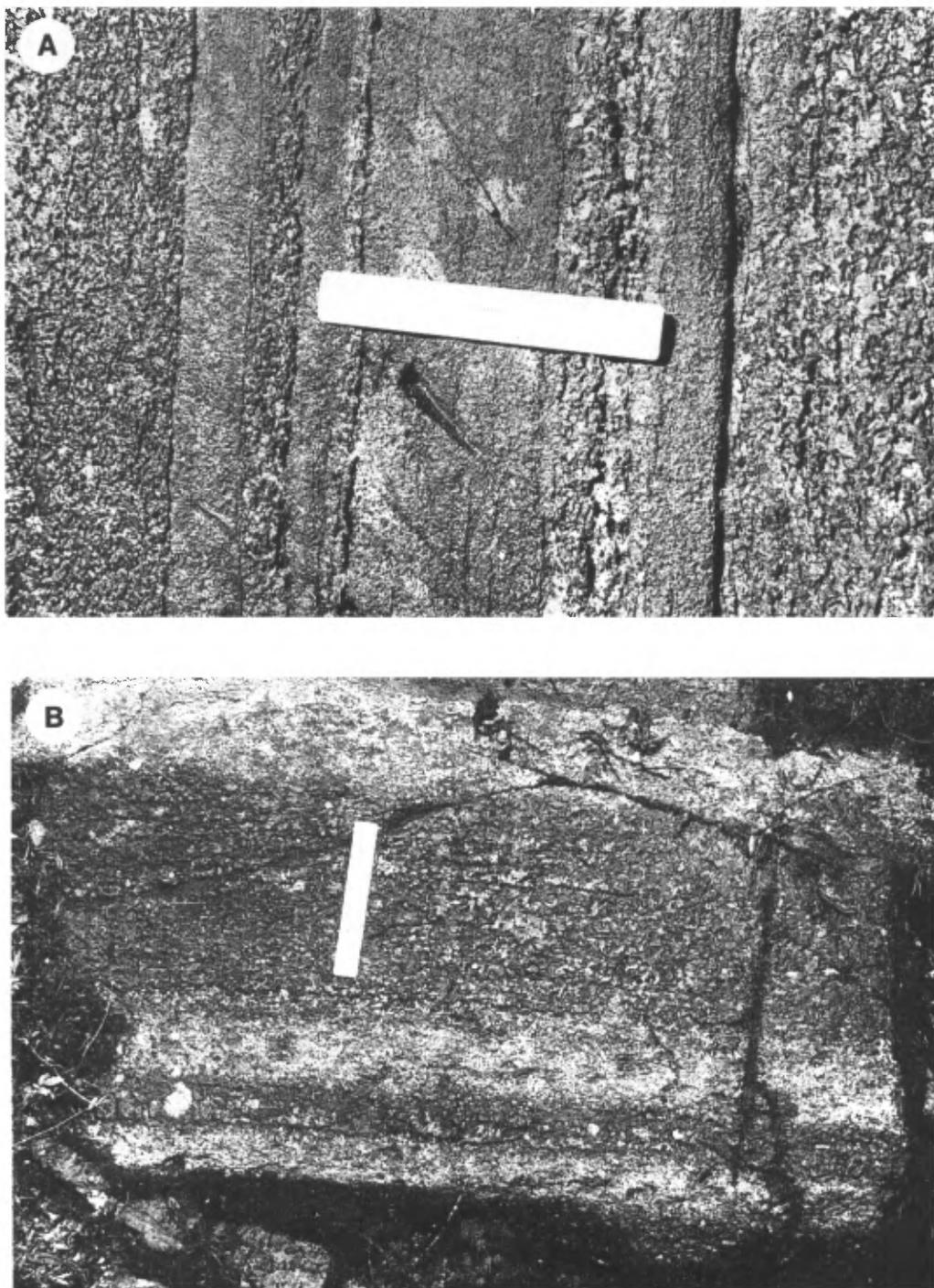


FIGURE 40 - Exemples de litage rythmique dans la Série litée (Zone P₁, canton de Rinfret). A - Les lits à surface lisse sont de la ferropyroxénite et les lits à surface irrégulière, de la magnétite. Règle de 15 cm. B - Les lits pâles sont du leucogabbro et les foncés de la magnétite. Notez l'anorthosite dans le lit inférieur de magnétite. Règle de 15 cm.

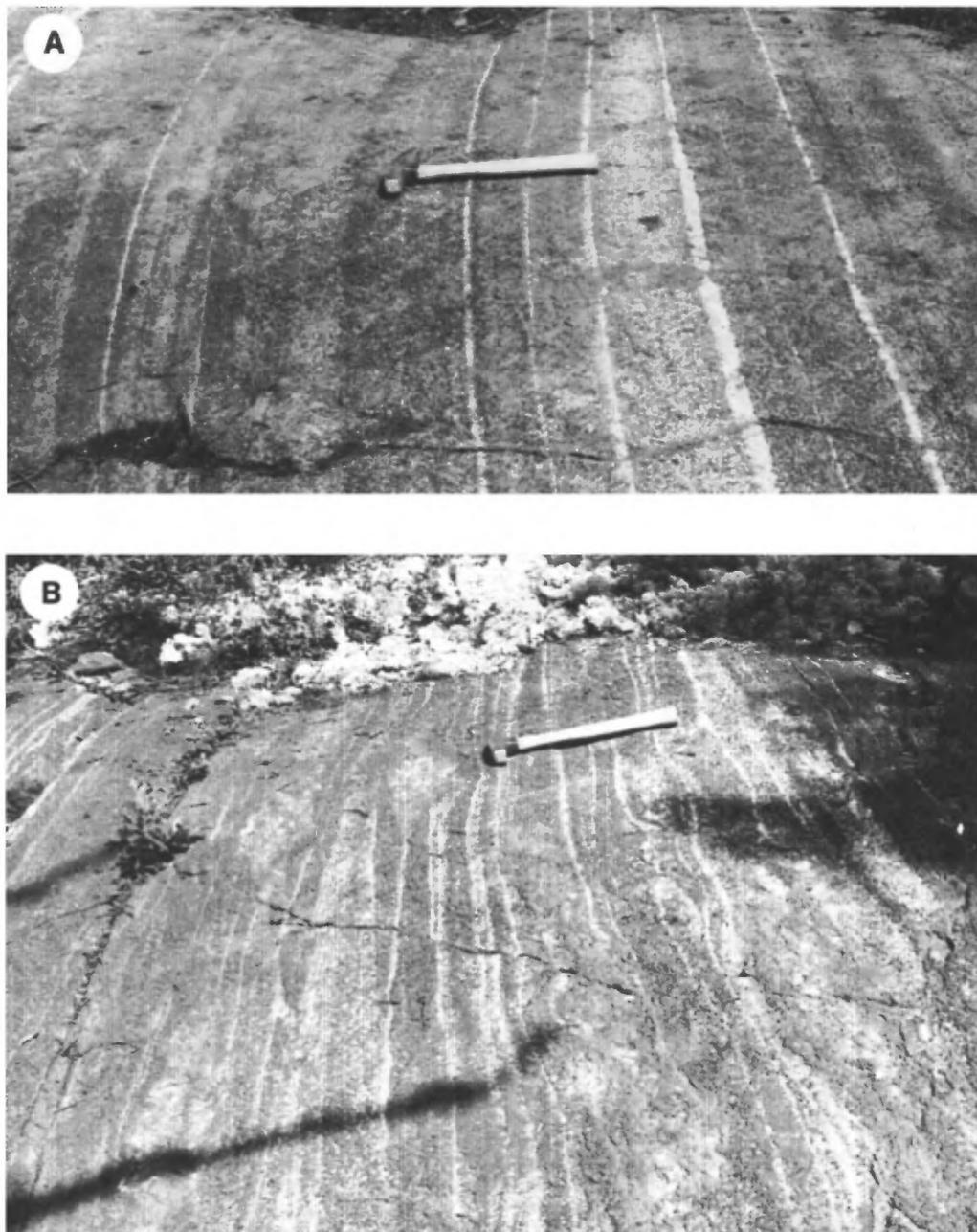


FIGURE 41 – Exemples de litage rythmique dans la Série litée (Zone P₂, canton de Rinfret). Les couches pâles sont des leucogabbros et les foncées, des ferropyroxénites magnétifères et des magnétites. Litage régulier en A, irrégulier en B.



FIGURE 42 - Litage rythmique dans la Série litée (Zone P₃, canton de Lemoine). A - Affleurement sur la route du lac Armitage. Les lits pâles sont du gabbro et les lits foncés, de la ferropyxénite. Le manche de la masse a 90 cm de longueur. B - Litage régulier. Les couches blanches sont des leucogabbros et les foncées, des ferropyxénites vert foncé. Le marteau fait 30 cm de longueur.

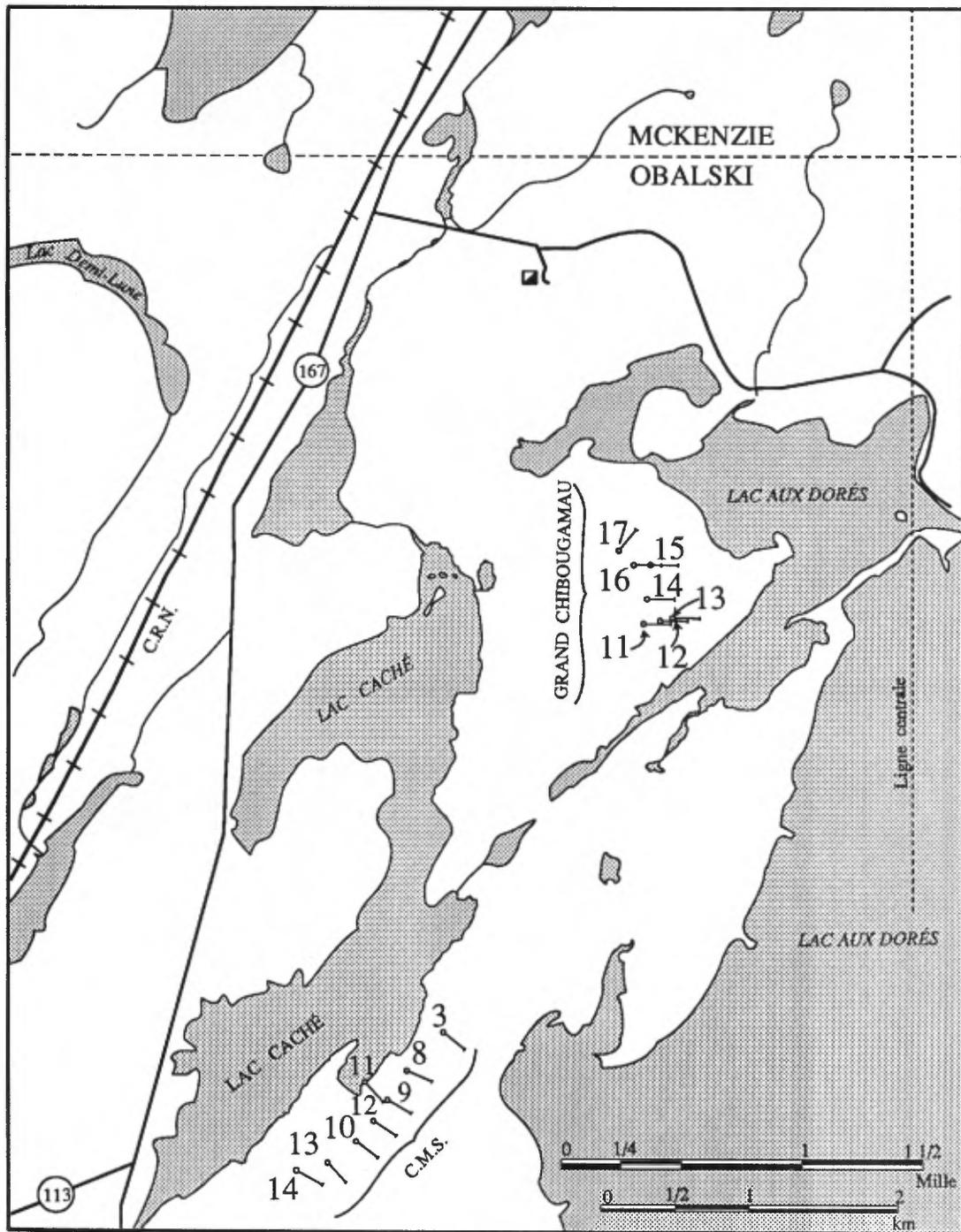


FIGURE 43 - Carte des trous de sondage de Grand Chibougamau et de Chibougamau Mining & Smelting (C.M.S) dans la Série litée, canton d'Obalski.

Sur le cheminement CGI⁽³⁾ dans la Zone P₁, on peut remarquer un fragment de gabbro anorthosique laissant voir de belles figures de charge sur les magnétites et les gabbros à magnétite (figure 44A). Les fragments blancs d'anorthosite dans la magnétite sont naturellement plus faciles à repérer que les autres types de fragment (figure 40B). Des stratifications obliques (figure 45) ont été observées à quelques endroits, de même que des figures de charge (figures 50 et 51) et des plis d'écoulement (figure 46).

Nous pouvons reconnaître cinq zones au sein de la Série litée sur le flanc sud du complexe.

Zone P₁

La Zone P₁ est à la base de la Série litée. Elle varie entre 30 et 90 m d'épaisseur et son importance économique réside dans le fait qu'elle est la seule à contenir des teneurs économiques en vanadium. Son contact avec la Zone anorthosique de la Série inférieure est franc et abrupt: les gabbros anorthosiques grenus de la partie supérieure de cette série contiennent des couches centimétriques riches en magnétite fine. Ces magnétites, très riches en vanadium, sont les précurseurs de celles de la Zone P₁.

Un changement brusque de la granularité et de la composition modale marque le début de P₁: les anorthosites à gros plagioclases plus ou moins sphériques font place à des roches bien litées, riches en ferropyroxène et/ou magnétite, où le plagioclase se présente en tablettes de 2 à 3 mm de longueur et 1 ou 2 mm d'épaisseur. Le parallélisme entre les ferropyroxènes et les plagioclases produit une foliation magmatique primaire caractéristique (figure 47).

La Zone P₁ est constituée de couches de ferrogabbro leucocrate, de ferrogabbro à magnétite, de ferropyroxénite⁽⁴⁾, de ferropyroxénite à magnétite et de magnétites. À l'intérieur d'une tranchée dans le canton de Rinfret, on a compté 289 couches différentes, dont plusieurs pourraient encore être subdivisées de nouveau.

Les contacts entre les couches varient de nets sur les deux côtés à net sur un seul côté, à graduel sur l'un et/ou l'autre côté et à net sur un côté mais graduel sur l'autre. Deux contacts graduels produisent, au centre d'une couche, un horizon riche en magnétite.

Les couches gabbroïques ont une couleur jaune verdâtre, causée par l'épidote ferrifère, qui contraste avec la clinzoïsite blanche des anorthosites (pauvres en fer). Les lits de magnétite sont noirs et les couches de ferropyroxénite varient de vert foncé lorsque riches en ferrochlorite et ferropargasite, à vert plus pâle lorsque riches en ferroactinote. Sur la surface glaciaire polie, on constate que la texture de cumulat est parfaitement conservée en dépit des trans-

formations minéralogiques intenses qu'ont connues ces roches. Les détails de la minéralogie métamorphique seront présentés au chapitre du métamorphisme. Le tableau 49 donne les analyses modales de la Zone P₁.

Les analyses chimiques présentées aux tableaux 50, 51, 52A, 52B, et 54 donnent un excellent aperçu de la chimie de la Zone P₁. Les échantillons en vrac traités par IRSID (tableau 50) proviennent surtout du centre de la zone. L'analyse du trou de sondage MRNQ-12 (tableaux 52A et 52B) donne une analyse pondérée de toute la Zone P₁. On peut déduire les quantités en plagioclase et pyroxène de ces roches en considérant les proportions de SiO₂, Al₂O₃, MgO et CaO.

Des centaines d'échantillons ont été analysés au cours des années 1967 à 1980, en procédant par les étapes suivantes: détermination initiale du contenu en Fe et TiO₂; broyage subséquent d'une partie de l'échantillon à 200 ou 325 mailles et passage au tube Davis pour la production d'un concentré magnétique; analyse de ce concentré pour Fe, TiO₂, V₂O₅ et P₂O₅. L'importance accordée au broyage s'explique par le fait qu'il libère une certaine quantité de grains d'ilménite et qu'il nettoie les grains de magnétite des fines inclusions de chlorite, d'épidote et d'albite (tableaux 50, 53 et 55).

Les variations chimiques les plus importantes dans la Zone P₁ sont la diminution graduelle de la teneur en vanadium vers le sommet et l'augmentation concomitante du TiO₂ (figures 48 et 49). Ces changements sont identiques à ceux que rapportent Willemse (1969) et Molyneux (1970) au Bushveld.

Les tableaux 56A, 56B et 56C présentent les analyses obtenues des carottes de sondage aux environs du lac Caché, sur le flanc nord du complexe.

Zone A₁

La Zone A₁ est constituée d'une anorthosite gabbroïque très semblable à celle de la Série inférieure. Elle a une puissance de 6 à 45 m. À certains endroits, on note des indices de litage et de texture poecilitique. Quelques analyses chimiques sont fournies aux tableaux 57A et 57B et les analyses modales, au tableau 58.

Le contact supérieur de la Zone A₁ est particulier. La surface très irrégulière de ce dernier contraste avec les lits très continus et réguliers de magnétite et de gabbro dans les Zones P₁, P₂ ou P₃ (figures 40 à 42). Ce type de contact est typique de tous les passages anorthosiques ne formant pas de zones particulières au sein de la Série litée. La granulométrie et la morphologie des plagioclases cumulus dans cette zone contribuent probablement pour beaucoup à cette surface irrégulière et ondulée. La sédimentation magmatique de la zone susjacent (P₂) a provoqué la décantation des grains de plagioclase et de magnétite beaucoup plus petits et réguliers que ceux de la Zone A₁. Les premières couches de la Zone P₂ ont donc eu tendance à remplir les irrégularités à la surface de la Zone A₁ (figure 44B), et les couches suivantes, à se

3. CGI - Cheminement préparé à l'occasion du 24^e Congrès géologique international (Allard *et al.*, 1972).

4. On remarquera l'emploi du terme ferropyroxénite, où le préfixe «ferro» est très important. La pyroxénite classique des pétrographes est une roche riche en magnésium, associée aux dunités et péridotites à la base des complexes stratiformes et des complexes ophiolitiques. La pyroxénite qu'on retrouve près du sommet de ces complexes étant riche en fer, on la distingue de la précédente par l'emploi du préfixe «ferro».

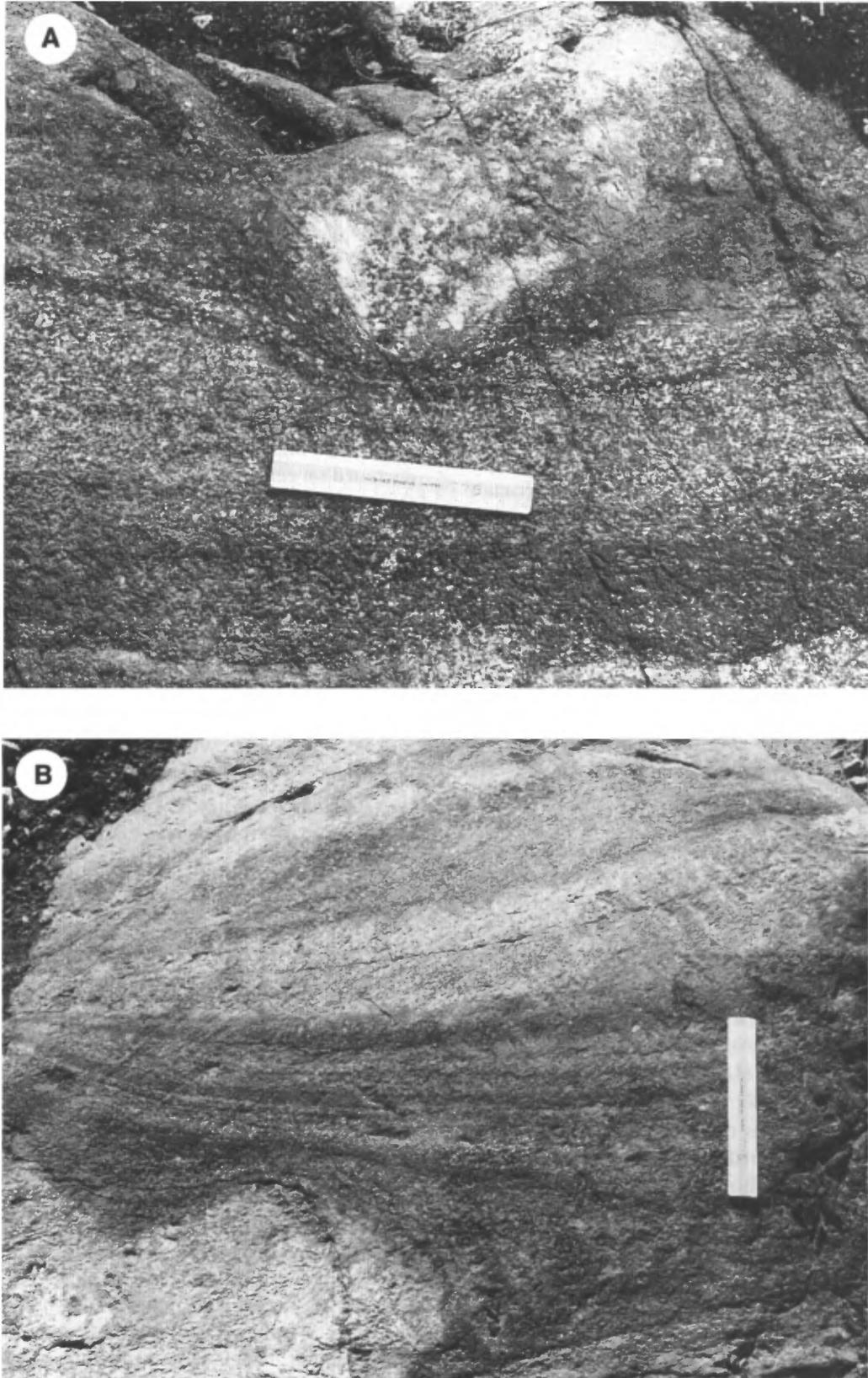


FIGURE 44 – Affleurements de la Série litée (Zone P1). A - Bloc de gabbro anorthositique dans la magnétite et le méta-gabbro à magnétite. On voit bien l’empreinte de charge du bloc qui a pincé le lit de magnétite encore plastique lors de son emplacement. Règle de 15 cm. Cheminement CGI. B - Surface irrégulière d’un lit d’anorthosite gabbroïque recouverte de lits de magnétite qui deviennent très réguliers après avoir rempli les dépressions. Ce phénomène se répète à tous les endroits où on retrouve des couches de magnétite.

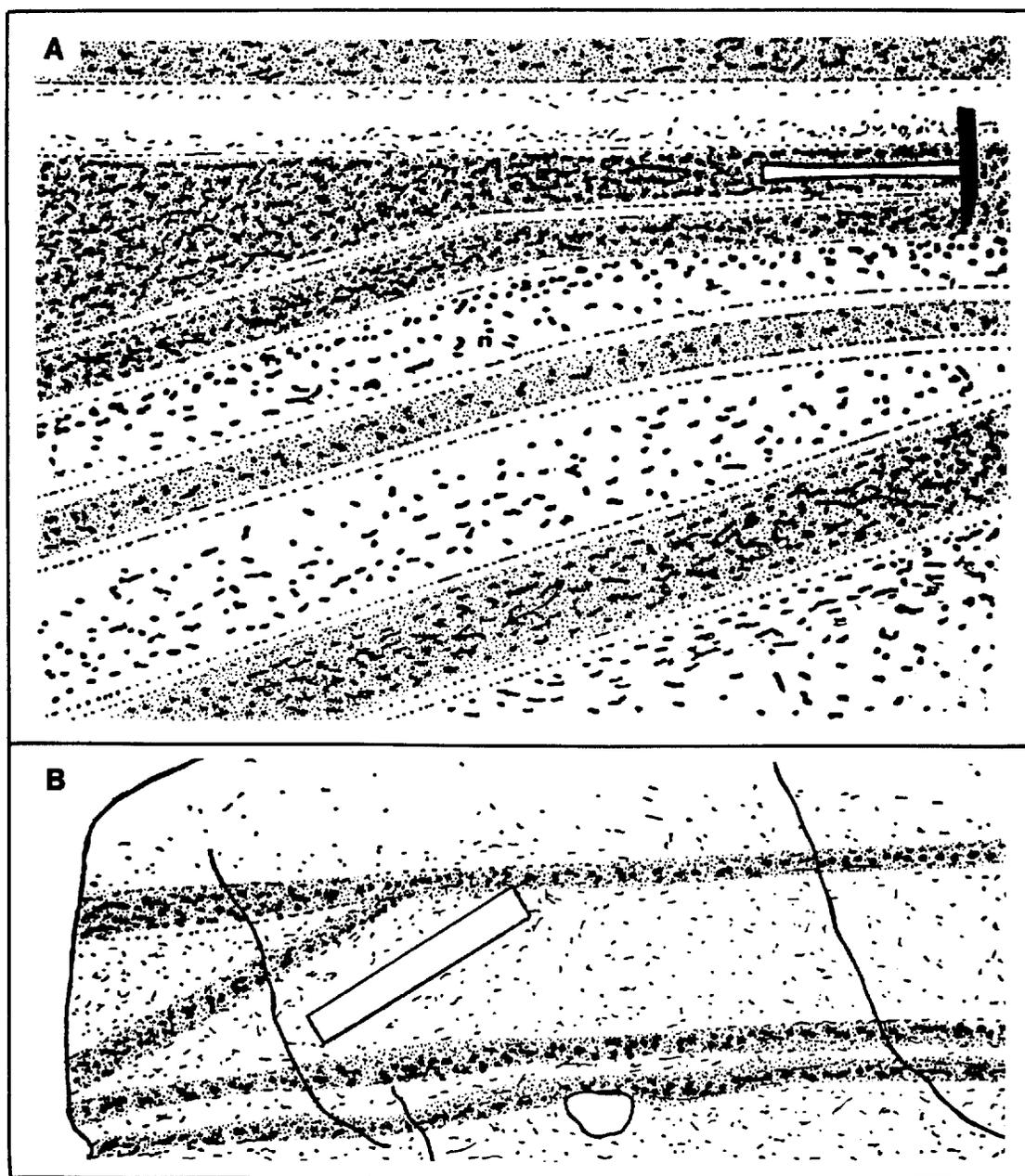
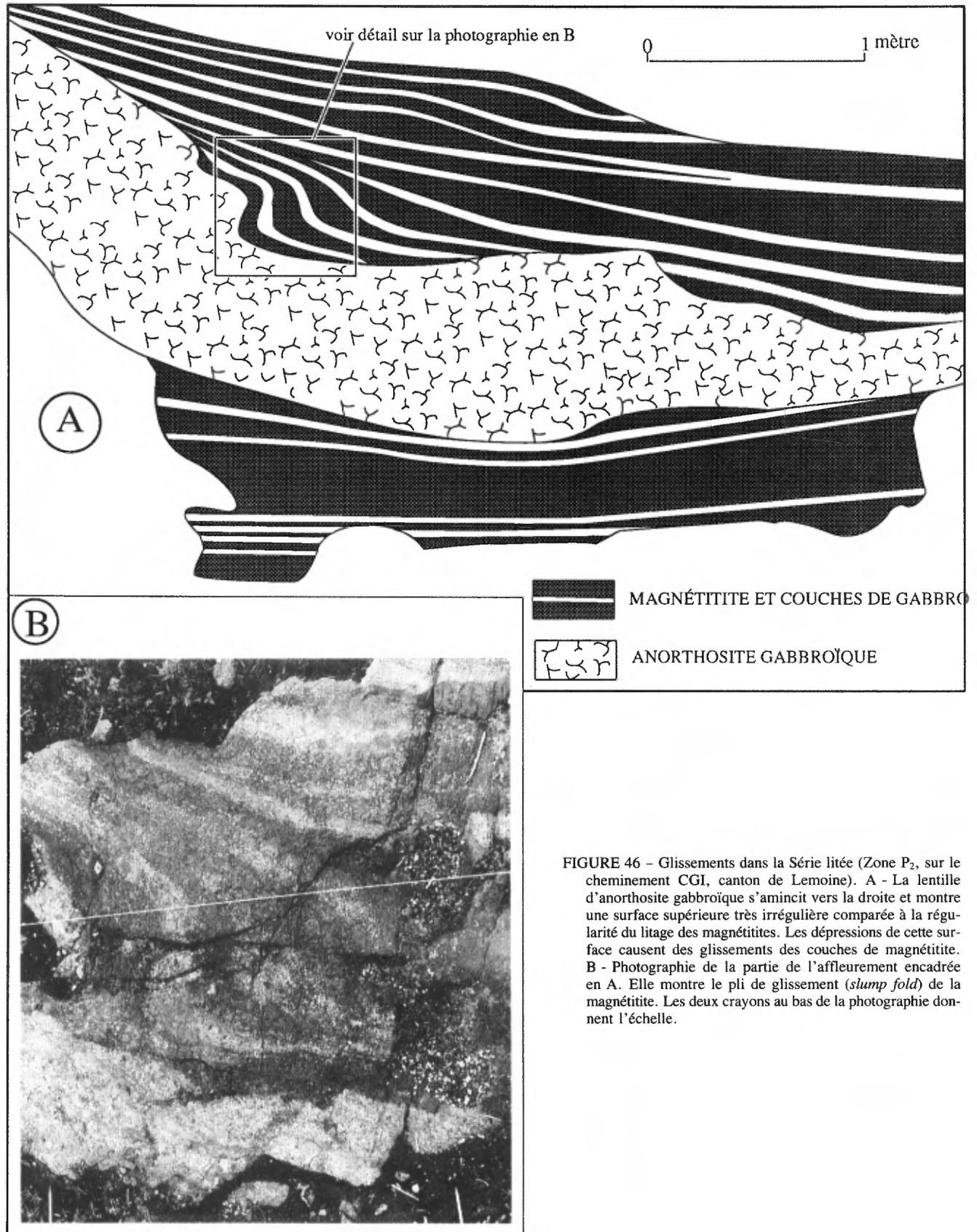


FIGURE 45 - Stratification entrecroisée dans la Série litée. A - Magnétite (trame) et gabbro à magnéte. Affleurement sur le sentier principal conduisant au gisement de vanadium, à 822 m à l'est de la ligne de canton Rinfret-Lemoine. B - Gabbro et gabbro à magnéte. Règle de 15 cm. Esquisse réalisée à partir de diapositives.



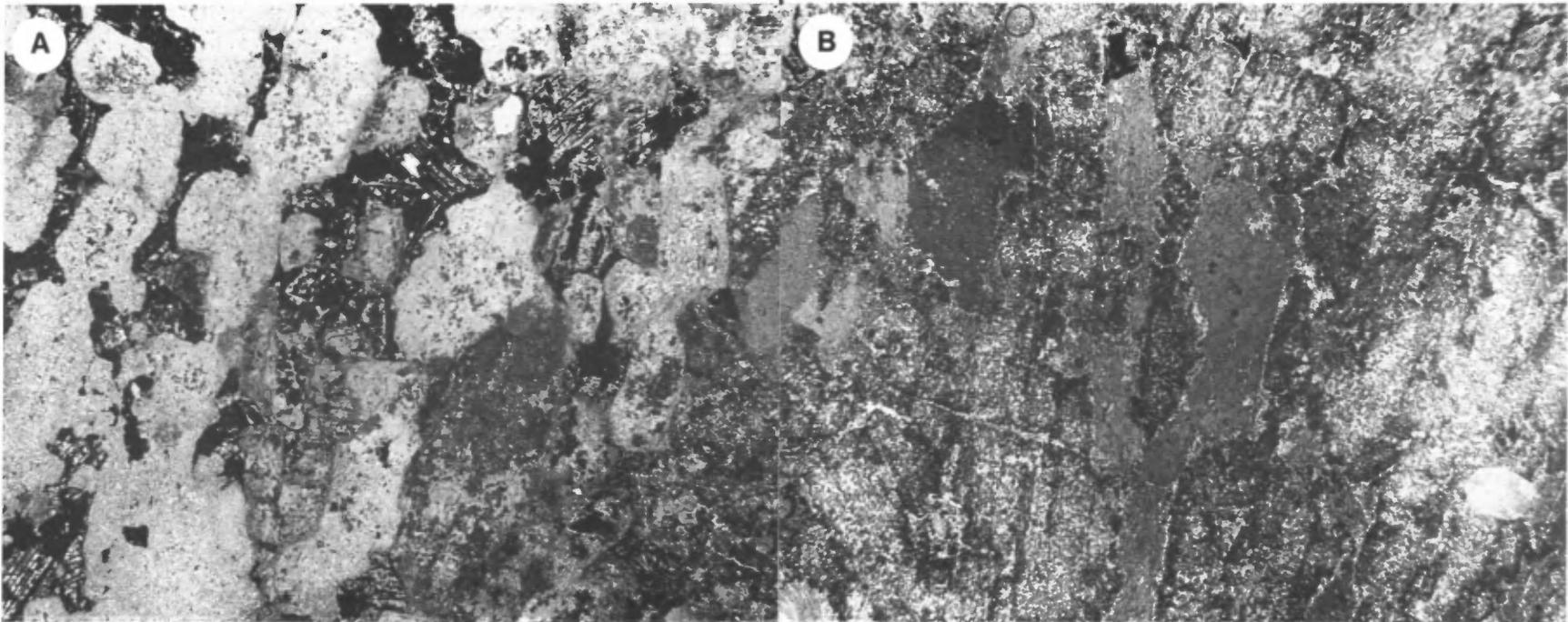


FIGURE 47 - Foliation primaire dans la Zone P₁. Contact graduel entre la ferroproxénite à magnétite (en A) et le gabbro (en B). Champ de 2,5 cm. A - Des reliquats de pyroxène sont préservés au coeur des amphiboles (ferroactinotes). On reconnaît facilement la texture d'exsolution dans la magnétite titanifère, celle-ci étant remplacée par de la ferrochlorite et des traces de carbonate. Les lamelles noires d'ilménite ont un liséré de petits grains de sphène. B - L'allongement des tablettes de plagioclase et de pyroxène produit une bonne foliation magmatique parallèle au litage. La hornblende accompagne l'albite et la saussurite (épidote).

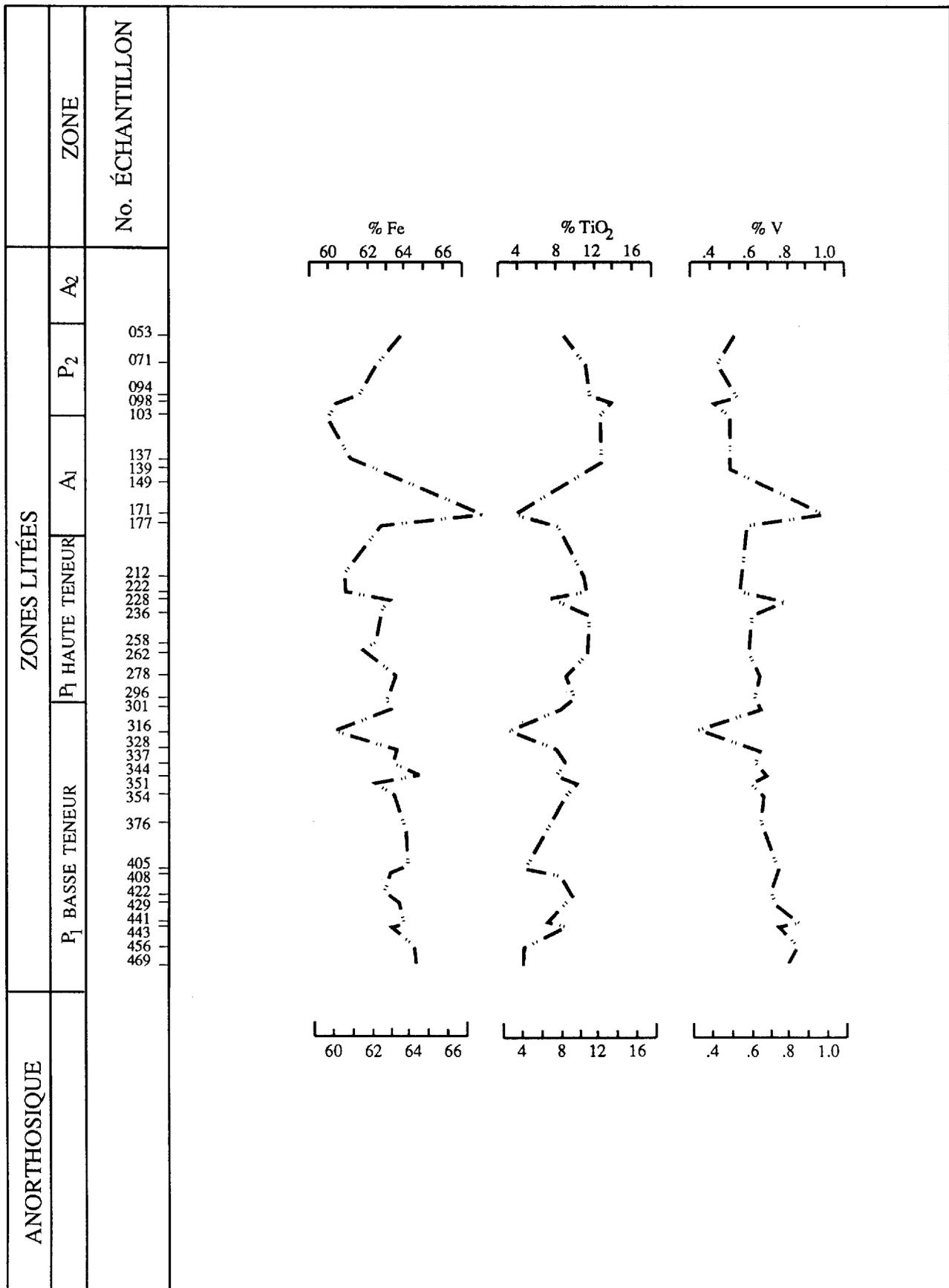


FIGURE 48 - Variation des teneurs Fe-TiO₂-V dans les Zones P₁ à P₂ de la Série litée. Forage Jalore no 1, dans le canton de Rinfret. Tiré de Caty, 1970, page 117.

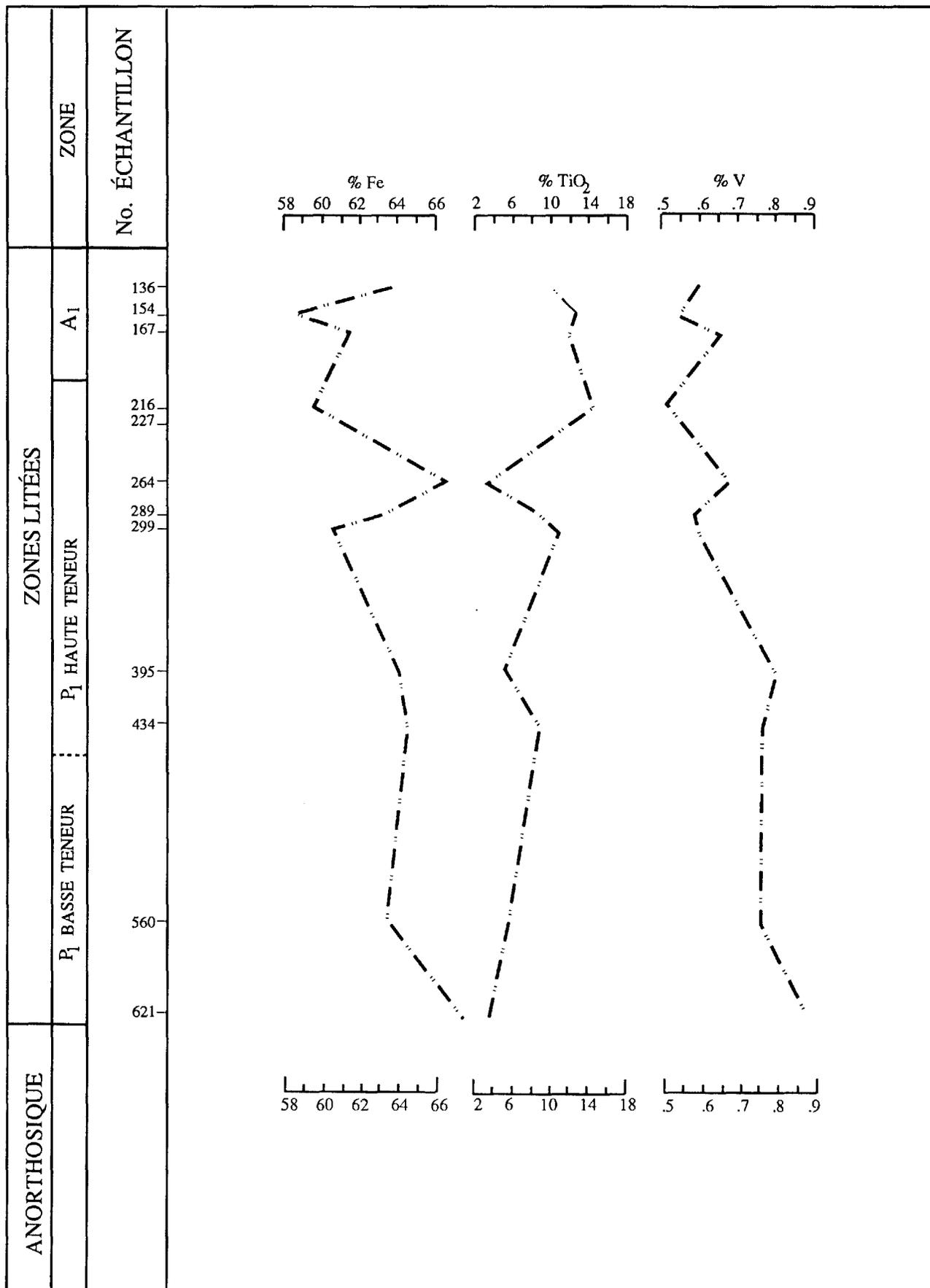


FIGURE 49 - Variation des teneurs Fe-TiO₂-V dans les Zones P₁ et A₁ de la Série litée. Forage Jalore no 2, dans le canton de Rinfret. Tiré de Caty, 1970, page 118.

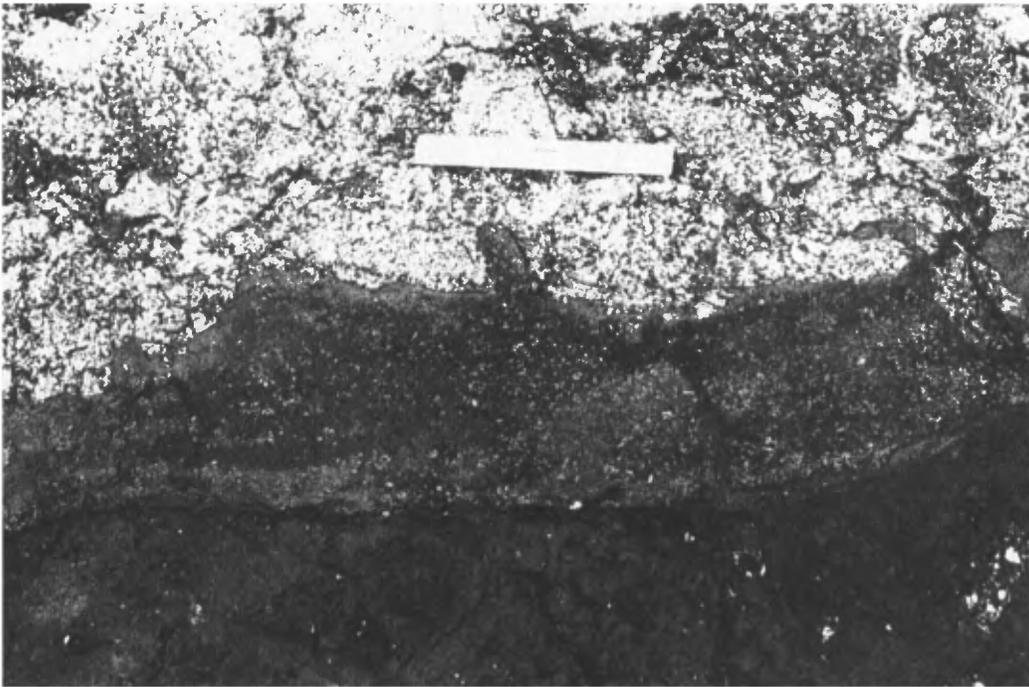


FIGURE 50 – Figures de charge dans la Zone P₂, (cheminement GCI, canton de Lemoine). Dans les deux cas, les magnétites à grains fins encore plastiques ont été surchargées d'anorthosite gabbroïque très grenue. Les lits de magnétite, sous l'effet de la charge, ont débordé dans le lit supérieur. On reconnaît, à l'orientation des baguettes de plagioclase, l'impossibilité de créer ces figures par sédimentation gravitationnelle normale ou par courants de convection parallèles au litage. Règle de 15 cm.

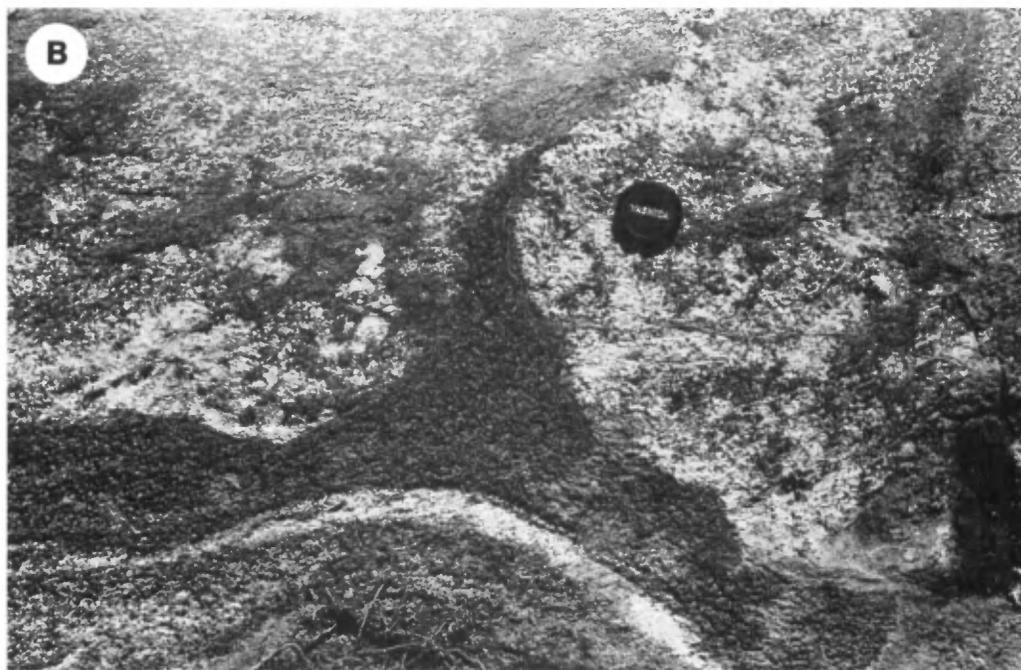


FIGURE 51 - Zone P₂, canton de Rinfret. A - Magnétite, gabbro à magnétite et minces couches anorthosiques à gauche, en lits réguliers et bien définis. Gabbro anorthosique grenu à droite, sans litage apparent. Notez la figure de charge (*load cast*) sous le balai. B - Détail de la figure de charge en A.

déposer d'une façon régulière et rectiligne sur des longueurs de plusieurs mètres. Là où la surface de la Zone A₁ s'est avérée trop irrégulière, les lits de magnétite de la Zone P₂ se sont déposés sur des pentes instables, provoquant des plis de glissement (figure 46). Ces observations suggèrent une sédimentation magmatique gravitationnelle normale pour la Série litée. On aurait de la difficulté à expliquer ces phénomènes par une cristallisation *in situ* ou par des convections charriant les grains parallèlement à la surface de cristallisation.

Zone P₂

La Zone P₂, d'une épaisseur de 9 à 60 m, ressemble fortement à la Zone P₁ sauf que les teneurs en vanadium y sont plus faibles. On y retrouve les mêmes lithologies et caractères sédimentaires (figures 40 et 51). Son contact avec la Zone A₁ est très irrégulier, comme on vient de le décrire. Le ferrogabbro et la magnétite prédominent dans sa partie inférieure alors que la ferropyroxénite et la magnétite marquent sa partie supérieure.

La minéralogie métamorphique de cette zone, très proche de celle de P₁, sera discutée au chapitre du métamorphisme. Des analyses modales de la zone sont fournies au tableau 59.

Très peu de sondages ayant été réalisés dans cette zone, on en connaît très mal la composition chimique (tableau 60). Les données de la figure 48 indiquent cependant que la teneur en vanadium est plus faible que dans la Zone P₁ et que les teneurs en fer et en titane y sont plus importantes.

On peut conclure que la tendance établie dans la Zone P₁ se poursuit dans la Zone P₂, soit une diminution marquée de la teneur en vanadium et une augmentation concomitante de la teneur en TiO₂ vers le sommet (figures 48 et 49).

Zone A₂

La Zone A₂ est formée de roches ressemblant grandement à celles de la Zone A₁. Ce sont des anorthosites gabbroïques et des gabbros anorthosiques renfermant de petites quantités de quartz interstitiel. Cette zone varie de quelques mètres à 450 m, mais cette dernière valeur est probablement exagérée et peut s'expliquer par une répétition le long de la faille directionnelle qui passe par le lac Laugon (canton de Rinfret).

Les cristaux cumulus de plagioclase sont grenus et plus ou moins ronds. Ils sont remplacés par l'albite et la clinzoïsite-épidote. L'actinote et la chlorite remplacent le pyroxène. Quelques grains de sphène et de quartz se retrouvent en position d'intercumulus.

Caty (1970) rapporte quelques analyses modales (tableau 61); les analyses chimiques sont présentées au tableau 62.

Zone P₃

La Zone P₃ est beaucoup plus épaisse que les Zones P₁ et P₂ (180 à 360 m), mais l'absence de sondages en limite la connaissance. Elle est constituée de ferropyroxénite vert foncé interlitée avec de minces couches de ferrogabbro. La granulométrie est plus fine que dans les Zones P₁ et P₂; cependant, quelques bancs irréguliers de gabbro anorthosique, près de la base de la zone, ont la texture grenue commune à ces roches. Tout comme dans les autres zones de la Série litée, le litage magmatique rythmique est omniprésent.

Cette roche ne contient pas de magnétite mais donne, à l'analyse, des valeurs atteignant plus de 30 % en FeO; c'est donc dire que les ferropyroxènes primaires (Baskin, 1975) et les amphiboles et chlorites métamorphiques qui les remplacent (Kline, 1984a, 1984b) sont particulièrement riches en fer. Une analyse (71-133) au tableau 63B donne 36,4 % de FeO et Fe₂O₃ combinés; comme l'échantillon ne contient que 1,5% de TiO₂, la quantité de fer fournie par l'ilménite est très minime. Son analyse normative donne beaucoup de ferrosilite et un rapport Fe/Fe + Mg de 85,8 %.

Les roches de la Zone P₃ ressemblent aux formations de fer pour ce qui est de leurs réactions métamorphiques (discutées au chapitre du métamorphisme). Elles sont constituées (tableau 64) de ferrochlorite, ferroactinote, ferropargasite, cummingtonite, grunérite, épidote, ilménite et apatite; près du sommet, où il y a transition graduelle au granophyre sodique, on rencontre du quartz. Les minéraux métamorphiques conservent bien leur texture de cumulus et remplacent la fayalite, la ferroaugite et le ferrohypersthène. L'ilménite et l'apatite ne sont généralement pas affectées par le métamorphisme, sauf dans quelques roches où un liséré de sphène entoure certains grains d'ilménite.

La Zone P₃ comprend une sous-zone à ilménite et ferrosilicates, une sous-zone à ilménite et apatite, et une sous-zone à quartz. La sous-zone à ilménite et ferrosilicates est une roche d'un vert bouteille caractéristique et d'une épaisseur variant de 60 à 240 m. La ferropyroxénite y est interlitée avec de minces couches de ferrogabbro et le litage magmatique y est bien développé et très régulier (figure 42). On y remarque beaucoup moins de fragments que dans la ferropyroxénite de la Série inférieure et que dans la partie inférieure (P₁) de la Série litée. La teneur en ilménite varie de 5 à 15 %.

La sous-zone à ilménite et apatite (figure 52A) ressemble beaucoup à la précédente, sauf qu'elle contient jusqu'à 15 % d'apatite. Cette est associée à l'ilménite en position intercumulus et se présente en cristaux relativement idiomorphes d'un blanc laiteux suite à leur altération. La sous-zone à ilménite et apatite a à peu près la même épaisseur que la sous-zone précédente. On la reconnaît à la présence d'un champignon (fungus) gris sous la mousse qui recouvre l'affleurement. Cette espèce végétale semble devoir sa croissance à la haute teneur en phosphore de la roche.

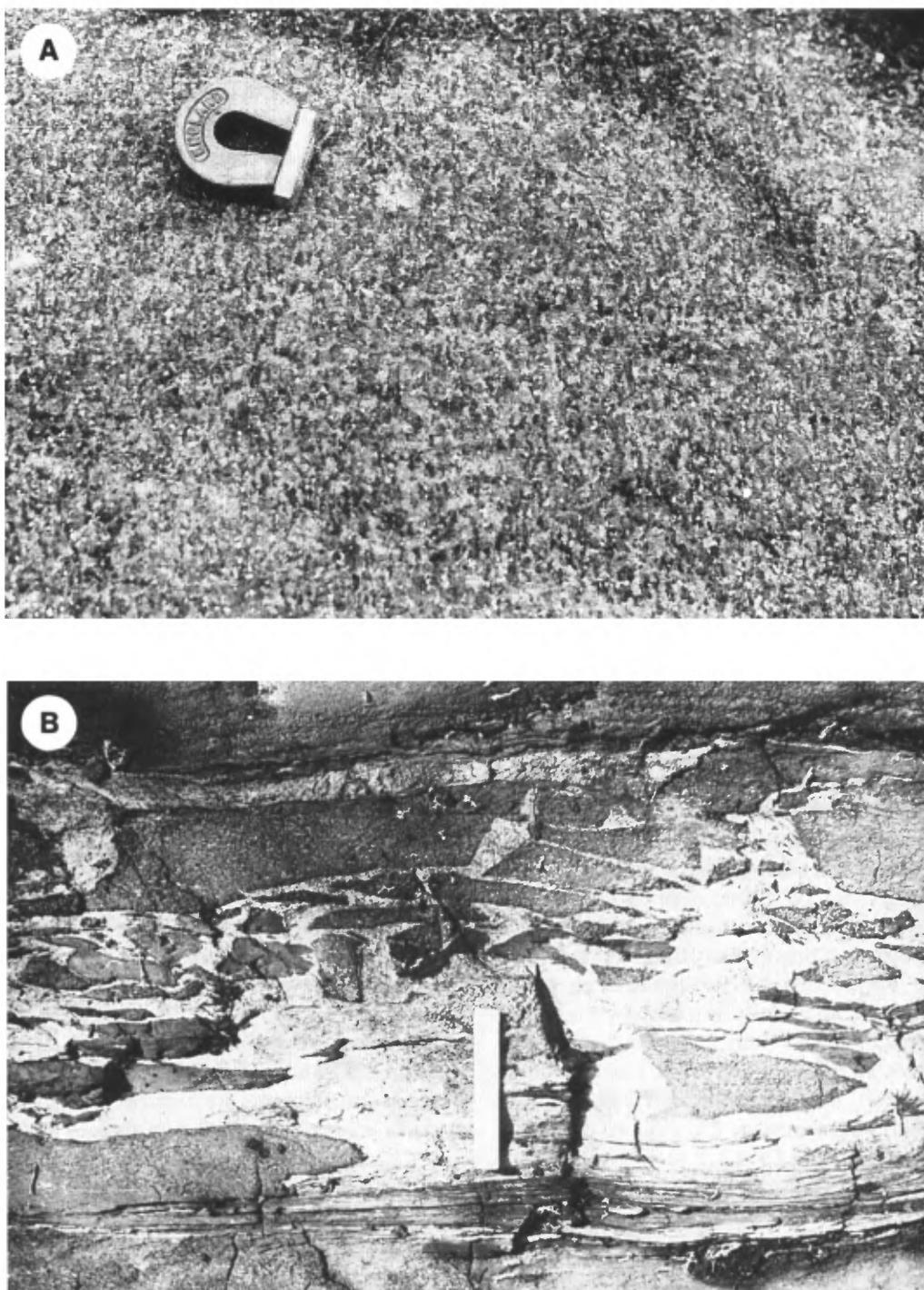


FIGURE 52 - Roches de la Zone P₃, cheminement CGI, canton de Lemoine. A - Sous-zone à apatite. Les petits grains blancs sont des grains d'apatite. La roche est aussi constituée de ferrochlorite, ferroactinote, ferropargasite et ilménite. La barre de l'aimant a 2,5 cm de longueur. B - Bréchification de la ferroproxénite par le granophyre sodique qui la surplombe. Règle de 15 cm.

La sous-zone à quartz constitue le sommet de la Zone P₃. Les grains de quartz à texture granophyrique augmentent rapidement en quantité en remontant dans l'unité. On retrouve un bel exemple de cette sous-zone sur la route du lac Armitage, à 300 m de l'intersection avec la route du gisement de vanadium. La ferropyroxénite y devient grise avec des teintes violacées et la teneur en quartz augmente rapidement. Le litage se fait de plus en plus difficile à reconnaître et l'on passe, en deux ou trois mètres, au granophyre sodique de la Série supérieure (figure 52B). En d'autres endroits, cette transition est graduelle, à l'échelle décimétrique.

Zone de ferrodunite

Un changement de faciès important s'opère sur le flanc nord du complexe (figures 30 et 31): les horizons riches en magnétite titanifère et vanadifère de la partie occidentale font place, dans la partie orientale, à une zone de roches non litées, groupées sous le nom de ferrodunite. Le terme «zone de ferrodunite» est employé ici dans un sens large puisque cette zone est constituée de ferrodunite, ferrodunite à magnétite, ferropéridotite et ferropyroxénite. La Zone de ferrodunite se retrouve au mont du Sorcier et au lac Robert.

Secteur du mont du Sorcier

On trouve de bons affleurements de la ferrodunite à proximité du garage de la société Expéditex, à l'intersection des routes menant à la mine Principale (Campbell) et aux mines Henderson et Portage. On en trouve aussi sur l'île du Portage, au mont du Sorcier lui-même, ainsi qu'à la baie de la Magnétite. Cette roche, qui produit des anomalies magnétiques très évidentes, a d'importantes implications économiques puisque son contenu en vanadium et en titane demeure suffisamment faible pour ne pas exclure la possibilité de son exploitation pour le fer. À la suite de plusieurs sondages effectués au mont du Sorcier et à la baie de la Magnétite (figure 53), la société Campbell Chibougamau y a estimé en 1975, un gisement de 270 millions de tonnes à teneur moyenne de 27,6 % Fe et 1,1 % TiO₂. Les essais de broyage à 325 mailles ont donné un concentré à teneur moyenne de 66,3 % Fe et 1,2 % TiO₂.

La ferrodunite de ce secteur a une texture primaire grenue comprenant des plages de serpentine accompagnée d'une petite quantité de magnétite fine (libérée de l'olivine durant le métamorphisme) et des plages de magnétite intercumulus primaire (figure 54). Au sommet, elle passe graduellement à des ferropéridotites et ferropyroxénites où les amphiboles, et la chlorite s'ajoutent à la serpentine. Au mont du Sorcier, ce faciès est en contact avec une mince bande de tufs felsiques, d'exhalites cherteuses et de sulfures de la Formation de Waconichi. Les basaltes de la Formation de Gilman se trouvent immédiatement au nord de cette lentille felsique. À sa base, la ferrodunite passe rapidement à l'anorthosite gabbroïque de la Série inférieure; l'augmentation de la teneur en CaO se traduit par des aiguilles de

trémolite formant des porphyroblastes dans la serpentine et la magnétite.

Dorr (1969) ne rapporte pas d'olivine fraîche au mont du Sorcier mais Gaucher (1960) en rapporte une de composition Fo₆₄Fa₃₆ à 5 km à l'E du mont.

On trouvera des analyses chimiques des ferrodunites aux tableaux 65 à 69. Le tableau 65 donne une moyenne pondérée calculée à partir de six échantillons (2 à 7; correspondant à 468 pieds) de carotte de sondage extraits du trou SC-74-3; (localisation sur figure 53). Ce trou fut implanté par la société Campbell Chibougamau, en 1974, afin d'obtenir un échantillon continu à travers toute la zone du mont du Sorcier, les autres sondages étant tous verticaux. Il a un pendage de 40° à la surface, 39° à 200 pieds, 37° à 400 pieds, 35° à 600 et 800 pieds, 32° à 1000 pieds et 27° à 1392 pieds (le fond du trou). L'analyse pondérée de tous les échantillons donne une teneur en MgO beaucoup plus élevée que celle de n'importe laquelle des zones de la Série litée sur le flanc sud du complexe (tableaux 50 et 52B). Le total FeO+Fe₂O₃ + TiO₂ + V₂O₅ est remarquablement semblable. L'absence de litage rythmique et la présence d'olivine font contraste avec les roches de la Série litée où le pyroxène et le plagioclase dominant. La teneur pondérée en MgO (20,87 %) s'approche des teneurs que l'on s'attend généralement de trouver près de la base du complexe. Par contre, les teneurs pondérées en fer et titane correspondent bien à des lithologies de sommet de complexe différencié. On discutera de ce problème plus en détail au chapitre de l'origine du granophyre et du litage.

Secteur du lac Robert

À l'E du mont du Sorcier, dans les cantons de Roy et de McCorkill, la Zone de ferrodunite est dispersée en une série de lambeaux de direction ENE, séparés par des failles orientées N25°E et N60°E. On l'identifie facilement sur la carte aéromagnétique par une anomalie très distincte. Des failles directionnelles la répètent le long de la bordure supérieure du complexe. Un exemple très accessible nous est fourni le long d'une route forestière au SW du lac Robert.

À cet endroit, la Zone de ferrodunite possède une épaisseur de 120 m. Son contact inférieur avec la Zone anorthosique est graduel sur une distance de 50 cm: l'anorthosite (tableau 70) passe à une pyroxénite gabbroïque de teinte verte, laquelle est surmontée par une péridotite grenue à texture de cumulat. Cette dernière a une couleur mouche-tée brun foncé du fait que les olivines sont altérées en serpentine et magnétite, et les pyroxènes, en amphibole et chlorite. Une ferrodunite très riche en magnétite à surface altérée brun-rouge caractéristique, surplombe la ferropéridotite, elle-même surmontée par une ferrodunite très pauvre en magnétite, à surface grise. Par la suite, le plagioclase s'affirme et on passe à une pyroxénite gabbroïque, pour finalement aboutir à une anorthosite très semblable à celle qui se trouve à la base de cette zone. À plusieurs endroits, la ferrodunite a tendance à développer une excellente foliation accompagnée de veinules irrégulières de magnétite.

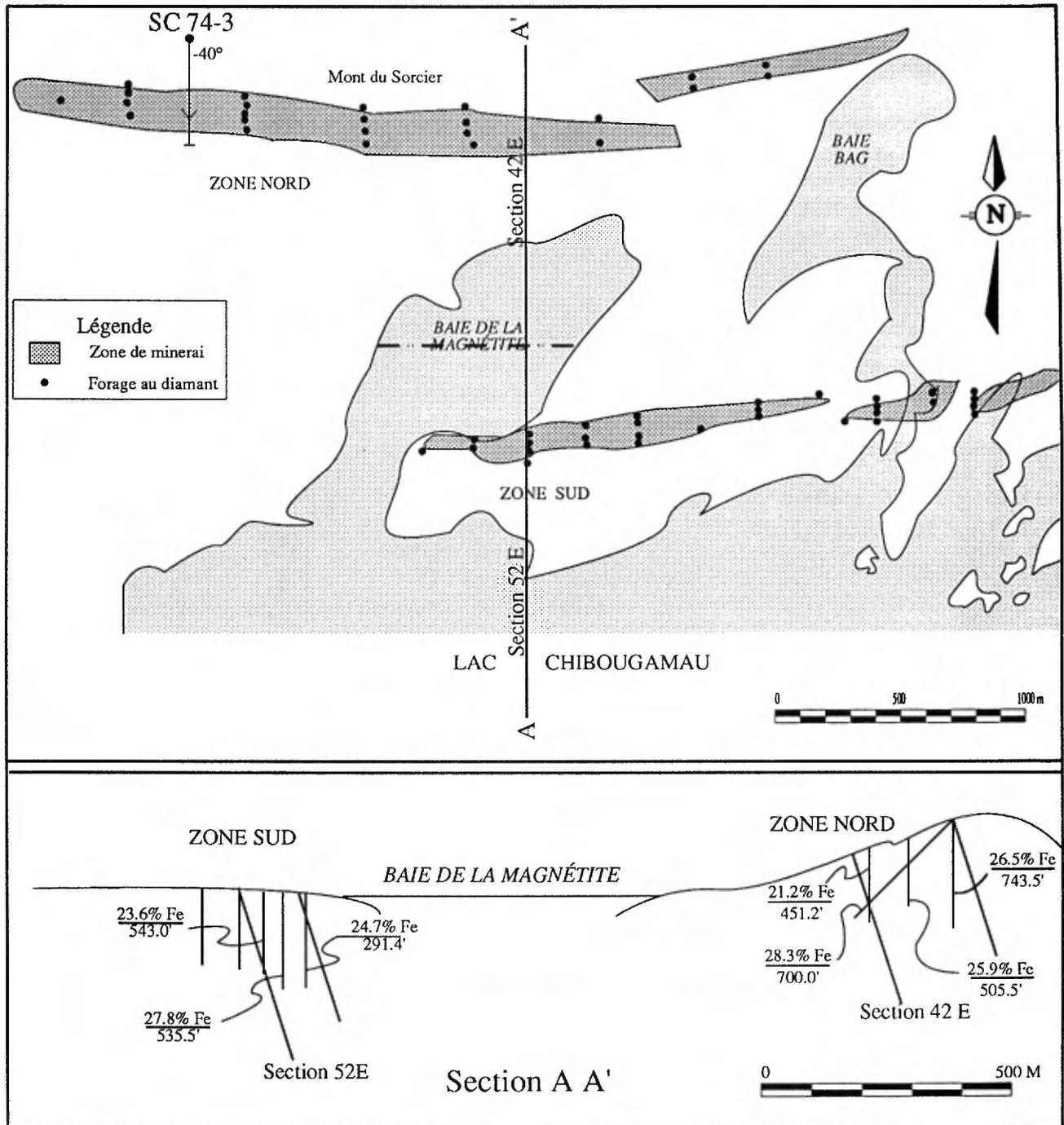


FIGURE 53 – Carte schématique et coupe transversale des gisements de magnétite de la société Campbell Chibougamau au mont du Sorcier (zone nord) et à la baie de la Magnétite (zone sud). Adapté d'un rapport de la société Ferchib.

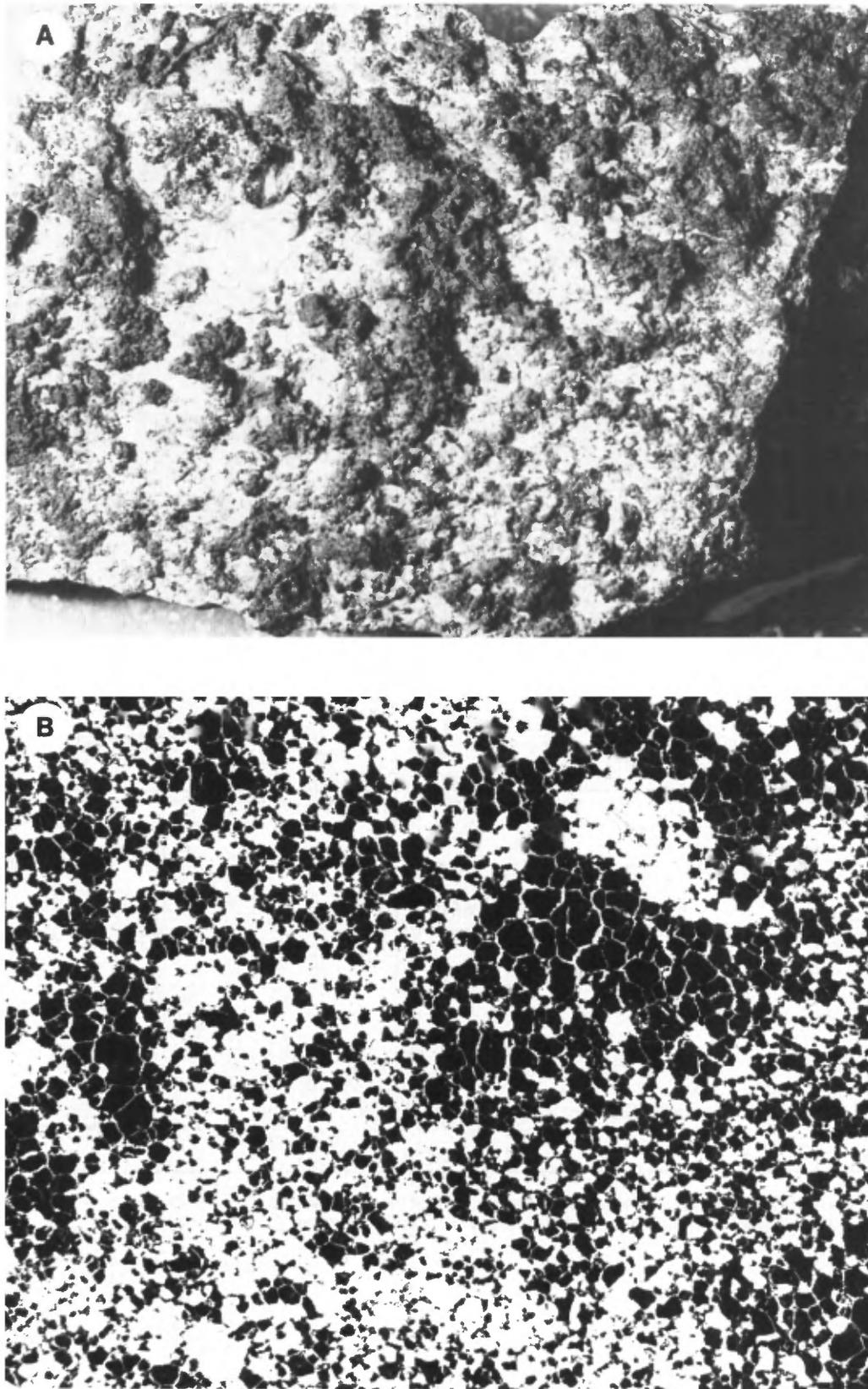


FIGURE 54 - Ferrodunite à magnétite du mont du Sorcier. A - Surface altérée. La magnétite primaire est en position intercumulus et se tient en relief sur la matrice constituée de serpentine et d'une fine poussière de magnétite libérée de l'olivine par le métamorphisme. Champ de 14,8 cm. B - Lame mince en inversé: le blanc est de la magnétite et le noir, de la serpentine. La magnétite primaire est en agglomération gloméroporphyrique et la magnétite métamorphique suit les pourtours des grains d'olivine serpentinisée.

Aucun litage rythmique n'a été observé dans cette partie de la zone, mais on y reconnaît partout cette séquence d'unités. Sa pétrographie est équivalente à celle que l'on observe au mont du Sorcier, sauf en ce qui concerne la quantité beaucoup moindre de magnétite. Une explication nous paraît plausible: l'épaisseur de la formation de fer du lac Sauvage assimilée par le Complexe du Lac Doré a été maximale dans ce secteur. Plus à l'E, cette épaisseur diminue graduellement. Lapallo (1988) et Lapallo *et al.*, (1987), ont fait une étude du secteur du lac Robert, dans le cadre d'un mémoire de maîtrise à l'université de Georgie.

Zone de ferrodiorite

Cette zone, visitée par Mawdsley & Norman (1935) et Graham (1956), est confinée à la partie occidentale du flanc nord du complexe (figures 30 et 31), soit l'aire du pli P₁, à direction N-S, entre les lacs Caché et David. Au lac Caché, Mawdsley & Norman avaient relié les diorites et les gabbros du lieu aux anorthosites, d'une part, et à la bande de granite entre les lacs Williams et Demi-Lune, d'autre part. Cette bande est maintenant reconnue comme étant un granophyre sodique appartenant au Complexe du Lac Doré et non comme un granite appartenant au Pluton de Chibougamau. Graham (1956) avait regroupé certaines roches de cette zone avec ce qu'il appelait le Groupe du Lac Doré (maintenant Complexe du Lac Doré), et d'autres avec le Groupe du Lac David (maintenant réparti entre le Pluton de Chibougamau et le Complexe du Lac Doré). Le problème réside dans la similitude pétrographique entre les méladiorites à hornblende du pluton et les ferrodiorites du complexe. Baskin (1975), qui en a fait une étude détaillée, a toutefois démontré que les roches de la Zone de ferrodiorite sont bien litées et affichent des contacts graduels avec les lithologies de la Série litée en dessous et de la Zone de granophyre sodique au-dessus. Il a subdivisé ces roches en trois sous-zones, désignées ici F₁, F₂ et F₃, mais n'a pu en déterminer l'épaisseur car elles se trouvent dans un pli de première phase repris par un second pli de deuxième phase, et recoupé par plusieurs failles. Les analyses chimiques de cette zone sont présentées au tableau 71.

Sous-zone F₁

Cette sous-zone comprend les lithologies suivantes: ferrogabbro, ferropyxénite, ferropéridotite (?) et ferrodiorite. Les roches varient de gris à vert foncé et montrent bien la texture cumulus, la foliation magmatique et, à certains endroits, le litage rythmique. Le plagioclase cumulus à macles polysynthétiques est moins calcique (An₅₁₋₅₄) que celui des zones inférieures et s'est donc montré plus stable sous l'effet du métamorphisme. La ferroaugite et le ferrohypersthène sont remplacés par la ferroactinote, la ferropargasite et la ferrochlorite; dans certaines lames minces on retrouve des coeurs de pyroxène frais entourés de minéraux métamorphiques (figures 55 à 57). Les grains de grunérite accompagnés d'une poussière de magnétite sont probablement pseudomorphes de grains de fayalite

(figure 57B). Des traces d'amphibole brune ont été rapportées par Baskin (1975) et par Kline (1984a, 1984b), ce dernier ayant établi qu'elle était primaire. Dans les ferrogabbros, la clinozoïsite remplace le plagioclase. On a aussi observé des traces d'apatite, de sphène, de calcite, de séricite et de quartz.

Sous-zone F₂

Les ferrodiorites et ferronorites à plagioclase et pyroxène frais de cette sous-zone ont un grain fin qui contraste fortement avec les autres faciès du Complexe du Lac Doré. La minéralogie plus stable et la texture très fine et massive expliquent facilement leur imperméabilité aux réactions métamorphiques (tableau 71). Elles sont remarquablement semblables aux ferrodiorites du Skaergaard (Wager & Brown, 1967). Malgré leur grain fin, l'étude au microscope révèle une texture cumulus et un microlitage distinct (figures 55A et 55B). La ferrodiorite à grain fin est constituée de plagioclase (An₄₈₋₅₃), ferroaugite, pigeonite inversée, ferrohypersthène, ilménite et magnétite. La pigeonite inversée montre bien la texture en chevrons que l'on observe aussi dans les pyroxènes du Skaergaard et du Bushveld; cette texture est causée par l'exsolution d'augite dans la direction (001) des cristaux maclés de ferropigeonite avant leur inversion en l'hypersthène (figure 56A).

Dans les ferrodiorites grenues, la minéralogie y est à peu près identique, mais le ferrohypersthène est moins abondant et l'apatite apparaît comme phase cumulus. Le plagioclase frais (An₄₄₋₄₈) a des macles polysynthétiques caractéristiques des roches fraîches non métamorphiques.

Sous-zone F₃

Cette sous-zone comprend des roches très similaires à celles qu'on trouve dans F₁. On n'y a cependant pas observé de pyroxènes frais.

SÉRIE SUPÉRIEURE

La Série supérieure comprend la Zone de granophyre, suivie de la Zone de bordure.

Zone de granophyre

On trouve cette zone sur le flanc sud et sur la partie ouest du flanc nord du complexe, entre la Zone de bordure de la Série supérieure et la Série litée. La roche, riche en quartz, est très résistante à l'érosion et forme de bonnes collines.

Sur le flanc nord, au N du lac David, Mawdsley & Norman (1935) reconnurent un granite qu'ils relièrent au Pluton de Chibougamau, tout en mentionnant la similitude de certaines phases mélanocrates de ce granite avec des roches similaires à la baie Cachée et des gabbros quartzifères associés à l'anorthosite. Dans le canton de McKenzie, Smith (1960) reconnut des roches chloriteuses quartzifères et attribua la présence du quartz à un métagmatisme d'origine inconnue; Allard (1956) en releva l'excellente texture

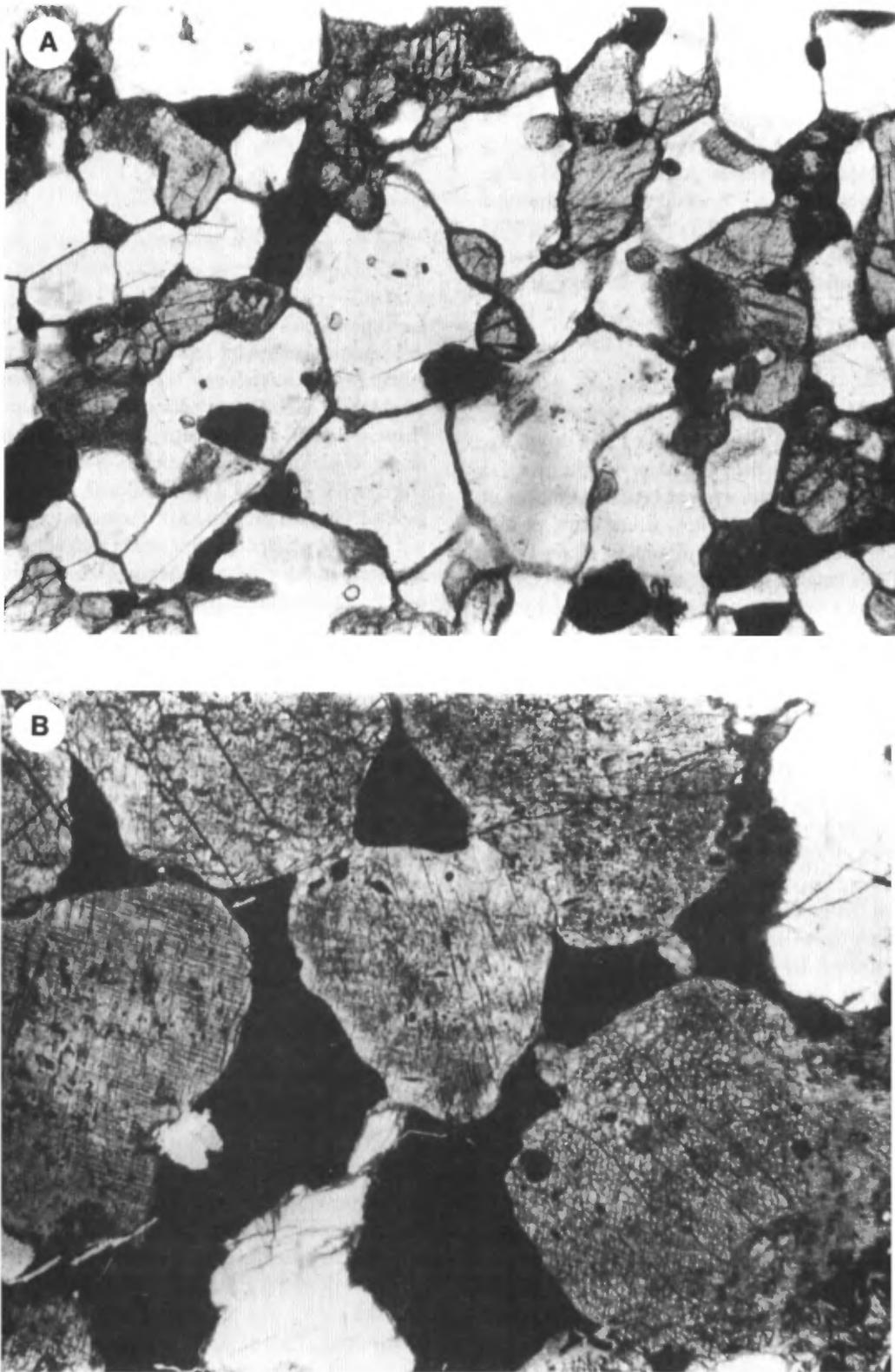


FIGURE 55 - Zone de ferrodiorite. A - Lame mince d'une ferrodiorite à pyroxène et plagioclase frais. Échantillon B-70-62 de Baskin, 1975, figure 17, page 42. Champ de 3,1 mm. B - Lame mince d'une ferrodiorite à pyroxène et plagioclase frais de type cumulus. La lame contient aussi de l'apatite mais elle n'apparaît pas sur la photographie. L'ilménite est interstitielle. Échantillon B-70-85 de Baskin, 1975, figure 16, page 41. Champ de 7,7 mm.

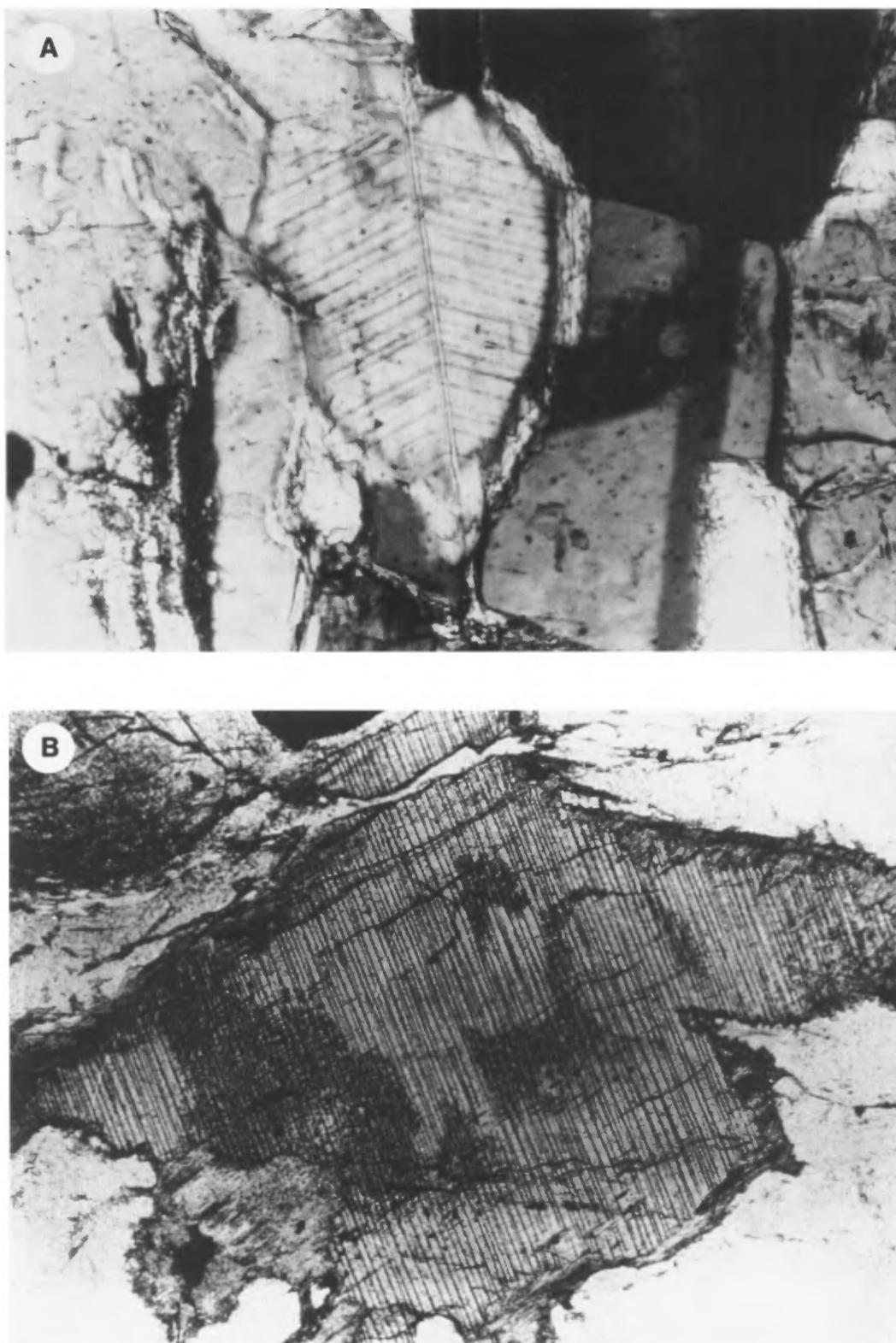


FIGURE 56 - Ferrodiorite à pyroxène frais (sous-zone F₂). A - Le grain central est de la pigeonite inversée. Le patron en chevrons est produit par l'exsolution d'aiguilles d'augite parallèles à la direction (001) de la pigeonite, maclée avant son inversion de l'état monoclinique. Champ de 0,83 mm. B - L'exsolution d'aiguilles opaques donne la texture «schiller» du clinopyroxène. Ce cristal est entouré d'une frange d'actinote. Champ de 3,2 mm.

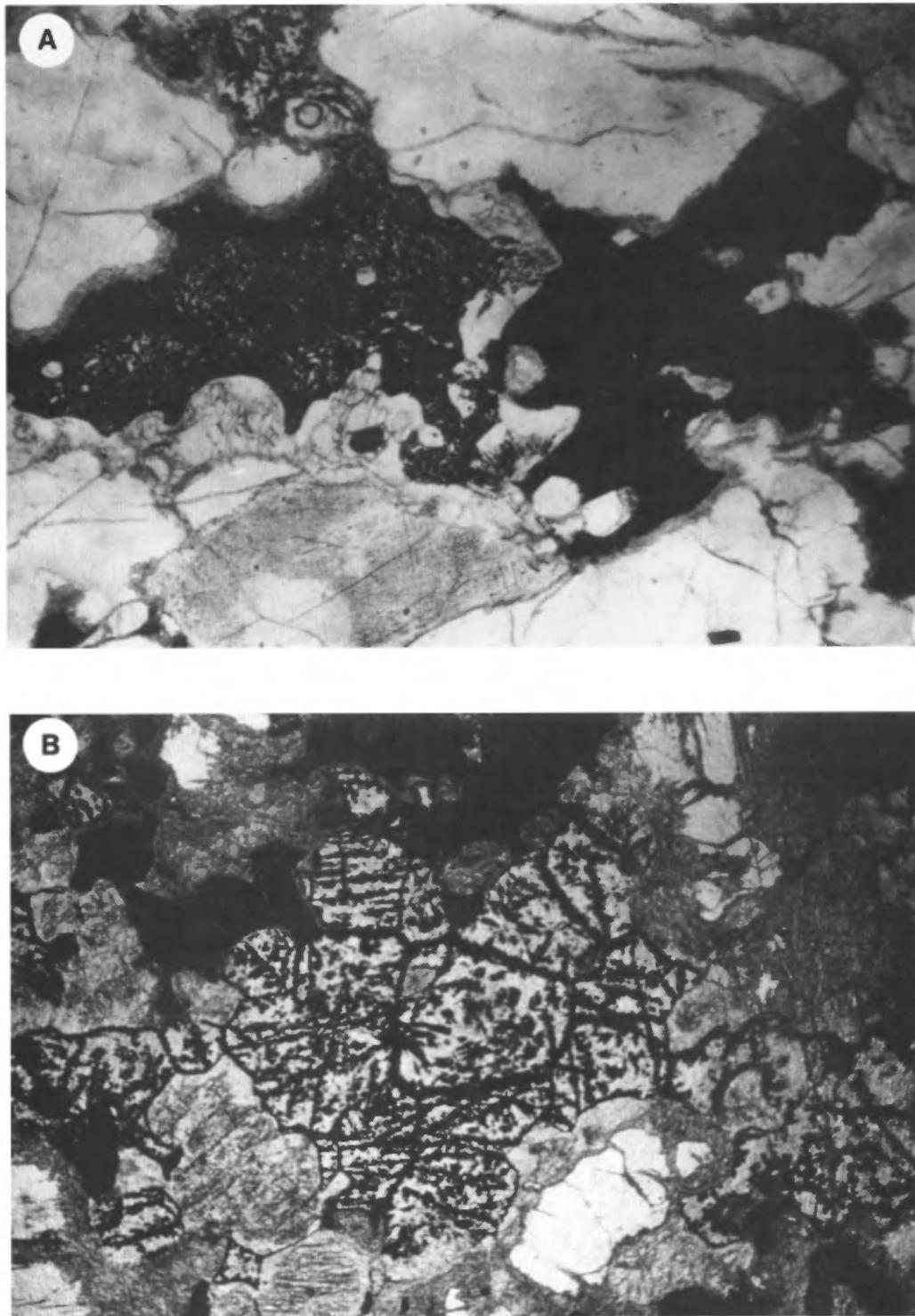


FIGURE 57 – Zone de ferrodiorite. Champ de 7,7 mm. A - Ferroproxénite. On note deux types de magnétite: une magnétite primaire à gauche en position intercumulus et à droite une poussière de magnétite entrelacée d'amphiboles produites par le métamorphisme du ferroproxène. B - Ferropéridotite ou ferroproxénite (F₁). La grunérite et la magnétite remplacent l'olivine ferrifère originale.

granophyrique, leur donna le nom de granophyre et nota le passage graduel de ce granophyre au gabbro du Complexe du Lac Doré. Sur le flanc sud de l'anticlinal, De Montigny (1960) conclut que le granophyre rencontré dans la partie sud de Lemoine était une intrusion granitique liée au Complexe du Lac Doré. Dans le coin sud-est du même canton, Allard & Caty (1969) ont noté deux zones de granophyre; le granophyre supérieur fut identifié plus tard (Allard, 1970b; Oliveira, 1973) comme étant une rhyolite sodique porphyrique appartenant à la Formation de Waconichi et formant le toit du Complexe du Lac Doré. Le terme tonalite fut employé par Allard (1970b) suite à des analyses chimiques du granophyre, mais c'est à la suggestion de E.D. Jackson, au symposium de Prétoria (1969) sur les complexes stratiformes, qu'il adopta le terme de *granophyre sodique* pour cette importante zone du complexe. Il tenait ainsi compte de la présence fréquente de la texture granophyrique, d'une teneur de 5 à 6 % de Na₂O et d'une quantité négligeable de K₂O (tableau 72). Notons ici que K₂O est généralement présent dans les granophyres des autres complexes stratiformes.

Les granophyres sodiques ressemblent à des granites leucocrates. Leur épaisseur varie de 150 à 900 m sur le flanc sud du complexe. On reconnaît d'autres faciès leucocrates sur le flanc nord, au lac Williams (canton de Scott) et au lac Demi-Lune (canton d'Obalski). Dans les cantons de McKenzie et d'Obalski, au nord des mines, on observe un faciès mélanocrate vert foncé, dans lequel la teneur en chlorite augmente sensiblement. Nous croyons que cette chloritisation est associée aux altérations hydrothermales liées aux gîtes de cuivre-or de la région et à l'emplacement des dykes et des stocks de porphyres que l'on retrouve entre les mines Obalski et Cedar Bay.

Nous avons décrit plus haut le contact graduel entre la ferropyrroxénite quartzifère (P₃) au sommet de la Série litée et le granophyre sodique (figure 58A). Le contact supérieur de la Zone de granophyre prend deux aspects bien différents: à certains endroits, il est en contact direct avec les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi; en d'autres endroits, il est graduel avec les différents faciès de la Zone de bordure (figure 58B).

Le granophyre sodique est constitué de quartz, de plagioclase (An₁₀) et de chlorite, avec des traces d'épidote et d'actinote. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la magnétite et la pyrite. La texture granophyrique (figures 59 et 60) est fréquente, sans être ubiquiste. Dans certains échantillons, presque tous les grains de quartz et de plagioclase participent à ces intercroissances granophyriques (figure 59B). On voit souvent, au centre de ces intercroissances, des cristaux automorphes de quartz ou de plagioclase qui ont servi de centre de nucléation durant la formation du granophyre (figure 60A). La séricitisation (paragonite?) des plagioclases est fréquente (figure 60B).

Le tableau 73 présente des analyses chimiques qui permettent de comparer le granophyre sodique du Complexe du Lac Doré avec les granophyres d'autres intrusions de

par le monde. Alfaro & Roden (travaux en cours à l'Université de Georgie) en sont à étudier les caractères pétrochimiques du granophyre sodique du Complexe du Lac Doré et des volcanites felsiques de la Formation de Waconichi.

Zone de bordure

La Zone de bordure de la Série supérieure du Complexe du Lac Doré tire son nom de sa position stratigraphique au sommet du complexe. En contact avec les roches volcaniques du Groupe de Roy qui lui servent de toit, elle forme des lentilles discontinues sur les deux flancs du complexe. Aux endroits où celle-ci est absente, la Zone de granophyre sodique est en contact direct avec les roches volcaniques. Ses roches consistent en du gabbro à grain fin (diabase), en ferropyrroxénite (gabbroïque) quartzifère à magnétite, en anorthosite gabbroïque, en gabbro anorthosique à grain très grossier et en ferropyrroxénite.

Les différents faciès de la Zone de bordure sont brièvement décrits ci-dessous, en procédant d'E en W et du N au S. Dans la partie orientale du flanc nord, elle est constituée d'une ferropyrroxénite riche en sulfures. La roche, d'un vert très foncé, présente une surface rouillée suite à l'oxydation de la pyrite et de pyrrhotite. Lapallo (1988) a documenté les compositions minéralogiques et chimiques de la zone de bordure. Le contenu en sulfures de cette lithologie reflète sa réaction avec des roches pyroclastiques riches en sulfures au toit du complexe.

Au mont du Sorcier, sur l'île du Portage et dans les environs du garage Expéditex (jonction des routes menant aux mines Henderson et Principale de Campbell Chibougamau), la zone consiste en ferrodunite très riche en magnétite. Cette roche étant plus ou moins l'équivalent stratigraphique de la Zone de ferrodunite de la Série litée, nous renvoyons donc le lecteur à cette section pour sa description. Lapallo *et al.*, (1987) l'expliquent comme étant le résultat d'une assimilation de roches carbonatées riches en magnésium. On sait que la formation de fer du lac Sauvage (Henry & Allard, 1979) présente un maximum d'épaisseur dans ce secteur.

À la mine Obalski, le puits a été creusé dans un faciès de gabbro diabasique à grain très fin. Plus à l'W, surtout au S du lac Williams, on rencontre des gabbros, dont certains sont anorthosiques. Ces gabbros, jeunes et riches en gros plagioclases, laissent voir un remplacement des dits plagioclases par la chlorite et la clinozoisite et un remplacement du pyroxène primaire par une chlorite intercumulus.

Sur le flanc sud du complexe, près du Front de Grenville, la Zone de bordure démontre des relations beaucoup plus compliquées. On y voit parfois du granophyre sodique, qui passe très abruptement aux laves porphyriques felsiques de la Formation de Waconichi. Plus à l'W, un faciès de ferropyrroxénite comprenant de la magnétite et un peu de quartz s'interpose entre la Zone de granophyre sodique (au N) et la Formation de Waconichi (au S). Près de la mine Lemoine, la Zone de bordure est absente et le granophyre

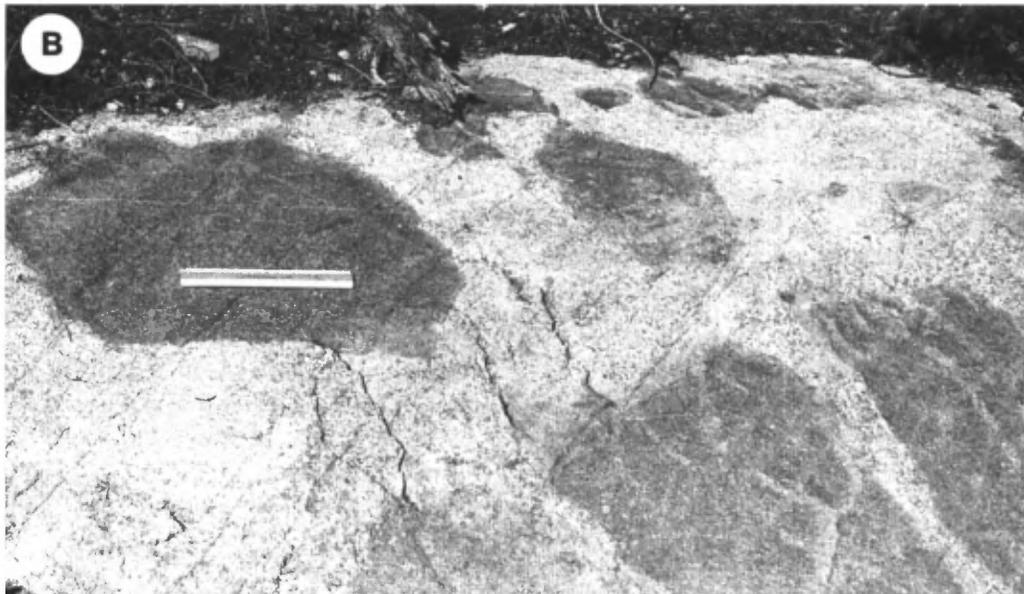


FIGURE 58 - Zone de granophyre. A - Litage rythmique dans P₃ (ferropyroxénite quartzifère), au contact avec la Zone de granophyre. Les lits pâles sont riches en quartz et plagioclase, les foncés en ferrochlorite et ferropargasite. Règle de 15 cm. Affleurement à 300 m au SW de la jonction des routes menant au gisement de vanadium du MER et au lac Armitage. B - Blocs de gabbro à texture fine et uniforme de la Zone de bordure dans le granophyre. Affleurement à la jonction des routes menant au gisement de vanadium du MER et au lac Armitage. Règle de 15 cm.

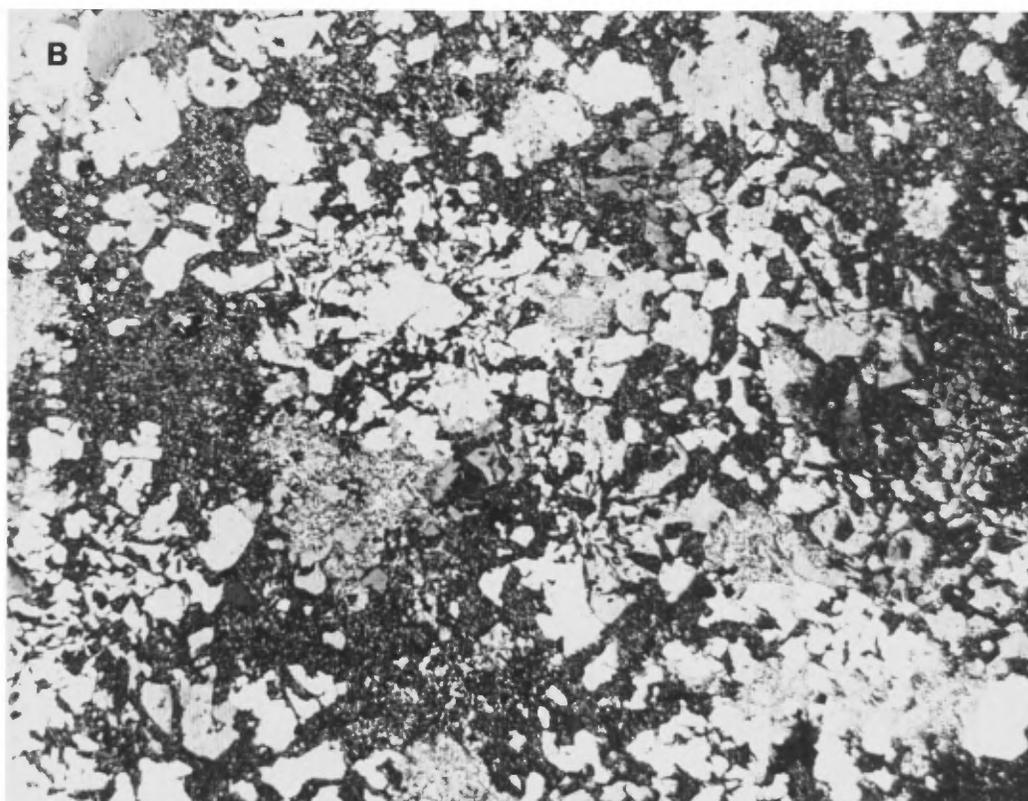


FIGURE 59 - Granophyre sodique. A - Affleurement typique, à la jonction des routes menant au gisement de vanadium du MER et au lac Armitage. B - lame mince. Plusieurs petits grains de quartz individuels ont une orientation optique commune, produisant la texture granophyrique classique. La matrice est constituée de plagioclase, de séricite (paragonite?) et de chlorite, avec traces de zircon, apatite et opaques. Champ de 1,2 cm.

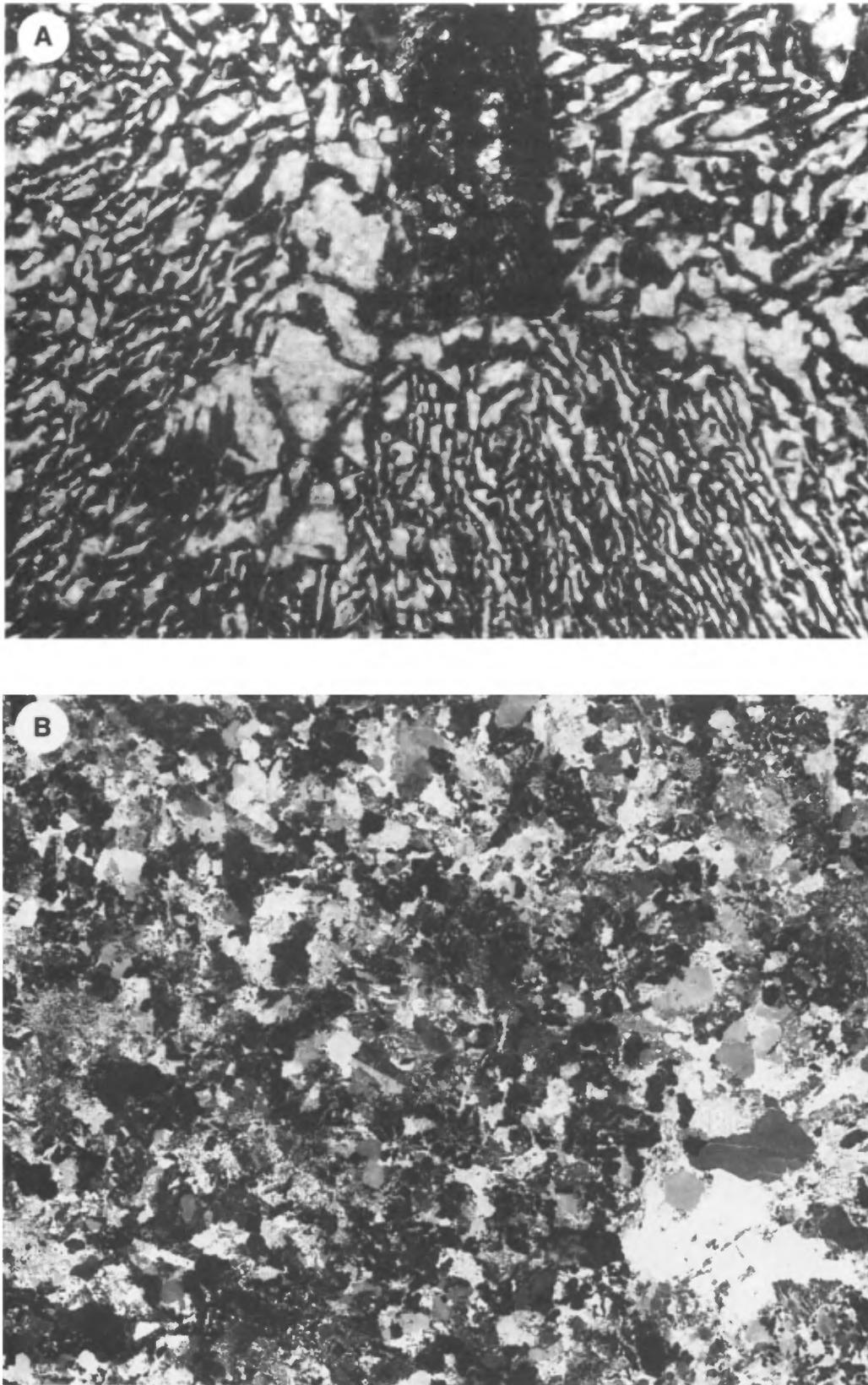


FIGURE 60 – Zone de granophyre sodique. A - Mélagranophyre. Un cristal de plagioclase idiomorphe a servi de noyau durant la formation de la texture granophyrique qui l'entoure. Le plagioclase est altéré en albite, chlorite et clinozoisite. Champ de 3,4 mm. B - Leucogranophyre constitué de quartz et de plagioclase, avec traces de séricite (paragonite?), opaques et zircon. Champ de 3,5 cm.

sodique est directement en contact avec les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi. Dans le reste du flanc sud, c'est-à-dire dans sa partie sud-ouest, la Zone est constituée de gabbro et d'anorthosite gabbroïque grenus, identiques à ceux du lac Williams, sur le flanc nord.

Les roches de la Zone de bordure montrent des textures et des minéralogies comparables à celles des roches de même type dans la Série litée ou la Série inférieure. Les anorthosites gabbroïques sont constituées de cristaux (> 1 cm) de plagioclase remplacé par l'albite et la clinozoisite, et de chlorite intercumulus remplaçant un pyroxène primaire. L'actinote, la calcite et la magnétite titanifère y sont des minéraux accessoires. Ce type de roche a été produit par flottation des plagioclases durant la formation des roches de la Série litée. À ce moment, le magma, riche en fer, a été suffisamment dense pour permettre la précipitation de petites baguettes de plagioclase et de pyroxène, mais non pas celle de gros cristaux, plus ou moins sphériques, de plagioclase. Ceux-ci ont dû remonter vers le toit pour former l'anorthosite gabbroïque.

Le tableau 74 donne quelques analyses chimiques de roches de cette zone.

Problèmes lithologiques

Dans cette section, nous nous pencherons sur les problèmes lithologiques rencontrés à l'intérieur du Complexe du Lac Doré en nous attardant d'abord sur l'hypothèse d'une éventuelle zone cachée au mur du complexe, pour ensuite passer à des considérations sur l'origine du granophyre et du litage magmatique, et sur l'origine de la Zone de ferrodonite.

ZONE CACHÉE

La comparaison entre le Complexe du Lac Doré et d'autres complexes stratiformes comme ceux du Bushveld et du Stillwater (figure 61) fait ressortir des ressemblances remarquables entre ces complexes. Elle révèle toutefois une différence importante au point de vue économique: l'absence d'une zone ultramafique sous les zones d'anorthosites et de son cortège habituel de minéraux économiques tels que la chromite, la magnétite et les platinoïdes, qu'on trouve au Bushveld (Willemse, 1969) et au Stillwater (Hess, 1960), sans compter les sulfures de nickel et de cuivre que l'on retrouve à Sudbury (Naldrett, 1984), Insizwa (Scholtz, 1936) et Duluth (Eastman, 1980).

Le Pluton de Chibougamau recoupe la Zone anorthosique qui représente la partie la plus profonde du Complexe du Lac Doré. Duquette dans Allard *et al.*, (1972, figure 14, page 65), a suggéré, sans fournir de commentaires, une zone inférieure cachée sous ce pluton. Allard (1973), spéculant sur l'existence de cette zone cachée, a présenté des arguments chimiques et pétrographiques pour étayer ce concept. Un de ses arguments reposait sur la possibilité que le Pluton de Chibougamau soit un filon-couche de tonalite mis en place à un niveau stratigraphique suffisamment élevé

pour qu'une épaisse zone du Complexe du Lac Doré demeure cachée dans la zone axiale du pluton. Les travaux de Racicot (1980, 1981; Racicot *et al.*, 1984) sur le Pluton de Chibougamau ne suggèrent pas ce mode d'emplacement, mais favorisent plutôt une montée diapirique polyphasée, laissant ainsi peu de chance pour la conservation de la partie inférieure du complexe. Les données gravimétriques récentes sur le Pluton de Chibougamau (MER, 1988) favorisent l'idée d'une racine profonde du pluton qui se situerait dans l'extrémité sud du lac Chibougamau.

L'existence d'une zone ultramafique antérieure à l'intrusion du Pluton de Chibougamau pourrait être indirectement soutenue par les travaux de Durocher (1985) sur le Complexe du Lac de la Chaleur. Tel que déjà mentionné, ce complexe est une protrusion, située au coin nord-ouest du Pluton d'Opémisca. Durocher a identifié des lambeaux de gabbro anorthosique dans les parties sud et nord-est de ce pluton (figure 62) laissant croire à l'existence d'un appareil beaucoup plus grand à l'origine. Le même auteur conclut que cette intrusion litée était aussi grande que le Complexe du Lac Doré, ou en faisait hypothétiquement partie avant l'emplacement du pluton d'Opémisca. Durocher souligne également la forte similitude entre l'anorthosite du Complexe du Lac de la Chaleur et celle du Complexe du Lac Doré. Dans le Complexe du Lac de la Chaleur, la zone anorthosique surplombe une zone de dunite (tableau 75). Dans l'éventualité d'une relation génétique entre ces deux grandes intrusions, il serait loisible de croire à la présence d'une zone ultramafique à la base du Complexe du Lac Doré avant sa destruction par le Pluton de Chibougamau. Cette hypothèse pourrait toutefois être modifiée advenant l'absence de corrélation entre les deux complexes. Les données récentes obtenues par Gobeil (communication personnelle.) sont à l'effet que le Complexe du Lac de la Chaleur est une entité distincte qui recoupe les sédiments du Groupe d'Opémisca. On sait que le Complexe du Lac Doré est pour sa part d'âge pré-Opémisca puisqu'il est la source de nombreux fragments dans les conglomérats de ce groupe.

La bande Matagami-Chibougamau est unique par son cortège de grands complexes anorthosiques stratiformes, et nous aurions peine à ne pas les associer dans le temps et dans leurs relations génétiques avec les laves qui les entourent. Leur source magmatique pourrait s'apparenter à celle des laves de l'Obatogamau, qui renferment les mêmes grands cristaux de plagioclase que ceux rencontrés dans les zones anorthosiques des complexes stratiformes. Il est possible qu'une séparation précoce en profondeur entre le magma source et le liquide ultramafique ait empêché ce dernier d'atteindre la position actuelle du complexe. L'absence de zone ultramafique, (riche en chromite, platinoïdes, nickel, etc.) soit par ségrégation en profondeur ou soit par destruction par le Pluton de Chibougamau, est malheureuse pour l'économie minérale de la région de Chibougamau. Toutefois, le Pluton de Chibougamau a fourni les minéralisations cuivre-or qu'on retrouve à Chibougamau et qu'on exploite depuis 1955.

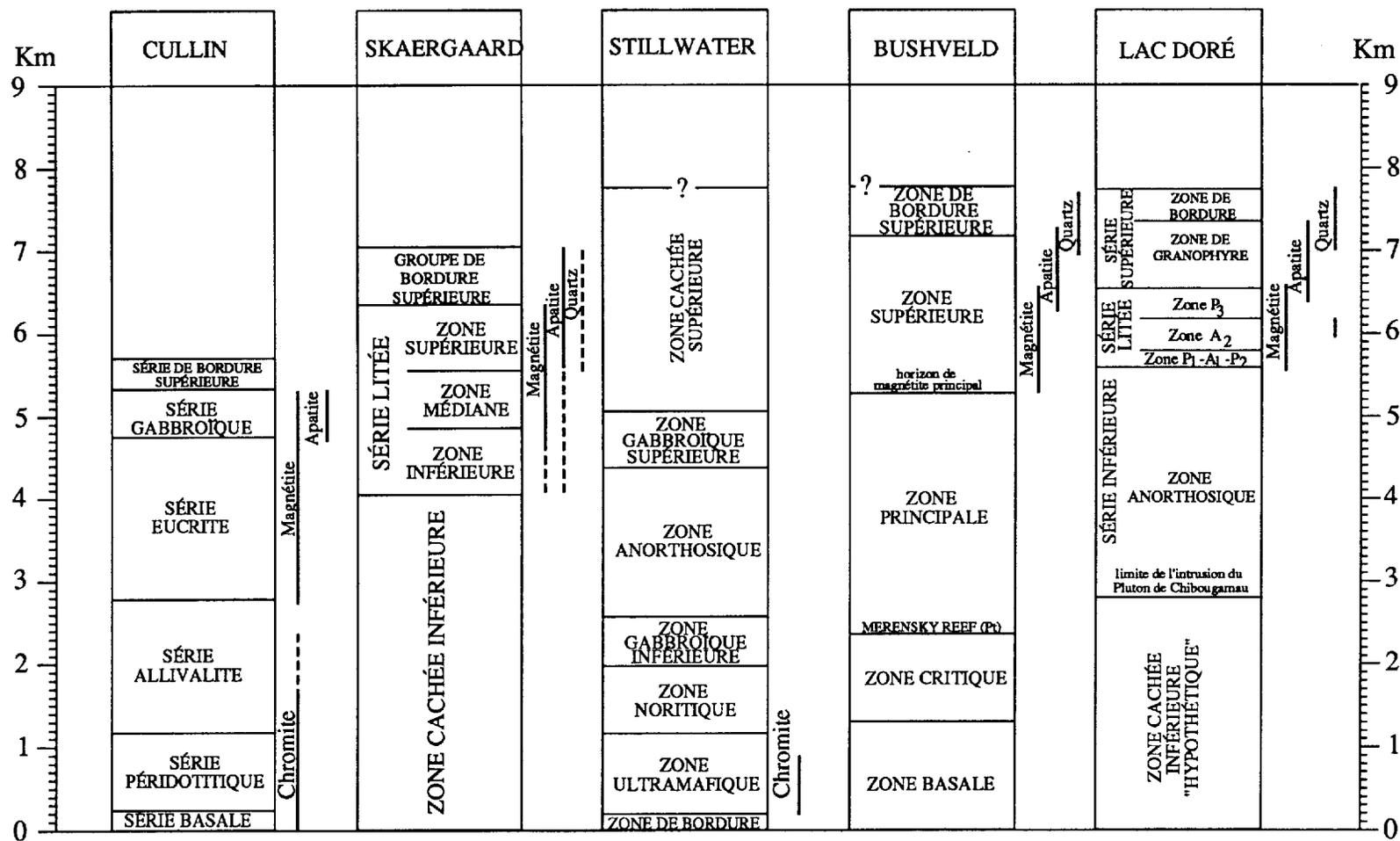


FIGURE 61 - Comparaison entre le Complexe du Lac Doré et d'autres complexes importants de par le monde. Allard, 1973, figure 4, page 723.

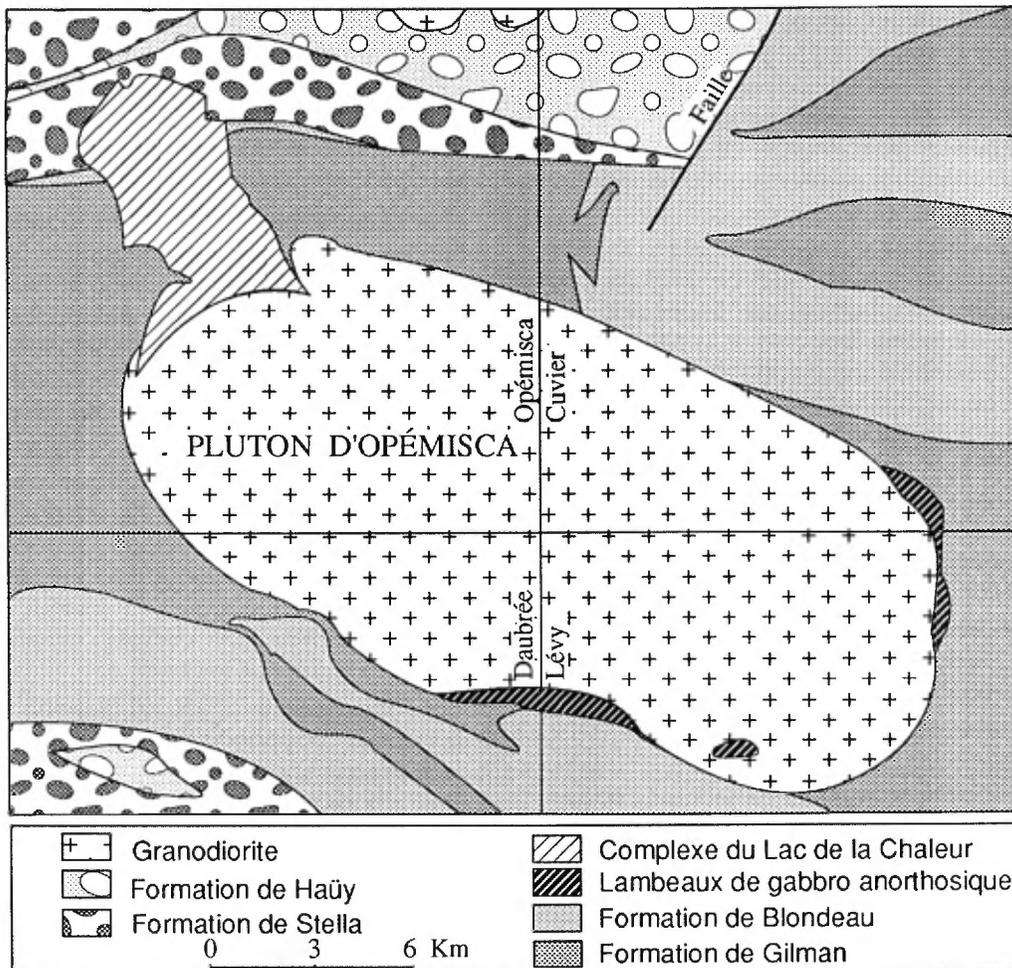


FIGURE 62 - Carte schématique de la région d'Opémisca montrant la position du Complexe du Lac de la Chaleur. Les lambeaux de gabbro anorthosique permettent de présumer une étendue plus importante de l'intrusion avant la mise en place du Pluton d'Opémisca. D'après Durocher, 1985, page 166.

ORIGINE DU GRANOPHYRE ET DU LITAGE MAGMATIQUE

L'origine du granophyre dans le Complexe du Lac Doré est un problème pétrologique d'un grand intérêt. Si la différenciation poussée au sein d'une chambre de magna tholéiitique d'envergure produit un enrichissement en fer (Fenner, 1929), et qu'elle peut ainsi expliquer la Série litée, la légère augmentation de silice accompagnant cette différenciation ne peut être responsable du granophyre sodique. Le volume de celui-ci dépasse de beaucoup ce qui peut être produit par différenciation magmatique. Il faut alors lui trouver une autre explication.

La distribution spatiale du granophyre (figure 63) donne une réponse à cette question. Sur les deux flancs du complexe, le granophyre est bordé par des roches felsiques (rhyodacites et pyroclastites dacitiques) de la Formation de Waconichi ou des unités de la Série litée. Sur le flanc nord, à l'E de la baie Cedar, le complexe est en contact avec la formation de fer du lac Sauvage et avec les basaltes de la Formation de Gilman; on n'y retrouve ni granophyre, ni roches de la Série litée. Ces compagnonnages remarquables nous obligent à trouver un modèle qui tienne compte de toutes ces observations. Le Complexe du Lac Doré étant plissé à la verticale, l'examen de son contact avec les roches encaissantes est facile, à l'encontre de beaucoup d'autres complexes où la nature du toit est une spéculation basée sur des reconstructions géologiques plus ou moins certaines, comme c'est le cas pour le Bushveld, le Stillwater et le Skaergaard.

Une revue complète de la documentation sur l'origine du granophyre n'est pas nécessaire pour ce mémoire. Nous nous contenterons de réviser quelques publications récentes portant directement sur ce problème. Dans leur travail isotopique (O^{18}/O^{16}) sur le Skaergaard, Taylor & Epstein (1963), concluent que le granophyre est une unité qui ne s'explique pas par différenciation magmatique normale. Von Gruenewaldt (1972), s'appuyant sur les travaux de Irvine (1970a), conclut que dans la partie nord-est du Bushveld, la fusion des leptites au toit du Bushveld a produit les veines de granodiorite et de granite et l'épais filon-couche de granophyre.

Taylor (1968), modifiant ses conclusions antérieures, suggère que le granophyre du Skaergaard pourrait résulter de la contamination due à la fusion des gneiss encaissants et à la circulation d'eaux météoriques dans une masse de magma qui se refroidit.

Willemsse (1969, p. 12) note que les travaux en cours au Bushveld suggèrent que l'augmentation des alcalis dans la partie supérieure de ce complexe pourrait résulter de l'assimilation des roches du toit.

Étudiant le transfert de chaleur durant la cristallisation de complexes stratiformes, Irvine conclut que la fusion des roches au toit est probablement la norme générale (1970a, p. 1059). Il démontre également la relation génétique entre l'assimilation du magma de fusion et la formation du litage magmatique dans le Bushveld (1974).

Leeman *et al.*, (1973) concluent que le Skaergaard est le lieu d'une interaction complexe entre le magma gabbroïque et le gneiss granitique encaissant.

McBirney & Nakamura (1974) pensent que le granophyre du Skaergaard ne peut être produit par la différenciation du gabbro, et qu'il doit son origine à la fusion des gneiss encaissants.

Allard (1976a) et Allard et Whitney (1977) arrivent à la conclusion que le granophyre du Complexe du Lac Doré (figure 59) se situe très exactement sous des volcanites felsiques (au toit) et sur des roches de la Zone litée (au mur).

Nos observations ultérieures sur le terrain nous ont permis d'élaborer un modèle de l'origine de ce granophyre. Ce modèle, dont les étapes sont représentées à la figure 64, a l'avantage premier d'expliquer et l'origine du litage spectaculaire dans la Série litée et l'origine du faciès de ferrodunite dans la partie orientale du flanc nord du complexe (secteur du mont du Sorcier et du lac Robert).

Au risque de quelques répétitions, récapitulons les points saillants qui nous intéressent. Le Complexe du Lac Doré est un corps intrusif légèrement discordant au coeur du centre volcanique de Chibougamau. Il s'est mis en place dans les rhyodacites et pyroclastites felsiques de la Formation de Waconichi (au sud et au nord-ouest) et au contact de la formation de fer du lac Sauvage et des basaltes de la Formation de Gilman (au nord-est).

Dans notre modèle, le magma initial du Complexe du Lac Doré est un basalte tholéiitique du type Obatogamau contenant jusqu'à 10 % de mégacristaux de plagioclase, ou encore de type Gilman contenant de petits phénocristaux de plagioclase. Les manuels de pétrologie, basés sur les travaux de Bowen (1945), Tilley (1950), Yoder (1976) et autres, s'accordent à estimer que la température de ce magma est supérieure à 1200°C et que la cristallisation débute à cette température. Comme le complexe constitue une chambre magmatique au coeur d'un centre volcanique actif, le gradient géothermique y est très élevé.

La première poussée de magma se traduit par un mince filon-couche qui se différencie pour donner de l'anorthosite et une couche litée riche en magnétite; ce phénomène est bien visible sur le flanc sud du complexe, dans le canton de Lemoine. Cette première poussée, mineure, est suivie d'une énorme montée de magma basaltique, correspondant au corps principal du complexe. Au contact avec les roches encaissantes de ce magma, il se produit une zone de trempe (Zone de bordure) sous forme d'une mince couche horizontale de gabbro finement grenu à texture doléritique, comme on en voit sur l'île du Portage ou au nord de la mine Obalski. La chambre magmatique se refermant, la cristallisation du magma basaltique s'amorce à la base et au sommet. Comme les pertes maximales de chaleur ont lieu au sommet, la cristallisation y est minime et se produit surtout par décantation gravitationnelle. La décantation des gros et nombreux cristaux primitifs de plagioclase se fait de façon très lente, car ceux-ci ont sensiblement la même densité que le magma moyen. Leur longue descente

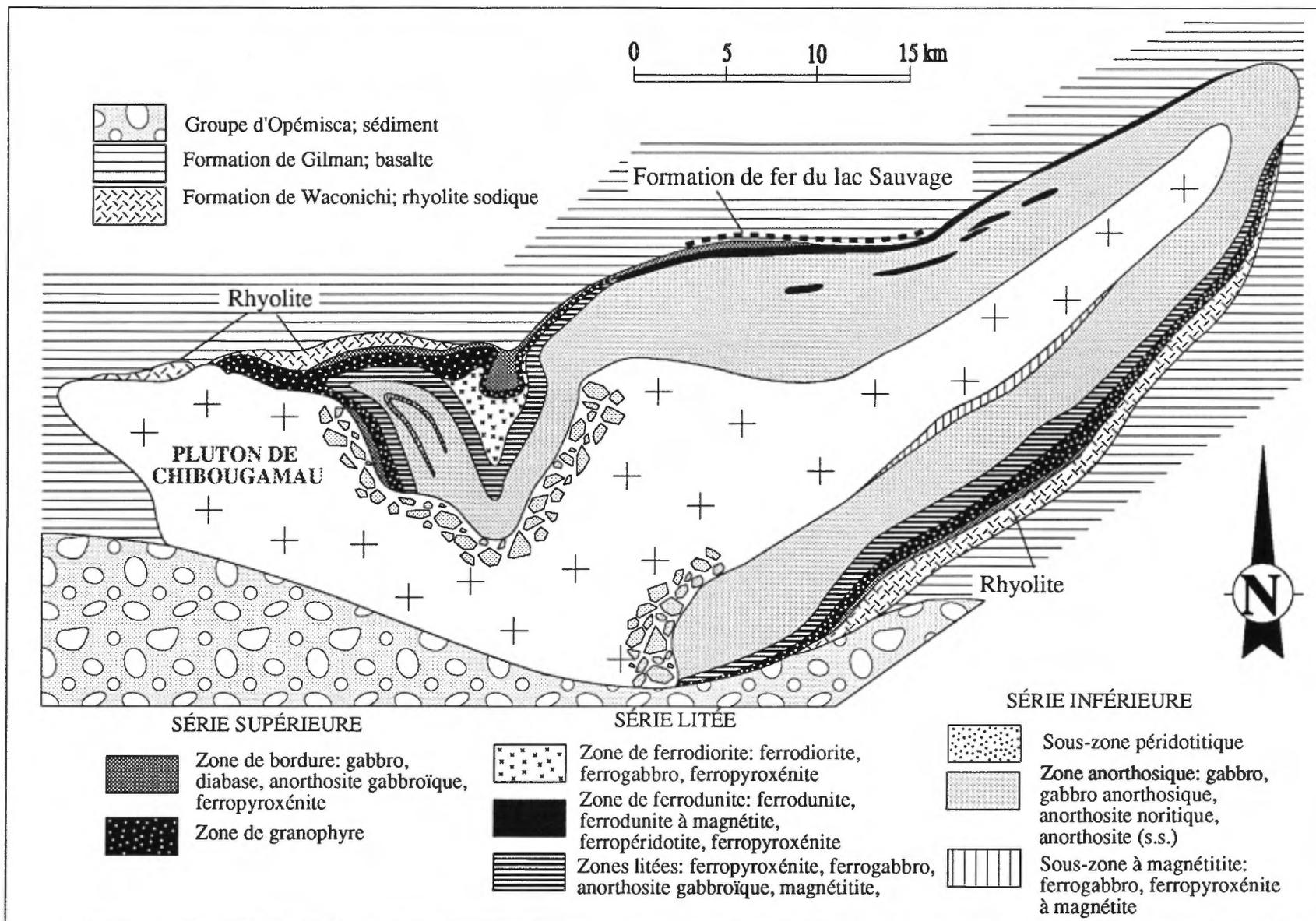


FIGURE 63 - Carte schématique montrant la relation spatiale existant entre la Zone de granophyre, la Série litée et les volcanites rhyolitiques de la Formation de Waconichi.

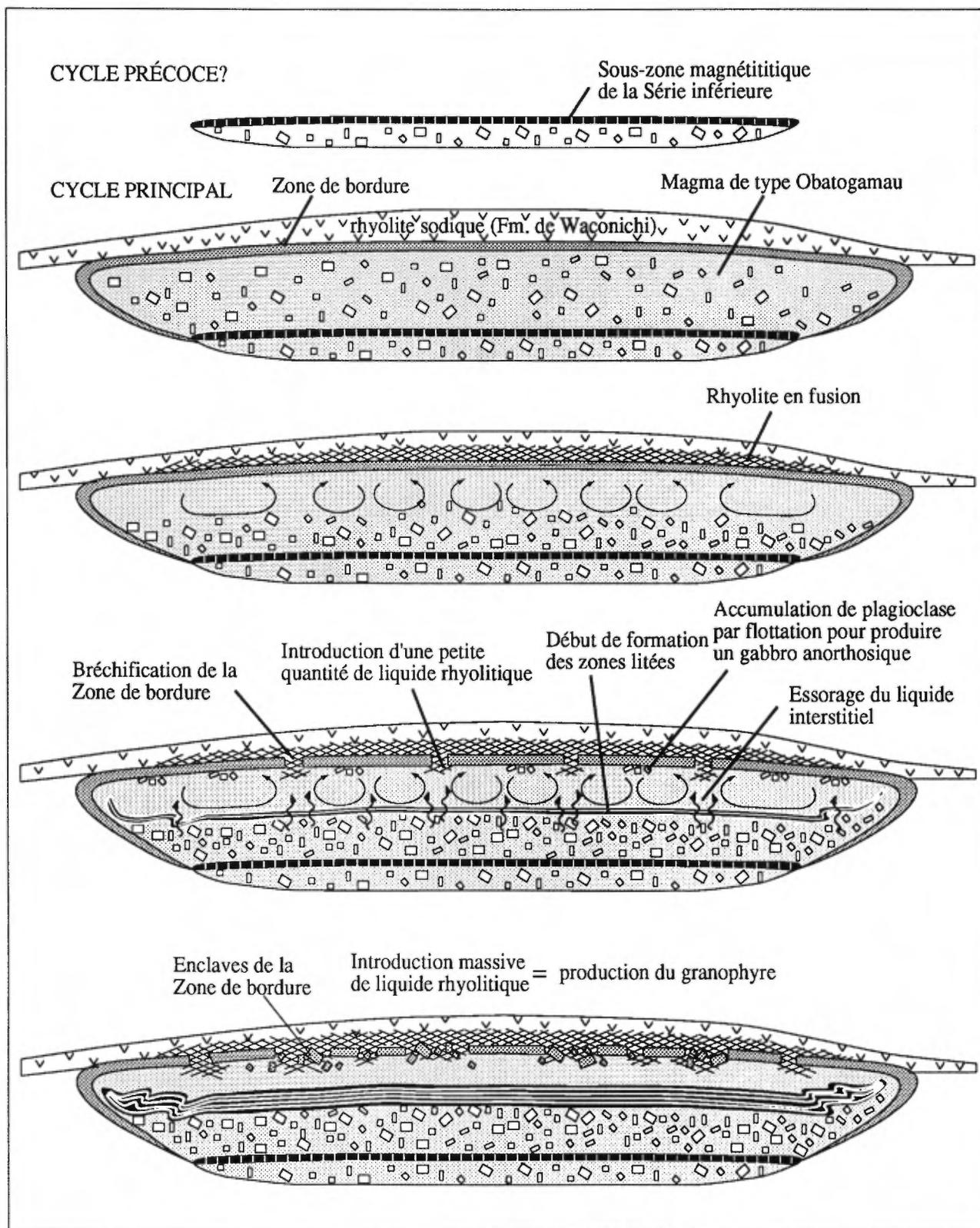


FIGURE 64 - Modèle pour les flancs sud et nord-ouest du Complexe du Lac Doré permettant d'expliquer la formation des zones litées et du granophyre par assimilation des rhyolites du toit.

à travers plusieurs kilomètres de magma explique la granulométrie très spéciale des anorthosites du Complexe du Lac Doré (figure 34) où des cristaux de 10 à 15 cm ne sont pas rares. Cette accumulation de cristaux de plagioclase est à l'origine de la Zone anorthosique, l'unité la plus importante en terme de puissance. Un essorage du liquide interstitiel pourrait être également un mécanisme qui favorise la concentration des plagioclases. Durant cet intervalle de temps, la perte de chaleur au toit est telle que les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi entrent en fusion. Les travaux de Von Platen (1965), de Winkler (1957), de Yoder & Tilley (1962) et de Tuttle & Bowen (1958) démontrent qu'une température de 670°C, à une pression d'eau de 2 kbar, est suffisante pour mettre en fusion des roches felsiques. Von Platen (1965) a aussi démontré l'importance de HCl et de HF pour réduire la température de fusion. Or, on sait que la Série litée comprend de la hornblende primaire (Kline, 1984a et 1984b) de même que, dans la Zone P₃, des quantités considérables d'apatite cumulus, ce qui reflète bien un certain contenu en H₂O, HCl et HF dans le magma. Une partie de ces volatils est magmatique, et une autre peut être liée à l'assimilation des volcanites sous-marines du Waconichi qui contenaient sûrement des saumures riches en Cl et F.

La situation est représentée à la figure 64. Le magma secondaire produit par la fusion des roches du toit est séparé du magma primaire, au-dessus des cumulats anorthosiques, par la mince zone de gabbro de trempe à la bordure supérieure. Ce gabbro se fracture (voir figure 64) et chaque cassure devient un lieu où s'engendrent des courants de convection (Hess, 1960; Wager & Brown, 1967). Deux magmas à propriétés physico-chimiques très différentes sont donc mis en contact, soit un magma primaire très riche en fer et un magma secondaire très siliceux. L'apport du matériel siliceux contribue à la formation de plagioclases et de pyroxènes riches en fer (deux minéraux saturés). La fugacité de l'oxygène favorise à ce moment la formation de magnétite primaire en grande quantité au niveau des Zones P₁ et P₂. Cependant, les conditions changent au niveau de la Zone A₂, pour devenir radicales dans la Zone P₃, où la ferro-augite et la ferrohypsthène remplacent la magnétite. À la fin de l'événement ayant donné naissance à la Zone P₃, l'apport en magma secondaire devient prédominant et l'on assiste à la formation de la Zone de granophyre sodique. Des blocs de gabbro de la bordure de trempe continuent à se briser et à tomber dans ce magma visqueux (figure 58B). On les rencontre sur des kilomètres dans le canton de Lemoine, à l'W de la mine Lemoine, où ils constituent d'excellents témoins de la zone de trempe.

À plusieurs endroits, comme au lac Williams et au SW de la mine Lemoine, un horizon d'anorthosite gabbroïque constitue la Zone de bordure. Cette zone origine de la flottation de cristaux de plagioclase au sommet de la chambre magmatique durant la formation de la Série litée. Ailleurs, comme au N du lac David (Saunders, 1978) et dans Lemoine (Oliveira, 1973), la Zone de granophyre est en contact direct avec les volcanites du Waconichi: il s'agit

de points où la zone de trempe de la bordure supérieure s'est complètement effondrée (figure 64). Également, à plusieurs endroits (comme dans le canton de Lemoine, sur le cheminement CGI, au N du lac David, ainsi qu'au S du lac Williams), on observe quantité de blocs de rhyodacite porphyrique et d'autres lithologies plus mafiques de la Formation Waconichi qui «flottent» dans le granophyre. Ces xénolithes représentent des vestiges des roches du toit qui se sont enfoncées dans le granophyre sans subir de fusion totale.

ORIGINE DE LA FERRODUNITE

Nous présenterons ci-dessous ce que nous savons de l'origine de la ferrodunite, au mont du Sorcier et au lac Robert. À ces connaissances, on doit ajouter également les données de Lapallo sur la ferrodunite de ces deux secteurs (1988).

Mont du Sorcier

Le faciès de ferrodunite à magnétite du mont du Sorcier a été décrit plus haut. Le tableau 65 présente une analyse pondérée de six échantillons d'un sondage (SC 74-3) qui recoupe la zone sur toute son épaisseur (468 pieds). Sur ce mont, le contact entre le complexe et les volcanites est souligné par une très mince bande de roches felsiques, de tufs, de tufs à blocs et de sulfures. Un peu à l'W, sur l'île du Portage et au N des mines Cedar Bay et Jaculet, cette bande devient très riche en sidérose, ankérite et pyrite; c'est l'unité de formation de fer du lac Sauvage (Henry & Allard, 1979). Le complexe est en contact avec cette unité, et là où celle-ci n'existe pas, comme c'est le cas au mont du Sorcier, c'est qu'elle a été assimilée par le complexe. Cette assimilation de carbonates de fer, sans silice, explique l'absence de granophyre et de litage dans cette partie du complexe (voir figure 65).

Bowen (1945) s'est intéressé au processus d'assimilation de carbonates par des magmas, produisant une «désilicification» de ces derniers. Au mont du Sorcier, quelques kilomètres d'anorthosite se forment dans la partie inférieure; le magma résiduel, différencié, s'enrichit considérablement en Fe, TiO₂, V₂O₅ et s'appauvrit en CaO et MgO. L'assimilation d'une grande quantité de sidérose (FeCO₃), d'ankérite (Fe, Mg, Ca) CaO₃ et de tufs chloriteux ajoute beaucoup de Fe et Mg au magma, mais peu de SiO₂, provoquant ainsi une «désilicification» relative du magma et une grande production d'olivine. Cette olivine requiert beaucoup moins de silice que le plagioclase et les pyroxènes qu'on retrouve dans la Série litée. Les données sont les suivantes:

• Plagioclase (An ₇₀)	50,85 % SiO ₂
• Ferroaugite (Ca ₃₅ Fe ₃₃ Mg ₃₂)	52,31 % SiO ₂
• Ferrohypsthène (Ca ₅ Fe ₄₈ Mg ₄₇)	52,62 % SiO ₂
• Olivine (Fo ₆₄ Fa ₃₆)	38,00 % SiO ₂

La formation de fer du lac Sauvage contient en général, très peu de TiO₂ et de V₂O₅. Il existe des exceptions pour

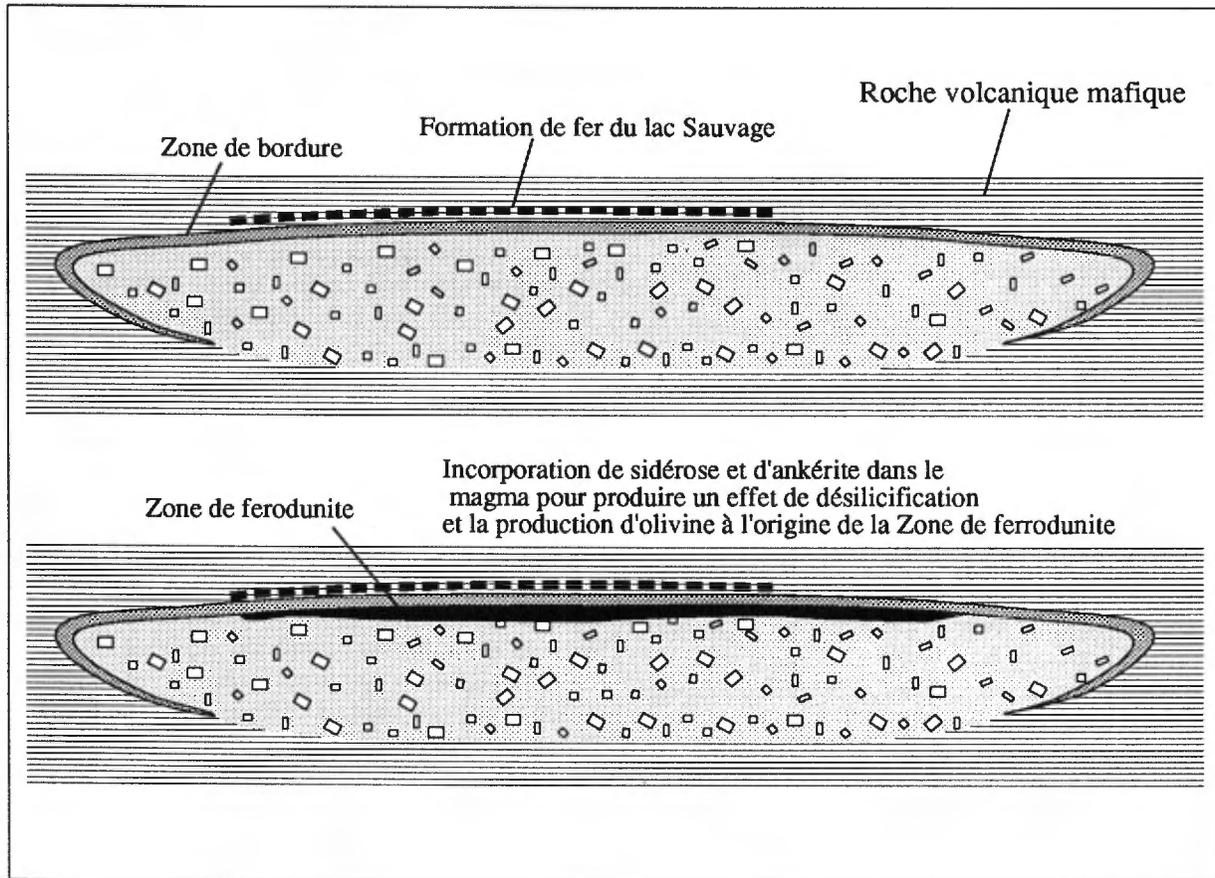


FIGURE 65 - Modèle pour le flanc nord-est du Complexe du Lac Doré permettant d'expliquer la formation de la Zone de ferrodunite.

certaines petits lits de carbonates de fer et de pyrite qui contiennent une bonne quantité de rutil (Henry & Allard, 1979). Sur les 36 analyses de formation fer fournies à l'annexe B du rapport de Henry & Allard (1979), seulement 4 contiennent plus de 1 % de TiO_2 (variation de 0,00 à 1,10). Les analyses de la zone P₁ sur le flanc sud du complexe (tableau 52A) démontrent que le magma différencié du complexe est très riche en TiO_2 (11,70 %) et V_2O_5 (0,79 %). L'assimilation des carbonates de fer et de magnésium (avec un bon contenu de MnO) réduit la moyenne, au mont du Sorcier, à 1,12 % TiO_2 et 0,30 % V_2O_5 (tableau 65).

Lac Robert

Le faciès de ferrodunite du lac Robert se trouve au même niveau stratigraphique que celui du mont du Sorcier qui est situé plus à l'W. Il comprend les mêmes minéraux et les mêmes types de lithologies, sauf que la teneur en magnétite y est beaucoup plus faible. On en conclut que l'assimilation de la formation de fer a diminué graduellement en direction de l'extrémité orientale du complexe.

Contexte évolutif du Complexe du Lac Doré

Ce que nous connaissons du volcanisme de la bande de roches vertes Matagami-Chibougamau suggère l'existence, durant le deuxième cycle du Groupe de Roy, d'un centre volcanique près de l'actuelle ville de Chibougamau. Le Complexe du Lac Doré pourrait correspondre à la chambre magmatique associée à ce centre. Dans l'introduction de ce mémoire, nous avons signalé que la bande Matagami-Chibougamau était unique en son genre dans la Province de Supérieur de par la présence de nombreux complexes stratiformes (figure 2). Les Complexes de la rivière Bell, de la rivière Opawica et du Lac Doré sont tous plissés en antifformes envahis par des masses granitoïdes dans leur zone axiale. Le Complexe du Lac de la Chaleur diffère légèrement de ce modèle (Durocher, 1985), du fait qu'il ne représente qu'un petit reliquat du flanc nord-ouest d'un appareil qui pouvait être plus grand à l'origine.

Le volcanisme survenu le long de la bande Matagami-Chibougamau comprend plusieurs phases:

- mise en place des volcanites d'un premier cycle sous forme d'un immense plateau basaltique sous-marin, suivie des produits d'un deuxième cycle sous forme de grands stratovolcans;
- développement, durant la formation des stratovolcans, d'énormes chambres magmatiques où une cristallisation lente donne naissance aux intrusions stratiformes différenciées;
- mise en place d'intrusions granitoïdes polyphasées qui viennent occuper les zones axiales des futures antifformes; elles constituent la gamme des intrusions tonalitiques et granodioritiques.

Les variations d'intensité des effets de la déformation régionale sur les différentes phases du Pluton de Chibougamau (Racicot, 1981) et la nature post-cinématique du Pluton d'Opémisca (Wolhuter, 1971; Durocher, 1985) nous portent à croire que le processus responsable de la mise en place des masses granitoïdes dans les antifformes s'est échelonné de façon plus ou moins continue sur une longue période de temps. Il y aurait ainsi une relation assez étroite entre la mise en place des complexes stratiformes et leur position dans l'axe des grandes structures antifformes de la bande Matagami-Chibougamau. De plus, il est intéressant de constater l'association entre les intrusions litées et les édifices de lave rhyolitique d'affinité tholéitique. La Formation de Waconichi «type Lemoine» (voir partie sur le Waconichi) en est un exemple pour la région de Chibougamau et la Formation du Lac Watson avec le Complexe de la Rivière Bell représente le même type d'association dans la région de Matagami.

La figure 66 illustre une hypothèse qui permet d'intégrer la position tectonique du Complexe du Lac Doré ainsi que les différents éléments d'association qui sont typiques au Complexe du lac Doré mais qui pourraient s'appliquer aux autres intrusions litées de la partie nord de la sous-province de l'Abitibi.

La Formation d'Obatogamau possède un lien de parenté avec les intrusions litées de la région. Les parties anorthosiques des petits filons-couches retrouvés dans l'Obatogamau représentent un élément en faveur de cette hypothèse. Les travaux de Midra (1989) ont permis d'établir une relation spatiale entre l'épaisseur des coulées, l'abondance de phénocristaux et la proximité du Complexe Opawica. Cette dernière intrusion est toutefois clairement contenue au sein de la Formation d'Obatogamau (figures 3 et 6). La relation stratigraphique du Complexe Opawica est toutefois explicite par l'absence d'un second cycle de volcanisme que l'on reconnaît dans la région de Chibougamau. En ce qui concerne le Complexe du Lac Doré, le lien stratigraphique est moins évident. Si l'on se réfère au schéma tectonostratigraphique de la figure 6, le Complexe du Lac Doré est situé stratigraphiquement en dessous de la Formation de Waconichi soit donc dans une position analogue à celle du Complexe Opawica. Cependant, cette corrélation a comme prémisses une certaine solidarité structurale entre les divers composants de la stratigraphie aussi distants l'un de l'autre (voir chapitre sur la structure). Dans l'acceptation de cette solidarité structurale, le Complexe du Lac Doré occupe à peu près le centre symétrique entre les laves de l'Obatogamau bien connu dans les cantons Haüy, Queylus et Dollier (figure 3) et celles que l'on a reconnues au nord de la région (cantons de Blaiklock et de Richardson). Cette position centrale laisse croire à une chambre magmatique sub-surface occupant la zone axiale E-W d'une ride d'émission des laves de l'Obatogamau.

La présence des roches rhyolitiques de la Formation de Waconichi dans ce même secteur peut s'expliquer par un fractionnement à partir d'un liquide de type Obatogamau (voir partie géochimie du Waconichi) suivie d'une extru-

sion en surface. Ce fractionnement d'une faible quantité de liquide rhyolitique a pu s'opérer au sein de la chambre magmatique de l'Obatogamau à la base de la croûte.

Le second cycle de volcanisme produit des empilements de laves basaltiques et de roches pyroclastiques felsiques qui se superposent sur les assemblages du premier cycle (Formation d'Obatogamau).

L'expansion du Complexe du Lac Doré l'amène en contact avec les roches felsiques de la Formation de Waconichi (voir figure 66). L'assimilation des roches felsiques est à l'origine de la Zone litée et de la Zone de granophyre.

Sous le Complexe du Lac Doré, un magma tonalitique à dioritique s'accumule et est en voie d'édifier le Pluton de Chibougamau. Le magma tonalitique peut provenir de la fusion partielle de roche basaltique à la base de la croûte avec une contribution de matériel sialique (Gariépy, 1983).

Le raccourcissement N-S relié à l'orogénèse kénoréenne est responsable de la verticalisation du complexe et du plissement qui génère l'anticlinal de Chibougamau (voir chapitre sur la structure). La contribution du Pluton de Chibougamau peut se faire soit à un stade syncinématique ou soit par simple résistance d'un corps dur présent avant la déformation régionale.

Métamorphisme

Le métamorphisme, au faciès des schistes verts (côté Supérieur) et au faciès des amphibolites (côté Grenville), des lithologies du Complexe du Lac Doré a produit une gamme de roches spectaculaires. Le métamorphisme est isochimique (si on exclut H₂O et CO₂) et on peut facilement le prouver en faisant l'analyse chimique des roches et en les comparant aux analyses de roches identiques dans les complexes stratiformes non métamorphisés comme le Bushveld ou le Stillwater (voir les nombreuses analyses du Complexe du Lac Doré à l'annexe 3).

De plus, les variations minéralogiques et chimiques initiales sont parfaitement traduites par la chimie des minéraux métamorphiques. De façon globale, le passage de roches riches en magnésium à la base à des roches particulièrement riches en fer au sommet se traduit par une série correspondante de minéraux métamorphiques (chlorites, épidotes et amphiboles) qui changent de composition de la même façon que les pyroxènes primaires le faisaient avant le métamorphisme.

Les travaux de laboratoire sont insuffisants pour donner toute la gamme de compositions chimiques des minéraux métamorphiques du Complexe du Lac Doré. Les études partielles de Baskin (1975) et de Kline (1984a,b,c) sont à signaler pour l'aide qu'elles apportent.

Au faciès des schistes verts, les réactions suivantes ont pris place dans le complexe.

• Plagioclase calcique (An ₉₅₋₈₀)	→ albite (An ₀) + clinozoisite
• Orthopyroxène magnésien	→ chlorite magnésienne + magnétite*
• Orthopyroxène ferreux	→ ferrochlorite + magnétite
• Clinopyroxène magnésien	→ actinote + magnétite*
• Clinopyroxène ferreux	→ ferro-actinote ou ferropargasite + magnétite
• Olivine magnésienne	→ serpentine + magnétite
• Olivine ferreuse	→ quartz + magnétite; grunérite + magnétite
• Magnétite titanifère	→ sphène + chlorite
• Ilménite	→ sphène

* La quantité est fonction du rapport Mg/(Mg + Fe)

Il faut cependant noter qu'il ne s'agit pas là d'une pseudomorphose parfaite car il y a diffusion d'un minéral à l'autre avec l'aide du fluide métamorphique. Ainsi, la chlorite, dérivée du pyroxène, requiert de l'alumine, qui doit être contribué par le plagioclase; de façon concomitante, cette même chlorite a une teneur en SiO₂ de beaucoup inférieure au pyroxène, ce qui signifie migration de la silice vers le plagioclase. On pourrait ainsi faire un bilan de tous les échanges pour en arriver invariablement à la conclusion que le métamorphisme est isochimique. Comme la texture de cumulat est aussi parfaitement conservée (à l'exception des zones de cisaillement), on doit également conclure que le métamorphisme est isovolumétrique.

Les plagioclases primaires varient de l'anorthite-bytownite-labrador dans la Zone anorthosique à l'oligoclase dans la Zone de granophyre. Certains cristaux de plagioclase, atteignant 30 cm de diamètre, donnent de parfaits pseudomorphes d'albite et de clinozoisite. À l'examen attentif de l'échantillon, sous bonne illumination, on voit les clivages et les macles des grands cristaux d'albite, pseudomorphes parfaits des cristaux plus calciques. La poussière de clinozoisite sur les grains d'albite les rend beaucoup plus flous et difficiles à observer. Au voisinage du Pluton de Chibougamau ou du Front de Grenville, cette poussière de clinozoisite blanche recristallise et la roche devient une cornéenne blanche à texture typiquement granoblastique (figure 33).

Dans la partie supérieure de la Zone anorthosique, de même que dans la Série litée, la teneur en fer de la roche se manifeste par un changement de couleur: la clinozoisite passe à une épidote d'un jaune verdâtre caractéristique. En lame mince, cette épidote a une biréfringence plus élevée et présente des couleurs d'interférence normales pour l'épidote riche en fer, différentes des couleurs grise et bleue anormales de la clinozoisite.

À l'approche du Front de Grenville, dans les cantons de Rinfret (Allard, 1967; Allard & Simmons, 1969) et de McCorkill (Avramtchev, 1975a), la recristallisation a produit une anorthosite à labrador et actinote: les cristaux de chlorite dérivés des pyroxènes primaires ont recristallisé en grands cristaux poecilitiques d'actinote (figure 36A). Plus à l'E, près du lac Complexe, l'anorthosite est constituée de grains de plagioclase faisant des angles de 120°

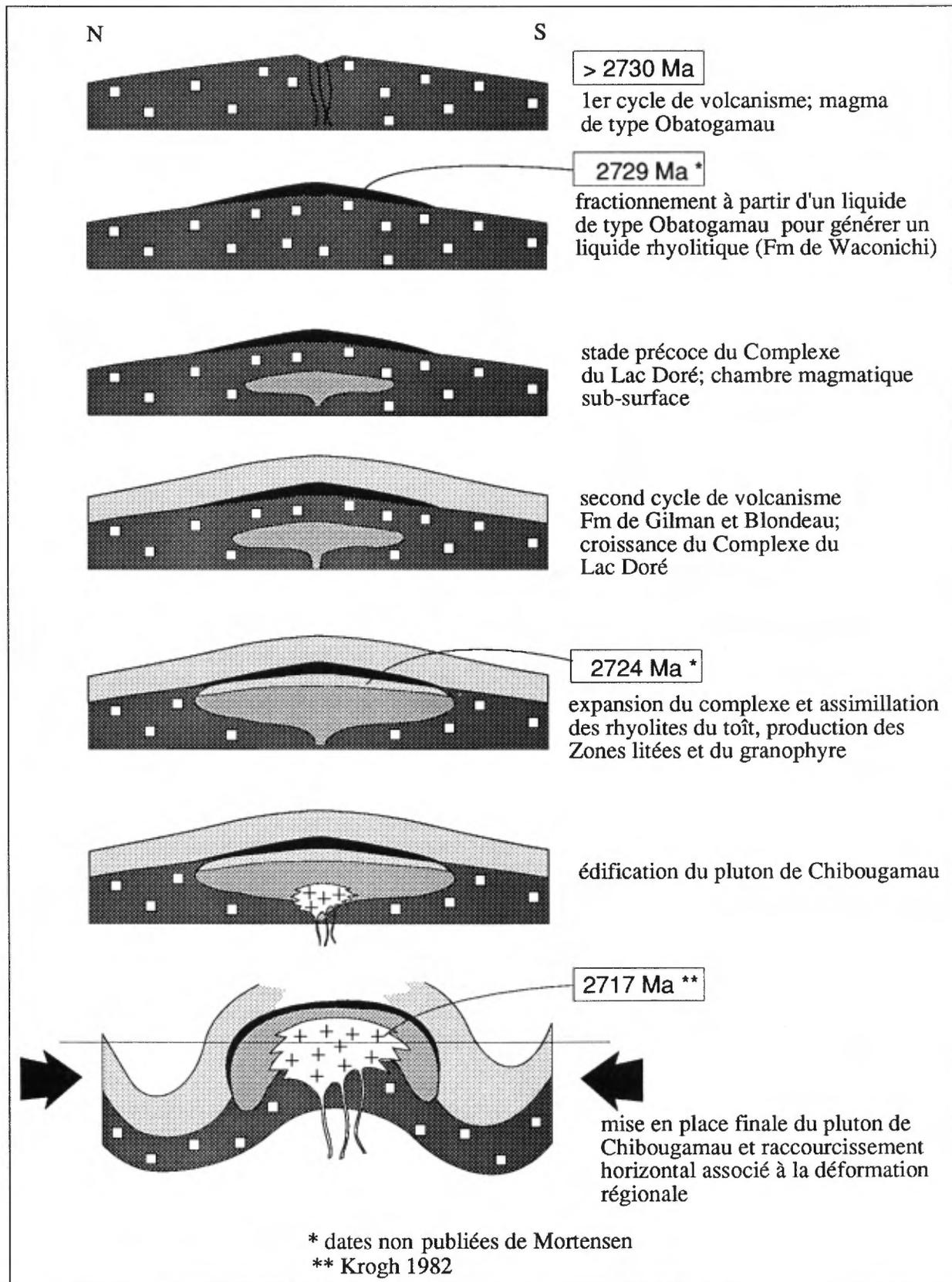


FIGURE 66 – Modèle tectonique faisant la relation entre la formation du Complexe du Lac Doré et sa position dans une structure anticlinale.

entre eux, et l'actinote-chlorite est remplacée par la hornblende (Allard, 1978 et 1979). Étonnante est l'excellente conservation du litage magmatique et des textures de cumulat quand on sait que ces roches ont connu deux phases de plissement et un métamorphisme régional archéen au faciès des schistes verts, préalablement aux déformations grenvilliennes qui ont accompagné le métamorphisme au faciès des amphibolites.

Dans la Série litée, le métamorphisme a produit des minéralogies différentes de la normale; Kline (1984b) en donne un aperçu (tableau 76). Les ferrogabbros et ferroproxénites sont interlités avec des magnétites titanifères et vanadifères. Certaines ferroproxénites peuvent contenir jusqu'à 35 % de FeO et Fe₂O₃ tout en étant dépourvues de magnétite; elles contenaient, à l'origine, de l'orthopyroxène ferreux, du clinopyroxène ferreux, de la fayalite et des quantités accessoires d'ilménite et d'apatite. Kline rapporte les réactions suivantes:

• Plagioclase calcique	→ albite et épidote
• Clinopyroxène	→ ferro-actinote avec liséré de ferropargasite
• Orthopyroxène	→ ferropargasite et hornblende ferropargasitique; cummingtonite et grunérite
• Fayalite	→ grunérite et magnétite; quartz et magnétite
• Hornblende brune (primaire)	→ stable
• Apatite	→ stable
• Ilménite	→ stable

Dans les roches très riches en fer de la Série litée, Kline (1984b) rapporte la paire albite-ferropargasite (tableau 77). Cette association est des plus intéressantes car tous les manuels de pétrographie rapportent albite-actinote au faciès des schistes verts et oligoclase-hornblende au faciès des amphibolites. Kline pense que cet assemblage est dû à une température de stabilité plus basse pour les amphiboles très riches en fer.

La cummingtonite remplace l'orthopyroxène et la grunérite remplace l'orthopyroxène très riche en fer. Dans certaines roches de la Série litée, la texture indique qu'une faible quantité de fayalite a été transformée en grunérite et poussière de magnétite ou en quartz et magnétite. Dans les roches riches en fer et pauvres en calcium, il y a coexistence (Klein, 1968) stable des ortho-amphiboles et de la ferropargasite (figures 67 à 70). Cette dernière, fortement pléochroïque, de jaune verdâtre à vert bleuté très foncé, remplace toutes les autres amphiboles dans les roches contenant suffisamment de Fe, Al et Ca. En général, dans la Série litée, la composante de la hornblende varie de ferro-hornblende à ferrohornblende pargasitique à ferropargasite (figures 67 et 68).

CHLORITE

La chlorite est un minéral très commun dans les roches du Complexe du Lac Doré. Elle remplace l'orthopyroxène

des anorthosites et anorthosites noritiques et les orthopyroxènes riches en fer de la Série litée. Comme les orthopyroxènes contiennent très peu d'alumine, il faut conclure à un échange de Al, qui serait libéré durant la saussuritisation du plagioclase. Par contre, dans beaucoup de roches, on voit un début de chloritisation des plagioclases, ce qui exige une diffusion en sens inverse de Fe et Mg.

Le litage cryptique si évident dans le Complexe du Lac Doré se manifeste très nettement dans la gamme des chlorites (tableau 76). À la base de la Zone anorthosique, les chlorites sont très pâles (incolores en lames minces) et très magnésiennes. À l'autre extrême, dans les ferroproxénites de la Zone P₃, elles sont très foncées et très riches en fer. Le complexe contient donc une extraordinaire gamme de chlorites: des ripidolites les plus riches en Mg aux daphnites les plus riches en Fe. On trouvera au tableau 76 des analyses représentatives (Kline, 1984b). Il y a corrélation très serrée entre la composition de la roche et la composition des chlorites (figure 69).

Plusieurs auteurs ont noté une croissance du rapport Mg/Fe dans la chlorite avec l'augmentation du degré de métamorphisme (Cooper, 1972; Harte & Graham, 1975; Laird, 1980). Kline (1984a) emploie le diagramme CAFM de Harte & Graham (1975) pour comparer, dans un même échantillon, les compositions de la chlorite et des amphiboles coexistantes (figure 70). Dans cette figure, la partie A représente des échantillons pris au moins à 1500 m à l'W de l'isograde du grenat tandis que la partie B s'applique à des échantillons à moins de 500 m à l'ouest de l'isograde ou, encore, à l'E de cet isograde. On constate qu'une augmentation du contenu en fer dans la roche totale fait changer l'amphibole: de l'actinote à la hornblende actinotique et, finalement, à la hornblende (incluant la pargasite). Au même diagramme, on note un changement de pente des lignes qui lient les minéraux coexistants: les amphiboles sont plus fortes en Mg que les chlorites dans les roches riches en Mg et plus fortes en fer que les chlorites dans les roches riches en fer. Plus près de l'isograde du grenat, on observe les mêmes relations générales mais le fractionnement métamorphique du fer dans l'amphibole est plus prononcé. Les amphiboles sont aussi plus riches en Al₂O₃ dans les roches plus métamorphisées. Il n'y a pas de ligne de raccord entre la chlorite et l'actinote dans les échantillons de la partie B de la figure parce qu'un liséré de hornblende se trouve entre l'actinote et la chlorite. Dans cette même partie de la figure, les pentes des lignes de raccord varient car il y a évidence en lames minces de déséquilibre métamorphique à l'approche du Front de Grenville. On trouve des détails additionnels dans Kline (1984b), qui a noté que certaines des associations minéralogiques en bordure du Grenville se retrouvent au contact entre le Pluton de Chibougamau et l'anorthosite du Complexe du Lac Doré.

ÉPIDOTE-ZOÏSITE-CLINOZOÏSITE

Le plagioclase calcique des roches du Complexe du Lac Doré se transforme en albite et l'un des minéraux de la

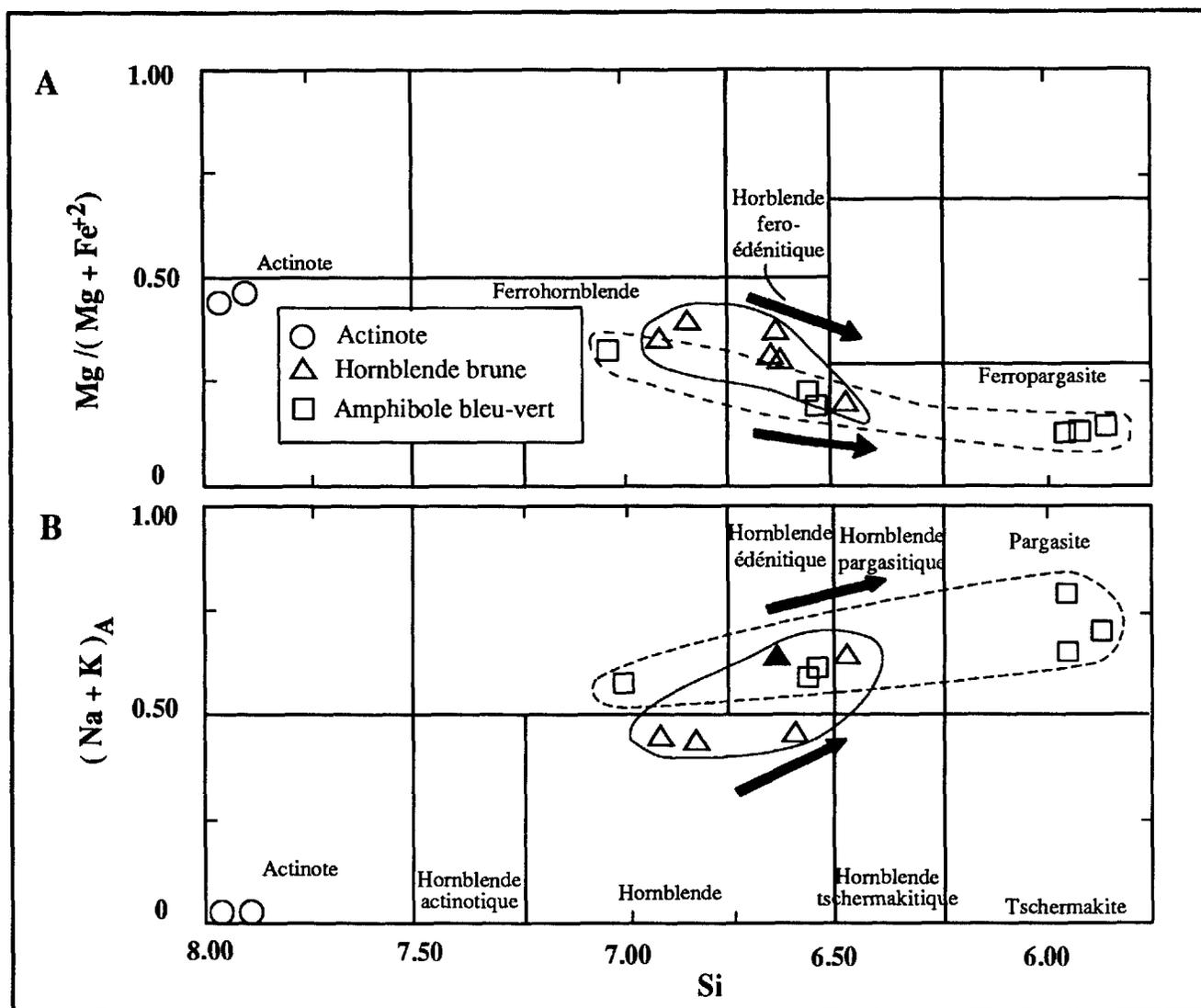


FIGURE 67 - Amphiboles calciques de l'échantillon 67-95, une ferropyxénite de la Zone P₃. Les valeurs cationiques proviennent des analyses à la microsonde (tableau 77). Le triangle plein représente deux analyses identiques. La nomenclature des subdivisions est de Leake (1978). Notez que les hornblendes vertes et brunes ont une tendance vers la pargasite (flèches) et qu'il y a chevauchement des valeurs. Adapté de Kline, 1984b, figure 2, page 22.

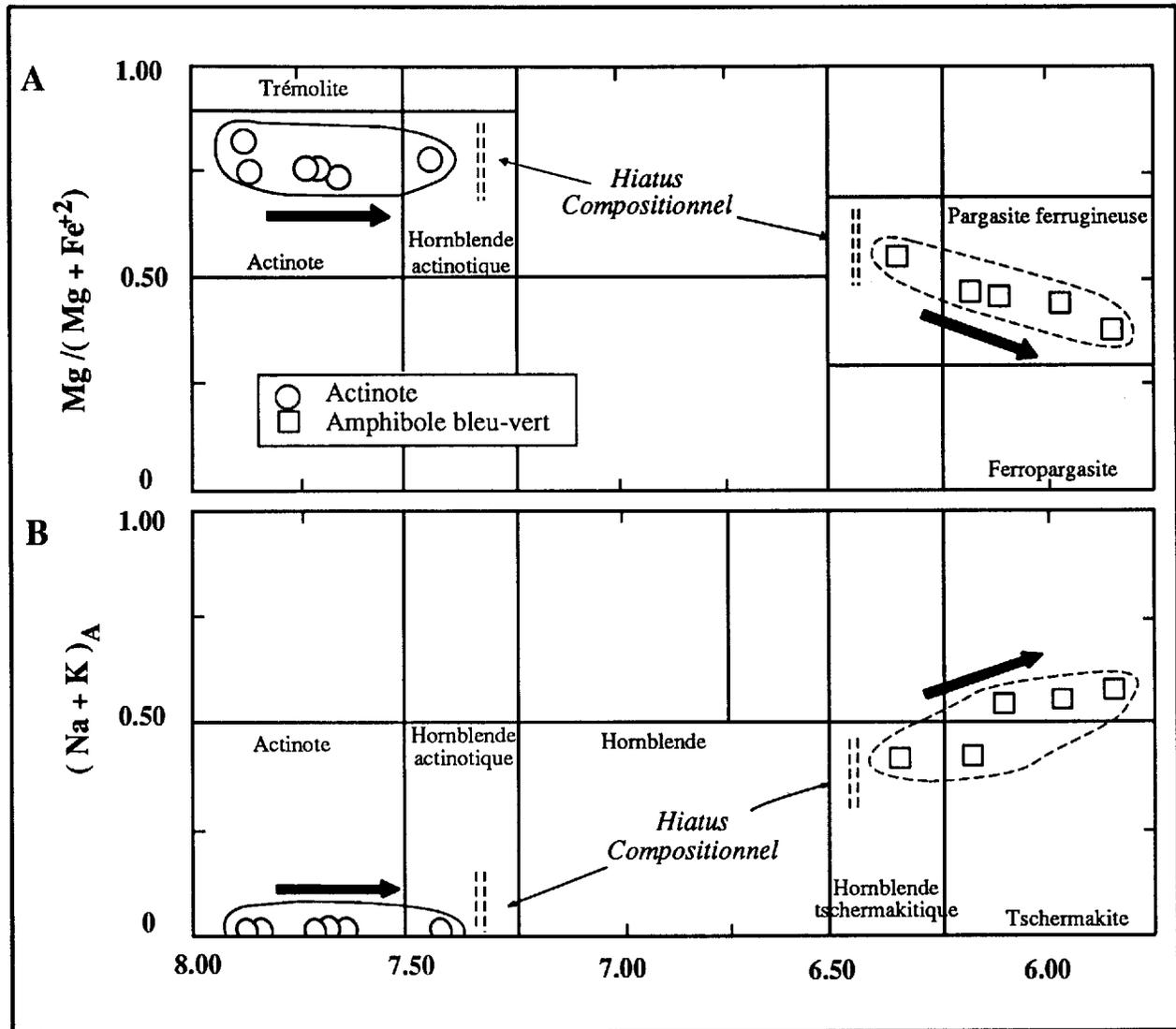


FIGURE 68 – Amphiboles calciques de l'échantillon 66-267A, un gabbro de la partie supérieure de la Zone anorthosique. Les valeurs atomiques sont dérivées des analyses à la microsonde (tableau 77). La terminologie est de Leake (1978). Notez que les actinotes ont une affiliation tschermakitique et que les hornblendes ont une tendance pargasitique (flèches). L'intervalle compositionnel entre les deux groupes est probablement dû à l'immiscibilité. Adapté de Kline, 1984b, figure 5, page 31.

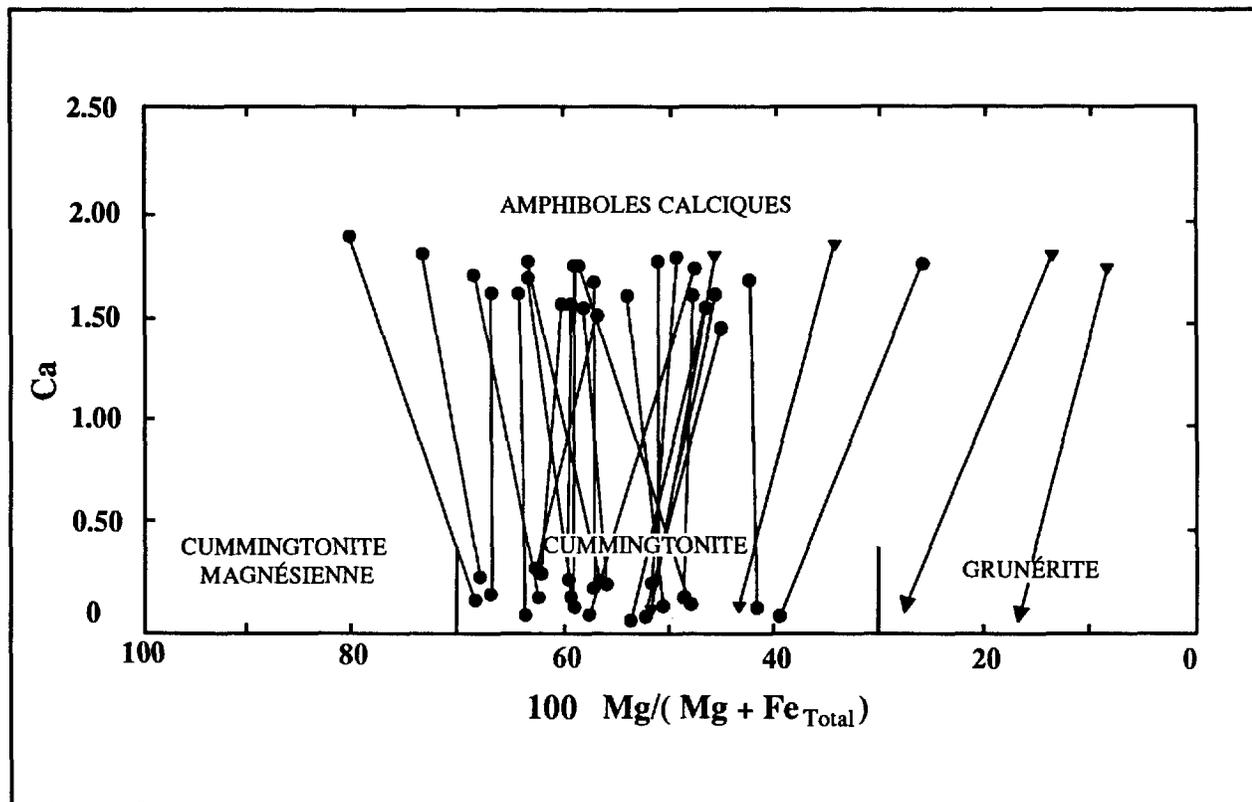


FIGURE 69 - Rapports Mg/Fe dans les amphiboles calciques coexistant avec les amphiboles monocliniques à Mg et Fe. Adapté de Kline, 1984b, figure 3, page 24. Voir également le tableau 77.

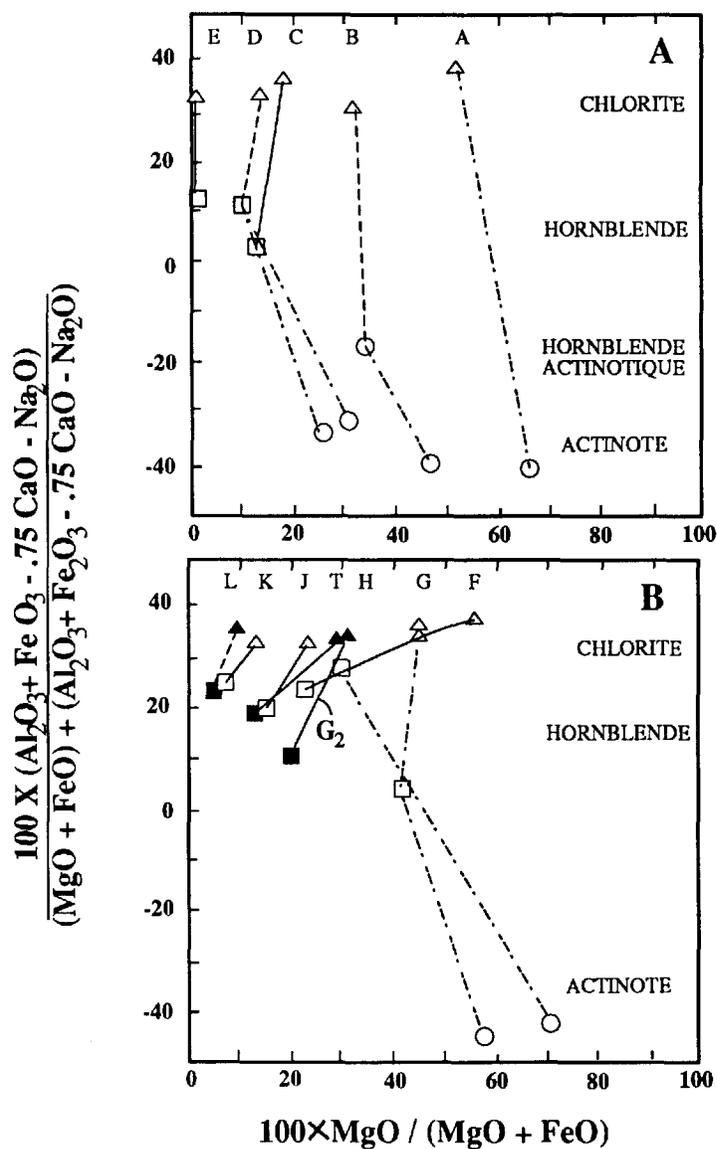


FIGURE 70 - Diagramme CAMF (Harte & Graham, 1975) pour des échantillons typiques du Complexe du Lac Doré. En A, les échantillons sont à plus de 1500m à l'W de l'isograde du grenat; en B, ils sont à moins de 500m à l'W. Les traits pleins raccordent les grains de chlorite et d'amphibole qui sont en contact direct, les traits brisés ceux qui ne le sont pas. Les autres traits (lignes et points) raccordent les hornblendes et leurs coeurs d'actinote. Les lettres représentent les échantillons suivants: A= 66-76; B= 71-180; C= K-138; D= 71-170; E= K-147; F= 66-267A; G= C-67-160; H= 66-262; I= 66-402; J= 66-301; K= 67-95; L= 66-400. De Kline, 1984a, page 206.

famille de l'épidote (zoïsite, clinozoïsite, épidote proprement dite). Très peu de travaux ont été faits pour individualiser ces minéraux. En général, les roches riches en Mg de la Zone anorthosique contiennent une clinozoïsite blanche et les roches riches en fer de la Série litée contiennent des épidotes jaune verdâtre. Kline (1984b) rapporte des épidotes avec un rapport $Fe^{+3}/Fe^{+2} + Al$ variant de 0,11 à 0,18 et une corrélation plutôt pauvre entre ce rapport et la composition totale de la roche. Il attribue la faible teneur en fer à la basse fugacité de l'oxygène des fluides métamorphiques.

De manière générale, dans les Zones anorthosiques, la clinozoïsite forme un nuage semi-opaque de petits grains dans les grands cristaux pseudomorphes d'albite. Sous l'effet du métamorphisme de contact, en s'approchant du Pluton de Chibougamau, elle recristallise, devient de plus en plus grenue et, par le biais de sa texture nettement granoblastique, donne à la roche l'allure d'une véritable cornéenne à clinozoïsite. Certains échantillons montrent de gros grains d'albite dépourvus de clinozoïsite à l'extérieur (figure 37A) et du carbonate associé avec la chlorite dans la position d'intercumulus. Ceci peut s'expliquer par une zonation des plagioclases cumulats ou par un lessivage métamorphique dû à la circulation de fluides qui ont enlevé la clinozoïsite et l'ont remplacée par de l'albite. Nous préférons cette explication à la première car, dans les échantillons d'anorthosite non métamorphisée (des cumulats classiques) (figure 37B), aucune zonation primaire des plagioclases n'est visible. De plus, les anorthosites sont communément recoupées par des veinules d'albite, qui sont une indication de la mobilité de ce minéral dans les fluides métamorphiques.

GRENAT

Le grenat est limité à une bande de 5 à 6 km en bordure W du Front de Grenville. Il ne se retrouve que dans les lithologies qui ont une composition particulière.

Le grenat se trouve en grande quantité dans les basaltes carbonatés et les roches felsiques des formations du Groupe de Roy, dans les cantons de Lemoine et de Dollier (aux approches du Front de Grenville et du Pluton de Boisvert). Il est clairsemé dans les anorthosites et les gabbros non altérés du Complexe du Lac Doré. Au voisinage du Front, dans les cantons de Rinfret et de McCorkill, il se présente dans les magnétites et ferropyroxénites de la Série litée. Certaines ferropyroxénites de la Zone P₃, par contre, en contiennent jusqu'à 6 km à l'ouest du front.

Kline (1984a) a étudié quelques grenats à la microsonde. Ceux-ci (tableau 76) semblent consister en almandin, avec une certaine quantité de grossulaire et de spessartine. Ces grenats montrent une zonation marquée par une diminution de Mn et Ca vers les bordures. La composition est assez uniforme d'un échantillon à l'autre.

STILPNOMÉLANE

On trouve du stilpnomélane, dans les ferropyroxénites quartzifères, en quelques endroits dans les couches de la

transition entre la Série litée et la Zone de granophyre sodique. Kline (1984a) en donne une analyse au tableau 76.

MICAS

Les micas sont très rares dans les roches du Complexe du Lac Doré. Par contre, au voisinage des zones minéralisées, les altérations hydrothermales ont produit de grandes quantités de micas blancs, généralement appelés séricite. L'analyse chimique et le calcul de la norme CIPW les identifient par la grande quantité de corindon dans la norme. Quelques analyses d'anorthosite séricitisée (tableau 47B) ont donné très peu de K₂O et de hautes teneurs en Na₂O, suggérant fortement la présence de paragonite.

Moritz (1975) a fait une étude de la distribution des séricites dans plusieurs zones altérées et minéralisées dans la Zone anorthosique. Il rapporte de la paragonite en grande quantité dans beaucoup d'échantillons d'anorthosite séricitisée. Il a aussi identifié d'excellentes muscovites dans les épontes de zones minéralisées. Malheureusement, son étude est limitée par le nombre et la distribution géographique des échantillons. On trouve quelques cas de paragonite au voisinage des gisements et suffisamment de muscovite dans des zones non minéralisées pour mettre en doute un outil d'exploration qui aurait pu s'avérer très utile. Statistiquement, Moritz a établi une relation positive entre la présence de muscovite et la minéralisation cuprifère et aurifère, mais la fourchette d'erreur est trop considérable pour aider les prospecteurs.

CHLORITOÏDE

Le chloritoïde a été identifié pour la première fois à Chibougamau par Allard, en 1952, dans les roches altérées associées à la zone minéralisée de la colline de la Sidérite (en bordure sud-est du lac Gilman) et à la mine Copper Cliff. Le chloritoïde de la colline de la Sidérite fut analysé en détail par Halferdahl (1961), qui s'en servit comme échantillon standard dans son étude de synthèse (tableau 78). On le trouve à Chibougamau dans des roches altérées riches en carbonate de fer et muscovite. Dans le Complexe du Lac Doré, il est particulièrement abondant dans les épontes des gîtes de cuivre-or de la partie supérieure de la Zone anorthosique.

Le chloritoïde ne se développe que dans les lithologies altérées, où les contenus relatifs de Na₂O et CaO ont été abaissés par l'effet hydrothermal et où les teneurs en Al₂O₃ et FeO sont relativement élevées. Comme l'ont indiqué Allard & Carpenter (1981, 1982), il s'agit d'un silicate d'alumine et de fer caractéristique du métamorphisme des altérations hydrothermales associées aux gîtes minéraux. Il est tardif dans l'histoire métamorphique puisqu'on le retrouve en porphyroblastes recoupant la schistosité régionale.

SPHÈNE

Le sphène est un minéral métamorphique très commun dans les roches du Complexe du Lac Doré. On s'y attend, d'ailleurs, puisqu'il s'agit de lithologies riches en titane et calcium.

Dans la Zone anorthosique, les oxydes primaires sont la magnétite titanifère et l'ilménite (figures 71A et 71B). Avant le métamorphisme, la magnétite montrait de belles textures d'exsolution: des baguettes d'ulvöspinel, dans la direction (111) de la magnétite. Ces baguettes se sont oxydées en ilménite durant la cristallisation et le métamorphisme a produit des pseudomorphes spectaculaires de cette texture: les baguettes d'ilménite sont converties en sphène et la matrice de magnétite est changée en chlorite (+ carbonate, épidote, ferropargasite, etc.). Les grains d'ilménite pure sont tout simplement convertis en leucoxène. Ces grains varient en couleur de l'orange jaunâtre au mauve pâle et se retrouvent en position d'intercumulus entre les plagioclases (figure 71A). Dans certains cas, la magnétite est conservée tandis que l'ilménite est altérée en sphène. L'exsolution d'ilménite peut aussi prendre place aux pourtours d'un grain de magnétite et l'on voit alors des petits grains orangés de sphène entourant le cœur de magnétite en plus des baguettes d'exsolution (figure 71B). En s'approchant du Front de Grenville, le leucoxène fait place à du sphène normal avec ses caractéristiques optiques classiques.

Le sphène (CaTiSiO_5) requiert une certaine activité du calcium et de la silice pour sa formation. Dans la Série litée, les roches très riches en magnétite titanifère et contenant suffisamment de plagioclases montrent parfois un liséré sur la magnétite. Par contre, dans les magnétitites, sans plagioclase pour fournir le calcium et la silice nécessaires, les magnétitites et les ilménites ne sont pas altérées.

SCAPOLITE

Des traces de scapolite ont été observées dans les anorthosites en bordure du Front de Grenville et dans le prolongement du complexe dans la Province de Grenville. La scapolite se présente en petits grains interstitiels entre les grains de plagioclase et de hornblende. Kline (1984a) en rapporte dans les parties inférieure et médiane de la Zone anorthosique. Cette scapolite est généralement associée aux amphibolites et granulites mais elle est plus un indicateur de la présence de CO_2 et Cl dans le fluide métamorphique que le témoin d'une haute température. Shaw (1960) en rapporte dans des roches au faciès des zéolites.

SERPENTINE

La serpentine est associée à la magnétite libérée durant le métamorphisme d'olivines primaires du Complexe du Lac Doré. On en retrouve dans la péridotite litée du lac David et dans la ferrodunite du mont du Sorcier et du lac Robert.

Au lac David (figure 39), la péridotite est constituée de serpentine, de chlorite, de magnétite et d'une quantité variable d'aiguilles de trémolite. Les gros plagioclases saussuritisés deviennent graduellement plus abondants sur les côtés de chacun des petits lits de péridotite et dans l'anorthosite gabbroïque. Deux analyses chimiques de cette zone de péridotite se trouvent au tableau 48.

La ferrodunite du mont du Sorcier est constituée surtout de serpentine et de deux types de magnétite: une magné-

tite primaire en position intercumulus et une poussière de magnétite dérivée de la transformation de l'olivine en serpentine et magnétite. Des analyses de ces roches sont fournies aux tableaux 65 à 68. On ne rapporte pas d'olivine fraîche préservée au mont du Sorcier mais Gaucher (1960, p. 13) a déterminé une olivine fraîche (Fa_{36}) dans une lentille de péridotite plus à l'E, au même niveau stratigraphique que la ferrodunite du mont du Sorcier.

Géologie économique

Le Complexe du Lac Doré, plus particulièrement la Zone anorthosique, est l'hôte de tous les gisements de cuivre-or de la région de Chibougamau (voir figure 72A). Le Complexe comprend aussi des gisements de Fe-Ti-V et ses encaissements sont remarquables pour d'importantes minéralisations en cuivre, zinc et or.

Les deux premières décennies du siècle amenèrent à Chibougamau des prospecteurs qui, forts de leurs découvertes dans la région de Noranda, espéraient trouver une bande de roches volcaniques semblable à celle de Noranda. Ils mettaient en pratique les enseignements de l'époque, centrés sur le remplacement de roches finement grenues et cisailées par des solutions hydrothermales issues de plutons granitiques et tonalitiques. Leurs travaux en périphérie des lacs Doré et Chibougamau (seules voies de pénétration à l'époque) principalement au nord de l'apophyse tonalitique qui touche l'île Merrill, dans le lac Doré, les amenèrent à découvrir plusieurs indices qui devinrent, beaucoup plus tard, les principales mines de la région (à l'exception de la mine Henderson qui sera découverte par méthodes géophysiques en 1956 sous les eaux du lac Chibougamau).

La mise en valeur des découvertes des prospecteurs connut toutefois quelques lenteurs. En 1911, la Commission minière de Chibougamau admettait le potentiel économique de la région mais ne parvenait pas à recommander la construction d'un chemin de fer. La dépression des années 1930, et la Deuxième Guerre mondiale, se mettent ensuite de la partie pour retarder le développement minier de la région. L'élan vers le haut dut attendre la construction de la route reliant Chibougamau à Saint-Félicien. Cette route fut la cause d'une reprise de l'exploration et de l'établissement de réserves économiques pour plusieurs mines. Des usines de traitement furent construites par Campbell Chibougamau, Merrill Island Mining Corporation et Copper Rand Mines; celles de Campbell et Copper Rand (maintenant West Miner) sont encore en opération après avoir traité plus de 40 millions de tonnes de minerai et avoir extrait des métaux d'une valeur globale de 1,2 milliard de dollars (figure 72B).

GÎTES CUPRO-AURIFÈRES

Ces gîtes sont des amas de sulfures massifs (pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotite, quartz et carbonate) bordant des dykes felsiques à intermédiaires dans des schistes à séricite, para-

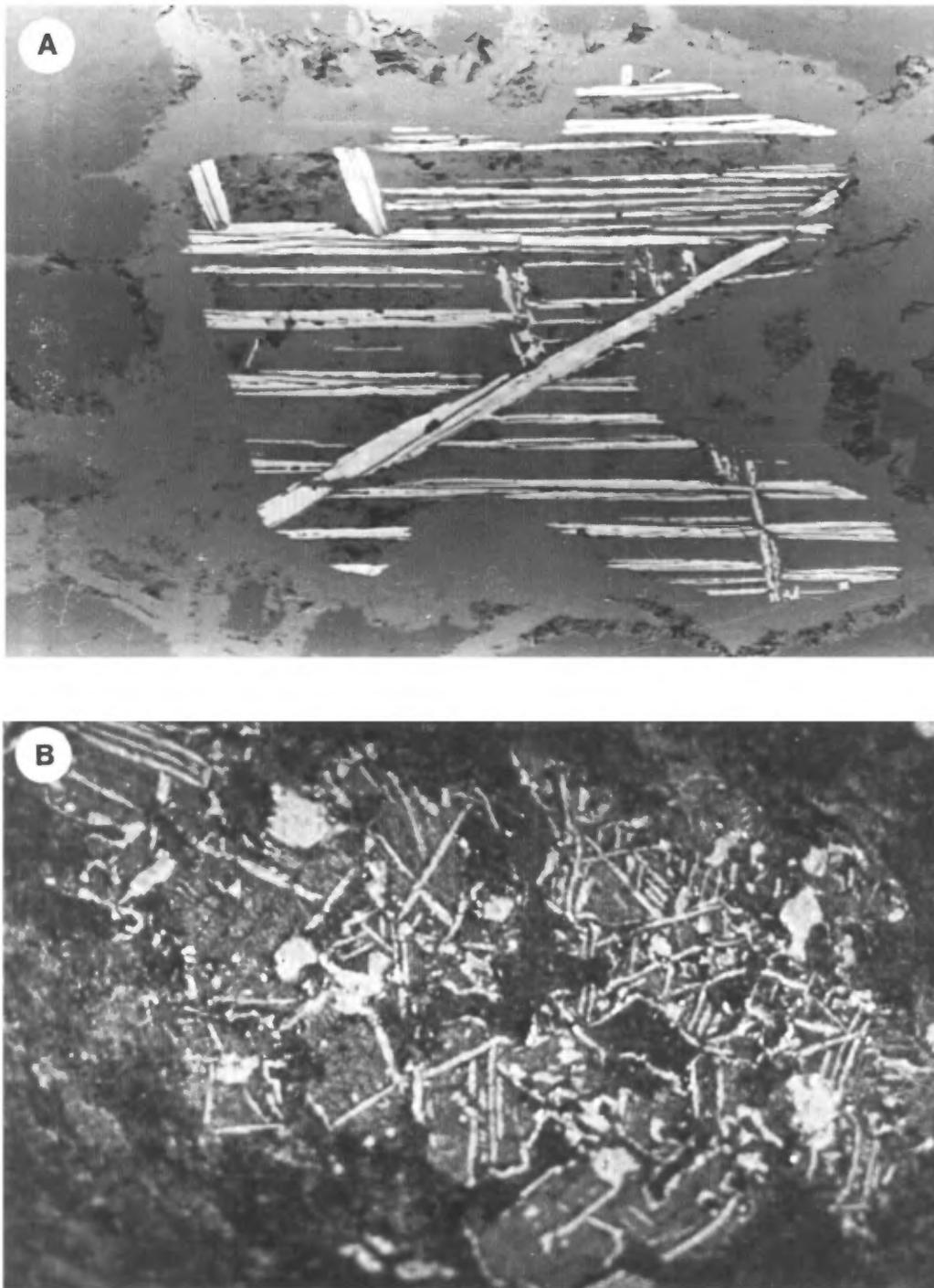


FIGURE 71 - A - Ferrodiorite à pyroxène (lumière réfléchie). Les baguettes d'ulvöspinel (direction 111 de la magnétite) sont des produits d'exsolution de la magnétite. L'oxydation magmatique les a converti en ilménite. La magnétite est remplacée par la chlorite et la ferropargasite mais l'ilménite demeure intacte. Comparer avec la photo en B où l'ilménite est altérée en sphène. Champ de 0.7 mm. Échantillon B-70-259 de Baskin (1975, figure 24, page 52). B - Gabbro anorthositique altéré. Grains de magnétite titanifère où la magnétite est remplacée par la chlorite et les baguettes d'exsolution (direction 111 de la magnétite) d'ilménite sont remplacées par du leucosphène (sphène) de couleur orange. Carotte de la mine Copper Cliff.

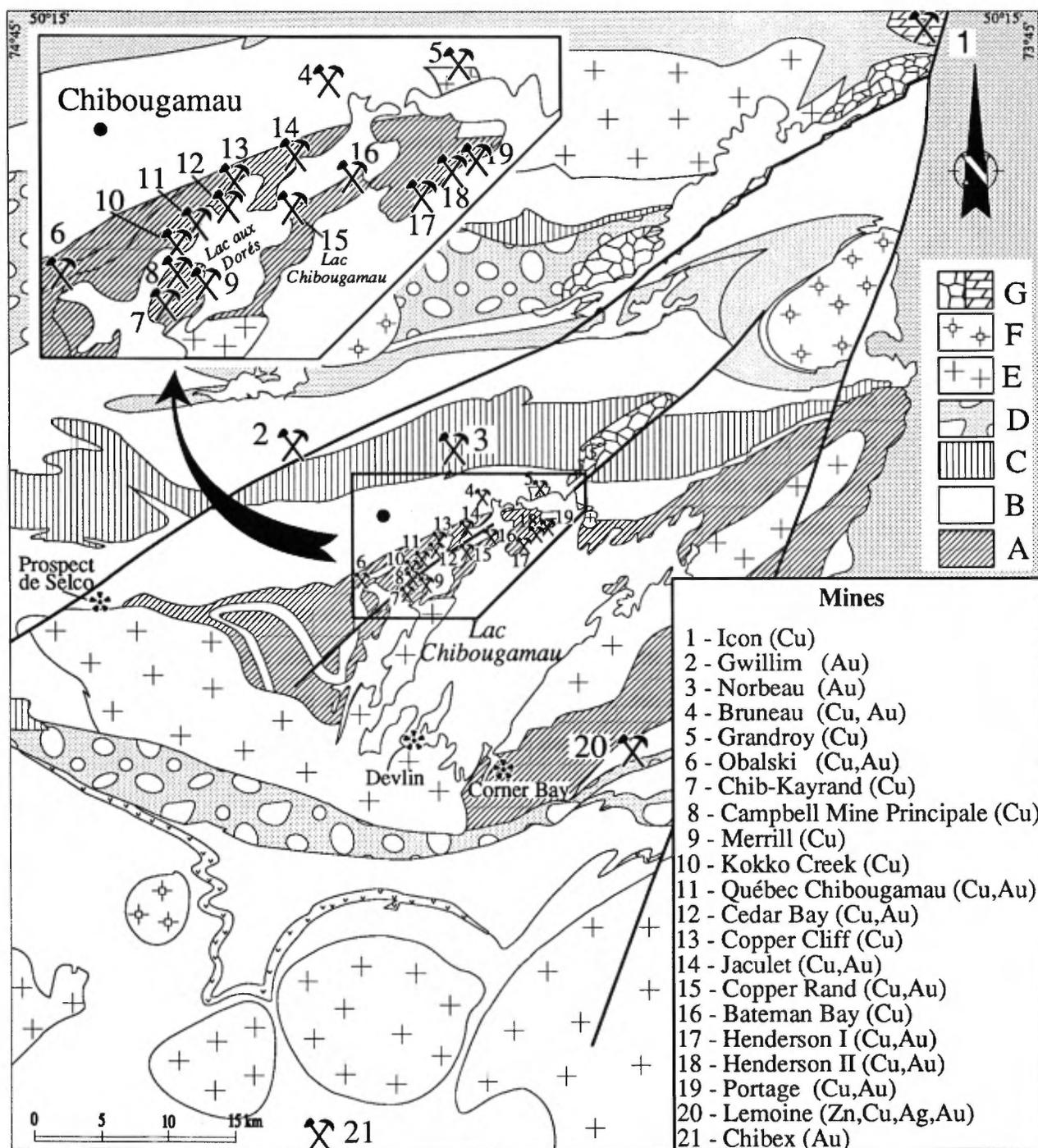
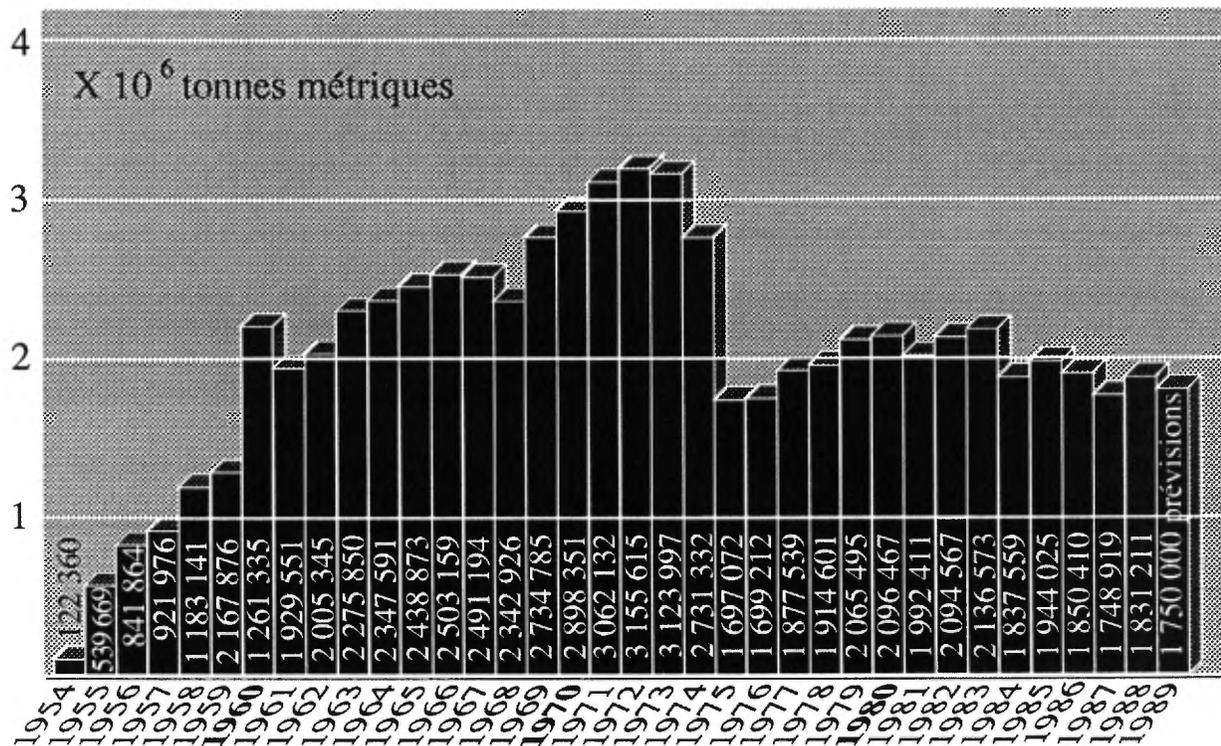


FIGURE 72 - A - Carte de localisation des principales mines de la région. A = Complexe du Lac Doré; B = volcanites mafiques; C = Filons-couches de Cummings et volcanoclastites felsiques; D = sédiments; E = tonalite, diorite; F = granodiorite; G = Protérozoïque.

Minerai extrait (millions de tonnes métriques)



Production des principales mines

		tonnes	Cu (t)	Au (kg)	Ag (kg)	Zn (Kg)	Pb (kg)	Valeur (\$)
Mines Camchib	1955 -	19 945 726	306 699.3	28 772.8	133 566.2			515 252 764
Northgate, Westminer	1960	18 530 355	330 326.1	37 212.2	113 125.6			863 481 393
Lemoine	1975 - 1983	757 600	29 770.2	2 633.3	48 087.0	54 173.2		170 177 000
Key Anacon Chibex	1956 - 1960 1975 1987 -	994 420	4 077	5 436.1	3 546.0			25 361 829
Coniagas	1961 - 1967	652 000			84 814.0	60 575.0	4 354.4	22 768 000
Falconbr. Cop. (Minnova)	1953 -	23 259 496	499 571.3	22 794.0	243 679.0			805 558 125
Icon	1967 - 1975	1 465 100	43 238.9					53 901 000
Merrill	1958 - 1967	1 192 200	26 877.8	553.8	16 249.9			20 129 000
Norbeau	1964 - 1969	380 100		5 086.9	630.0			6 189 000
Bachelor	1982 -	807 613		3 754.2				59 787 888
Lac Shortt, Minnova	1984 -	1 537 035		7 089.2				171 626 281
		69 603 062	1 240 560	113 332.8	643 697.7	114 748.2	4 354.4	2 714 832 280

FIGURE 72 - B - Production minérale de Chibougamau, 1954-1989. Données adaptées de Gobeil dans «Rapport annuel des géologues résidents» (MER, DV 89-01).

gonite, chlorite et chloritoïde. Ces gîtes ont une direction sud-est et de forts pendages au SW, à l'exception du gîte Henderson, qui a une direction nord-est et un pendage de 45°SE.

Dans les années 1950, ces gîtes étaient expliqués comme des remplacements hydrothermaux dus au voisinage du Pluton de Chibougamau. En 1959, Vollo concluait que le gîte Henderson était relié à l'orogénèse grenvillienne et que la source des métaux était la roche encaissante, c'est-à-dire les anorthosites du Complexe du Lac Doré. Il imaginait un processus combinant la sécrétion latérale et les solutions hydrothermales associées au métamorphisme élevé des schistes, gneiss et amphibolites de la Province de Grenville.

En 1970, Duquette reliait à son tour les gîtes de la région au Pluton de Chibougamau. Dans un essai de classification des gîtes de cuivre canadiens, Kirkham (1972) se résignait à les inclure dans une catégorie «divers», ce qui fait bien ressortir la difficulté de leur classification. À la suite d'une visite des gîtes volcanogéniques épigénétiques pliocènes des monts Gutai, en Roumanie, Allard (1976a, 1976b) émettait l'opinion que les gîtes de Chibougamau étaient des veines synvolcaniques – mais de géométrie épigénétique – et qu'ils avaient connu le même tectonisme et le même métamorphisme que les roches encaissantes. Cette opinion est supportée par les travaux de Guha & Koo, (1975) et Christmann (1979) qui démontrent les effets du métamorphisme régional sur les gîtes Henderson et Copper Cliff.

Tous les gîtes du complexe ont la caractéristique commune d'être associés à des dykes felsiques et intermédiaires que tous les auteurs rattachent au Pluton de Chibougamau: la population de dykes est proportionnelle à la distance du contact avec le pluton. La plupart des dykes (Blecha, 1966; Maillet, 1978) ont été soumis au métamorphisme régional et à des cisaillements intenses; certains ne montrent pas de schistosité. La foliation de leurs épontes ainsi que celle que l'on retrouve dans le Pluton de Chibougamau sont vraisemblablement associées à l'épisode de la déformation régionale. Nous reviendrons dans le chapitre de la structure sur les relations entre les structures sud-est qui contiennent les mines et la faille du lac Sauvage (voir figure 182 dans le chapitre sur la structure). Mentionnons toutefois que l'agencement de la faille du lac Sauvage et de ses subsidiaires rappelle la forme d'une queue de cheval (*horsetail*). Ces failles existaient probablement déjà lors de la phase de mise en place finale du pluton si l'on se fie au grand nombre de dykes (déformés et non déformés) contenus dans les structures sud-est. On sait que le pluton est polyphasé et qu'il a ainsi une longue histoire (Racicot, 1980, 1981). La mise en place des gîtes a suivi celle des dykes et se rattache probablement à une phase minéralisante tardive du pluton. La minéralisation a altéré les épontes et converti l'anorthosite en argiles, silice, carbonate et séricite. La déformation régionale, sous un régime de contraintes N-S de plus en plus intenses, a produit une série de structures et de réactions métamorphiques qui se sont imprimées dans

toutes les roches, incluant les gîtes, et leurs épontes et les phases précoces et marginales du pluton.

La composition des roches encaissantes a eu une influence intéressante sur les minéraux de la gangue et des épontes des gîtes. Dans les gîtes de la partie inférieure de la Zone anorthosique, où les roches encaissantes sont riches en magnésium et calcium; le carbonate de la gangue est de la calcite et les épontes contiennent de la séricite, de la paragonite et de la chlorite. Par contre, dans les gîtes stratigraphiquement plus haut (au sommet de la Zone anorthosique ou au niveau de la Série litée), les roches encaissantes sont beaucoup plus riches en fer, la gangue se caractérise par des carbonates variant entre l'ankérite et la sidérose alors que les épontes contiennent beaucoup de chloritoïde. On en conclut que la composition de l'encaissant exerce un certain contrôle sur la minéralogie des gîtes.

La géochronologie des gîtes du complexe ne concorde pas toujours avec les résultats des travaux de terrain. Thorpe *et al.*, (1981, 1984) ont obtenu des âges isotopiques au plomb (sur galène) qui varie entre 2160 et 2240 Ma. Ces âges beaucoup plus jeunes semblent marquer un certain déséquilibre isotopique à cette période qui pourrait être associé à une période de minéralisation importante, comme le suggèrent Guha *et al.* (1988), ou bien à une remobilisation métallifère. Les effets du métamorphisme grenvillien sont certainement à évaluer puisque le gîte Chibex, au sud de Chibougamau, dans le synclinal de Druillettes (figure 3), est un gîte dans une structure E-W classique et les âges isotopiques rapportés par Thorpe *et al.*, sont de 904 et 1033 Ma. Toutefois, l'abondance et la consistance des déterminations entre 2160 et 2240 pourraient marquer le passage de fluides associés à une période orogénique d'âge protérozoïque encore mal connue. Seuls des mouvements sur les grandes failles NE de la région qui affectent les sédiments protérozoïques (voir partie structure) pourraient être des évidences de cette période.

Les relations spatio-temporelles entre les structures porteuses, le Pluton de Chibougamau et la déformation régionale semblent suggérer que les gîtes du Complexe sont associés à une phase particulière du Pluton de Chibougamau et qu'ils ont tous été mis en place dans un même temps, qui se situe après l'amorce, mais avant la fin, de la déformation régionale. L'hypothèse de deux périodes de minéralisation distinctes reste à évaluer.

GISEMENTS DE VANADIUM ET DE FER

Dans le flanc sud et dans la partie orientale du flanc nord (mont du Sorcier) du complexe, la Série litée contient une grande quantité de magnétite. Des études ont été faites sur les possibilités d'en extraire le vanadium (flanc sud du complexe) et le fer (mont du Sorcier).

Des sondages ont été faits dans les cantons de Rinfret et de Lemoine pour établir les teneurs et les tonnages de vanadium. Des teneurs économiques se retrouvent dans la Zone P₁, dans le canton de Rinfret. Les sondages ont été

faits par Jalore Mining, le ministère des Richesses naturelles du Québec et SOQUEM. Des essais métallurgiques en laboratoire et usine pilote ont été effectués à Québec, en France, en Allemagne et aux États-Unis. Les résultats les plus importants sont signalés aux tableaux 50 à 56.

Le tableau 50 donne les analyses chimiques de cinq échantillons de magnétite provenant de la Zone P₁, canton de Rinfret. SiO₂, CaO, Al₂O₃ et MgO proviennent de l'épidote, de la ferrochlorite et de ferro-amphiboles. Les tableaux 52A et 52B fournissent les résultats de 36 échantillons du sondage MNRQ-12. Le tableau 53 fournit les résultats de tests métallurgiques effectués aux laboratoires du ministère des Richesses naturelles (Castonguay, 1975).

Les tableaux 54 et 56 présentent une synthèse des résultats d'analyses de concentrés magnétiques provenant des sondages de la Série litée dans les cantons de Rinfret et de Lemoine (sur le flanc sud) et dans le canton d'Obalski (sur le flanc nord). Ces résultats mettent en relief une relation directe entre la diminution des valeurs en vanadium ainsi que des épaisseurs vers l'ouest.

Les résultats du traitement métallurgique (tableau 53) démontrent que le vanadium est cinq fois plus abondant dans le concentré magnétique que dans le concentré d'ilménite, un résultat prévisible puisque V⁺³ se substitue à Fe⁺³ dans la magnétite. Le tableau 55 compare les récupérations obtenues en fonction du degré de broyage. On constate à l'analyse que le broyage le plus fin augmente la teneur en Fe de 3,4 %, réduit le TiO₂ de 7,9 % et augmente la teneur en V de 0,10 %.

La ferrodunite à magnétite du mont du Sorcier et de la baie de la Magnétite contient un tonnage considérable de magnétite qu'on envisageait comme minerai de fer à l'époque où l'économie globale du fer permettait cette hypothèse. La société Campbell Chibougamau y a fait 12 900 m de sondage; un total de 245 000 000 tonnes à teneur moyenne de 27,6 % Fe et 1,1 % TiO₂ a été rapporté dans ses rapports annuels (Fer-Chib). Les tableaux 65 à 68 donnent les résultats des analyses et des essais métallurgiques pour quelques forages.

Le tableau 65 est significatif puisqu'il représente les analyses d'échantillons provenant d'un trou continu à travers toute la zone du mont du Sorcier. L'échantillon no 1 est une ferropyroxénite sans magnétite qui donne 15 % de fer total distribué entre la ferrochlorite et les ferro-amphiboles. La zone principale de ferrodunite à magnétite est représentée par les échantillons 2 à 7. L'échantillon no 9 provient de l'anorthosite gabbroïque au sommet de la Zone anorthosique. L'échantillon no 8 est transitoire entre 7 et 9; il ne contient que 6,7 % de concentré magnétique. L'analyse pondérée des échantillons 2 à 7 tient compte seulement des épaisseurs respectives (et non des différences de densité, qui sont mineures); elle représente un bon estimé de toute la zone du mont du Sorcier.

AUTRES GISEMENTS

Dans les formations environnant le Complexe du Lac Doré, les indices minéralisés sont nombreux à tous les niveaux stratigraphiques. Par ailleurs, à chaque horizon lithologique correspond une minéralisation particulière.

Dans les formations d'Obatogamau et de Waconichi, les centres extrusifs felsiques sont porteurs de gîtes stratiformes synvolcaniques de cuivre et de zinc avec de bonnes valeurs en métaux précieux. Le gisement de Lemoine (voir aussi détails dans le chapitre sur le Waconichi), dans le canton de Lemoine, est un exemple classique; découvert en 1973 et exploité entre 1975 et 1984, il a fourni 750 000 tonnes de minerai à 4,2 % Cu, 9,4 % Zn, 4,56 g/t Au et 82,26 g/t Ag (Gobeil, 1980). Le gisement est associé à un dôme de rhyolite sodique de la Formation de Waconichi. L'indice de Scott, dans le canton de même nom, est similaire mais non rentable pour le moment.

La Formation de Gilman comprend deux gisements principaux: celui de Bruneau (cuivre-or) et de Gwillim (or).

De nombreux indices riches en zinc se trouvent dans la Formation de Blondeau. La plupart sont localisés au contact inférieur du Filon-couche de Bourbeau. Un seul de ces indices a été exploité à ce jour; il s'agit de la zone 8-5 de la mine Cooke, à Chapais (Bélanger *et al.*, 1984).

Les Filons-couches de Cummings, avec le Roberge, le Ventures et le Bourbeau, sont des unités des plus importantes quand on considère les gîtes déjà exploités et les gîtes à découvrir. Le Filon-couche de Roberge contient le dépôt d'amiante du lac Roberge (8 636 000 tonnes métriques de minerai à 5,5 % d'amiante: MER, fiche de gîte no 32G16-28). Celui de Ventures est l'encaissant des gîtes de cuivre-or de la société Falconbridge, à Chapais, lesquels ont fourni à ce jour plus de 22 millions de tonnes de minerai de cuivre-or d'une valeur globale d'environ 800 000 000 \$). Il renferme également plusieurs indices prometteurs. Le Filon-couche de Bourbeau est l'hôte de la mine d'or Cooke, à Chapais, de la mine d'or Norbeau, au N de Chibougamau, et de plusieurs indices aurifères prometteurs. Allard (1982) l'a comparé au Golden Mile Dolerite de Kalgoorlie, en Australie (Allard, 1982), et son potentiel aurifère est à l'étude (Dubé, 1985; Dubé & Guha, 1986b).

Le Pluton de la baie du Portage (appelé stock de Grandroy par certains auteurs) est probablement relié au Pluton de Chibougamau, dont il n'est séparé que par quelques kilomètres d'anorthosite (figure 31). Il renferme, sur la grève nord de la baie du Portage, un petit gisement de cuivre qui a été exploité par la société Campbell Chibougamau. La roche encaissante est une granodiorite-tonalite altérée, recoupée par un stockwerk de petites veines contenant chalcopryrite, magnétite, pyrite et molybdénite. La chloritisation, l'épidotisation et l'altération potassique affectent la roche à divers degrés.

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, dans le canton d'Obalski, la leucotonalite du Pluton de Chibougamau est l'hôte du gisement de cuivre Devlin (Guha *et al.*, 1984). Ce gisement, qui consiste en une veine plate et un réseau de veinules à pendage abrupt est estimé contenir 1 260 000 tonnes à 2 % Cu (figure 72A). La structure minéralisée recoupe une brèche complexe qui fait partie du pluton et s'accompagne de brèches secondaires et d'altérations hydrothermales intenses. Guha *et al.*, (1984) comparent le gisement de Devlin à la portion peu profonde d'un grand système de porphyre cuprifère. Cimon (1973) a découvert, dans la partie du pluton qu'il levait dans le canton de Queylus, des minéralisations en cuivre, avec traces de molybdène, dans des brèches d'implosion (diatèmes) à tourmaline, magnétite et feldspath potassique. Ces minéralisations ressemblent étrangement aux porphyres cuprifères de l'Amérique du Sud, du Sud-Ouest américain et de la Colombie-Britannique. Le seul paramètre négatif dans la comparaison avec ces porphyres est l'absence de grands tonnages et de teneurs économiques.

Extension dans la Province de Grenville

Suite à une visite faite en 1971 à l'équipe d'Avramtchev (1975a) et à une étude des cartes aéromagnétiques de la région, Allard (1972) en vint à penser que, d'une part, la faille du lac Mistassini ne correspondait pas à la position du Front de Grenville et que, d'autre part, un bloc considérable de roches de la bande Matagami-Chibougamau pouvait se prolonger dans ce qui était alors communément regardé comme la Province de Grenville. La présentation orale de cette hypothèse par Allard et Cimon (1974) amena la société Union Carbide à faire un levé aéroporté électromagnétique sur une grande étendue à l'E de Chibougamau, levé qui permit d'identifier près de 80 anomalies, dont une quinzaine furent vérifiées au sol et soumises à un ou deux sondages. Les roches anomaliées se révélèrent être des gneiss et amphibolites contenant des indications de sulfures stratiformes volcanogènes. Dans l'intention d'y identifier des formations connues dans la région de Chibougamau, une reconnaissance géologique fut faite en 1977 sur une superficie correspondant aux lacs File Axe, Margonne, Charbonneau, des Canots, Duberger, Wilson, Laganière et Complexe⁵). On reconnaît des schistes à graphite pyritifères, appartenant sans nul doute à la Formation de Blondeau, au SW des lacs Wilson et Duberger. Des anorthosites et des gabbros, métamorphisés au faciès des amphibolites, identifiés au lac Complexe, ne laissent aucun doute sur leur appartenance au Complexe du Lac Doré. Les travaux faits autour du lac Complexe (Allard, 1979) et des sondages implantés par Union Carbide et par SOQUEM

sur des anomalies électromagnétiques, menèrent à la conclusion qu'un important lambeau du Complexe du Lac Doré se trouve dans la Province de Grenville.

Ceci ne surprend guère, d'autres exemples étant connus au Québec, pensons aux formations ferrifères de la Fosse du Labrador qui se prolongent, en direction sud, dans la Province de Grenville pour donner lieu aux exploitations de Fermont et de Wabush (Rivers, 1983; Dalziel *et al.*, 1969).

Plusieurs enclaves ou îlots d'anorthosite sont situés dans le prolongement du Complexe du Lac Doré du côté grenvillien (voir figure 72C) Les roches du lac Complexe forment la plus grande de ces enclaves au sein de gneiss tonalitiques qui représentent la lithologie dominante du côté grenvillien. On retrouve au lac Complexe, l'anorthosite, le gabbro anorthosique, le gabbro, le métagabbro et le granophyre sodique du Complexe du Lac Doré. Les roches, métamorphisées au faciès des amphibolites, ont conservé leur texture de cumulat (figure 73) et leur litage primaire (figure 74). Par rapport aux terrains à l'W du front, l'attitude du litage magmatique y est beaucoup plus variable, les pendages y sont plus faibles (prédominance d'angles entre 25 et 40°; voir figure 72C) et l'épaisseur du complexe ne peut être déterminée avec précision, mais les lithologies s'y succèdent dans le même ordre. Dans les prochains paragraphes, nous nous arrêterons aux descriptions suivantes: anorthosite et gabbro anorthosique, gabbro et métagabbro et roches altérées et minéralisées.

ANORTHOSITE ET GABBRO ANORTHOSIQUE

On trouve d'excellents affleurements d'anorthosite et de gabbro anorthosique sur les collines qui bordent le lac Complexe, du côté ouest et du côté nord. Les anorthosites, qui ont bien conservé bien la texture de cumulat (figure 73), se reconnaissent à la surface altérée brun foncé et à la présence de plagioclases très calciques. Le litage primaire y est bien préservé (figure 74), surtout là où il y a alternance de lits gabbroïques et de lits anorthosiques. Les gabbros donnent des gneiss à hornblende, qu'on distingue facilement des amphibolites et gneiss à hornblende (dérivés de tufs et coulées basaltiques) par la texture plus grossière, le litage magmatique et la composition beaucoup plus calcique des plagioclases. On reconnaît facilement les roches anorthosiques du Complexe par leur haute teneur en Al_2O_3 .

Dans le Complexe du Lac Doré, les plagioclases peu déformés montrent des macles étroites typiques des roches intrusives (figure 37B) et des angles intergranulaires d'une grande variabilité (figure 76). Par contre, au lac Complexe, les macles sont plus larges, quelques fois même inexistantes. La texture est strictement granoblastique (polygonale) et les grains font entre eux des angles s'approchant de 120° (figures 73B et 75).

La hornblende remplace les pyroxènes originels dans les anorthosites et les gabbros. Elle est concentrée en lits dans certaines roches (figure 74) et se retrouve en petits grains

5. Originellement proposé par Allard (1979, page 1), ce nom ne fut pas accepté par la Commission de toponymie du Québec qui lui préférait «en Cornière». À l'insu de Allard, qui suivit la recommandation de la Commission dans ses rapports subséquents, une erreur cléricale a cependant fait en sorte que l'appellation originelle soit officialisée. D'où l'abandon, dans le présent rapport, de l'appellation «lac en Cornière» pour retourner à celle du «lac Complexe».

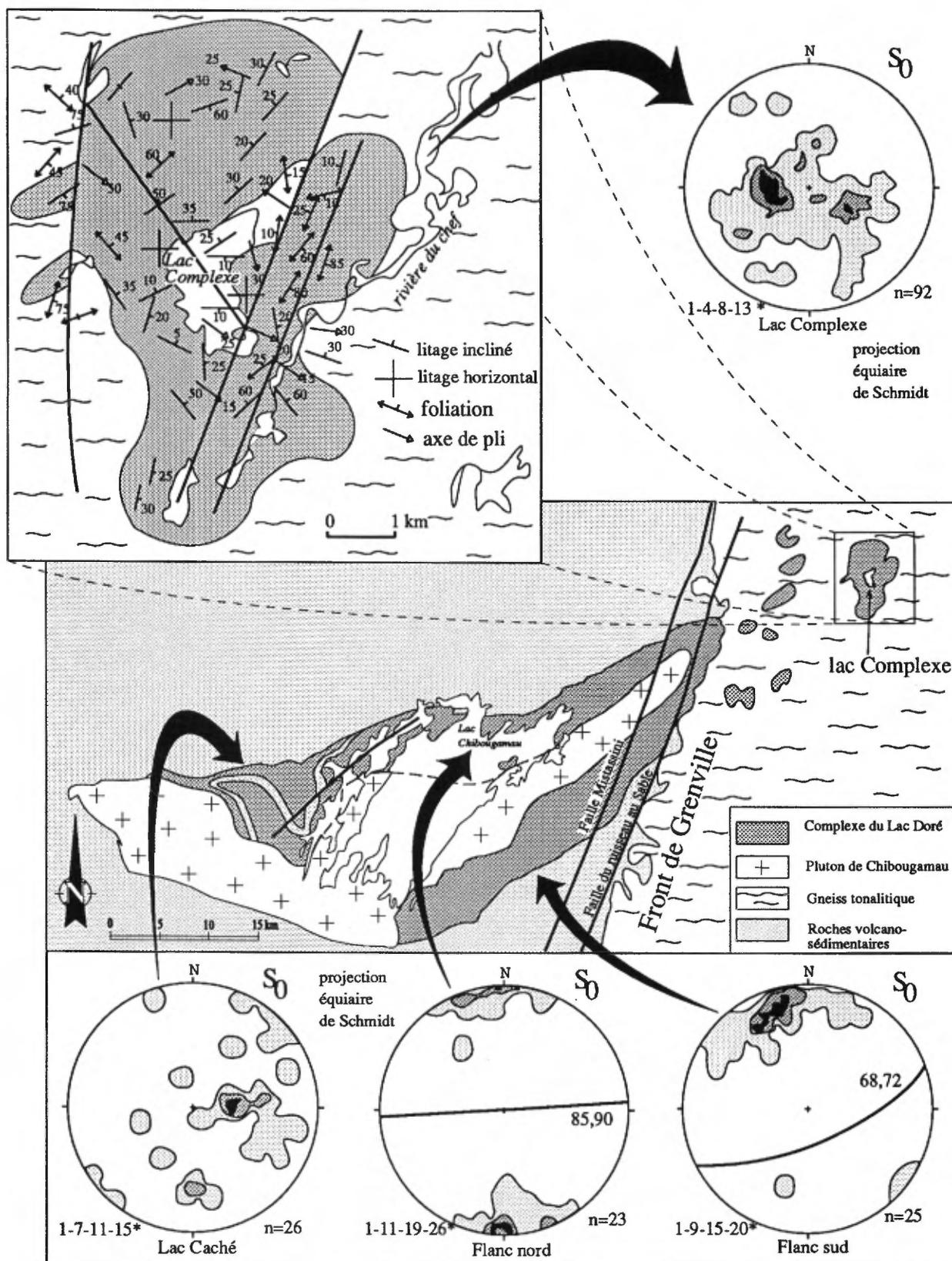


FIGURE 72 - C - Prolongement du Complexe du Lac Doré dans la Province de Grenville. Les stéréogrammes équiaires représentent les plans de litage. (*) Les quatres chiffres représentent les intervalles des courbes de densité. Exemple: 1-5-12-17, 1re intervalle entre 1 et 5 % des points, 2e intervalle entre 6-12 % et 3e intervalle entre 13 et 17 %.

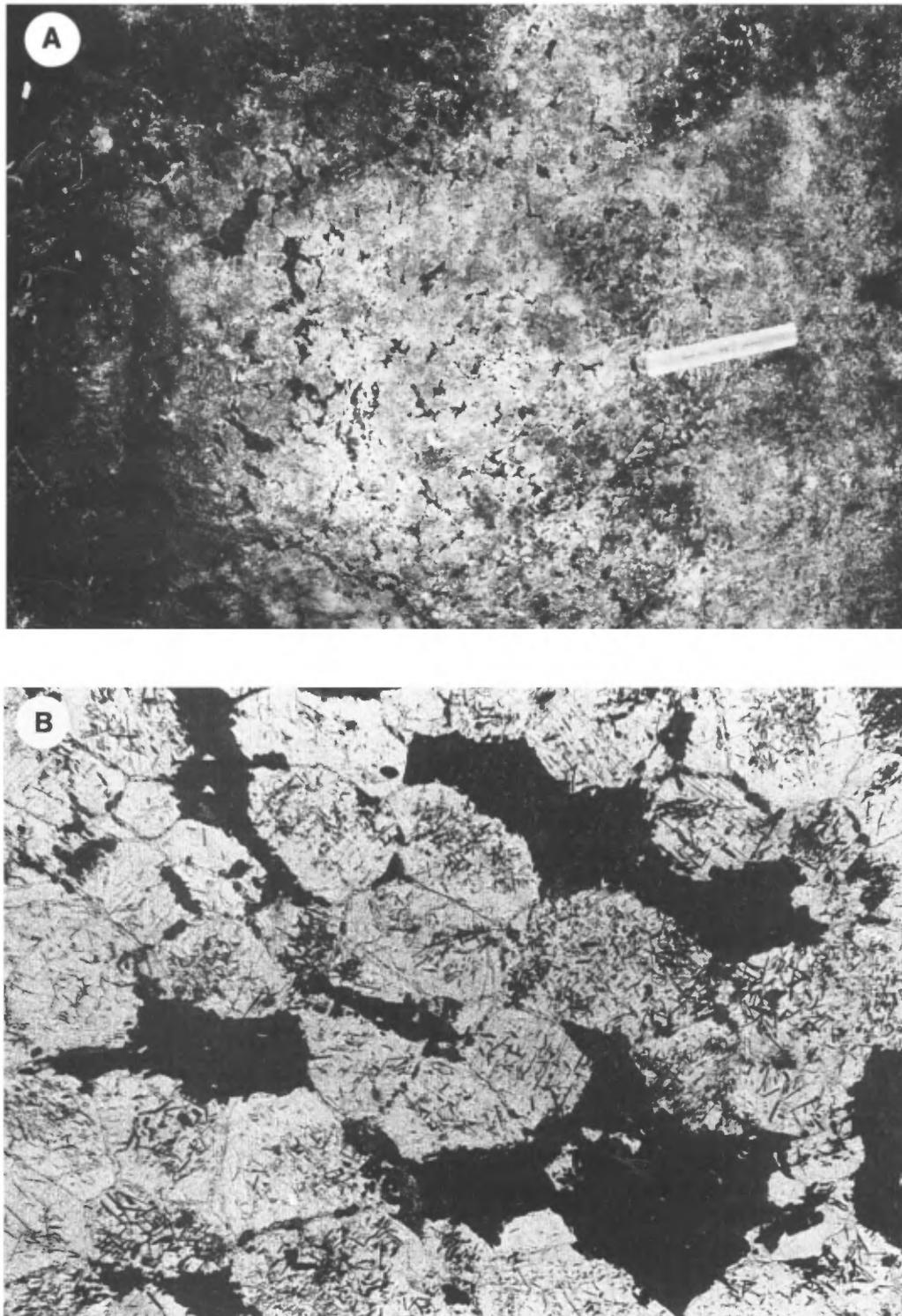


FIGURE 73 - Texture de cumulat bien conservée en dépit des métamorphismes kénoréen et grenvillien. Secteur du lac Complex. Tiré de Allard, 1979, pages 3 et 5. A - Anorthosite. La règle mesure 15 cm. B- Microphotographie de gabbro anorthositique. Le labrador est partiellement rétrogradé en aiguilles de zoïsite. Le pyroxène intercumulat originel est remplacé par la hornblende.

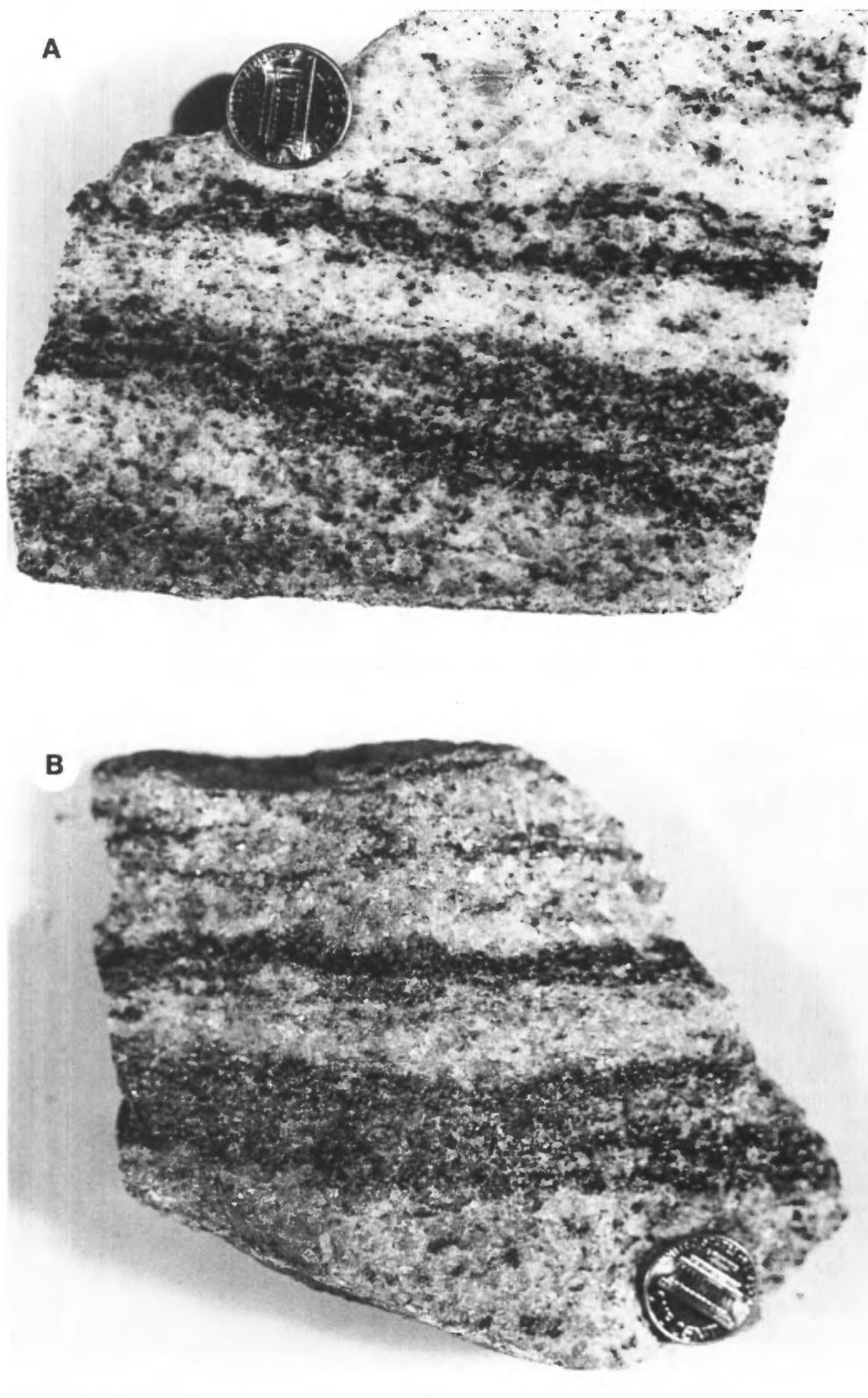


FIGURE 74 - Litage magmatique primaire bien conservé à l'est du lac Complexe. Anorthosite litée en A et gabbro lité en B. Tiré de Allard, 1979, page 3.

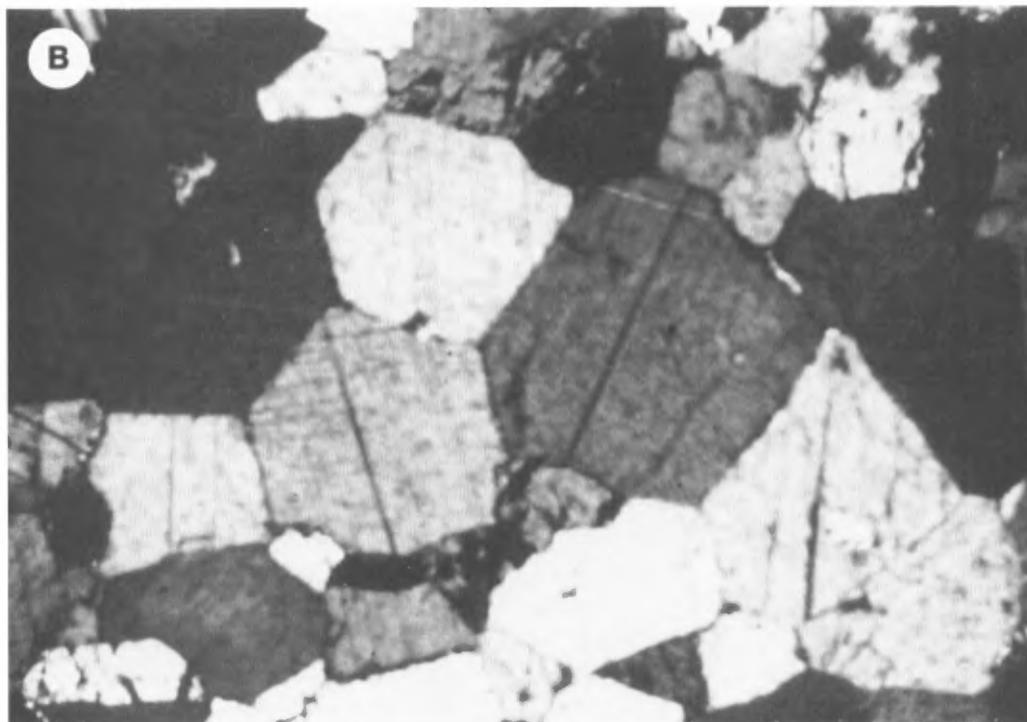


FIGURE 75 – Texture polygonale granoblastique dans les anorthosites. Tiré de Allard, 1979, page 7. A - Anorthosite originelle (lame 78-221A). Les angles entre les grains de labrador (An_{65}) approchent 120° . Voir aussi figure 76. B - Anorthosite au lac Complexe, (lame 78-236). Les angles entre les grains de labrador (An_{70}) approchent aussi 120° .

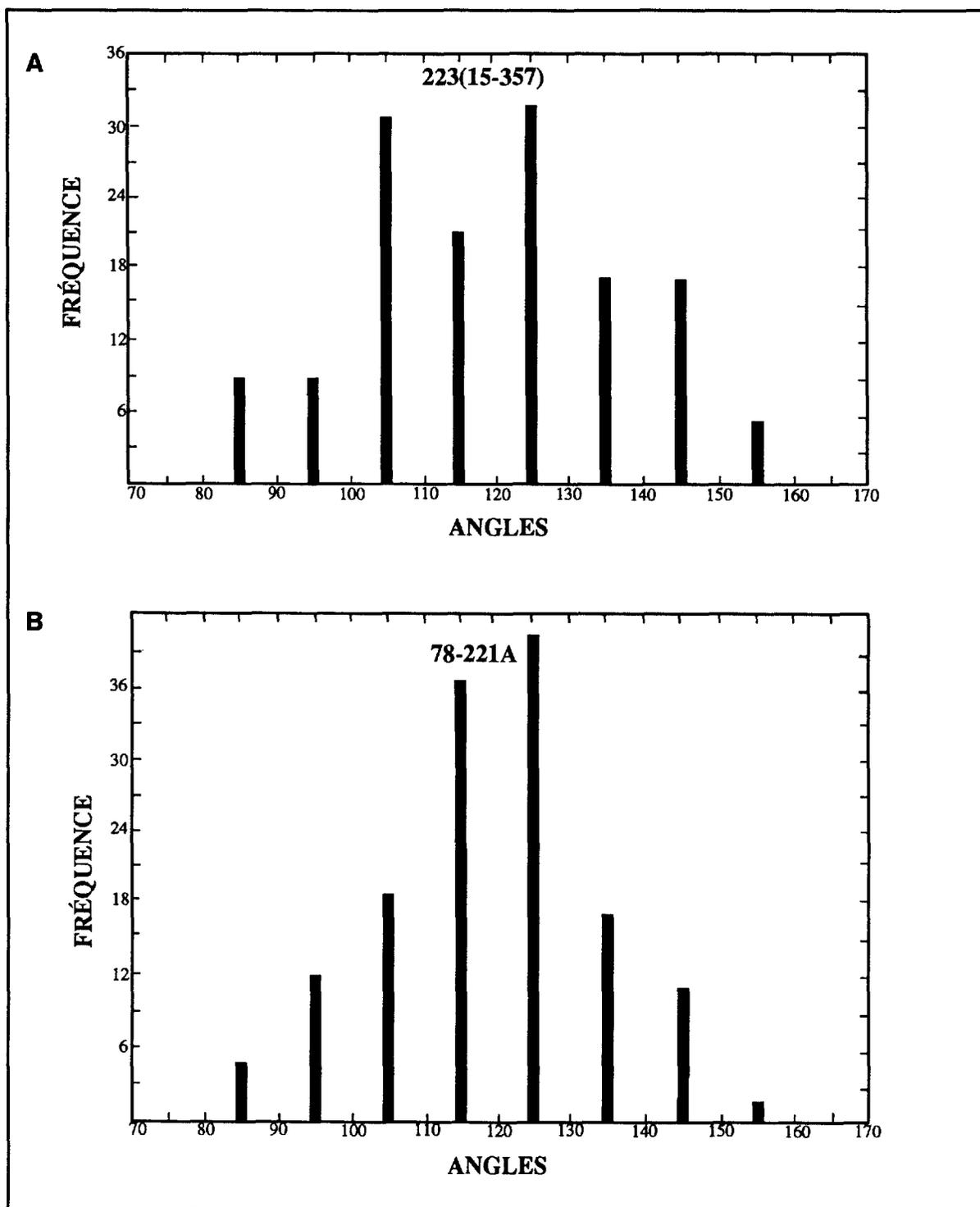


FIGURE 76 - A - Histogramme de 150 angles mesurés à l'intersection des grains de bytownite (An_{80}) dans une anorthosite fraîche du canton de Roy. Échantillon Duvex 15-357-223. Voir figure 37A pour microphotographie. Tiré de Allard, 1979, page 9. B - Histogramme de 150 angles mesurés à l'intersection des grains de plagioclase (An_{65}) dans une anorthosite du lac Complexe (lame 78-221A). Les angles ont une grande tendance à s'approcher de 120° . Voir figure 75A pour microphotographie.

irréguliers qui conservent plus ou moins les formes de pyroxène intercumulat de l'anorthosite gabbroïque primaire.

Les minéraux accessoires sont le quartz, la magnétite, l'ilménite, le sphène, le rutile, la biotite, la scapolite, la clinozoisite, le pyroxène et le zircon. La scapolite forme de petits grains interstitiels entre les grains de plagioclase et de hornblende; on la trouve en petite quantité dans plusieurs lames minces.

GABBRO ET MÉTAGABBRO

La partie sud du secteur du lac Complexe renferme de nombreux affleurements de gabbros beaucoup plus foncés, riches en amphibole; ce sont des gneiss à fort contenu de hornblende. Un échantillon, le 78-235, contient 3 à 4 % de sphène et 10 à 12 % de scapolite (l'indice de réfraction indique une composition méionite₄₅). L'absence de magnétite et la présence de sphène et de hornblende appellent le commentaire qui suit.

La portion du Complexe du Lac Doré qui se trouve au lac Complexe fait partie du «parautochtone». C'est le moment de rappeler les subdivisions du Grenville proposées par Rivers et Chown (1986) et formalisées par Rivers *et al.* (1989). Ainsi, l'*autochtone* représente les roches archéennes du Supérieur (≥ 2650 Ma). Le parautochtone forme une bande de terrains adjacents au Supérieur caractérisés par des âges archéens légèrement rajeunis et par une faible susceptibilité magnétique (carte aéromagnétique NM-18-M au 1:1 000 000) et dans lesquels les lithologies archéennes sont encore reconnaissables. L'*allochtone*, au sens large, est formé de roches plus jeunes à forte susceptibilité magnétique qui ont subi au moins une phase orogénique et sont vraisemblablement charriées sur le parautochtone. À l'est de Chibougamau, le parautochtone s'étend jusqu'aux environs de la rivière du Chef, à 50 km du Front de Grenville.

L'expérience acquise dans le Complexe fournit une explication pour ce comportement des roches du parautochtone. La fine poussière de magnétite, si commune dans les schistes verts, a distribué tout son fer aux amphiboles et la roche

a ainsi perdu toute susceptibilité magnétique. Au faciès des schistes verts, les dunites, ferrodunites, pyroxénites, ferropyroxénites, ferrodiorites et ferrogabbros, roches non magnétiques à l'origine, connaissent une augmentation marquée du magnétisme par suite de la conversion des ferrosilicates primaires en ferrochlorite, serpentine et ferroamphibole ou amphibole (Kline, 1984b). Ce phénomène, fort simple, s'accompagne du relâchement d'une poussière de magnétite, d'autant plus abondante que le rapport Fe/Mg est élevé. La réaction inverse se produit dans le parautochtone et les schistes verts magnétiques sont transformés en amphibolite non magnétique.

ROCHES ALTÉRÉES ET MINÉRALISÉES

La société Union Carbide a implanté cinq trous de sondage sur une anomalie (46), à 1150 m au N de la pointe nord-est du lac Complexe. La zone minéralisée qui cause cette anomalie est vraisemblablement une veine, encaissée dans l'anorthosite et le gabbro du Complexe du Lac Doré. Cette veine ne diffère de celles du lac Doré que par le fait qu'elle a été et reprise au faciès disthène au cours de l'orogénèse grenvillienne. Le halo d'altération, riche en K₂O, MgO et Al₂O₃, a subi le même métamorphisme.

La zone de sulfures contient de la pyrrhotite, de la chalcopyrite, des traces de sphalérite, du quartz et beaucoup de chlorites magnésiennes. Les zones d'altération sont riches en chlorite fortement magnésienne, de même qu'en anthophyllite, cummingtonite, enstatite et phlogopite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, le rutile, l'ilménite, la pyrrhotite, le grenat, le spinelle et la hogbomite, un nouveau minéral propre à la région de Chibougamau. Des résultats d'analyse se trouvent aux tableaux 81 à 83. Cet assemblage métamorphique correspond bien aux anomalies minéralogiques rapportées par Allard (1979) et Allard & Carpenter (1981, 1982). Ces anomalies sont produites par le métamorphisme aux faciès des amphibolites et granulites de zones d'altération hydrothermale associées à des gisements aurifères et de métaux de base. De telles anomalies méritent des travaux d'exploration au même titre que les anomalies géochimiques et géophysiques.

La Formation de Waconichi

Réal Daigneault & Gilles O. Allard

Introduction

Ce chapitre sur la Formation de Waconichi présente une synthèse de nos travaux sur cette unité stratigraphique qui a été et qui est encore un sujet de controverses. En 1982, notre mandat était d'éclaircir les relations stratigraphiques et structurales entre les différentes unités lithologiques de la région de Chibougamau. Afin de limiter notre intervention, il s'est avéré indispensable de choisir des régions cibles nous permettant de recueillir les éléments utiles au contrôle structural.

Le choix d'une étude sur la Formation de Waconichi s'avérait donc adéquat, d'une part, parce que cette unité, si peu épaisse soit-elle, montrait une distribution relativement importante dans toute la région de Chibougamau et que, d'autre part, la nature surtout pyroclastique des roches facilitait l'étude structurale.

Cette unité lithostratigraphique soulève les débats⁽¹⁾ depuis son introduction par Duquette en 1968. Les définitions de l'unité ont changé avec le temps si bien qu'aujourd'hui quelques confusions persistent encore. Un éclaircissement de la définition stratigraphique de la Formation de Waconichi s'avérait donc nécessaire. Le présent rapport n'a toutefois pas la prétention de régler tous ces problèmes. Nous tentons d'établir les relations entre les différents horizons qui ont été, à juste titre ou non, corrélés avec la Formation de Waconichi.

Nous comparons huit secteurs différents (figure 77) où des roches de compositions felsiques et intermédiaire ont été identifiées et corrélées à la Formation de Waconichi. Il s'agit des secteurs:

- 1- Lemoine (figure 78)
- 2- Scott-nord (figure 95)
- 3- Scott-sud (figure 108)
- 4- Portage (figure 110)
- 5- Queylus (figure 114)
- 6- Haüy (figure 119)
- 7- Richardson (figure 134)
- 8- McKenzie-nord (figure 138)

L'étude que nous avons faite de ces huit secteurs nous a permis de définir deux types de roches qui présentent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques fort différentes. Nous définissons ainsi le *Waconichi de type Lemoine* qui regroupe essentiellement les roches de composition rhyolitique se situant dans le pourtour du Pluton de Chibougamau et le *Waconichi de type Queylus* qui regroupe les roches essentiellement pyroclastiques à l'interface des Formations d'Obatogamau et de Gilman. Nous

reviendrons sur cette problématique dans la discussion à la fin de ce chapitre. Procédons d'abord par la description du contexte lithologique de chacun des secteurs.

Description des secteurs

SECTEUR LEMOINE

Le secteur Lemoine comprend les roches rhyolitiques situées au contact avec le flanc sud du Complexe du Lac Doré dans les cantons de Lemoine et Rinfret. La carte détaillée du secteur Lemoine est présentée à la figure 78.

Dans le secteur Lemoine, l'unité possède une épaisseur moyenne de 500 m, pouvant atteindre localement 1300 m. On peut la suivre sur une distance de plus de 20 km à travers les cantons de Lemoine et de Rinfret (figures 77 et 78). L'unité possède grosso modo une direction N 50°, et un pendage de 80° vers le S.

La base de l'unité, qui correspond à sa limite nord, est directement en contact avec le Complexe du Lac Doré qui suit de façon conforme la Formation de Waconichi. Le sommet du complexe est constitué d'un granophyre sodique qui passe progressivement à un granophyre basique, souvent confondu avec le gabbro de bordure. Le contact supérieur de l'unité est localement conforme avec la Formation de Gilman qui représente le 2^e cycle de volcanisme mafique dans la région et localement en discordance avec les sédiments du Groupe d'Opémisca à l'W de ce secteur. À quelques mètres au S des roches du Waconichi dans le secteur de la mine Lemoine, d'excellents affleurements du Gilman font face vers le S. Le contact avec le Groupe d'Opémisca a été bien documenté par les forages stratigraphiques du MER (DP-607). Aucun sommet au sein même de la Formation de Waconichi n'a pu être déterminé.

La figure 79 illustre les principales divisions stratigraphiques de ce secteur avec leurs paramètres pétrographiques respectifs.

Les roches de la Formation de Waconichi du secteur Lemoine comprennent surtout des porphyres rhyolitiques riches en phénocristaux de quartz et de plagioclase (70 %)⁽²⁾, des volcanoclastites felsiques (20 %), des laves rhyolitiques (3 %), et des horizons exhalatifs (1 %) auxquels on associe la minéralisation syngénétique en Zn et Cu.

Porphyres rhyolitiques

Les porphyres rhyolitiques correspondent à des roches d'apparence massive qui contiennent de 15 à 50 % de

1. Le lecteur est référé au premier chapitre pour une remise en situation du contexte historique et stratigraphique de la Formation de Waconichi dans la région de Chibougamau.

2. Les proportions en % proviennent d'une estimation à partir des affleurements visités. Il ne s'agit donc pas de valeurs rigoureuses mais elles sont incluses de manière à donner une certaine quantification relative aux unités décrites.

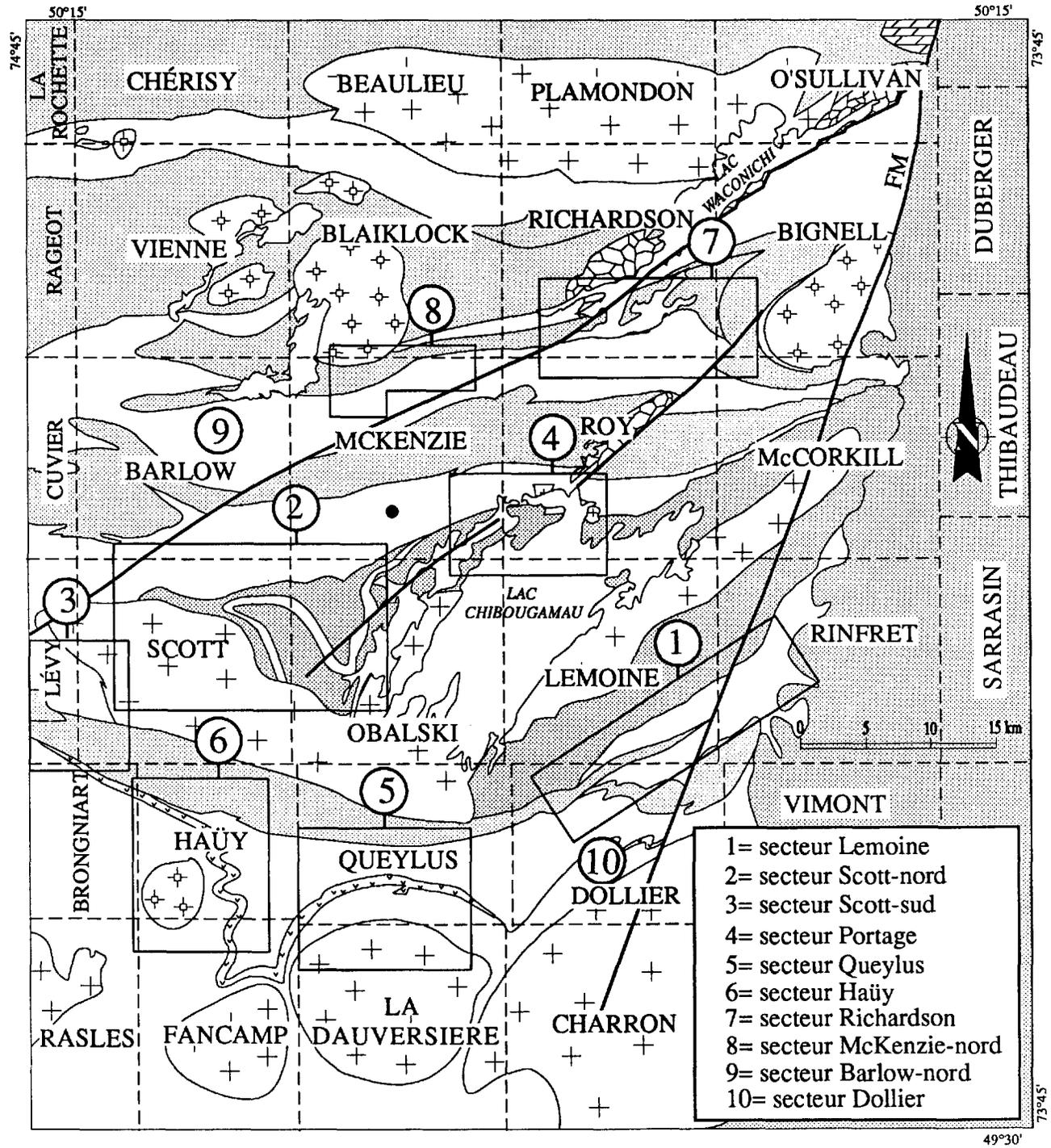


FIGURE 77 - Localisation des secteurs d'étude pour la Formation de Waconichi. Les quadrilatères représentent les limites couvertes par des figures plus détaillées. Voir aussi stratigraphie et structure à la figure 5. Les secteurs Barlow-nord et Dollier ne font pas partie de l'étude mais sont localisés sur la carte pour référence.

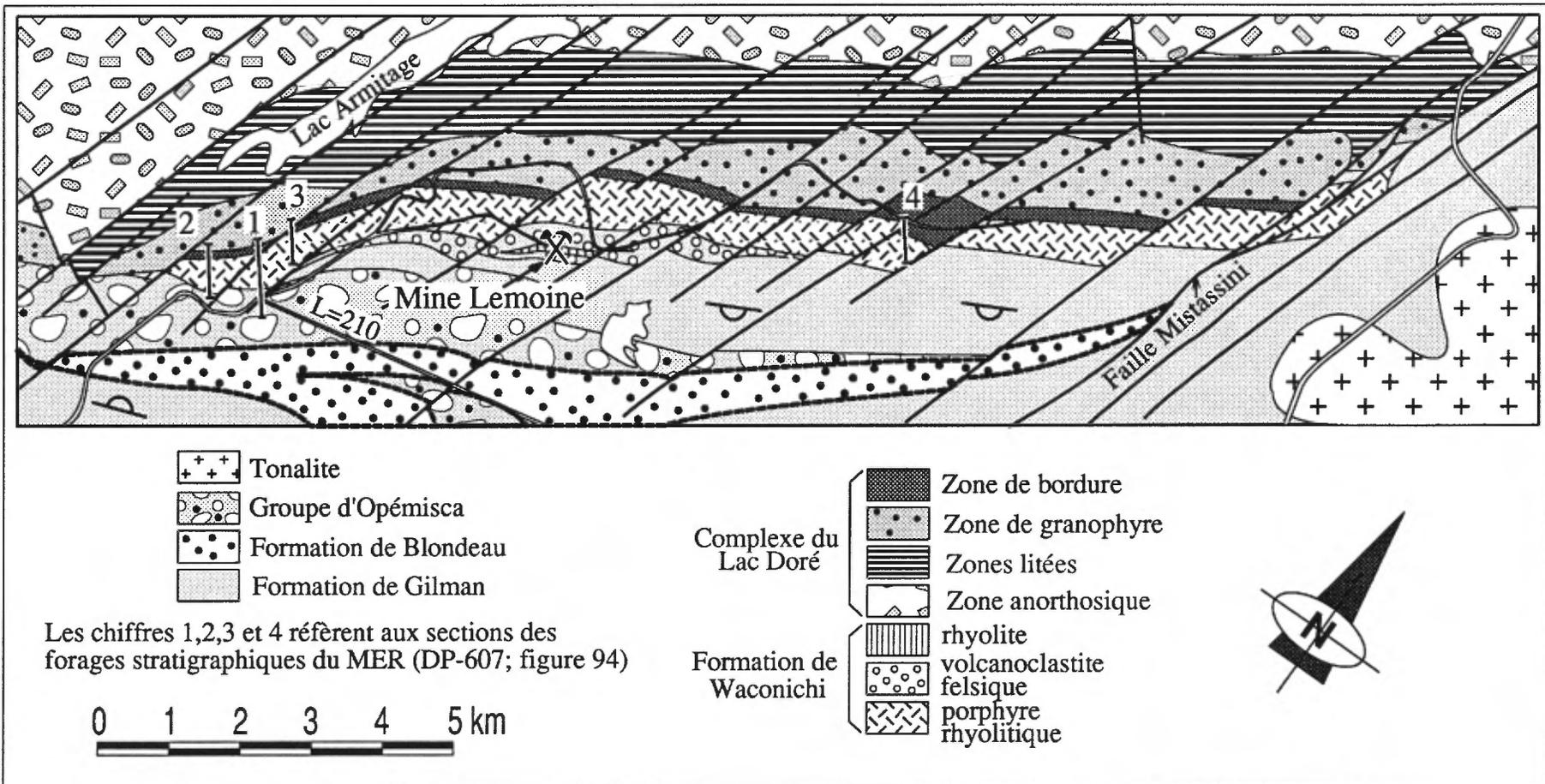


FIGURE 78 - Carte géologique simplifiée du secteur Lemoine.

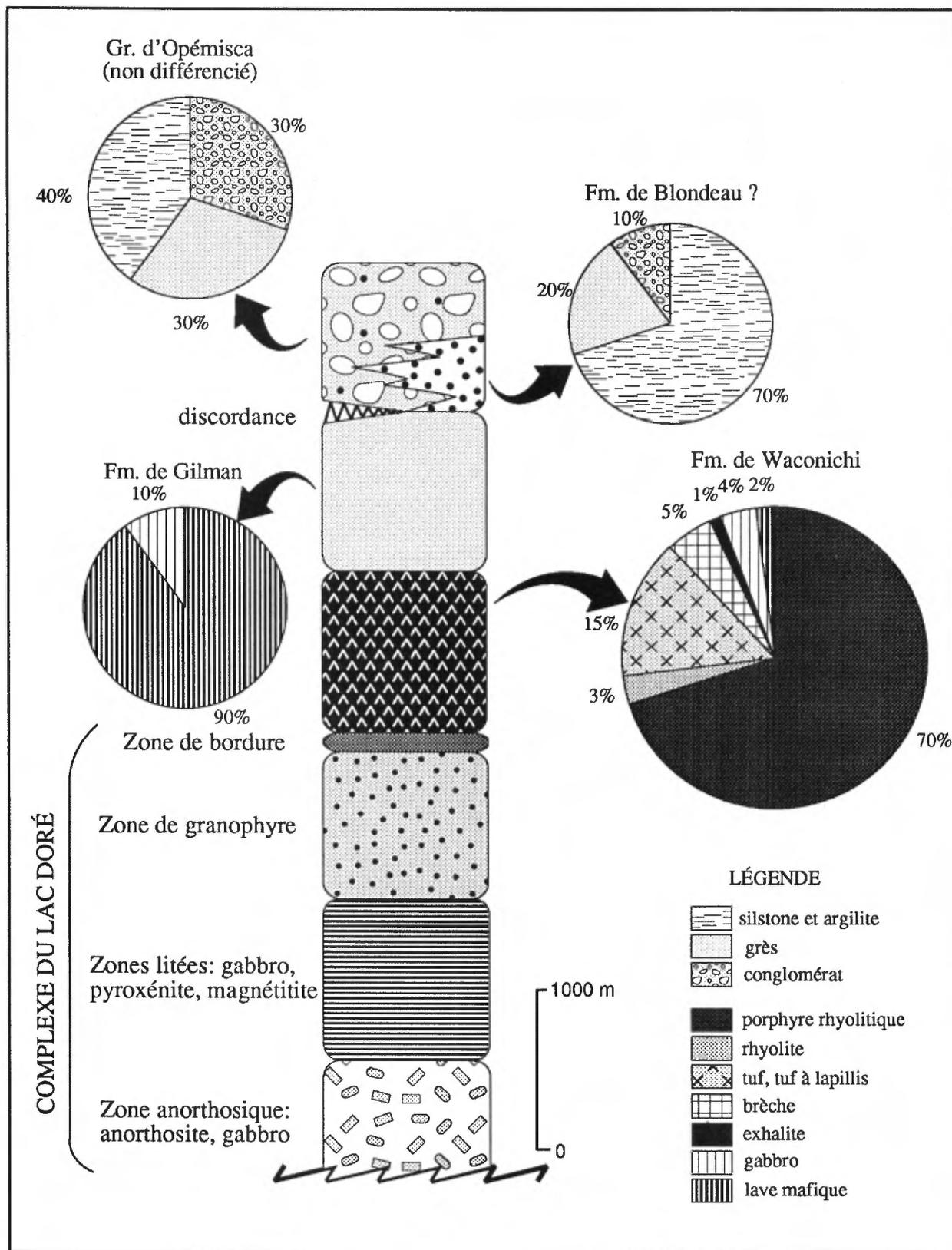


FIGURE 79 - Colonne stratigraphique du secteur Lemoine. Les figurés de la légende se rapportent uniquement aux diagrammes en pointes de tarte. Pour la colonne, la légende des figurés est à la figure 78 sauf pour les différents faciès du Waconichi qui sont regroupés ici sous le même figuré (V inversé).

phénocristaux automorphes de quartz et de plagioclase, baignant dans une pâte microcristalline riche en quartz. Les cristaux ont un diamètre moyen de 3 mm. Sous l'influence de la déformation, la roche se transforme en schiste à séricite. En affleurement, les yeux de quartz en relief positif ont typiquement une teinte bleutée (figure 80). Le plagioclase est généralement prismatique et d'un blanc laiteux, ce qui le distingue facilement du quartz. Les phénocristaux de quartz montrent souvent, en lames minces, des traces de résorption, symptôme d'un rééquilibrage avec le liquide. Les phénomènes de croissance secondaire en bordure des grains de quartz y sont également très communs. La matrice, riche en quartz, est complètement recrystallisée. La figure 81 montre une microphotographie typique de ces porphyres rhyolitiques.

Les porphyres ont une composition rhyolitique à rhyodacitique comme en témoigne les analyses présentées au tableau 5 (voir chapitre sur la géochimie). Toutefois, ils ont un contenu très faible en potasse ce qui leur a valu l'attribution du terme «rhyolite sodique» par Allard (1976a). Plusieurs auteurs ont associé ces porphyres à des *tufs à cristaux*, mais l'absence de structures au sein de la masse, l'absence de fragments et la tendance des cristaux à être de dimension uniforme et non brisés, favorisent plutôt l'idée d'une intrusion sub-volcanique. Il est possible de faire l'analogie avec les dômes rhyolitiques tels qu'on les reconnaît dans les environnements modernes comme le Japon (Hashimoto & Fujita, 1983). Toutefois, la continuité importante de l'unité pourrait favoriser également l'idée d'une intrusion de type filon-couche ou peut-être un amalgame de plusieurs petits dômes rhyolitiques.

Vers la base de l'unité, nous avons reconnu en trois endroits distincts la présence d'enclaves d'apparence mafique. Les figures 82A et 82B en montrent de bons exemples. Ces enclaves sont de forme tabulaire avec parfois une forte angularité. Ils montrent une élongation préférentielle selon la direction du grain tectonique. L'apparence mafique est donnée par le contenu riche en chlorite. La figure 82B montre un plan rapproché qui permet de constater la présence des cristaux de quartz au sein des fragments. Sur quelques fragments, nous avons observé des cavités analogues aux vésicules dans les laves. Nous ignorons la nature exacte de ces enclaves, mais il pourrait s'agir d'une partie de l'intrusion fortement altérée par des fluides magnésiens ou bien d'enclaves de l'encaissant qui ont réagi par métasomatisme avec l'intrusion porphyrique. Quoi qu'il en soit, ces fragments occupent un horizon situé très près du contact inférieur et représentent vraisemblablement un niveau continu à la base de l'intrusion.

Laves rhyolitiques

Dans le secteur Lemoine, ce que nous désignons laves rhyolitiques n'occupe que de 3 à 5 % de l'empilement felsique du Waconichi. Il s'agit d'une unité dont l'épaisseur ne dépasse pas 30 m et dont l'extension est inférieure à 300 m.

Les roches de cette unité contiennent généralement de 2 à 10 % de phénocristaux de quartz et de plagioclase. Le quartz est plus abondant, constituant en moyenne 70 % des phénocristaux. Leur diamètre est plus petit que celui qui caractérise les porphyres déjà décrits plus haut, variant autour de 1 mm.

L'interprétation de ces roches comme des coulées est difficile à démontrer avec certitude. L'unité se caractérise par la présence de structures de fluidité comme les lignes d'écoulement (*flow lines*), bien développées et qui parfois ressemblent beaucoup à un litage primaire (figure 83). On y observe des bandes riches en séricite qui se caractérisent par une concentration importante de cavités subsphériques interprétées comme des vésicules. Les bandes sont peu épaisses (4 à 8 cm) et contiennent près de 30 % de vésicules (figure 84) dont le diamètre moyen est de 1 cm mais atteint parfois quelques centimètres. La zone de bordure est caractérisée par une teinte crème attribuable probablement au contenu important en séricite. Ces bandes imitent presque la stratification dans les tufs. La géométrie irrégulière et fermée définie par les bordures nous empêche toutefois de retenir cette interprétation. La dimension des structures lobées peut atteindre 10 m. Certaines ont moins d'un mètre (figure 83). Les plus grosses ont une forme irrégulière et les plus petites sont généralement elliptiques. Il est possible qu'un dôme rhyolitique émergeant produise ce type de structure par bourgeonnement de la masse rhyolitique chaude au contact de l'eau. La grande viscosité du liquide rhyolitique pourrait être responsable des géométries complexes que ces structures décrivent et qui s'apparentent à des lobes.

La présence de laves rhyolitiques dans la sous-province de l'Abitibi a toujours fait l'objet de controverses. Dans la région de Rouyn-Noranda, le débat a porté surtout sur l'écoulement de matériaux de haute viscosité comme les magmas rhyolitiques. Certaines écoles prônent l'idée de comportements surtout explosifs pour les magmas rhyolitiques, produisant ainsi des amas pyroclastiques (Gélinas *et al.*, 1978). D'autres, (de Rosen-Spence *et al.*, 1980; Dimroth *et al.*, 1982) sont d'avis que les roches rhyolitiques dans le secteur de Rouyn-Noranda sont bel et bien des coulées. Dans cette région, de Rosen-Spence *et al.* (1980), rapportent des coulées rhyolitiques de 400 m d'épaisseur et d'extension supérieure à 10 km. Dans les événements volcaniques modernes, un seul exemple de coulées rhyolitiques est bien documenté. Il s'agit d'écoulements observés en Islande (Walker, 1974).

Dans notre région, les laves rhyolitiques représentent des événements ponctuels et surtout de faible envergure. Ceci contraste fortement avec la région de Rouyn-Noranda où là, elles sont particulièrement importantes en volume (Gélinas *et al.*, 1978). De ce fait, le parallèle entre le volcanisme felsique de Chibougamau et celui de Rouyn-Noranda est probablement difficile à faire.

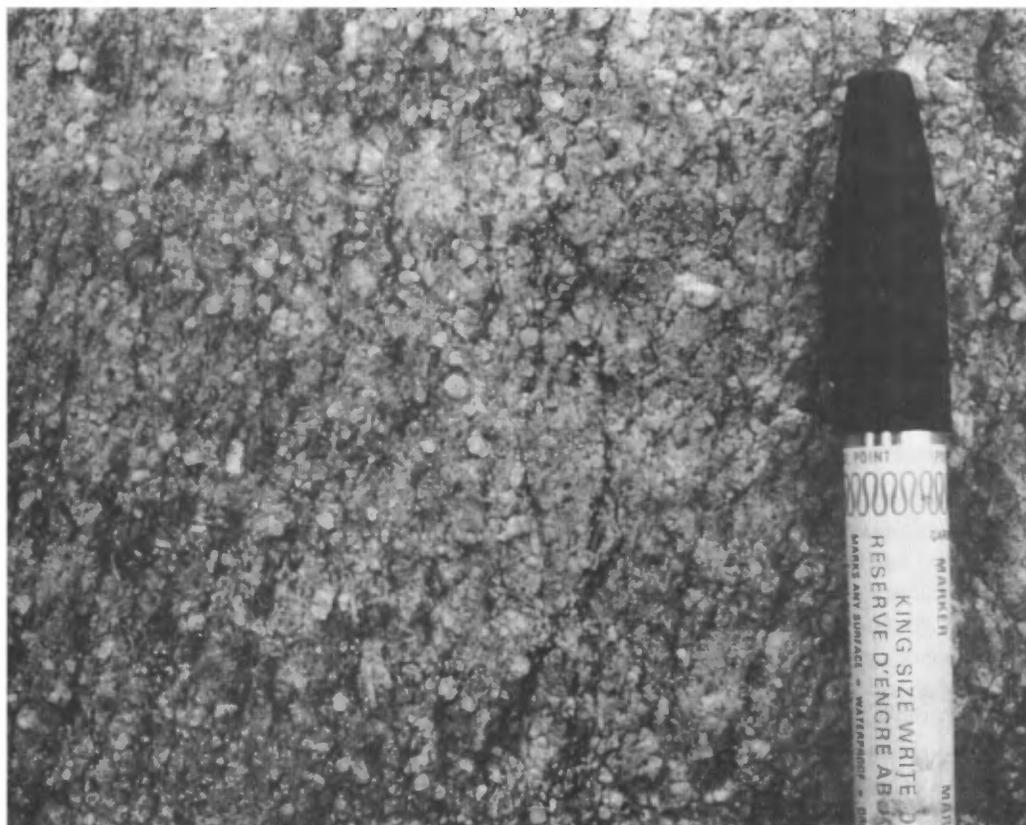


FIGURE 80 - Photographie d'un porphyre rhyolitique à quartz et feldspath.

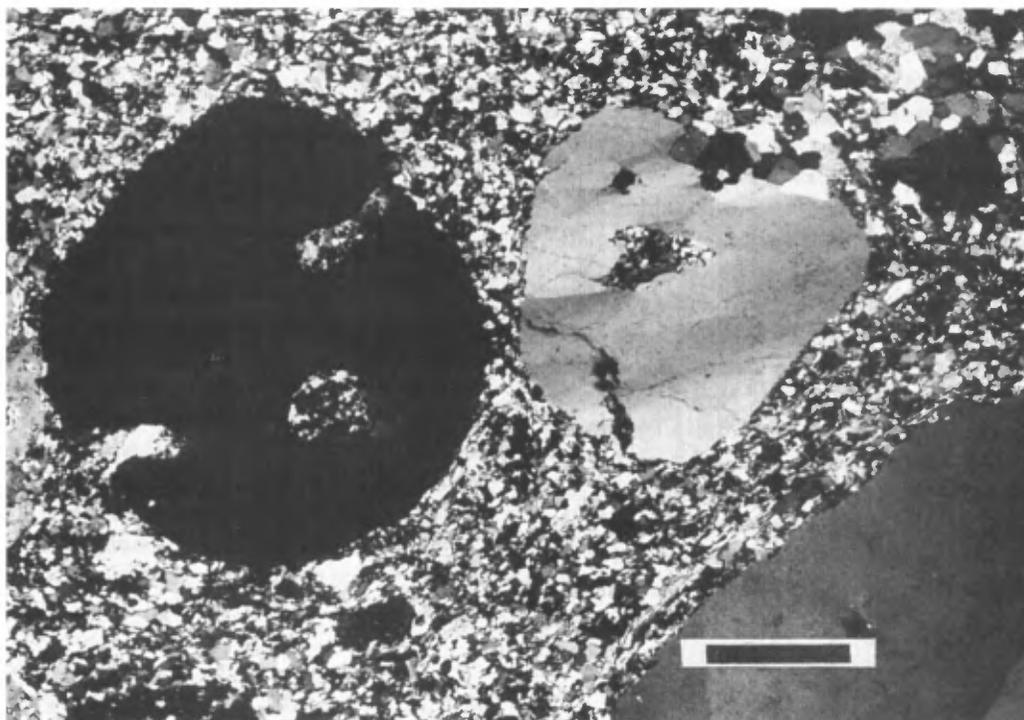


FIGURE 81 - Microphotographie d'un porphyre rhyolitique à quartz et feldspath. Les cristaux de quartz montrent des structures de résorption. L.P. (la barre noire =0,5mm, échantillon L-1, tableau 5).

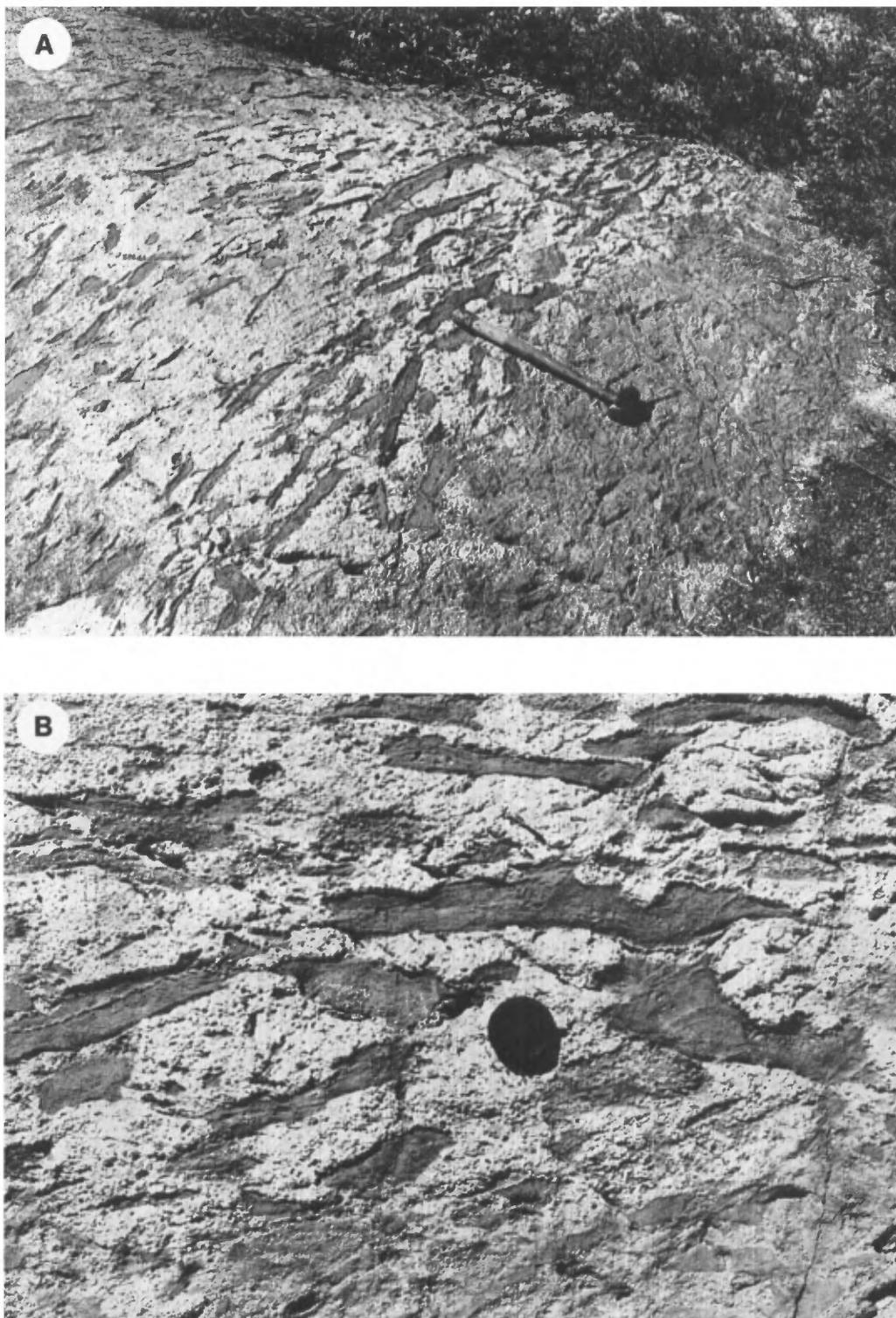


FIGURE 82 - A - Contact inférieur de l'unité de porphyre rhyolitique. La zone de contact est riche en enclaves chloriteuses. Le marteau donne l'échelle. B - Plan rapproché des enclaves chloriteuses dans lesquelles on voit les phénocristaux de quartz appartenant au porphyre rhyolitique. Le couvercle d'une lentille donne l'échelle.



FIGURE 83 – Exemple de lignes d'écoulement au sein d'une rhyolite.



FIGURE 84 – Contact entre deux masses de laves rhyolitiques. Notez la concentration de vésicules près des contacts.

Volcanoclastites

Les volcanoclastites représentent près de 20 % de l'empilement. Elles comprennent des tufs felsiques bien lités associés à des brèches dont l'origine nous apparaît encore ambiguë.

Les tufs sont généralement à grains fins et finement lités. En lames minces, ils sont complètement recristallisés en une mosaïque de quartz et plagioclase (figure 85). On y reconnaît toutefois de 5 à 15 % de cristaux de quartz et de plagioclase partiellement recristallisés dont le diamètre atteint près de 1 mm. Sur le terrain, la stratification est perturbée (figure 86) par des plis d'origine tectonique ou par une déformation synsédimentaire. Dans la plupart des cas, il s'agit probablement d'une combinaison de ces deux phénomènes. En effet, l'amorce de flexion ou l'irrégularité de la stratification à un stade sédimentaire peuvent être accentuées lors de la déformation régionale.

Les brèches sont polygéniques, elles contiennent des fragments anguleux de tuf, de chert, et de sulfures massifs lités (figure 87). Les fragments sont mal classés et leurs dimensions passent de quelques centimètres à plus d'un mètre. La nature du matériel et l'association avec la déformation synsédimentaire observée dans les tufs nous font croire que cette bréchification pourrait être le résultat d'un démembrement suite à un mouvement de masse sur le flanc d'un édifice instable (coulée de débris). La faible quantité d'affleurements dans cette région empêche d'élaborer davantage sur ce sujet.

Horizon exhalatif – Gisement Lemoine

Les niveaux exhalatifs du secteur Lemoine sont d'un intérêt économique certain pour la région. Leur richesse en Zn et Cu a déjà permis l'exploitation d'une mine très importante (Mine Lemoine, 728 000 t à 4,2 % Cu, 9,6 % Zn, et 4,5 g/t Au et 83,85 g/t Ag).

Nous rapportons les données recueillies sur le gisement Lemoine à partir des travaux statutaires du MER ainsi que par l'étude d'échantillons provenant de l'affleurement de surface avant qu'il ne soit détruit lors de la fermeture de la mine en 1982. Nous avons également décrit quelques échantillons de minerai provenant de l'exploitation souterraine.

Le niveau exhalatif du gisement Lemoine se présente sous forme d'une lentille dont l'épaisseur est de moins de 10 m avec une moyenne de 3 m. Cette lentille a pu être suivie sur une distance de près de 200 m. Les exhalites sont bien litées parfois même très bien laminées (figure 88A et B). Le litage est défini par une alternance de niveaux riches en quartz, plagioclase et chlorite, avec des niveaux riches en sulfures. On y voit souvent des plis d'origine syngénétique (figure 88B). La figure 89 montre les proportions des différentes phases métalliques et silicatées que nous avons observées sur des échantillons types en notre possession.

Lorsque les sulfures sont abondants dans la roche, la minéralogie est surtout dominée par la présence de la spha-

lérite, laquelle est généralement accompagnée de chalcopryrite, pyrite et plus rarement de pyrrhotite. Lorsque les sulfures deviennent accessoires, c'est surtout la pyrite qui est abondante. La biotite est généralement présente dans les échantillons minéralisés (10 à 15 %), parfois sous forme de feuillets en losange, comme on peut le voir à la figure 90. Dans cet exemple, la biotite est toutefois d'origine métamorphique puisqu'elle emprisonne la schistosité régionale. La tourmaline et le sphène sont des phases accessoires communes et dans certains cas, la tourmaline atteint des proportions importantes (près de 5 %) se présentant en cristaux automorphes bien zonés (figure 91).

Contexte volcanogénique

La figure 92 présente une reconstitution de la géologie du niveau 770' de la mine Lemoine. Nous avons interprété la géologie de ce niveau à partir des travaux statutaires (GM 31582) et en tentant de projeter la nomenclature que nous utilisons en surface. Ainsi, il nous semble probable que le niveau exhalatif soit situé directement au-dessus de l'unité de lave rhyolitique. Nous avons développé à la figure 93 une coupe schématique représentant la géologie du secteur Lemoine. Nous y avons mis en relation les différentes unités du secteur. Les porphyres rhyolitiques y sont représentés en forme de dômes. Nous avons séparé l'intrusion ou dôme principal, souvent désigné comme étant le *dôme de Camp Lake* et que l'on peut suivre sur près de 17 km sur le terrain, du dôme de la mine Lemoine. Toutefois, cette séparation demeure spéculative et difficile à supporter à partir des seules données de terrain. Le diagramme met l'accent sur l'épaisseur plus importante de l'unité de porphyre rhyolitique à la hauteur de la mine Lemoine. Cette augmentation de l'épaisseur de l'unité peut se constater également sur la carte géologique (figure 78). De plus, l'association du niveau minéralisé avec les coulées rhyolitiques, nous semble être un élément important pour l'exploration minérale. Ces relations suggèrent un faciès très proximal où le dôme rhyolitique submergeant serait le foyer à l'origine de cellules de convections hydrothermales. La forme même de l'unité de porphyre rhyolitique n'est pas typiquement un dôme tel que connu dans certains gisements volcanogènes. Il ne faut toutefois pas oublier que la morphologie actuelle de l'unité a été largement modifiée par la déformation régionale à laquelle on associe un raccourcissement horizontal important et une subparallélisation (aplatissement) des structures. Cette déformation pourrait être même responsable de la non-observation de la zone à filonnets (*stringer zone*) généralement localisée sous les lentilles de sulfures massifs volcanogènes.

L'association spatiale de lave rhyolitique, de coulée de débris et d'exhalites là où l'épaisseur de l'unité de porphyre rhyolitique est à son maximum n'est pas fortuite. De part et d'autre de la position du gisement Lemoine, l'unité stratigraphique du Waconichi est dominée presque uniquement par le faciès du porphyre rhyolitique. Vers l'E de la mine Lemoine, on peut suivre cette unité jusqu'au Front de

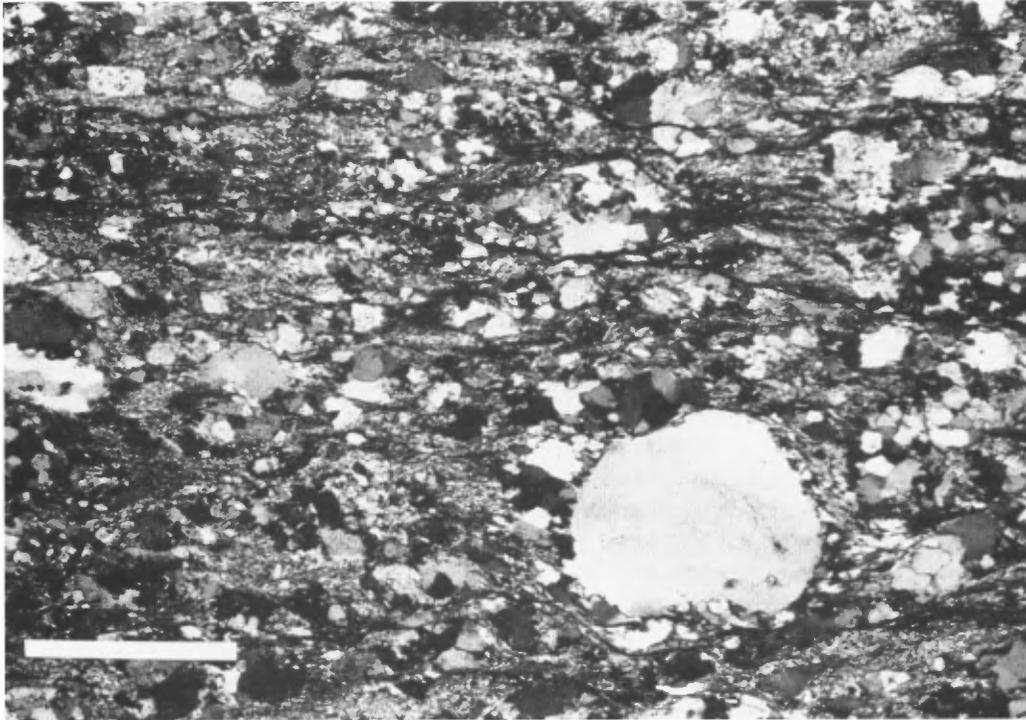


FIGURE 85 – Microphotographie d'un tuf à cristaux de quartz. La matrice est constituée de quartz et de plagioclase recrystallisés; même les phénocristaux montrent une bordure recrystallisée (L.P., la barre blanche fait 0,8mm, échantillon D-84-148).



FIGURE 86 – Contact entre un niveau de tuf rhyolitique (au centre) et un niveau de brèche pyroclastique (à gauche).
Le sac près du lit de tuf blanc donne l'échelle.

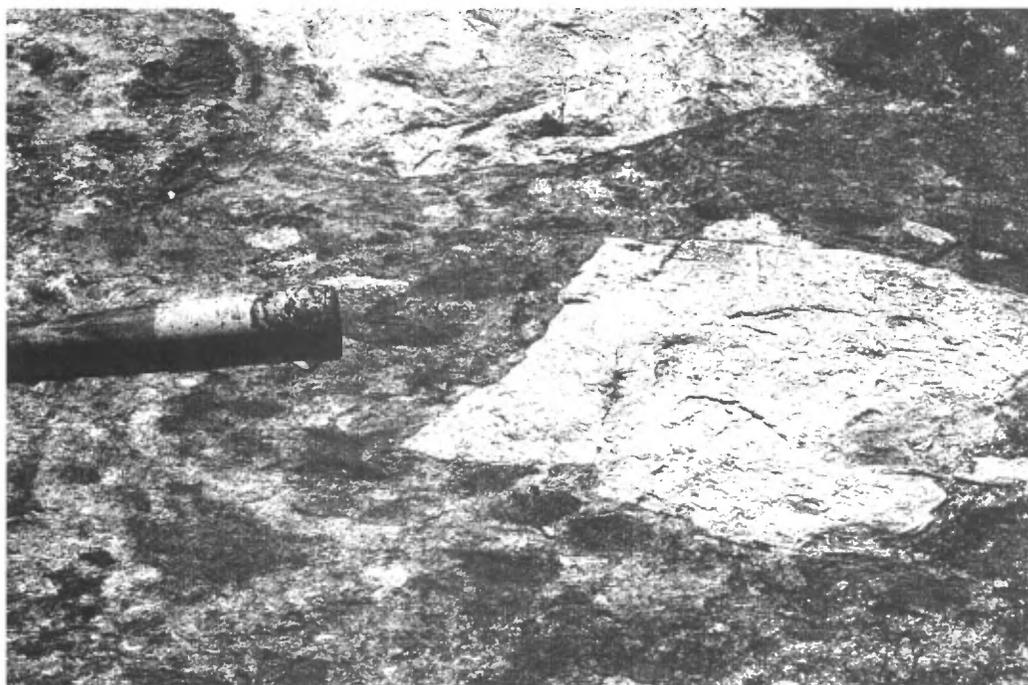


FIGURE 87 – Plan rapproché de la brèche montrant la nature et l'angularité des fragments; notez la présence de fragments plus sombres riches en sphalérite. Le manche de la masse fait 30 cm de long.

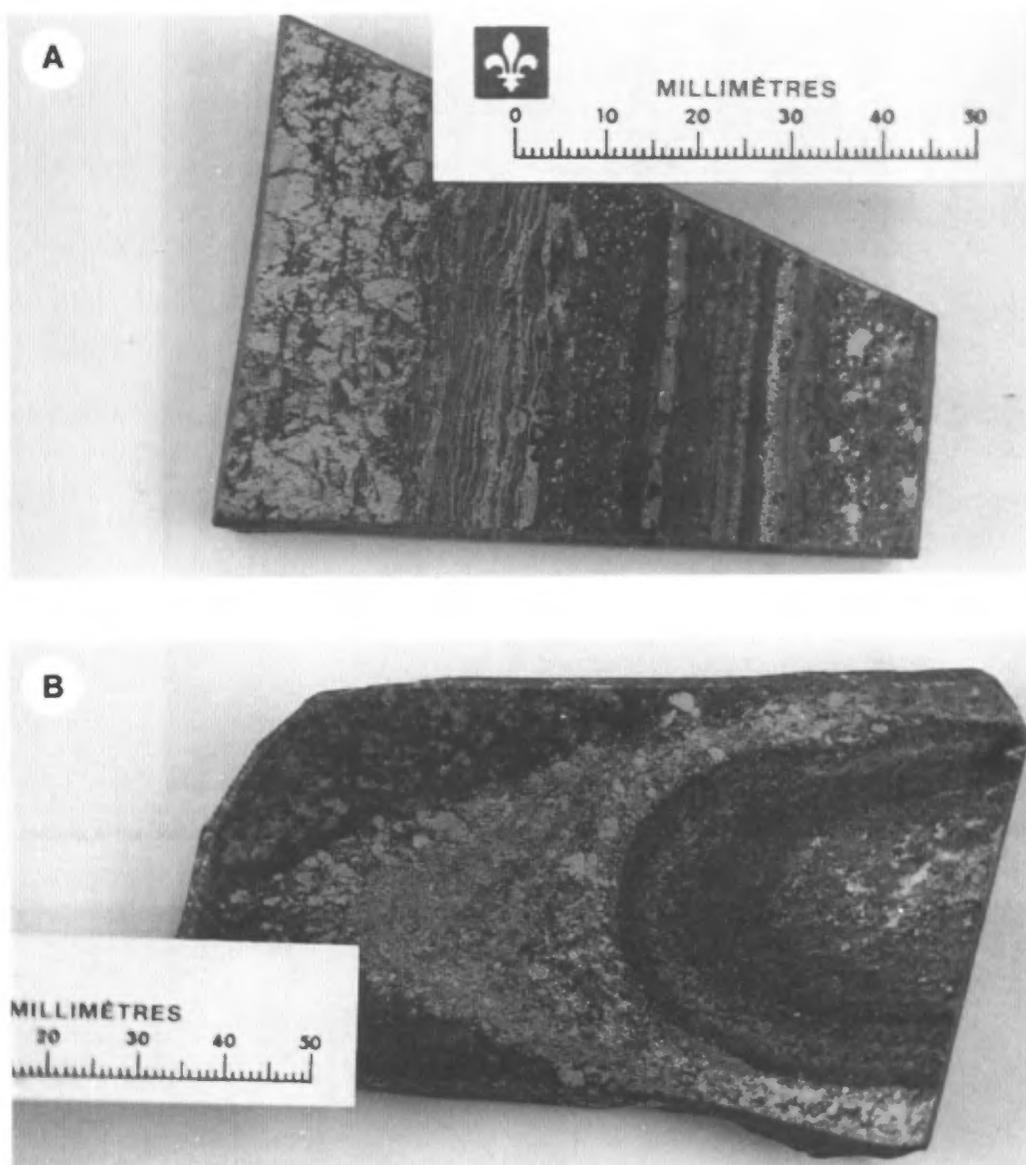


FIGURE 88 - A - Échantillon du niveau exhalatif du gisement Lemoine. L'échantillon montre une alternance de niveaux de sulfures (sphalérite, chalcoppyrite) avec des niveaux de chert. B - Niveaux de sulfures massifs perturbés par un pli d'origine sédimentaire.

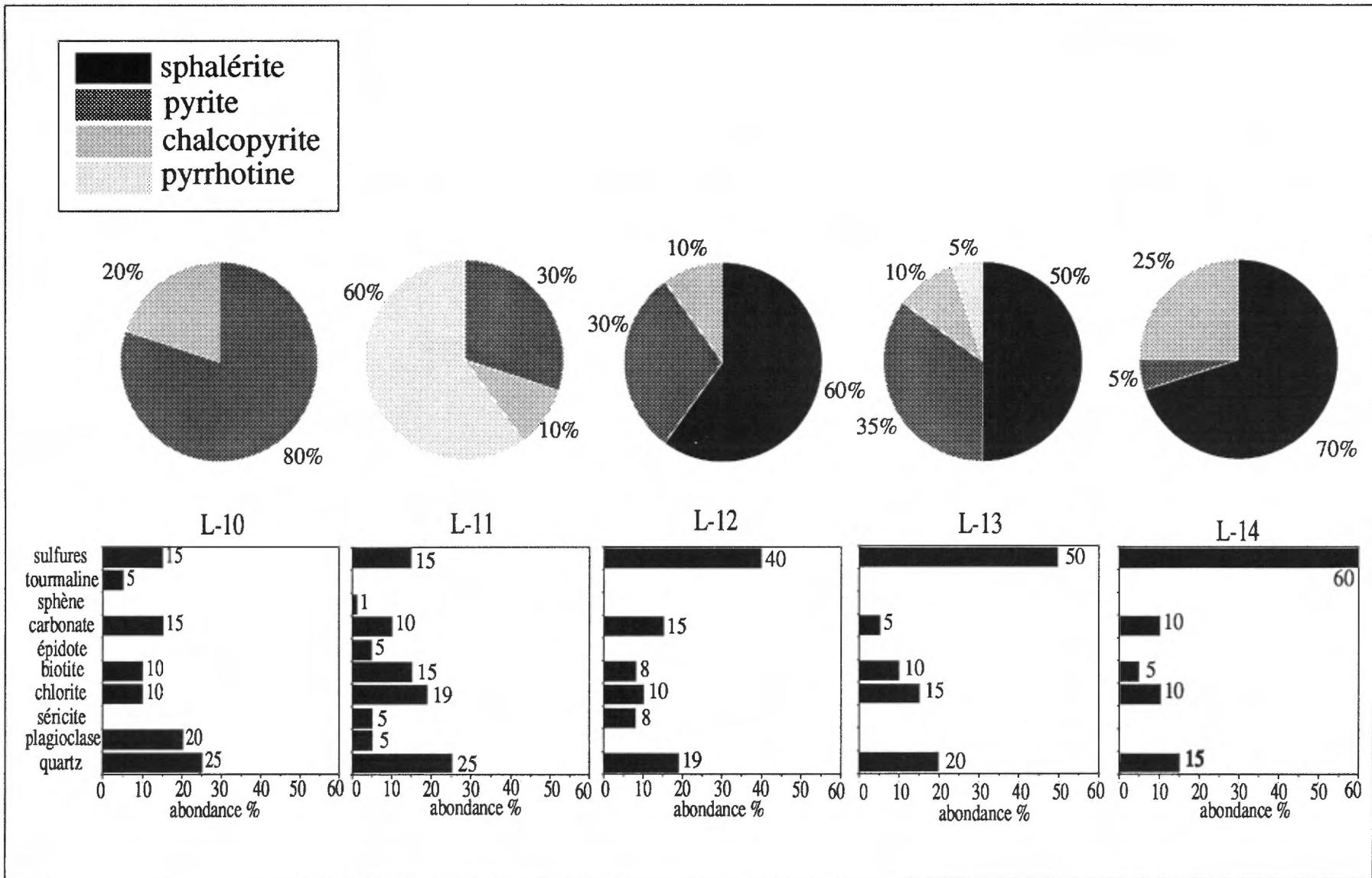


FIGURE 89 - Composition minéralogique (estimé visuel) de quelques échantillons types du minerai de la mine Lemoine.

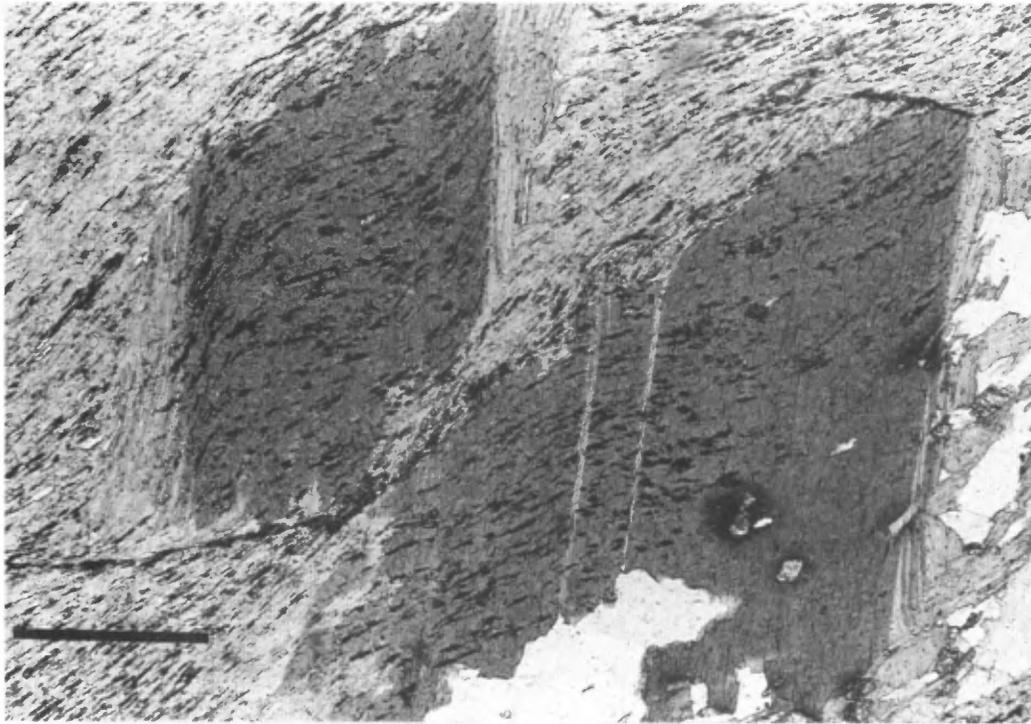


FIGURE 90 – Microphotographie d'un tuf pyriteux du gisement Lemoine. Les feuillets de biotite emprisonnent la schistosité régionale et lui font subir une rotation le long d'un plan N15°. Le nord est dans le haut de la photo (L.N., la barre noire fait 0,3 mm, échantillon L-11).

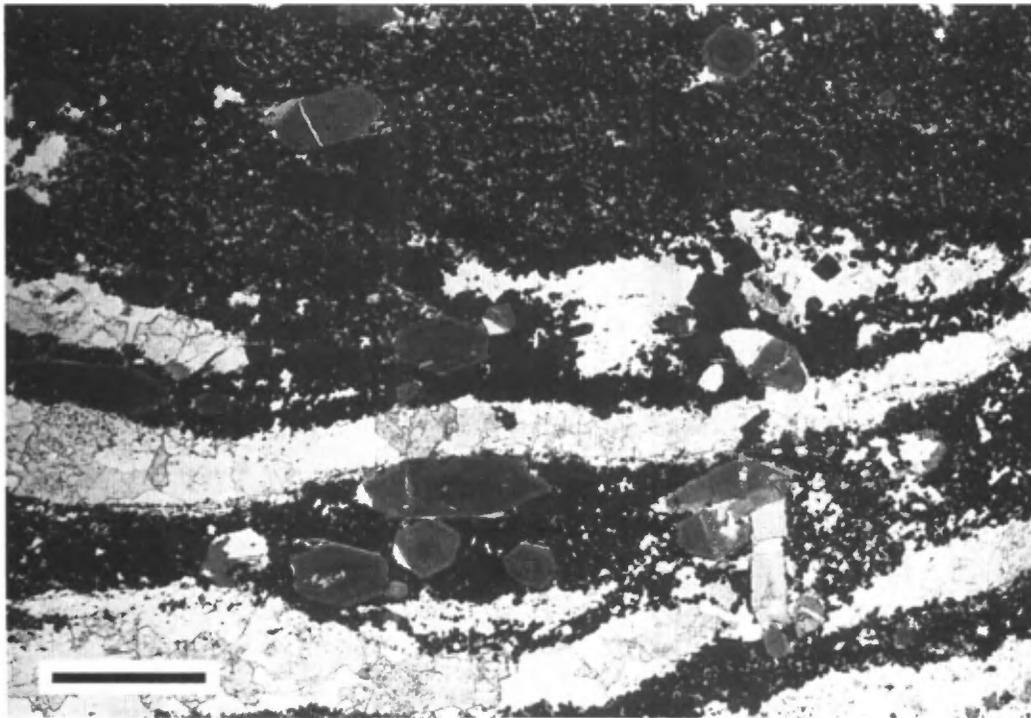


FIGURE 91 – Microphotographie d'un niveau de sulfure riche en chalcopryte et sphalérite et contenant de nombreux cristaux de tourmaline bien zonés (L.N., la barre noire fait 1 mm, échantillon L-10).

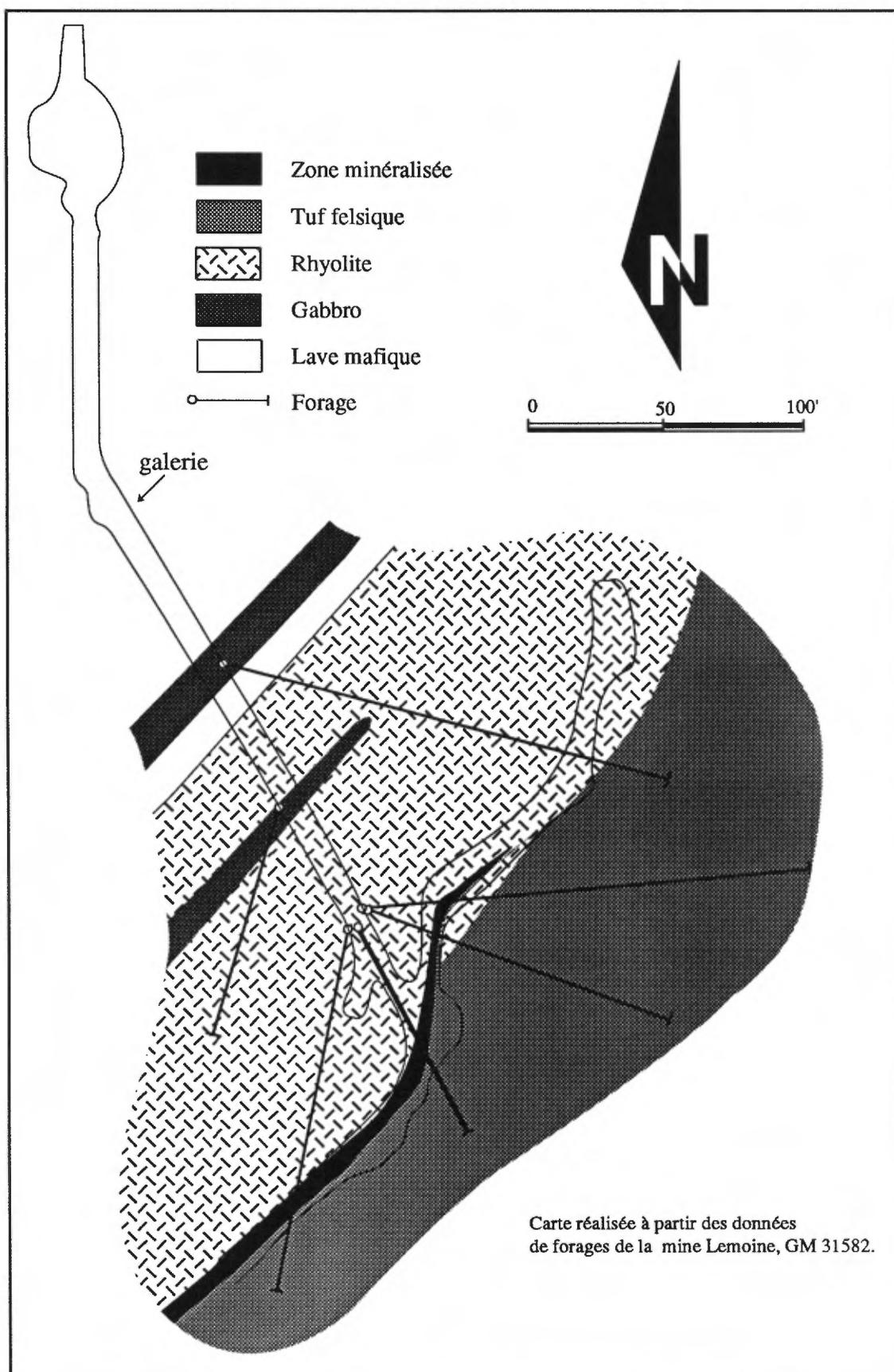


FIGURE 92 – Carte géologique simplifiée du niveau 770 de la mine Lemoine.

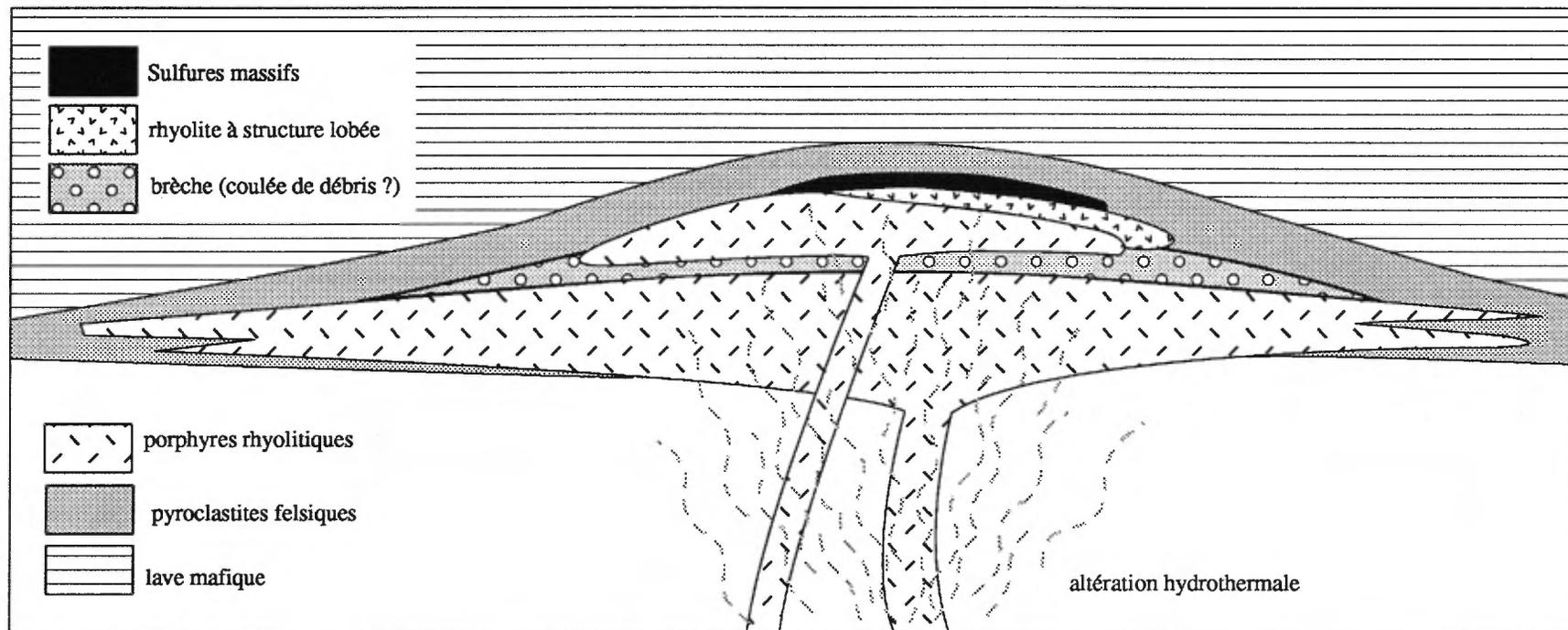


FIGURE 93 – Section schématique de l'environnement de la Formation de Waconichi (secteur Lemoine) avant la déformation. Le modèle intègre l'association spatiale entre la lave rhyolitique et la minéralisation volcanogénique.

Grenville où là, sous l'effet de mouvements le long des failles grenvilliennes, on en perd la trace. Vers l'W, le contrôle de sa position devient excellent grâce aux forages stratigraphiques 1, 2 et 3 du MER réalisés en 1976 et 1978 (figure 94). On y voit le passage souvent progressif entre le granophyre du Complexe du Lac Doré, de composition surtout basique, et l'unité de porphyre rhyolitique envahie dans ce secteur par plusieurs filon-couches de composition gabbroïque. Là, l'unité se bute finalement sur la discordance angulaire qui sépare les Groupes de Roy et d'Opémisca (voir aussi MER, DP-607, et carte de la figure 78).

Le secteur Lemoine se situe à la limite de la zone d'influence d'un important couloir de déformation qui longe la limite du Front de Grenville. On y constate donc des effets de la déformation qui devient de plus en plus intense au fur et à mesure que l'on progresse vers l'E. Déjà dans le secteur de la mine Lemoine, les roches réagissent par une extension verticale bien imprimée dans toutes les lithologies (voir carte des linéations au chapitre de la structure). Deux argumentations, l'une stratigraphique, l'autre tectonique, peuvent être utilisées pour projeter les extensions du gisement Lemoine. La première s'appuie sur l'idée que la variabilité des faciès et l'épaisseur de la formation semblent être uniques à l'environnement de la mine Lemoine. Latéralement, l'épaisseur de l'unité devient moindre et le porphyre rhyolitique devient le seul faciès. La seconde s'appuie sur l'extension verticale bien imprimée dans les roches et qui doit également affecter la géométrie du gisement lui-même. À partir de ces deux argumentations, il semble réaliste de croire que la seule extension probable du gisement ne soit que dans la direction de la linéation d'étirement, donc en profondeur. Il est concevable que l'extension ait été suffisante pour produire un éventuel boudinage de la minéralisation.

SECTEUR SCOTT-NORD

Le secteur Scott-nord est situé à l'W de la ville de Chibougamau (figure 77). Il comprend les roches rhyolitiques retrouvées dans la partie nord du canton de Scott, soit les roches qui sont situées immédiatement au N du Pluton de Chibougamau.

On peut observer dans cette région le contact entre le Complexe du lac Doré et les volcanites du Groupe de Roy (figure 95). À la base du Groupe de Roy, les roches rhyolitiques associées à la Formation de Waconichi sont, en tout point de vue, identiques à celles du secteur Lemoine décrites précédemment. Comme pour le secteur Lemoine, l'unité felsique est tronquée à sa base par le Complexe du Lac Doré.

La colonne stratigraphique présentée à la figure 96 résume les principales caractéristiques de la stratigraphie du secteur Scott-nord.

La Formation de Waconichi du secteur Scott-nord est reconnue le long de deux segments distincts. D'abord dans la partie E du territoire (figure 95), à l'E du lac Scott, où elle forme là une séquence épaisse d'environ 700 à 800 m

et longue de près de 9 km. La base de l'unité est, comme dans le secteur Lemoine, en contact avec le Complexe du Lac Doré. Au sein de la Zone de granophyre, juste au nord du lac David, nous avons observé des fragments métriques de porphyres rhyolitiques de la Formation de Waconichi baignant dans le granophyre.

La présence significative de cisaillements E-W et l'interstratification avec des niveaux de laves mafiques nous font croire que les mouvements le long des grandes failles longitudinales auraient pu répéter la séquence stratigraphique. Il devient alors difficile de définir le contact supérieur de l'unité qui, à plusieurs endroits est un contact de faille.

Le second segment se situe à l'W du lac Scott, où il possède une épaisseur maximale de 600 m, s'amenuisant rapidement latéralement. On peut suivre ce segment sur près de 3 km; c'est dans ce secteur que la compagnie Selco a découvert un indice minéralisé important sur lequel des travaux ont par la suite permis de délimiter un prospect de 680 000 tonnes à 0,55 % Cu, 6,9 % Zn et 13,3 g/t Ag. Il va sans dire que la découverte d'un gîte de cette nature renforce la comparaison entre les secteurs Scott-nord et Lemoine.

Notre évaluation de la distribution des lithologies pour le Waconichi dans le secteur Scott-nord se fait de la façon suivante (voir aussi figure 96): 45 % des roches sont des porphyres rhyolitiques à quartz et feldspath; 33 % sont des pyroclastites; les laves rhyolitiques forment 2 % et les niveaux exhalatifs ont une proportion inférieure à 1 %. On y retrouve également des laves mafiques (15 %) et des filons-couches gabbroïques (5 %).

Porphyres rhyolitiques

Les porphyres rhyolitiques forment des lentilles discontinues dont l'épaisseur dépasse rarement 300 m. Comme dans le secteur Lemoine, les porphyres contiennent entre 10 et 50 % de phénocristaux de quartz. Toutefois, leur taille plus modeste varie de 0,6 à 2 mm. Le plagioclase cohabite parfois avec le quartz et, plus rarement, il devient le seul constituant du porphyre.

Les cristaux sont contenus dans une pâte microcristalline riche en quartz, plagioclase et séricite. La matrice est souvent grossière (0,05 à 0,2 mm) et moins recristallisée que celle qui caractérise les roches du secteur Lemoine. Les phénocristaux de quartz montrent souvent des textures de résorption (figure 97) et leur forme est généralement subarrondie. Lorsque la roche est plus altérée, ce qui est le cas pour une bonne proportion de ces porphyres, la matrice devient très riche en séricite (figure 98). Avec une déformation croissante, les cristaux commencent à se fragmenter et la foliation devient plus évidente au sein de la matrice (figure 99).

La section sur la géochimie établit les principales affinités chimiques de ces roches. On y verra que les porphyres à quartz du secteur Scott-nord montrent une altération importante avec un lessivage en sodium. Cela peut se révéler un bon indicateur de l'altération hydrothermale associée

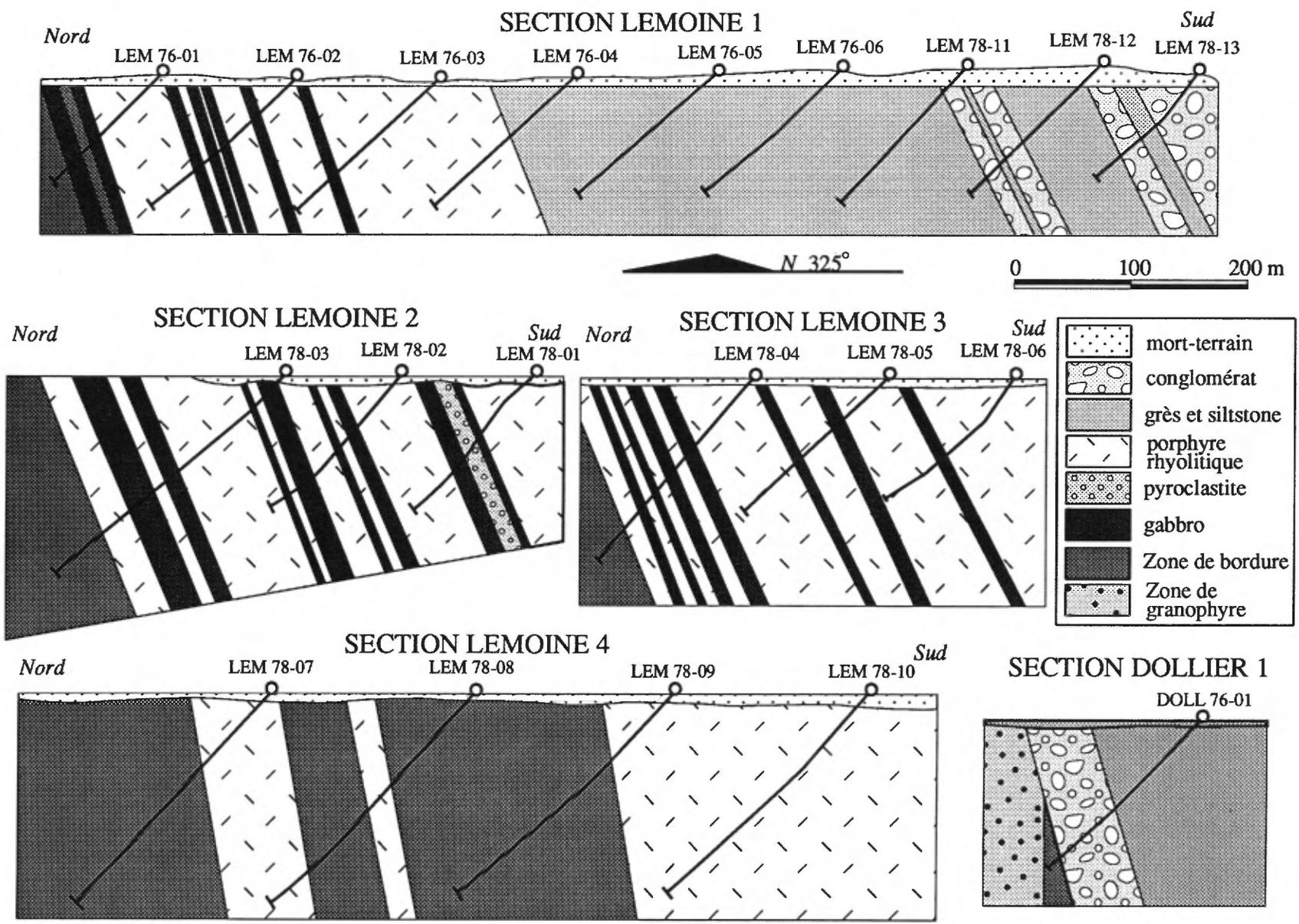


FIGURE 94 - Forages stratigraphiques dans les cantons de Lemoine, de Dollier et de Queylus (modifié de Cimon et Gobeil, 1978). Localisation des sections à la figure 78.

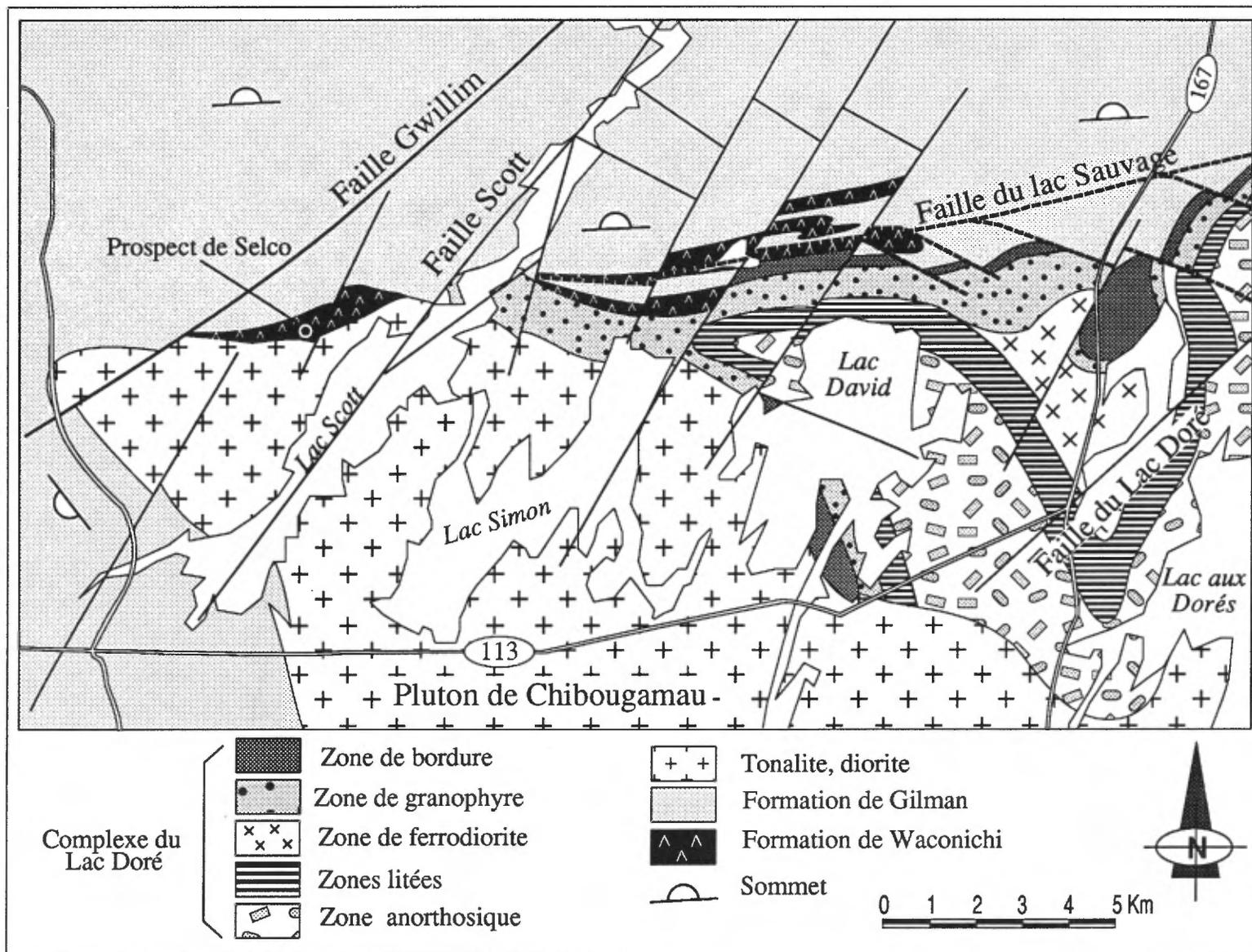


FIGURE 95 - Carte géologique simplifiée du secteur Scott-nord.

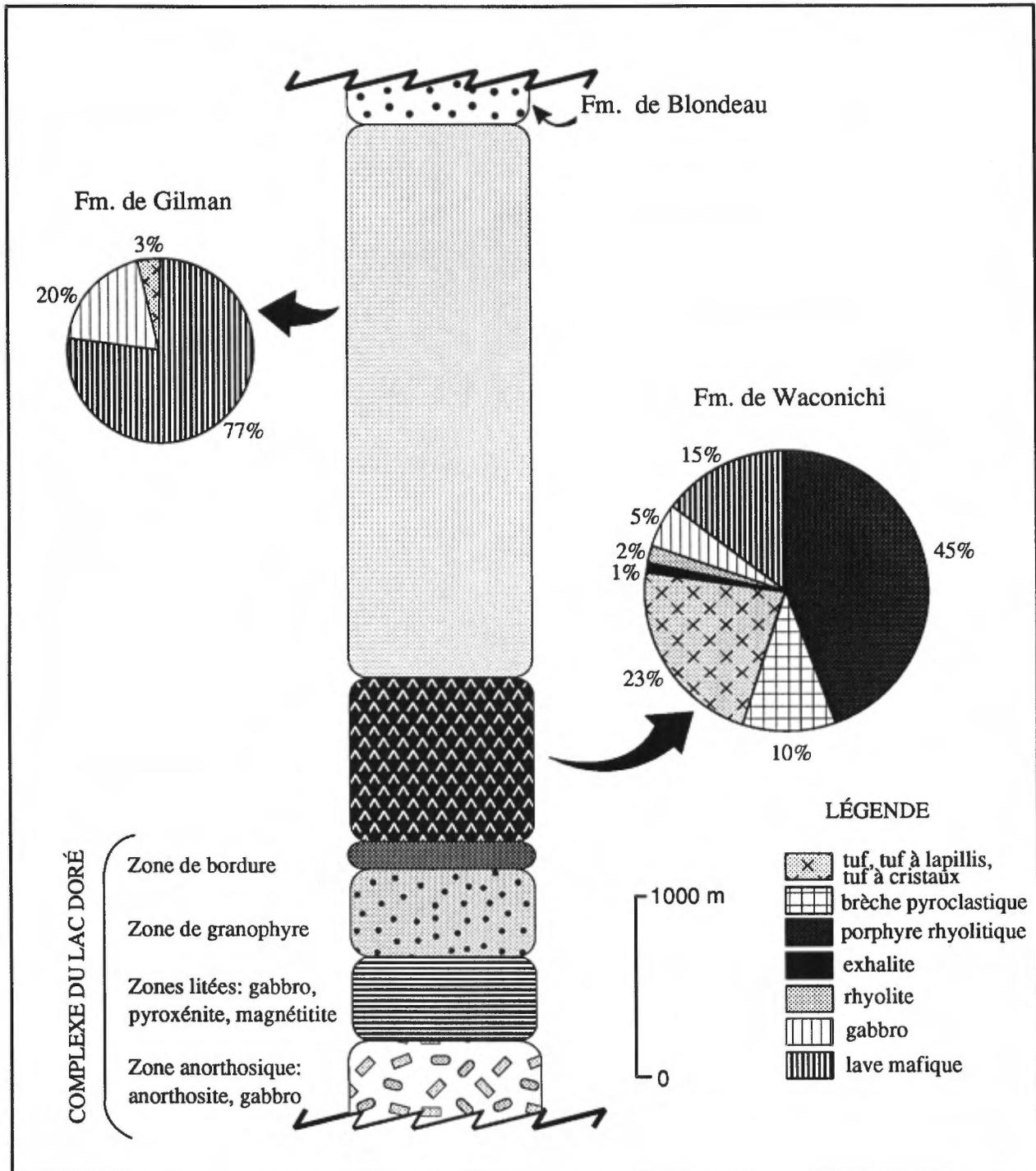


FIGURE 96 - Colonne stratigraphique du secteur Scott-nord. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions en pointes de tarte. Voir la figure 95 pour les figurés de la colonne.

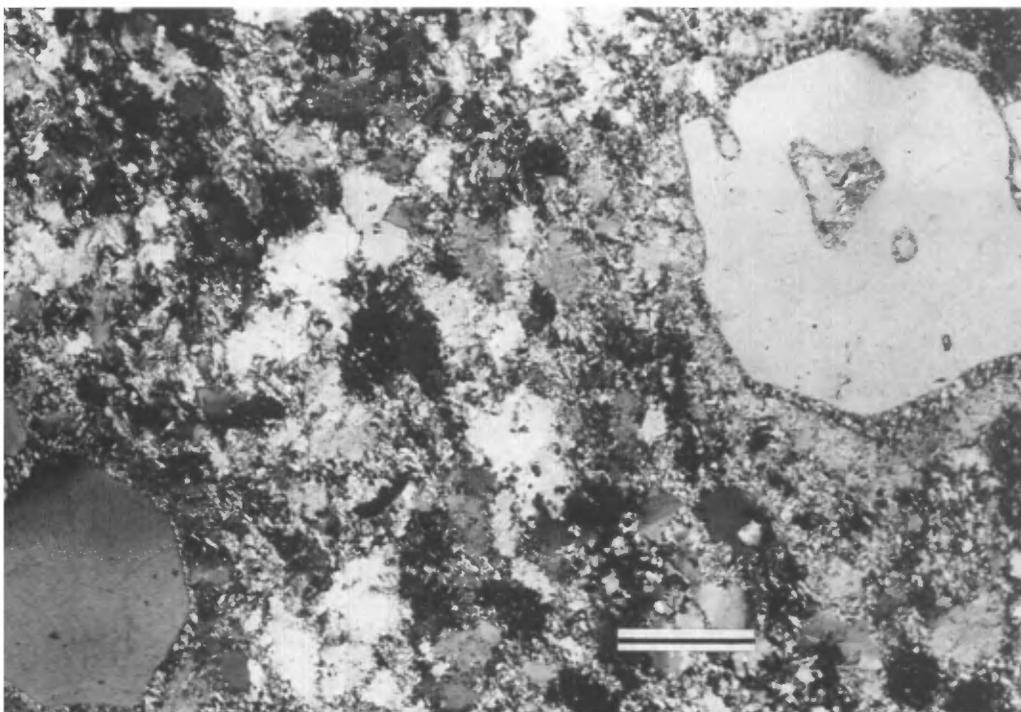


FIGURE 97 – Microphotographie d'un porphyre à quartz et feldspath. Le phénocrystal de quartz dans le coin supérieur droit montre des traces de résorption (L.P., la barre fait 0,5 mm, échantillon D-84-55, canton de Scott).

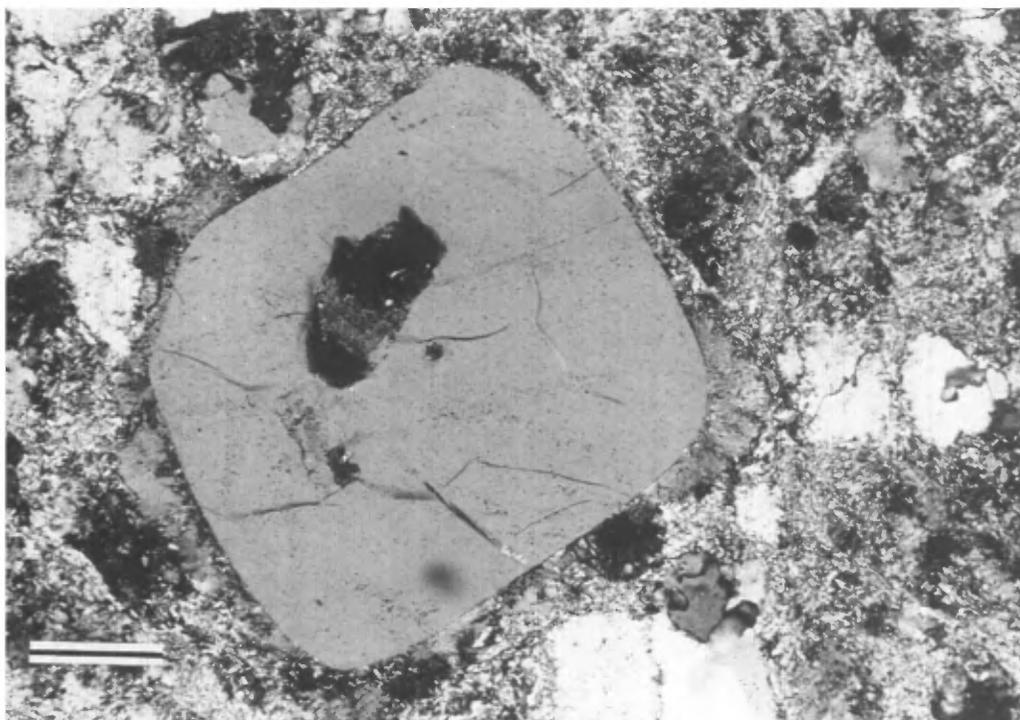


FIGURE 98 – Microphotographie montrant un phénocrystal de quartz dans un porphyre à quartz. La matrice est altérée et riche en séricite (L.P., la barre fait 0,5 mm, échantillon D-83-5A, canton de Scott).

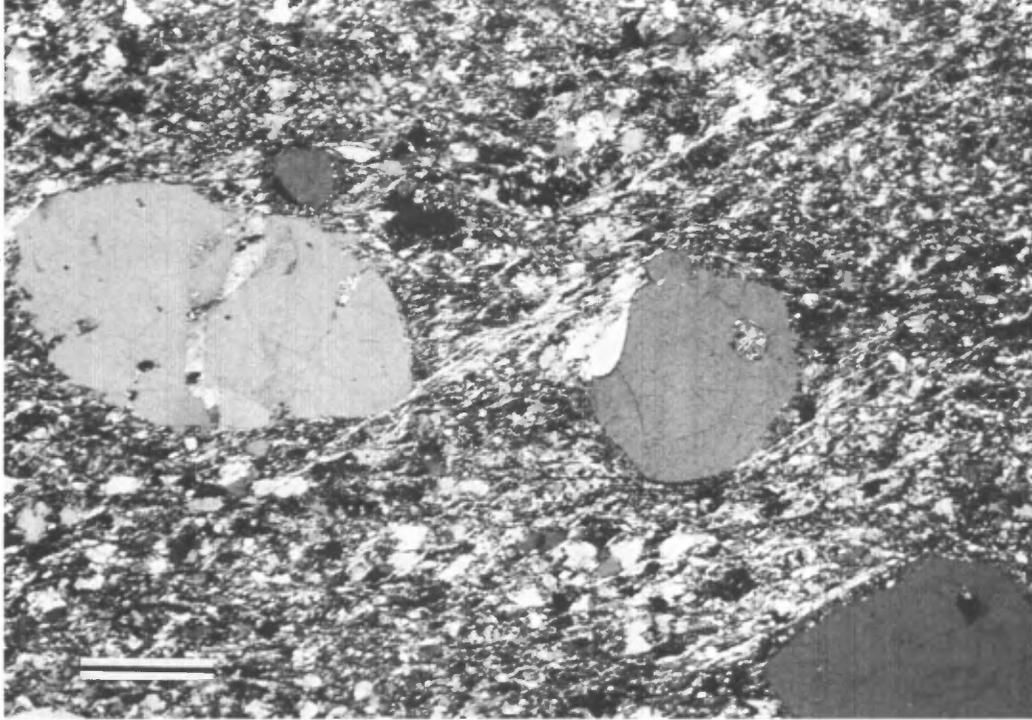


FIGURE 99 - Microphotographie montrant l'altération et la déformation plus importante au sein des porphyres à quartz. Les phénocristaux commencent à se désagréger (L.P., la barre fait 0,5 mm, échantillon D-83-8A, canton de Scott).

à un gîte exhalatif de sulfures massifs (voir section géochimie pour plus de détails).

En affleurement, ces roches prennent une apparence massive et forment des buttes qui contrastent avec les terrains avoisinants plutôt marécageux.

Laves rhyolitiques

Des laves rhyolitiques n'ont jamais été rapportées dans le secteur Scott-nord. Elles ne sont pas abondantes en volume, constituant moins de 2 % de l'empilement de la Formation de Waconichi. Elles possèdent de fortes affinités avec les porphyres rhyolitiques car elles contiennent également une proportion importante de phénocristaux de quartz. La distinction se fait sur le terrain à partir des textures et des structures de ces roches qui ont de fortes affinités avec leur équivalent du secteur Lemoine. Les laves se présentent avec des lignes d'écoulement produisant des motifs irréguliers à concentriques laissant croire à des lobes (figure 100). Ces structures lobées sont très semblables à celles que nous avons décrites dans le secteur Lemoine. Les laves contiennent également un fort pourcentage de vésicules concentrées dans les bordures fortement séricitisées. La figure 101 montre un exemple des lignes d'écoulement, qui par endroits, donnent l'impression d'un litage dans des tufs felsiques. La figure 102 montre l'agencement des lignes d'écoulement sur un affleurement typique reproduit en détail.

La présence de ces niveaux de rhyolite ajoute à la comparaison des secteurs Scott-nord et Lemoine. Dans le secteur Lemoine, nous avons soulevé la possibilité d'une relation génétique entre ces rhyolites et les niveaux exhalatifs. Nous croyons que cette relation pourrait être également valable dans le secteur Scott-nord. La présence de rhyolites à structures lobées nous apparaît donc comme un élément nouveau et important, tant pour la comparaison des secteurs Scott-nord et Lemoine que pour l'interprétation métallogénique qui s'en dégage.

Pyroclastites

Les pyroclastites représentent, selon notre évaluation, près de 33 % de la Formation de Waconichi. On y reconnaît des tufs (8 %), des tufs à lapilli (14 %), des tufs à cristaux (6 %), et quelques niveaux de brèche (5 %). Les tufs sont soit de composition felsique, et alors ils sont bien lités et laminés souvent à l'interface de coulées de basalte, ou bien ils sont de composition intermédiaire à mafique, et alors ils sont très déformés et altérés à un tel point qu'ils sont difficiles à distinguer des basaltes très déformés.

Les tufs à lapilli sont bien exposés à quelques endroits. Les lapilli ont une taille qui varie de 2 à 5 mm et occasionnellement quelques uns atteignent 5 à 6 cm. Les lapilli sont de nature variée. On y reconnaît des fragments de basalte qui ont conservé leur texture primaire, des fragments de lave felsique, des fragments de porphyre, ainsi qu'une quantité appréciable de cristaux de plagioclase et de quartz. Les figures 103 et 104 montrent des exemples de tuf à lapilli,

le premier étant de nature polygénique tandis que le second est constitué de fragments de laves intermédiaires.

Les tufs à cristaux comprennent de 15 à 20 % de cristaux de quartz dans une matrice constituée surtout de quartz, plagioclase, sérinite et chlorite (figure 105). Les cristaux ont une taille qui varie autour de 0,5 à 1 mm. Sur le terrain, les tufs à cristaux sont en association étroite avec les tufs cendreux et les tufs à lapilli.

Quelques niveaux de brèches font également partie de l'unité (figure 106). Les fragments représentent de 40 à 60 % de la roche et leur taille moyenne est de 6 cm. Leur composition est homogène et il s'agit de porphyres rhyolitiques. Les fragments sont généralement contenus dans une matrice riche en épidoite et chlorite.

On retrouve également, interstratifiés avec les roches felsiques de la Formation de Waconichi, des basaltes et des filons-couches gabbroïques très semblables à ceux reconnus au sein de la Formation de Gilman.

Niveau exhalatif: le prospect de Selco

En 1976, la compagnie Selco a foré un premier trou dans le canton de Scott. Celui-ci a donné lieu à la découverte d'une lentille de 680 000 tonnes à 0,55 % de cuivre, 6,9 % de zinc et 13,3 g/t Ag. La découverte faisait suite à un levé aéroporté qui permit de définir un conducteur électromagnétique discret mais important.

Cette lentille stratiforme est associée à des coulées mafiques et felsiques, à des pyroclastites, ainsi qu'à une masse de porphyre à quartz (Anderson & Downie, 1980). Au sud de la lentille, les roches sont surtout mafiques et fortement chloritisées; on y reconnaît de multiples phases provenant du Pluton de Chibougamau situé à moins de 200 m au sud (figure 107).

Le minerai est surtout de la sphalérite et de la chalcopryrite avec des quantités mineures de pyrrhotite, de magnétite et de marcassite, dans une gangue de quartz, de calcite et de chlorite (Saunders, 1978).

La présence de cette lentille dans l'environnement de la Formation de Waconichi était prévisible dans une certaine mesure. Déjà en 1974, Allard recommandait cette région pour son potentiel, suite à la découverte du gisement de Lemoine dans un contexte analogue.

La figure 107 donne un aperçu de la géologie en plan et en section, à partir des données de forage de Anderson & Downie (1980).

SECTEUR SCOTT-SUD

Le secteur Scott-sud couvre le territoire circonscrit entre les lacs Scott au N, Goudreau à l'W et Laura à l'E. La carte de la figure 108 montre l'environnement géologique de ce secteur. Nous avons cru bon de décrire ce secteur car les roches rhyolitiques y ont de fortes affinités géochimiques avec celles des secteurs Lemoine et Scott-nord. De plus, la présence d'une unité de pyroclastites mafiques identiques

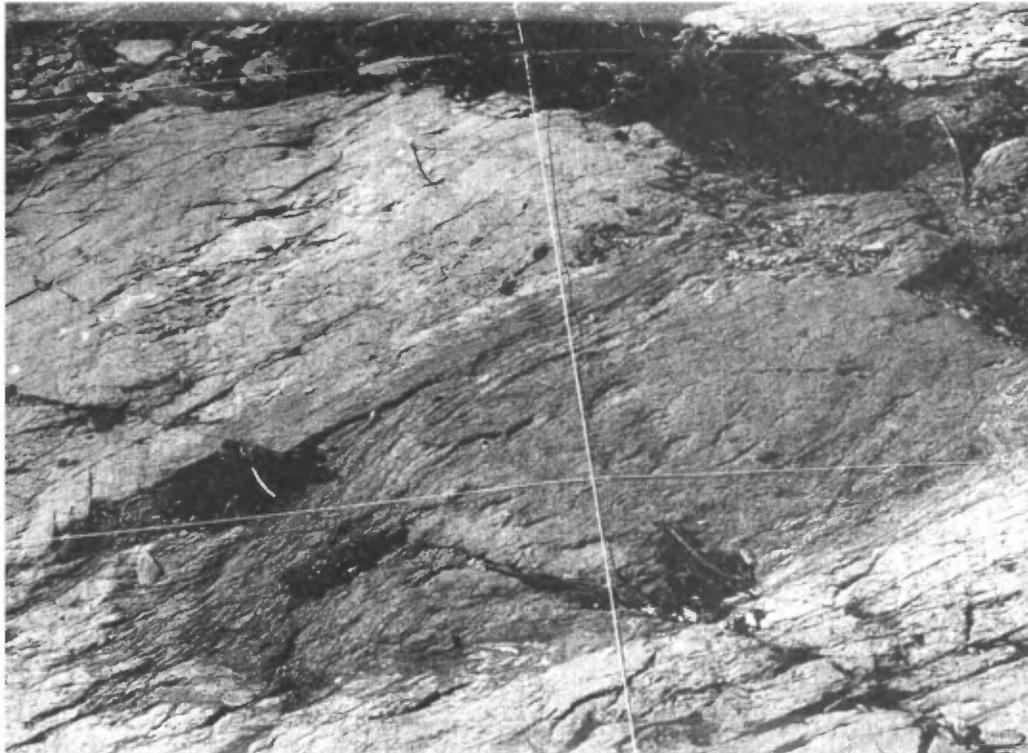


FIGURE 100 – Structure lobée dans une lave de composition rhyolitique; elle fait près d'un mètre sur la photographie (canton de Scott).



FIGURE 101 – Échantillon de rhyolite montrant le développement de lignes d'écoulement qui miment un litage dans un tuf felsique (canton de Scott).

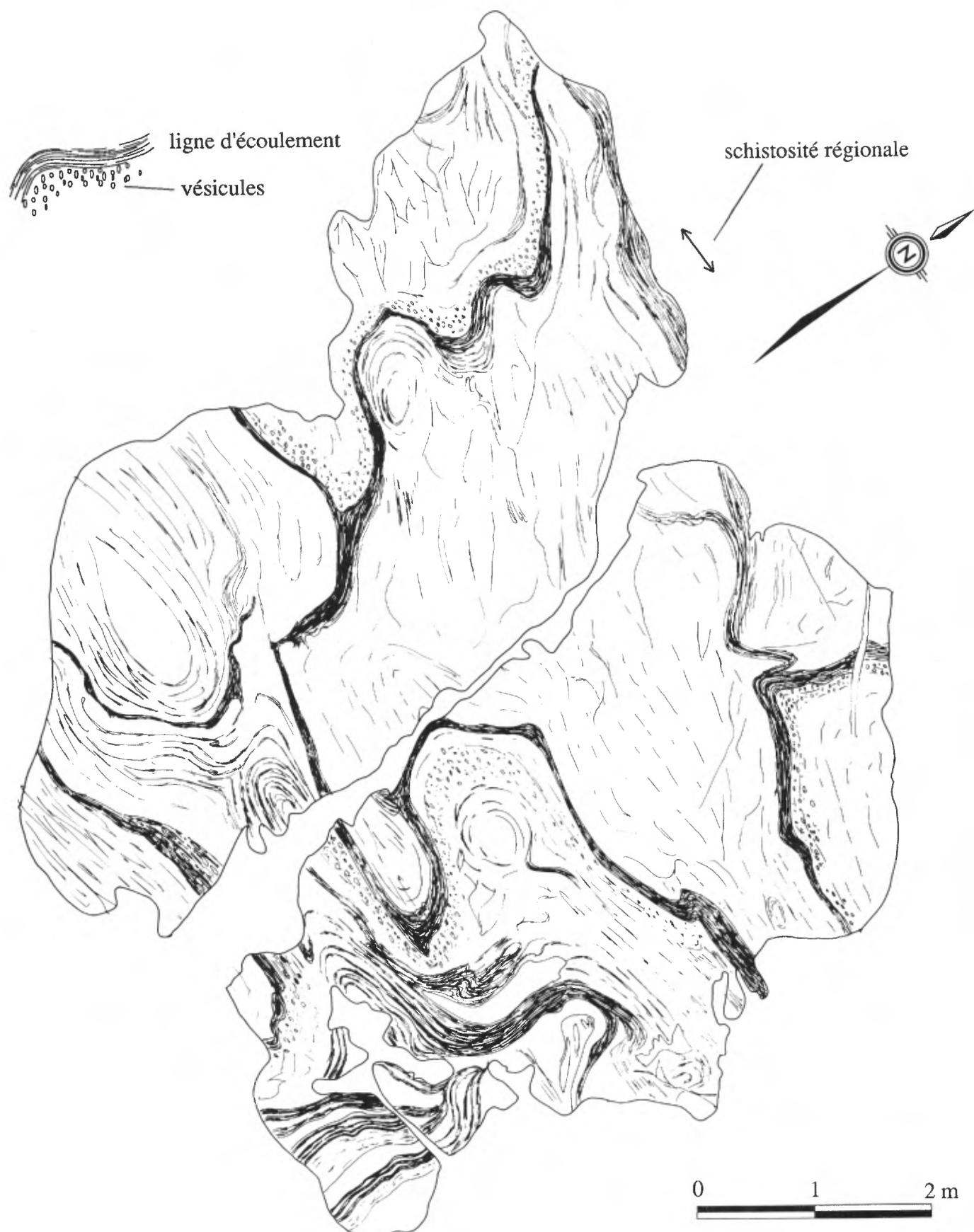


FIGURE 102 Agencement des structures lobées dans une lave de composition rhyolitique. Les bordures des structures lobées sont riches en vésicules centimétriques. Esquisse de structures situées dans la Formation de Waconichi au nord du lac David (figure 95).

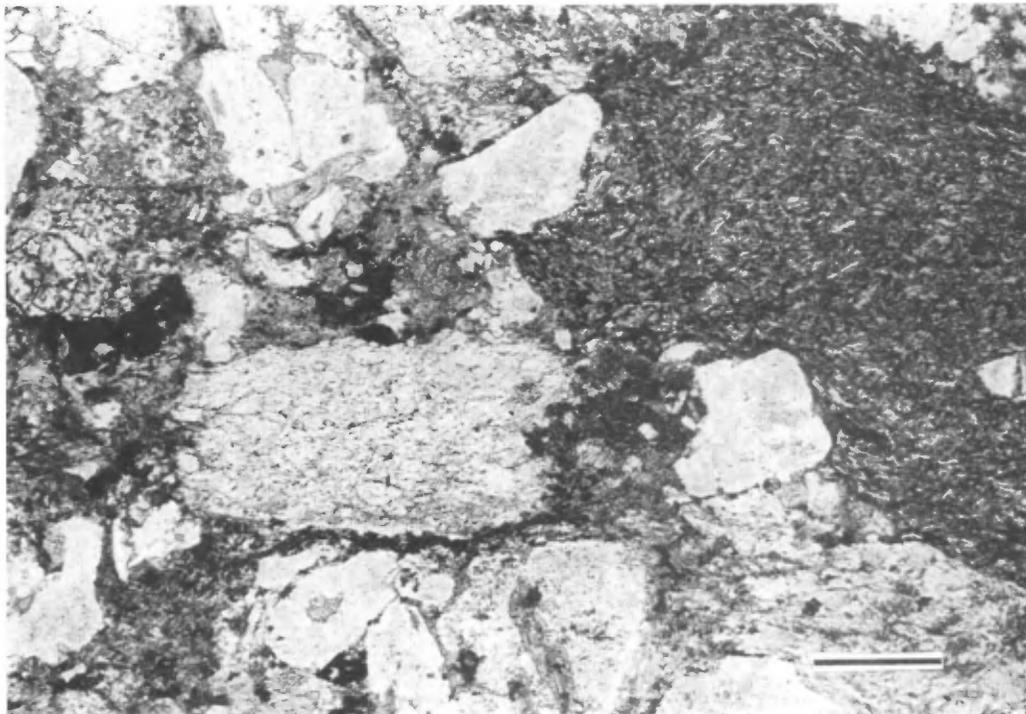


FIGURE 103 – Microphotographie d'un tuf à lapilli de la Formation de Waconichi, secteur Scott-nord. Les lapilli sont des basaltes (coin en haut à droite), des porphyres à feldspath ou des laves intermédiaires (L.P., la barre fait 0,5 mm, échantillon D-83-9A).

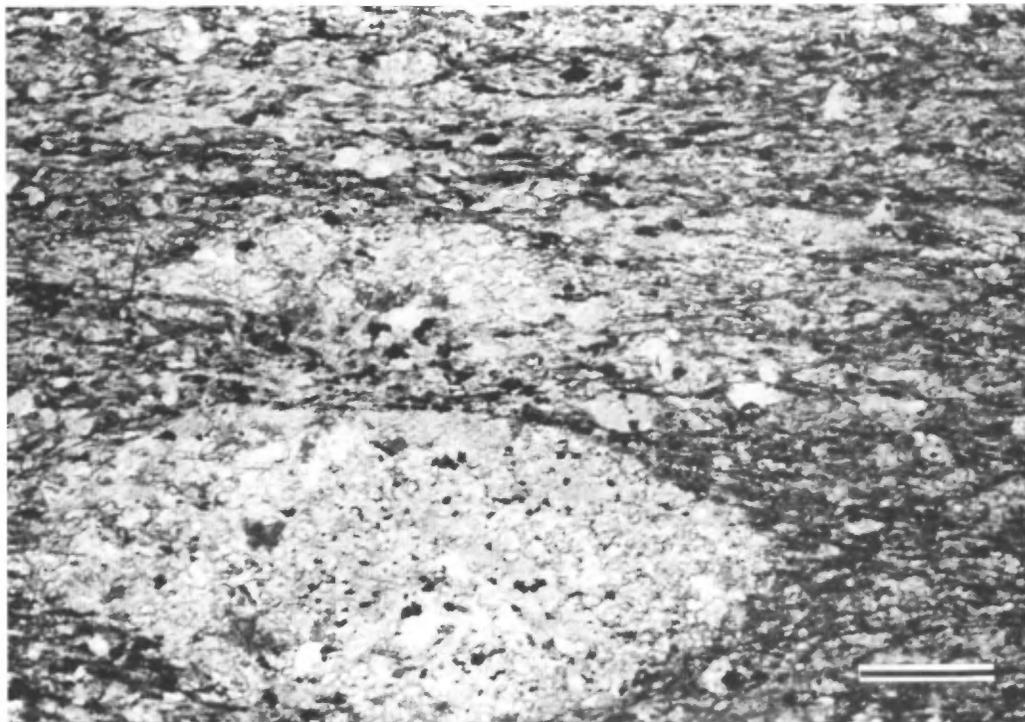


FIGURE 104 – Microphotographie d'un tuf à lapilli de la Formation de Waconichi du secteur Scott-nord. Les lapilli sont de composition intermédiaire et allongés selon la schistosité régionale (L.N., la barre fait 0,5 mm).

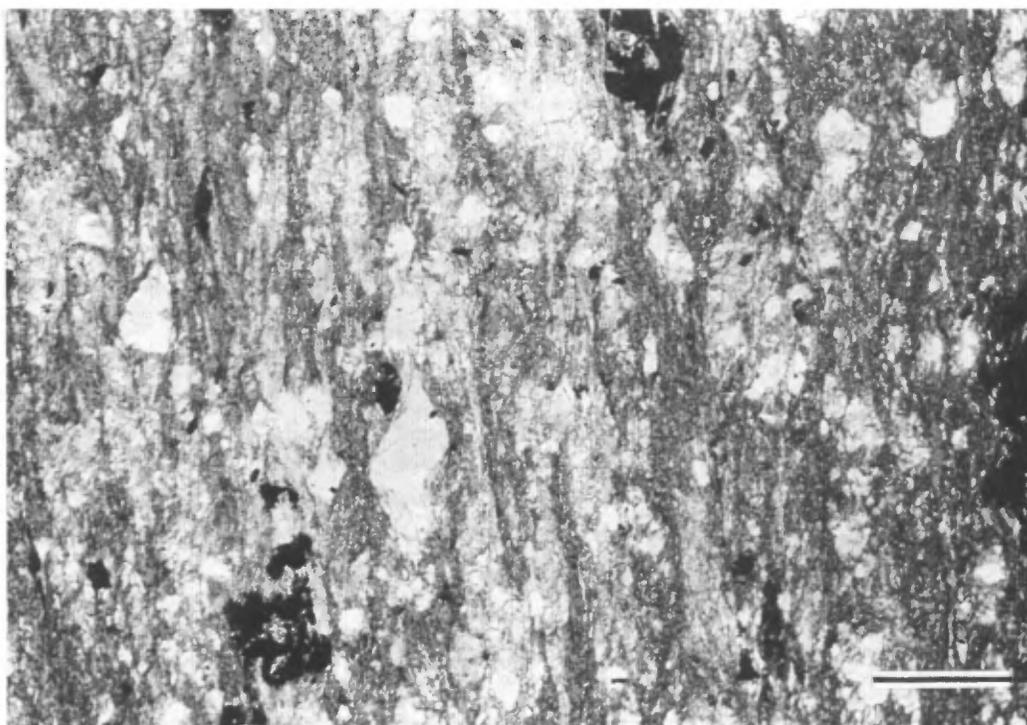


FIGURE 105 - Microphotographie d'un tuf à cristaux très déformé. La matrice est riche en chlorite et carbonate (L.N., la barre fait 0,5 mm, échantillon D-83-43, canton de Scott).



FIGURE 106 - Photographie d'une brèche pyroclastique de la Formation de Waconichi du secteur Scott-nord. Les fragments sont des porphyres à quartz et feldspath.

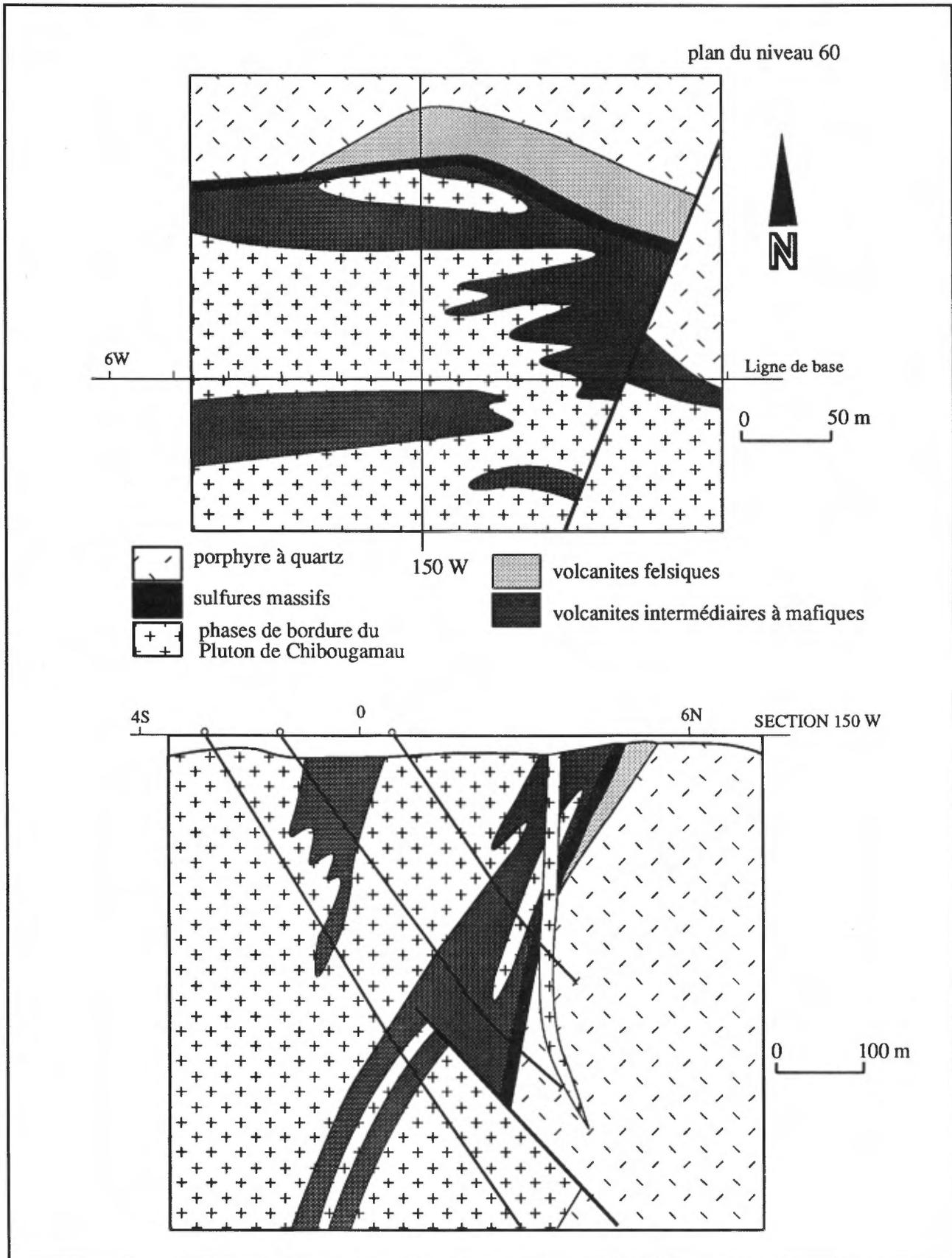


FIGURE 107 – Plans de niveau et de section du prospect de Selco, canton de Scott. Modifiés de Anderson & Downie, 1980.

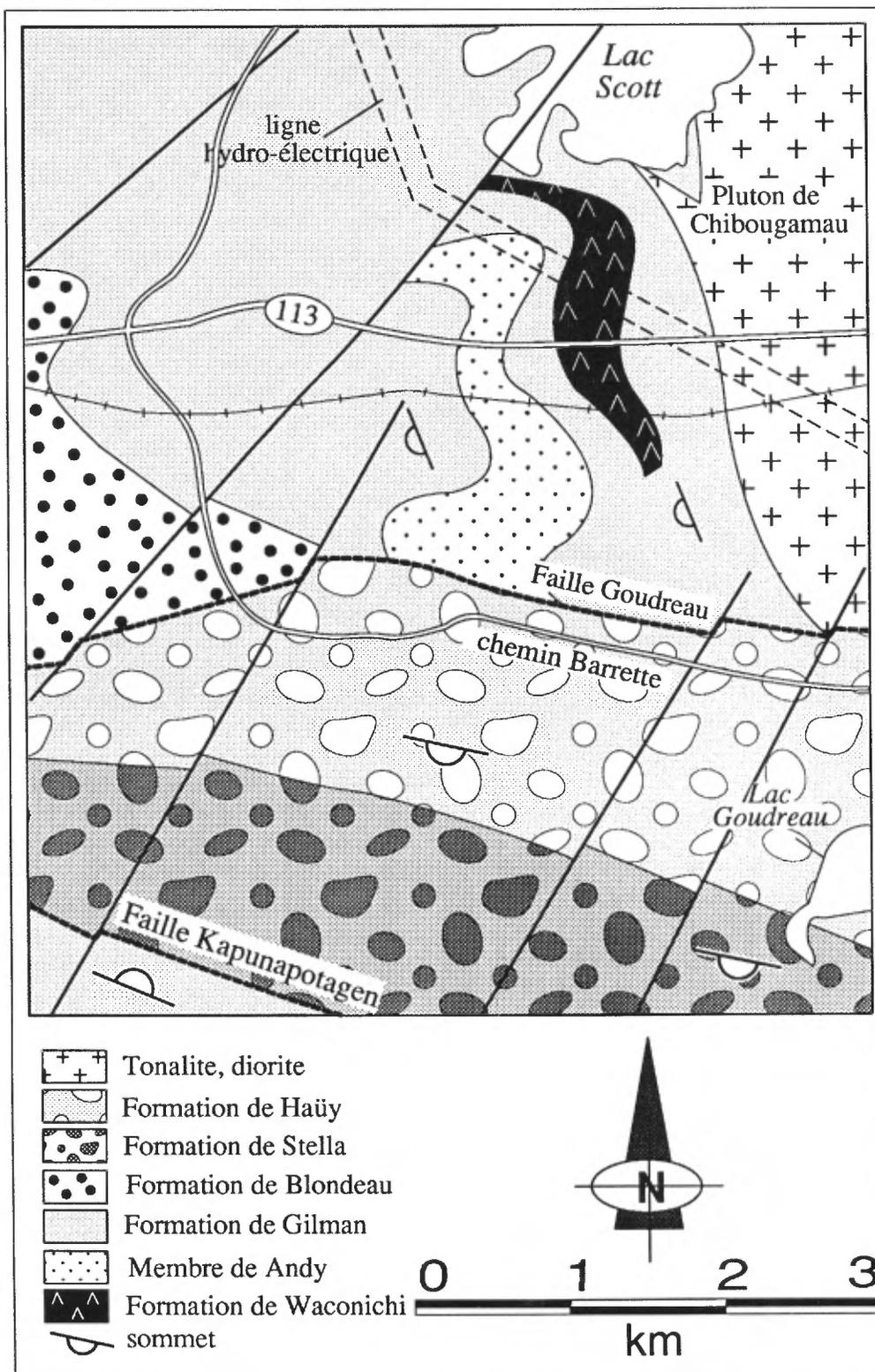


FIGURE 108 – Carte géologique simplifiée du secteur Scott-sud.

aux roches du Membre de Andy (voir secteur Haïy) favorise un lien entre cette région et le secteur Haïy que nous décrirons plus loin. Il semble donc que le secteur Scott-sud représente une région clef où il est possible de faire un certain lien entre les deux types de Waconichi (types Lemoine et Queylus) que nous définissons dans le présent rapport.

Les informations recueillies dans ce secteur sur les roches felsiques proviennent essentiellement de la zone d'affleurements située sous le corridor hydro-électrique juste au sud du lac Scott. On peut se référer aux travaux de R. Morin du Ministère de l'Énergie et des Ressources (travaux en cours) pour avoir une vision plus complète de cette région.

La figure 109 présente un schéma de la colonne stratigraphique du secteur Scott-sud. L'unité de roche de composition rhyolitique, que nous corrélons au Waconichi, correspond à une bande dont l'épaisseur n'atteint pas 400 m. On la reconnaît le long d'un segment orienté plus ou moins nord-sud. Toutefois, le tracé sur la carte est le produit d'une interprétation avancée sous toutes réserves. Aussi les contacts inférieur et supérieur de l'unité ne seront pas décrits ici. Quelques autres bandes de roches felsiques sont également rapportées à l'intérieur de la Formation de Gilman, mais nous ne connaissons pas leurs relations avec l'unité felsique corrélée au Waconichi.

L'unité felsique est constituée de roches de composition rhyolitique (voir section géochimie) qui font près de 80 % de l'ensemble et auxquelles on associe des laves mafiques (20 %). Dans les roches felsiques, on reconnaît certains faciès qui s'apparentent aux roches pyroclastiques tels les brèches rhyolitiques, les tufs à cristaux et les tufs rhyolitiques. Les brèches sont monogéniques et les fragments sont des rhyolites aphanitiques.

Nous soupçonnons également la présence de laves rhyolitiques, mais nous n'avons pas reconnu de structure qui nous permettrait de soutenir cette hypothèse. Ces roches présentent un aspect massif sur l'affleurement. En lames minces, elles sont composées de quartz surtout, de plagioclase, de séricite et de carbonate.

Certaines roches semblent avoir un caractère porphyrique mais pas du type qui caractérise les secteurs Scott-nord et Lemoine. Il s'agit d'une roche d'aspect très sombre, parfois presque noire, avec de petits yeux millimétriques de quartz. Il pourrait s'agir de laves ou bien de tufs.

Il nous est difficile d'évaluer les différentes proportions de chacun des faciès appartenant à l'unité felsique corrélée au Waconichi. Nous en donnons toutefois un estimé sommaire à la figure 109.

Membre de Andy

Le Membre de Andy est reconnu dans ce secteur où son épaisseur est évalué à près de 600 m et son extension minimale à 2,5 km. Ce membre, composé de différents faciès de roches pyroclastiques mafiques, affleure bien à deux endroits particuliers: juste au N de la faille Goudreau, et dans le corridor hydro-électrique au S du lac Scott. Sa

découverte dans ce secteur, amène toute une série d'impliquations tant sur le plan de la stratigraphie que sur le plan de la structure.

Cette unité fait l'objet de descriptions et d'interprétations exhaustives dans la section sur le secteur Haïy. Aussi, nous nous contenterons ici de résumer les principaux arguments qui favorisent cette corrélation.

D'abord, il faut mentionner que les caractères faciologiques de cette unité sont exceptionnels dans la région de Chibougamau et n'avaient été rapportés que dans le canton de Haïy (Allard, 1982a). Ces caractères sont la présence de volcanoclastites mafiques contenant une quantité importante de matériel hyaloclastique. Ces roches que l'on désigne de façon descriptive «hyalotuf»⁽³⁾, présentent un excellent litage et parfois, on peut y observer le développement de chenaux d'érosion. À quelques endroits, un granoclassement inverse est soupçonné. Les hyalotufs constituent près de 30 % de l'unité. Ces volcanoclastites sont associées, comme dans le canton de Haïy, à des brèches de laves dont les fragments peuvent atteindre parfois près d'un mètre. Ces *brèches de laves* semblent être volumétriquement plus importantes que dans le canton de Haïy, constituant ici près de 60 % de l'unité. Elles sont généralement bien stratifiées; le litage se définissant par des bandes où la taille et la concentration des fragments sont différentes. Les lits font parfois moins d'un mètre, mais sont le plus souvent décimétriques. Les fragments sont de composition basaltique et présentent une bordure figée typique par sa patine blanche. Ils baignent dans une matrice hyaloclastique.

On y reconnaît également des niveaux de *tufs mafiques* estimés à 10 % de l'ensemble.

La position stratigraphique du Membre de Andy est légèrement différente de celle décrite pour le secteur Haïy. Cette situation sera traitée à la discussion générale sur le Waconichi à la fin de ce chapitre.

SECTEUR PORTAGE

Le secteur Portage englobe le coin sud-ouest du canton de Roy ainsi qu'une partie du coin sud-est du canton de McKenzie. Il s'agit d'un territoire centré sur l'île du Portage située dans la partie nord du lac Chibougamau.

La géologie de ce secteur (figure 110) est caractérisée par le contact entre le Complexe du Lac Doré et les volcanites de la Formation de Gilman. Au contact, nous retrouvons les roches de la formation de fer du lac Sauvage telles que définies par Allard (1976a) et Henry & Allard (1979) (figure 111).

La Formation de Waconichi du secteur Portage est très différente de ce que l'on connaît ailleurs dans la région. D'abord, son épaisseur est beaucoup moins importante, variant de 30 à 150 m, ensuite l'unité se distingue par ses faciès qui sont caractérisés par une proportion plus importante de lentilles exhalatives (75 % de l'unité).

3. Le terme «hyalotuf» est utilisé dans le but de distinguer ces roches des autres tufs ainsi que des hyaloclastites situées au sommet des coulées de lave.

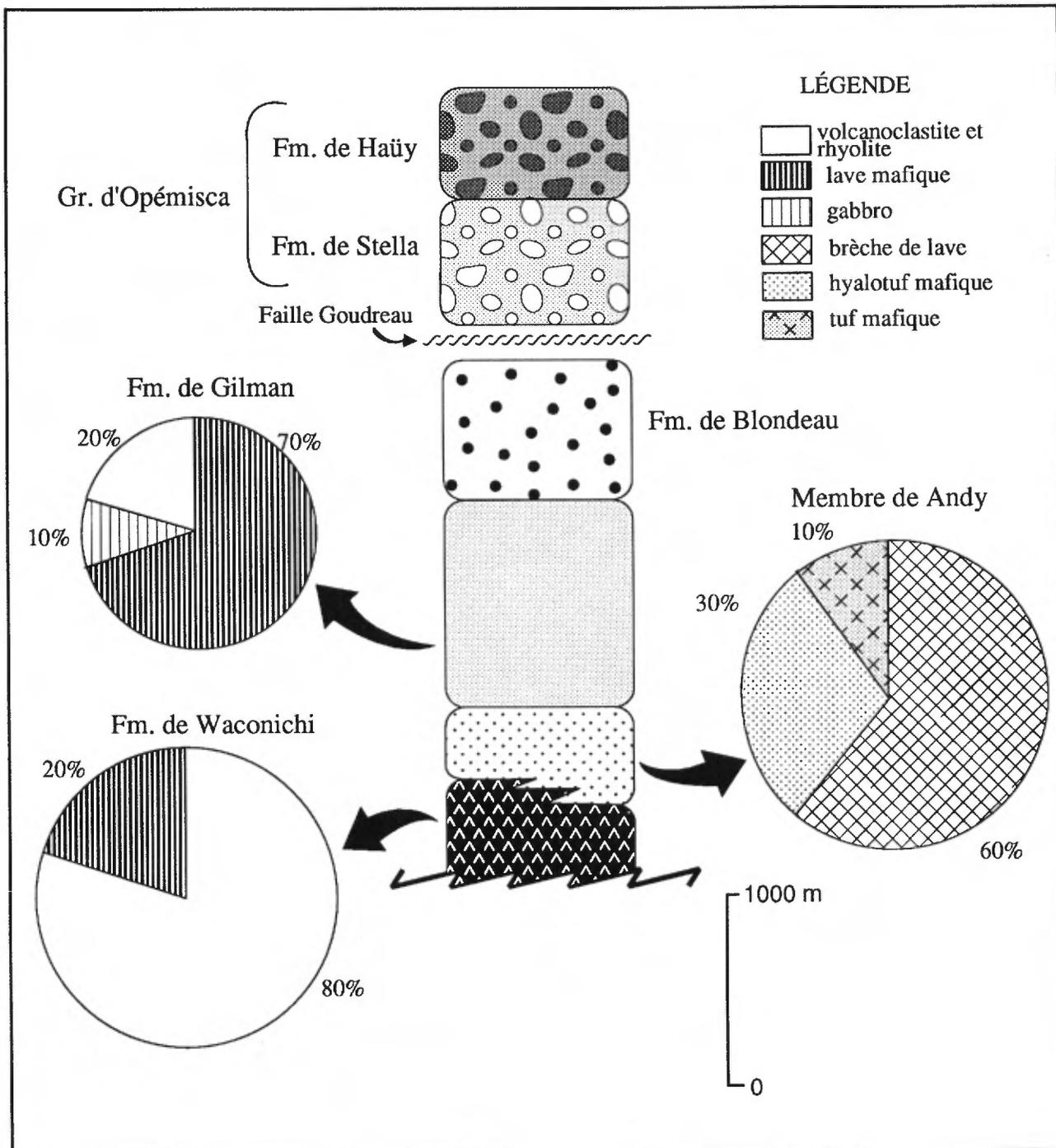


FIGURE 109 – Colonne stratigraphique approximative du secteur Scott-sud. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions en pointes de tarte. Voir la figure 108 pour les figurés de la colonne.

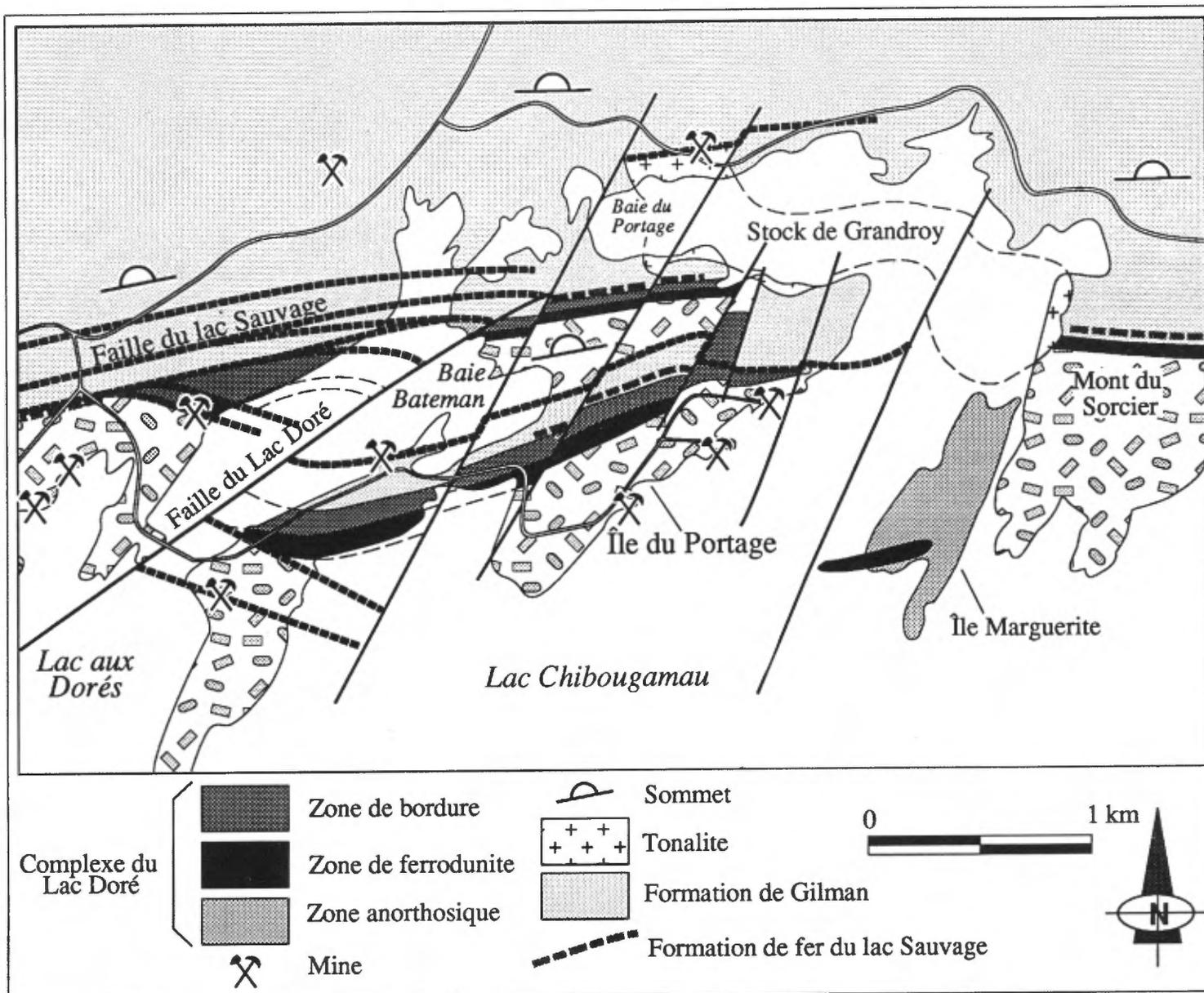


FIGURE 110 - Carte géologique simplifiée du secteur Portage.

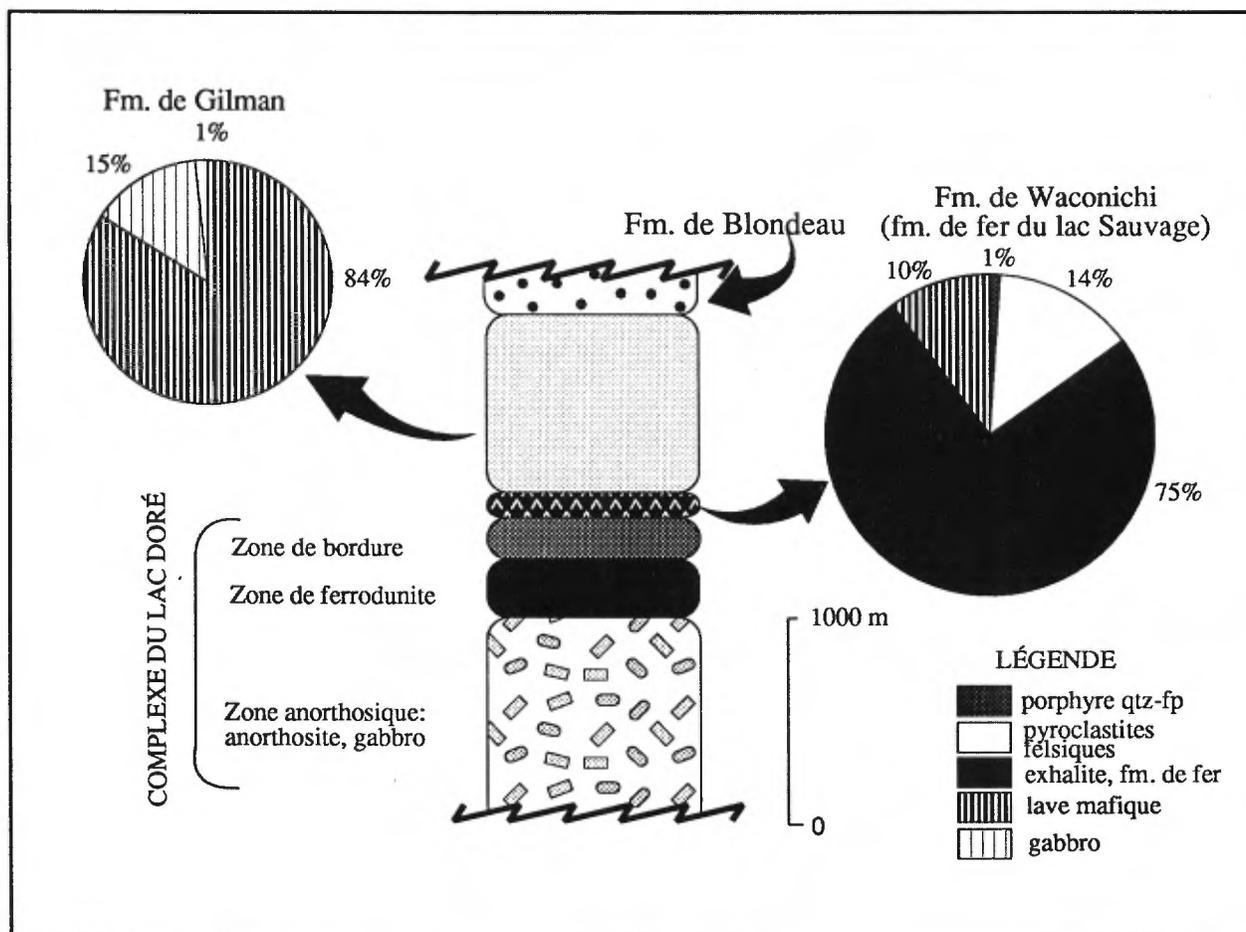


FIGURE 111 – Colonne stratigraphique du secteur Portage. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions en pointes de tarte. Voir la figure 110 pour les figurés de la colonne.



FIGURE 112 – Tuf felsique bien lité alternant avec des tufs plus intermédiaires, Formation de Waconichi du secteur Portage (la boussole à gauche donne l'échelle).

Dans la partie orientale des cantons de Roy et de McKenzie, la Formation de Waconichi forme des lentilles peu épaisses et discontinues. Sur l'île du Portage, on peut la suivre sur une distance de 1,5 km. Henry & Allard (1979) l'ont également cartographiée dans le secteur de la colline de la Sidérite, juste au nord du lac Doré.

L'un des problèmes dans la reconnaissance de cette unité est sa juxtaposition avec une faille très importante dans la région de Chibougamau, *la faille du lac Sauvage*. Allard (1960) avait identifié cette faille plus à l'W sur les rives du lac Sauvage. La déformation reliée à cette structure se manifeste par la présence de schistes à carbonate et chlorite pouvant être confondus avec des tufs mafiques. Cette discontinuité occupe par endroits le contact supérieur de l'unité, et par endroits, elle se divise en plusieurs branches formant des motifs anastomosés perturbant ainsi les relations stratigraphiques.

Pyroclastites

La Formation de Waconichi du secteur Portage comprend moins de 15 % de pyroclastites felsiques. Plus à l'W dans la région de la colline de la Sidérite (figure 113), ces pyroclastites devient plus abondantes. On y retrouve des brèches pyroclastiques dont les fragments atteignent 20 à 30 cm de diamètre et qui occupent au-delà de 50 % du volume de la roche. Ces fragments sont de nature homogène et de composition rhyolitique. Les brèches forment des lits d'épaisseur restreinte (< 10m) qui alternent avec des niveaux de tufs.

Les tufs se présentent en lits très bien délimités et laminés dont l'épaisseur moyenne varie autour de 10 cm (figure 112). On y observe une alternance de lits de composition felsique de couleur très blanche et de lits plus chloriteux de couleur plus sombre.

Formation de fer du lac Sauvage

Les propos qui vont suivre s'inspirent en partie des travaux de Henry & Allard (1979).

La formation de fer du lac Sauvage est constituée d'une série de lentilles discontinues dont l'épaisseur ne dépasse pas 30 m. Il s'agit d'une formation de fer de type Algoma que l'on trouve généralement associée à un centre de volcanisme felsique. On y reconnaît plusieurs faciès passant du faciès carbonaté, au faciès oxydé, puis au faciès sulfuré. L'ensemble est associé à des niveaux de chert qui sont entièrement recristallisés. Sur l'île du Portage, le faciès carbonaté est le plus abondant occupant près de 85 % du volume. Le faciès oxydé suit en second lieu avec 10 % et finalement le faciès sulfuré occupe seulement 5 %.

Le *faciès carbonaté* est constitué de carbonates de fer, de calcium, de magnésium, et de manganèse. Les caractères primaires comme les laminations, les stratifications entrecroisées, les structures de glissement intraformationnelles y sont bien développés (figure 113 A et B). Les lits ont une épaisseur variant de 0,5 à 2,5 m. On les reconnaît

en alternance avec des niveaux de chert. Les roches sont constituées de carbonates formant de 55 à 90 % de la roche. On observe également de la chlorite, de la magnétite, de la pyrite, et parfois de la sphalérite. Le carbonate dominant est de type ankérite, le reste étant de la calcite, de la sidérose et de la brunnérite.

Le *faciès oxydé* montre une prédominance de magnétite atteignant parfois 90 % de la roche. Le carbonate, le quartz, la chlorite et la pyrite sont également communs.

Le *faciès sulfuré*, qui est plus important dans le secteur de la montagne du Sorcier (figure 110) est constitué surtout de pyrrhotite et de pyrite. Le carbonate, la chlorite, le quartz et le chloritoïde font également partie de l'assemblage. Parfois de la sphalérite et de la chalcopryrite sont observées. La pyrite se présente en forme subarrondie par l'effet d'une recristallisation métamorphique.

SECTEUR QUEYLUS

Le secteur Queylus englobe essentiellement la partie sud-ouest du canton de Queylus ainsi qu'un morceau de sa partie sud-est. L'environnement géologique de ce secteur est présenté à la figure 114. Une bonne section stratigraphique de la région peut être faite en empruntant le couloir de la ligne hydro-électrique qui traverse le terrain en direction sud-est.

La stratigraphie de ce secteur a été établie originellement par Cimon (1976a, b, 1977a). C'est dans cette région que la Formation d'Obatogamau fut identifiée et décrite pour la première fois. Au-dessus de cette formation, Cimon a reconnu une unité de roches felsiques qu'il a alors nommée Formation d'Audet; plus tard, la même unité felsique prit le nom de Waconichi.

L'unité de roches felsiques affleure bien, particulièrement le long de la route 167 vers Saint-Félicien. Nos travaux dans la partie sud-ouest de Queylus (Thibault & Daigneault, 1984) nous ont permis de suivre cette unité dans le voisinage des lacs Chevrier et Calmor. On peut également observer d'excellents affleurements le long de la ligne hydro-électrique.

La Formation de Waconichi dans le secteur Queylus sépare la Formation d'Obatogamau au S, qui représente le plancher de la stratigraphie de la région, de la Formation de Gilman au N, qui correspond au second cycle de volcanisme. Il est donc important de noter que l'horizon felsique du secteur Queylus est en position stratigraphique normale, i.e. qu'il est compris entre les Formations d'Obatogamau et de Gilman. De plus, la Formation de Waconichi du secteur Queylus revêt un caractère particulier car elle exprime concrètement, par ses différences avec le Waconichi de Lemoine, la dualité lithologique et chimique de la Formation de Waconichi. En effet, il existe un fort contraste entre le secteur Queylus, dominé par des assemblages pyroclastiques de composition intermédiaire à felsique, et le secteur Lemoine, typique par ses rhyolites porphyriques.

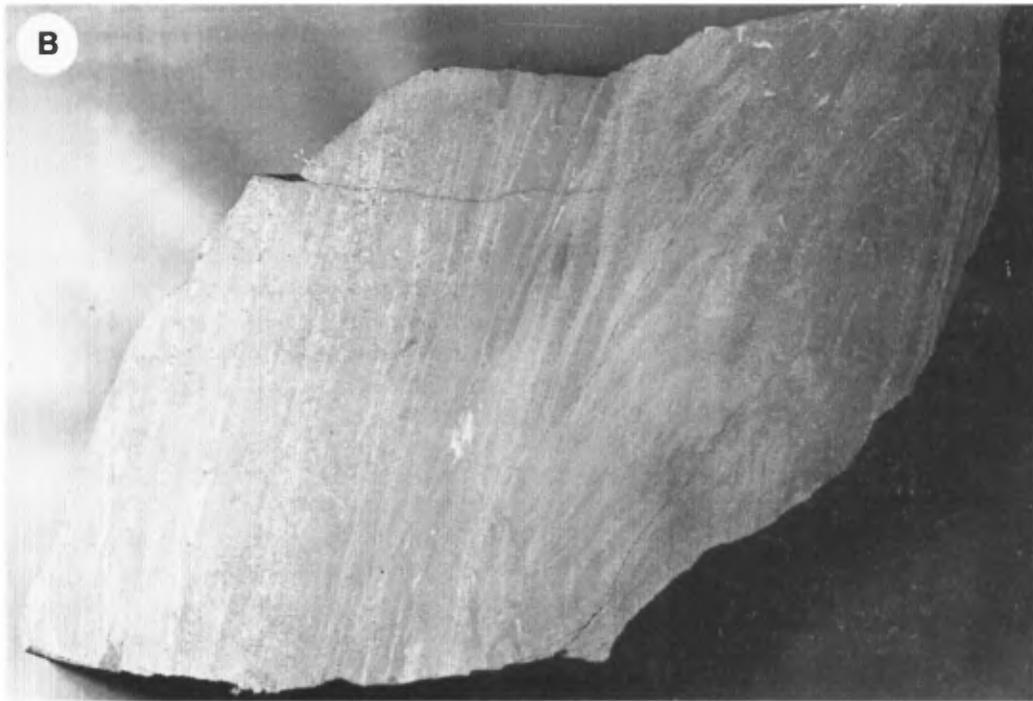


FIGURE 113 - A - Échantillon poli de la formation de fer du lac Sauvage provenant du secteur de la colline de la Sidérite. Notez le recouplement des laminations. B - Formation de fer, finement litée de carbonate et de pyrite provenant de la formation de fer du lac Sauvage. Échantillon RH-74-285 de l'île du Portage. Les lits foncés sont composés de sidérite à grain fin. Les lits plus pâles sont composés de pyrite (hauteur de l'échantillon 18 cm).

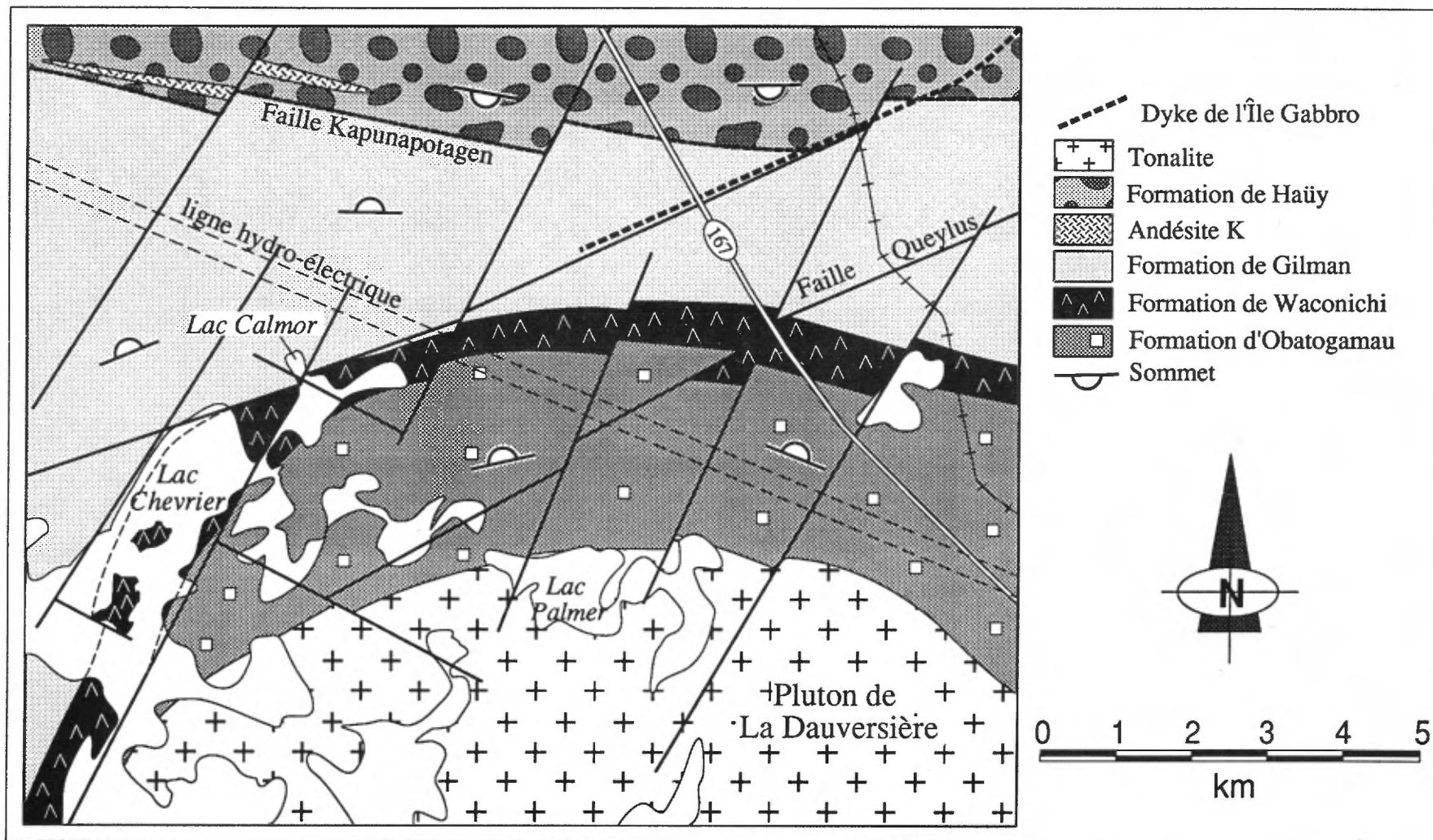


FIGURE 114 - Carte géologique simplifiée du secteur Queylus.

La figure 115 présente la colonne stratigraphique du secteur Queylus. On y reconnaît les trois formations constituant la base du Groupe de Roy en contact de faille avec les sédiments de la Formation de Haüy appartenant au Groupe d'Opémisca.

La Formation de Waconichi du secteur Queylus est composée de volcanoclastites (90 %), de gabbro (5 %) et de lave basaltique (5 %) (figure 115). Les volcanoclastites sont surtout à grains grossiers et caractérisées par des brèches et des tufs à blocs (> 50 % de l'ensemble), ou à grains moyens (37 %) avec des tufs à lapilli (12 %), des tufs à cristaux (10 %) et également des tufs cendreaux (15 %).

L'épaisseur de la formation est relativement variable avec une médiane à 500 m environ et un maximum pouvant atteindre 1000 m. Dans le secteur considéré sa composition et son épaisseur sont assez uniformes (figure 114).

Comme il a été mentionné précédemment, la Formation de Waconichi s'insère entre l'Obatogamau, caractérisé par ses laves à phénocristaux de plagioclase, et le Gilman qui en est présumément dépourvu. Elle ne marque toutefois pas de rupture brutale entre l'Obatogamau et le Gilman comme l'ont fait remarquer Thibault & Daigneault (1984) dans leur cartographie du Sud-Ouest de Queylus. Il appert que le caractère porphyrique dominant dans l'Obatogamau se poursuit également à l'intérieur de quelques coulées de la Formation de Gilman telle que nous la définissons, mais s'estompe progressivement pour ne devenir qu'accidentel. D'autre part, la position du Waconichi coïncide sur le terrain avec une limite qui sépare des assemblages volcaniques de caractères différents. Dans ce secteur, l'Obatogamau est riche en brèches hydroclastiques ainsi qu'en filons-couches gabbroïques en comparaison avec le Gilman.

L'extension du Waconichi vers l'E du secteur Queylus est obscurcie par le manque d'affleurements. Toutefois, nous avons retracé cette formation dans la partie nord-est du canton de Dollier (Daigneault, 1986), là où son épaisseur est passablement réduite (< 200 m). Vers l'W, l'unité contourne le Pluton de La Dauversière pour s'infléchir en direction sud. Dans le secteur des lacs Chevrier et Calmor, la formation est constituée de roches pyroclastiques de composition intermédiaire à felsique. La partie basale de l'empilement est dominée par des tufs à cristaux de plagioclase bien stratifiés. Quelques niveaux de tufs à lapilli, de tufs à blocs et de tufs à cristaux de pyroxène, sont intercalés dans la séquence. Des chenaux d'érosion et des granoclasements donnent d'excellents sommets orientés vers le nord.

Le long de la route 167, l'unité fait approximativement 600 m d'épaisseur. On y reconnaît des tufs felsiques, des tufs à lapilli et à blocs ainsi que des brèches pyroclastiques. L'ensemble est criblé de filons-couches gabbroïques d'épaisseur réduite (environ 50 m). Les tufs sont riches en carbonate, séricite et quartz, résultat d'une déformation et d'une altération intense. Cimon (1977a) rapporte que des lits de tufs felsiques finement laminés alternent avec des

bancs fortement rouillés, riches en carbonate et sulfures. La partie supérieure de l'unité est caractérisée par des brèches et des tufs à blocs.

Description des pyroclastites

Les *brèches pyroclastiques* et les *tufs à blocs* représentent un membre important constituant plus de 50 % de l'unité (figure 115). Les fragments occupent près de 60 % de la roche. Ce sont majoritairement des porphyres feldspathiques dont la composition varie d'intermédiaire à felsique (figure 116). Les cristaux de plagioclase sont millimétriques et leur abondance varie de 20 à 50 % dans les fragments. Les cristaux sont contenus dans une matrice épidotisée et chloritisée, souvent carbonatée. On reconnaît également des fragments de basalte généralement très altérés et déformés.

Les fragments sont généralement allongés dans le sens de la schistosité régionale. L'axe long atteint en moyenne de 20 à 30 cm mais il peut mesurer au-delà de 80 cm. Lorsque la déformation devient plus intense, les fragments deviennent très écrasés et sont affectés par des clivages secondaires associés à des plis, ce qui les rend difficiles à reconnaître.

La matrice a une granulométrie fine, généralement inférieure à 0,01 mm et souvent recristallisée. Elle est de composition intermédiaire à felsique et sa minéralogie est surtout constituée de quartz, de plagioclase, de chlorite, séricite, épidote et de carbonate.

Les *tufs à cristaux* représentent 10 % du volume de l'unité du secteur Queylus. Ils se présentent sous deux formes distinctes: les tufs à cristaux de plagioclase, plus communs, et les tufs à cristaux de pyroxène.

Dans les tufs à cristaux de plagioclase, le diamètre moyen de cristaux est de 1 mm et il dépasse rarement 2 mm. Ces cristaux occupent de 15 à 50 % du volume de la roche et ils baignent dans une matrice riche en quartz, plagioclase, séricite, carbonate et chlorite. Les tufs à cristaux de plagioclase sont généralement bien stratifiés (figure 117) et les lits ont une épaisseur variant de 5 à 20 cm. Des stratifications entrecroisées ainsi que des chenaux d'érosion ont été observés dans ces roches et il est commun d'observer du granoclasement (figure 118).

Les tufs à cristaux de pyroxène sont composés de cristaux de pyroxène remplacés par l'actinote. Les cristaux représentent 40 % de la roche et leur diamètre atteint 5 mm. Quelques niveaux de ces tufs possédant une puissance de 50 m ont été observés, mais leur extension latérale ne semble pas très importante.

Les *tufs à lapilli* occupent près de 10 % du volume. Ils se présentent généralement en bancs d'épaisseur décimétrique. Les lapilli représentent moins de 40 % de la roche et leur diamètre se situe dans l'intervalle de 3 à 5 cm. Les lapilli sont de composition intermédiaire à felsique, et ils sont composés de fragments de laves aphanitiques ou de fragments de porphyres feldspathiques. La matrice est de texture et de composition identiques aux tufs à cristaux de

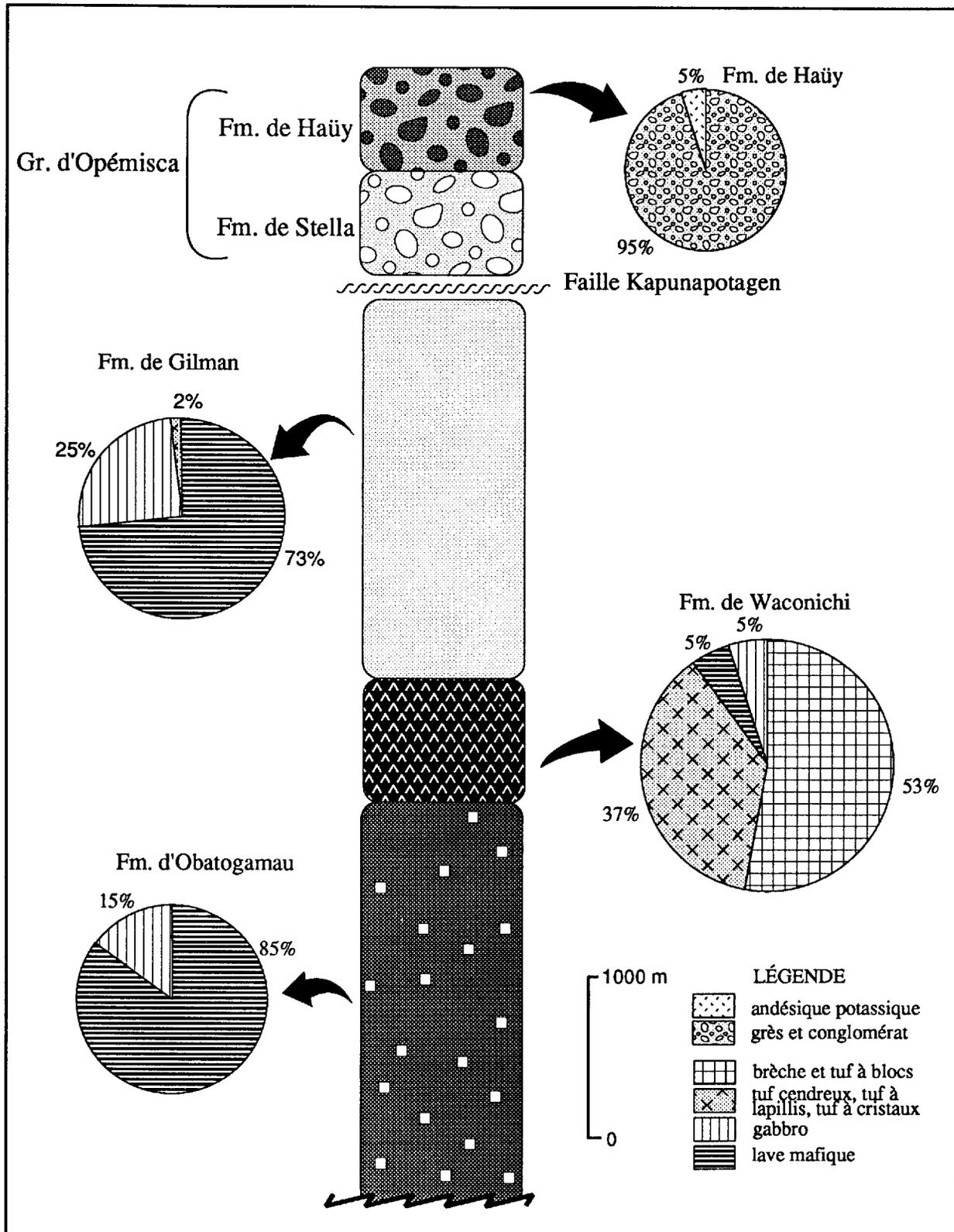


FIGURE 115 – Colonne stratigraphique du secteur Queylus. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions en pointes de tarte. Voir la figure 114 pour les figurés de la colonne.

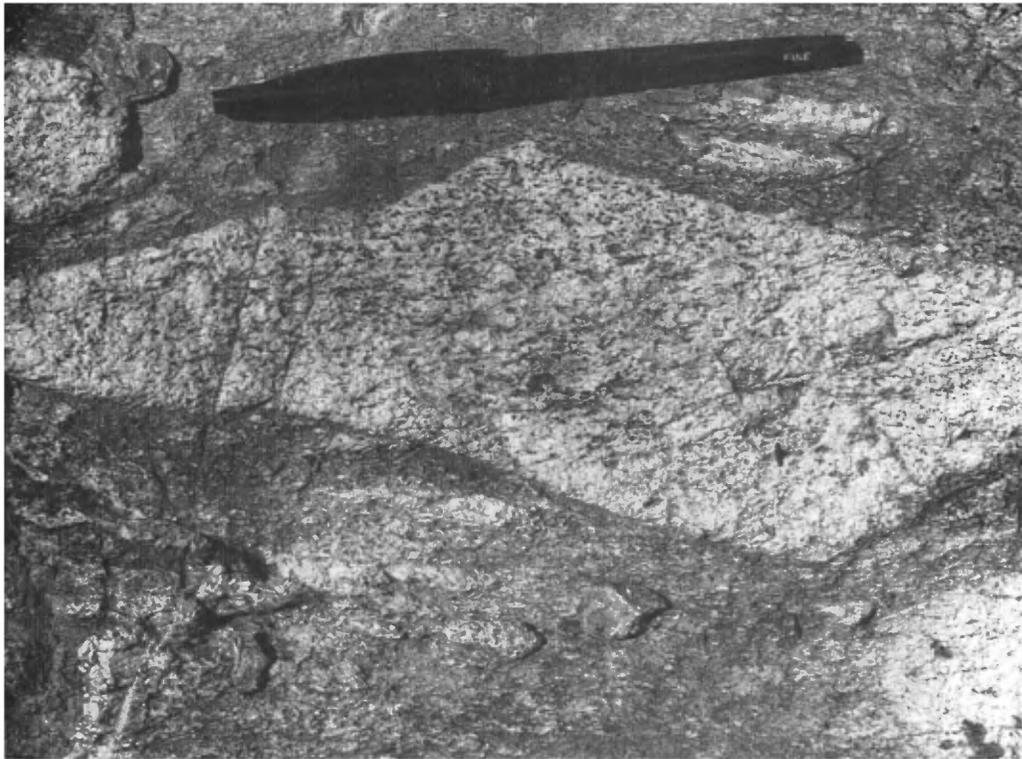


FIGURE 116 - Fragment de porphyre feldspathique dans une brèche pyroclastique de la Formation de Waconichi, secteur Queylus. Le crayon donne l'échelle.

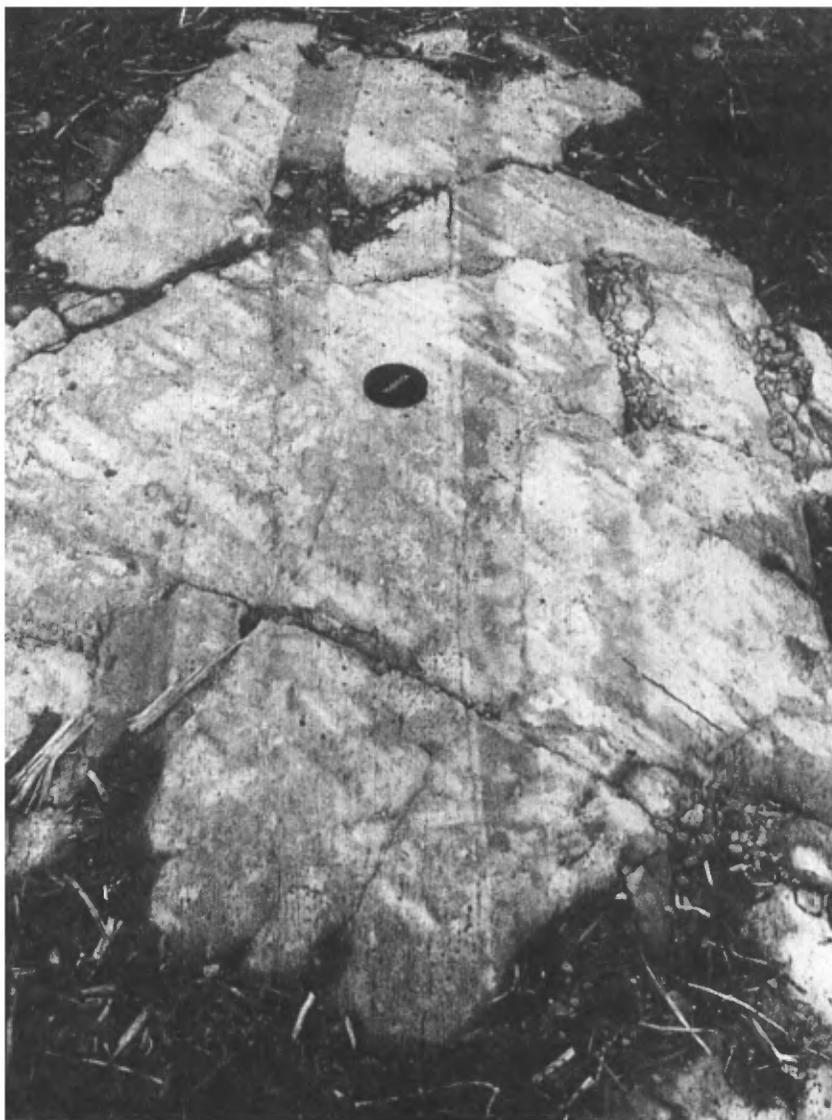


FIGURE 117 - Tuf à cristaux de plagioclase bien stratifié. Formation de Waconichi, secteur Quey-lus. Le couvercle d'une lentille donne l'échelle.

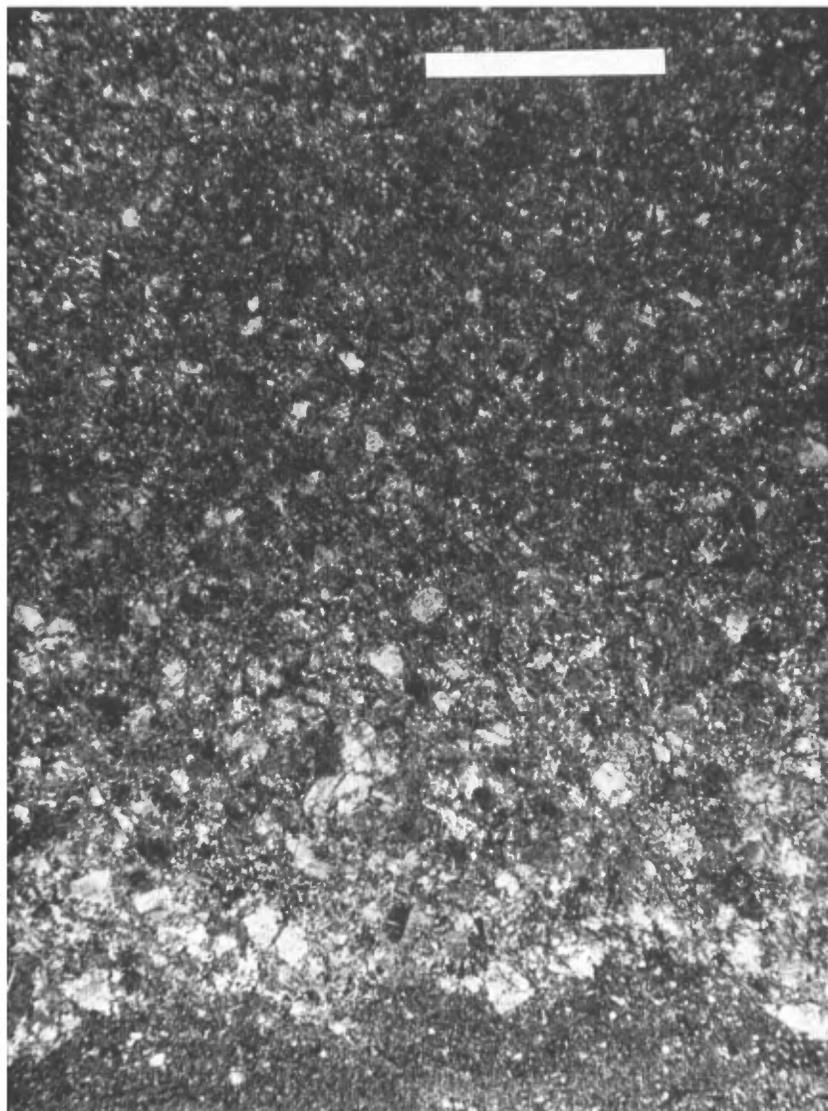


FIGURE 118 - Granoclasement normal dans un tuf à cristaux de la Formation de Waconichi, secteur Queylus (L.P., la barre fait 0,2 mm, échantillon PT-84-122).

plagioclase, la proportion des cristaux y étant généralement inférieure à 10 %.

Les *tufs cendreux* constituent près de 15 % de l'unité. Ils se présentent sous deux formes ou plutôt sous deux compositions différentes. Les tufs felsiques ou rhyolitiques, sont composés surtout de quartz et de séricite. Ils présentent une structure parfois massive, parfois laminée. Leur couleur, d'un blanc très vif, est généralement assez typique. On observe à l'intérieur de la roche de petits yeux de quartz millimétriques avec des textures de résorption.

Les tufs intermédiaires présentent de fortes affinités avec les tufs à cristaux de plagioclase décrits plus haut. La proportion de cristaux, inférieure à 10 %, nous sert de limite pour les catégoriser. Ils sont constitués de quartz et de plagioclase comme la plupart des autres tufs, mais avec des concentrations plus importantes de chlorite, d'épidote et d'actinote.

SECTEUR HAÛY

Le secteur Haüy comprend essentiellement la bande de roches volcanoclastiques d'orientation plus ou moins N-S dans les cantons de Haüy et de Fancamp (figure 119). L'assignation de l'unité volcanoclastique du canton de Haüy à la Formation de Waconichi est encore débattue. D'une part, parce que la composition et les faciès des assemblages ne sont pas typiques, tout au moins si on les compare au Waconichi de type Lemoine, et d'autre part, parce que la position stratigraphique est obscurcie par le fait que l'Obatogamau dans cette région est presque totalement dépourvu de phénocristaux de plagioclase, caractère généralement admis pour son identification.

La figure 120 représente notre conception de l'empilement stratigraphique du secteur Haüy. Les sédiments du Groupe d'Opémisca sont séparés du reste de la stratigraphie par une faille E-W importante, la faille Kapunapotagen.

Le Waconichi du secteur Haüy est très semblable à celui du secteur Queylus avec lequel d'ailleurs nous le corrélons. L'unité volcanoclastique affleure bien dans le centre du canton de Haüy juste au sud du lac Agglomérat. Elle est également bien exposée au nord du lac Andy où la déformation devient toutefois plus importante. Son prolongement vers le S demeure cependant hypothétique à cause de l'insuffisance d'affleurement. Nous la corrélons avec la bande de brèche pyroclastique rapportée par Hébert (1978) dans le N du canton de Fancamp, juste à l'W d'un bras de la rivière Obatogamau. De là, sa continuité est perturbée par la présence des plutons de Verneuil et de La Dauversière, ainsi que par l'abondance de failles nord-est qui sillonnent ce terrain. La carte régionale de la figure 5 résume bien notre interprétation de son tracé.

L'épaisseur de l'unité peut atteindre 1500 m dans les charnières de plis, et nous lui donnons une épaisseur moyenne de 800 m. La base de l'unité semble avoir un contact graduel avec le Membre de Andy que nous définirons plus loin. Le contact supérieur avec le Gilman est relativement net.

L'unité est constituée de brèches pyroclastiques et de tufs à blocs qui, en combiné, font au-delà de 40 % de l'unité. On y reconnaît également des tufs à lapilli (20 %), des tufs à cristaux de plagioclase (10 %), ainsi que des tufs de composition intermédiaire à mafique (15 %). D'une façon générale, la composition des pyroclastites, en comparaison avec celle des roches du Membre de Andy de composition mafique, s'étend dans des termes plus intermédiaires variant d'andésitique à dacitique.

La nature des assemblages varie d'un endroit à l'autre si bien que dans la section du N de Fancamp, l'unité est constituée uniquement de brèches pyroclastiques alors que dans le secteur du lac Agglomérat (voir figure 119), les granulométries sont plus variées.

Description des pyroclastites

Les volcanoclastites grossières, comme les *brèches pyroclastiques* et les *tufs à blocs*, sont constituées de fragments polygéniques dont la taille peut atteindre près de 1 m pour les plus gros, mais dont la médiane se situe aux alentours de 30 cm (figure 121). Les fragments sont constitués surtout de laves intermédiaires souvent porphyriques à plagioclase, et également de laves mafiques. Ils baignent généralement dans une matrice intermédiaire à mafique riche en chlorite, épidote, et quartz.

Les fragments représentent une proportion qui varie de 30 % à parfois plus de 80 % de la roche; mais dans ce dernier cas, il s'agit généralement d'une évaluation faussée par la déformation. Ils sont généralement allongés verticalement selon la linéation d'étirement générée lors de la phase de déformation régionale. Ces brèches ont beaucoup d'affinités par leur morphologie et leur composition avec celles du secteur Queylus.

L'empilement est généralement mal classé et le litage mal défini. Par endroits, il est impossible de définir le plan de stratification. C'est particulièrement le cas dans la partie sud du secteur.

Les tufs sont de plusieurs natures. Les *tufs à lapilli* sont très semblables en composition aux brèches et aux tufs à blocs; ils ne s'en distinguent que par une granulométrie plus fine. La figure 122 en montre un exemple où l'on peut voir des lapilli de composition intermédiaire baignant dans une matrice de chlorite, plagioclase et épidote.

Les *tufs à cristaux* sont différents; ils forment moins de 10 % de l'ensemble et généralement ils sont bien stratifiés. Les cristaux sont surtout représentés par le plagioclase saussurité et, dans une proportion moins grande, le quartz. Leur dimension varie de 1 à 2 mm et ils constituent de 15 à 25 % de la roche.

Les *tufs mafiques* sont très bien lités (figure 123); on y retrouve une alternance de lits centimétriques à décimétriques souvent en association avec des tufs à cristaux. Des chenaux d'érosion ont été retrouvés à l'intérieur de ces horizons. Les lits possèdent souvent des laminations parallèles et un granoclassement.

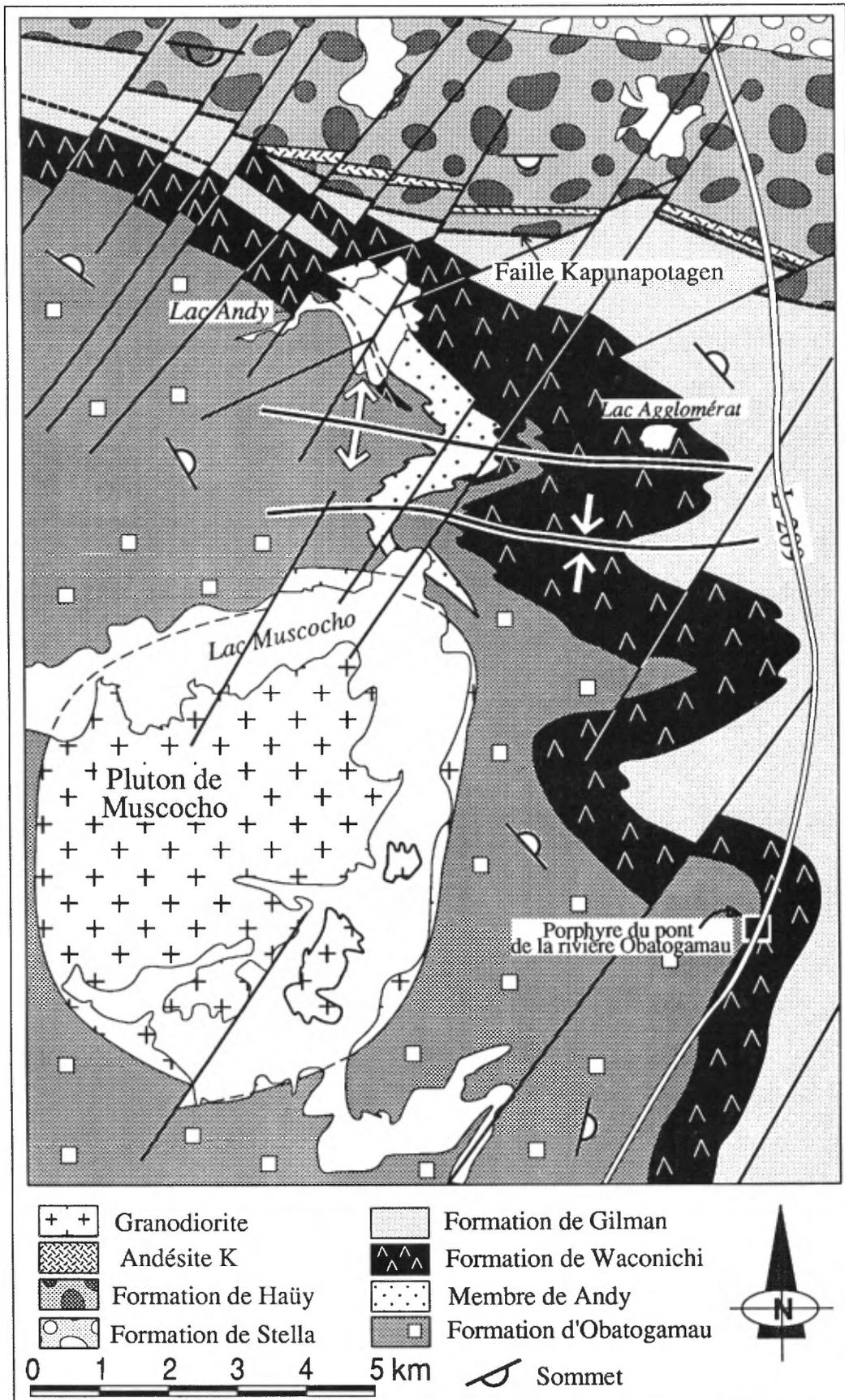


FIGURE 119 – Carte géologique simplifiée du secteur Haïy.

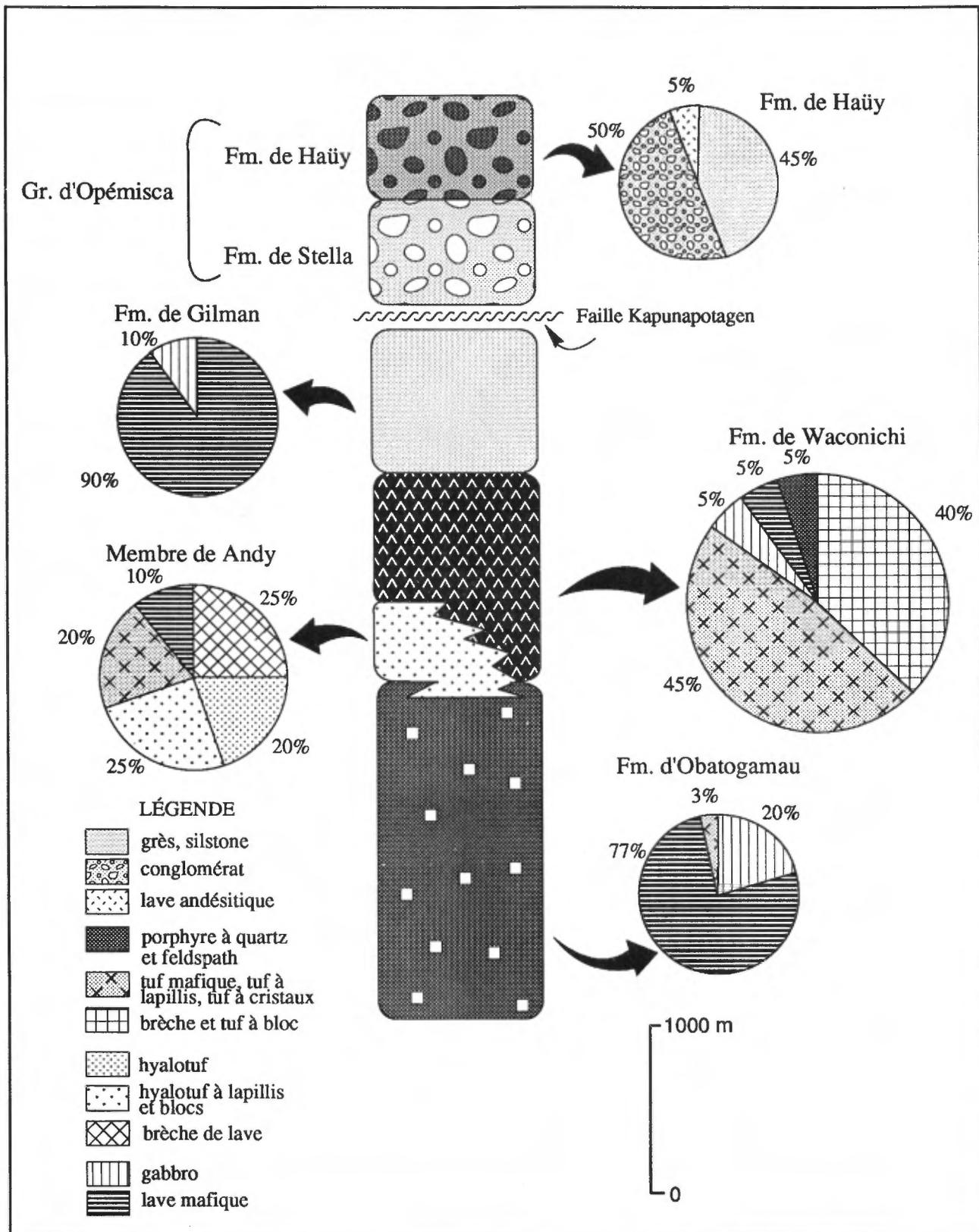


FIGURE 120 – Colonne stratigraphique du secteur Haüy. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions des pointes de tarte. Voir la figure 119 pour les figurés de la colonne.



FIGURE 121 – Brèche pyroclastique de la Formation de Waconichi, secteur Haüy. Les fragments de composition intermédiaire sont étirés le long de la schistosité régionale (la barre noire fait 20 cm).

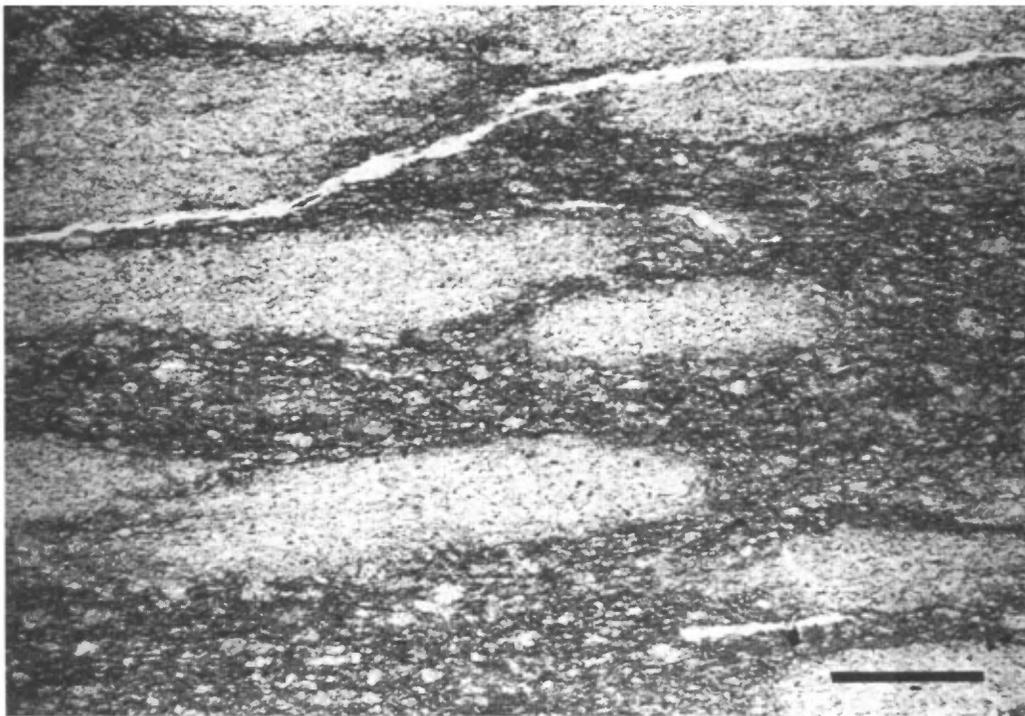


FIGURE 122 – Tuf à lapilli de la Formation de Waconichi, canton de Haüy (L.N., la barre fait 1 mm).



FIGURE 123 – Tuf mafique appartenant à la Formation de Waconichi, canton de Haüy. Notez le chenal au centre de la photo qui nous indique un sommet vers le haut. Le crayon marqueur indique l'attitude de la schistosité régionale.

Porphyre de la rivière Obatogamau

Au pont de la rivière Obatogamau, au km 27,3 du chemin forestier L-209 (figure 119), on reconnaît quelques affleurements constitués d'un porphyre rhyolitique à quartz et feldspath. Il s'agit d'un horizon de près de 100 m de puissance qui contient 30 % de phénocristaux dont le diamètre est près de de 2 mm. Les cristaux sont majoritairement du plagioclase (75 %) et du quartz (25 %); ils flottent dans une matrice de quartz et plagioclase en cristaux polygonaux.

Les analyses chimiques confirment la composition rhyolitique de ces roches et, dans la section sur la géochimie, nous comparerons leur caractère chimique avec celui des rhyolites du secteur Lemoine.

Nous interprétons cette unité comme un filon-couche. Nous ne sommes pas tout à fait certain du lien génétique existant entre cette unité et l'unité du Waconichi. Toutefois, les analyses isotopiques de Mortensen (non publiées) lui attribuent un âge identique aux porphyres du secteur Lemoine.

Il est également commun de retrouver des porphyres à quartz et feldspath ou des porphyres uniquement feldspathiques sous forme de dykes dont l'épaisseur varie de 0,5 à 5 m. Ces dykes, très caractéristiques par leur couleur blanc vif, sont souvent transposés par la schistosité régionale (figure 124).

Membre de Andy

Bien que le Membre de Andy ait déjà été introduit à la section sur le secteur Scott-sud, nous le définirons plus en détail ici puisque le secteur Haüy représente la section de référence. Cette unité de volcanoclastites mafiques bien stratifiées qui traverse le secteur Haüy en direction N-S a été incluse dans la Formation de Waconichi par Allard (1982a).

Dans ce rapport, nous conservons un lien spatio-temporel entre cette unité et le Waconichi de type Queylus (décrit précédemment), mais nous en faisons un membre distinct parce l'unité présente des caractéristiques qui lui sont propres et qui en font un événement particulier et quasi unique dans la région de Chibougamau. Le passage au Waconichi est toutefois progressif et interdigité. Dans le canton de Haüy, nous situons l'unité à l'interface des Formations d'Obatogamau et de Waconichi (figure 119).

Le Membre de Andy a une épaisseur maximale de 600 m juste au sud du lac Andy. Cet épaisseur diminue latéralement. Vers le sud, l'unité se dégage nettement du Waconichi pour longer la bordure E du Pluton de Muscocho. À cet endroit, elle s'insère dans les laves de l'Obatogamau. Vers le N, l'unité s'amincit rapidement et bute sur la faille Kapunapotagen (figure 119). On l'a retracée également à partir des travaux de Gobeil (communication personnelle) au nord de la bande de sédiments du Groupe d'Opémisca, dans le secteur Scott-sud (figure 108).

L'unité est constituée de *volcanoclastites basaltiques* (évaluation à partir des lames minces). Les éléments qui caractérisent l'unité sont les suivants:

- quantité importante de matériel hyaloclastique;
- présence de ponces (scories) et d'échardes (figure 125);
- mauvais tri des éléments fragmentaires;
- litage bien développé;
- composition basaltique des fragments lithiques;
- présence de structures sédimentaires, chenaux d'érosion et laminations parallèles (figure 126);
- forme angulaire des fragments;
- association intime avec des brèches de coulée de composition basaltique;
- taux de vésicularité élevé.

Nous discuterons de l'origine de ces roches à la section suivante, mais nous pouvons immédiatement avancer une origine pyroclastique. Afin de faciliter les descriptions et en l'absence d'une terminologie purement descriptive, nous emploierons la nomenclature de Fisher (1961) pour la granulométrie des particules. Le préfixe «hyalo» sera également employé en tentant toutefois de lui assigner une connotation descriptive indiquant une quantité importante de fragments de verre. Cette attribution nous permet de faire la distinction avec les autres tufs mafiques de la région.

Le Membre de Andy se compose de niveaux de *brèches hydroclastiques* (25 %). Il y a aussi des hyalotufs bien stratifiés et de diverses granulométries (45 %), des tufs intermédiaires à mafiques (20 %) et des laves mafiques (10 %).

Les brèches hydroclastiques contiennent entre 30 et 70 % de fragments de lave et de coussins dans une matrice hyaloclastique mafique. Les fragments ont un diamètre moyen de 10 cm mais certains d'entre eux atteignent plus d'un mètre. L'altération en épidote et carbonate donne une patine blanchâtre chamois aux fragments, ce qui contraste généralement avec la matrice plus foncée. La transformation du plagioclase en épidote produit du quartz secondaire qui se présente en plages globuleuses de dimension millimétrique. Les fragments sont généralement en relief positif et leur forme est irrégulière et amiboïde. Ces niveaux de brèches sont bien stratifiés et le litage se définit par des concentrations plus importantes en fragments et/ou par des zones de granulométries différentes. L'épaisseur des lits est variable, allant de quelques centimètres jusqu'à plusieurs dizaines de mètres. Il est commun de voir une croûte autour des fragments ce qui pourrait bien être une bordure figée. Ces niveaux bréchiens représentent de 20 à 30 % de l'unité et sont en interrelation avec les autres faciès du Membre de Andy.

Les *hyalotufs à lapilli et blocs* représentent un peu moins de 25 % de l'empilement. Ils sont constitués de fragments qui occupent de 10 à 50 % de la roche et dont la dimension est variable mais n'excède que rarement 6 cm. Certains fragments sont lithiques et leur composition est essentiellement basaltique (figure 127). Ils ont une forme

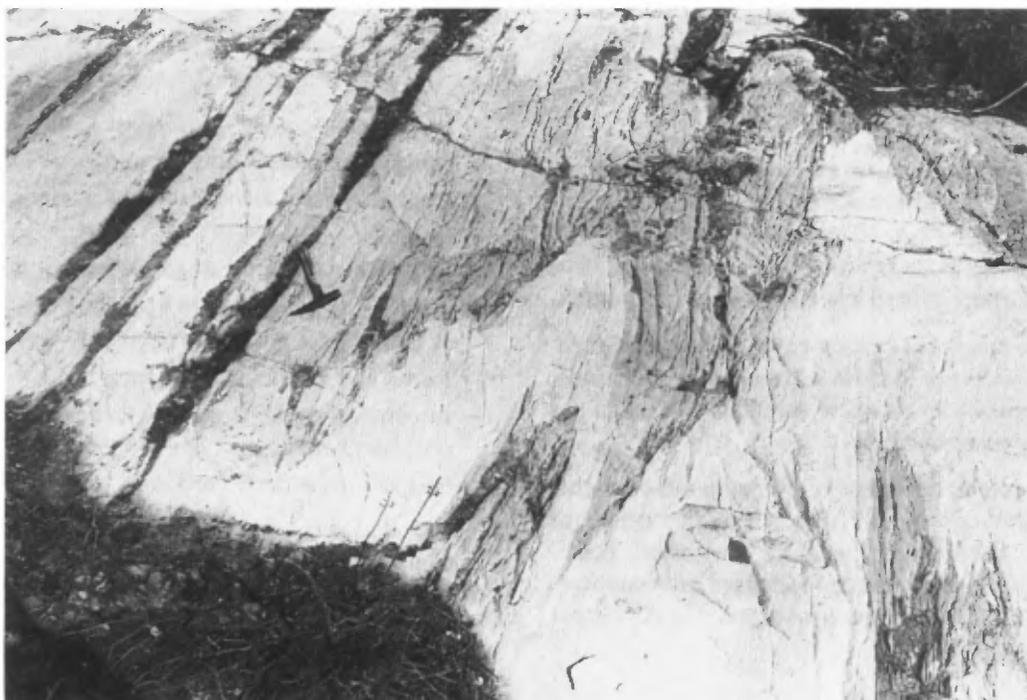


FIGURE 124 - Dyke de porphyre feldspathique transposé par la schistosité régionale. Le marteau donne l'échelle.

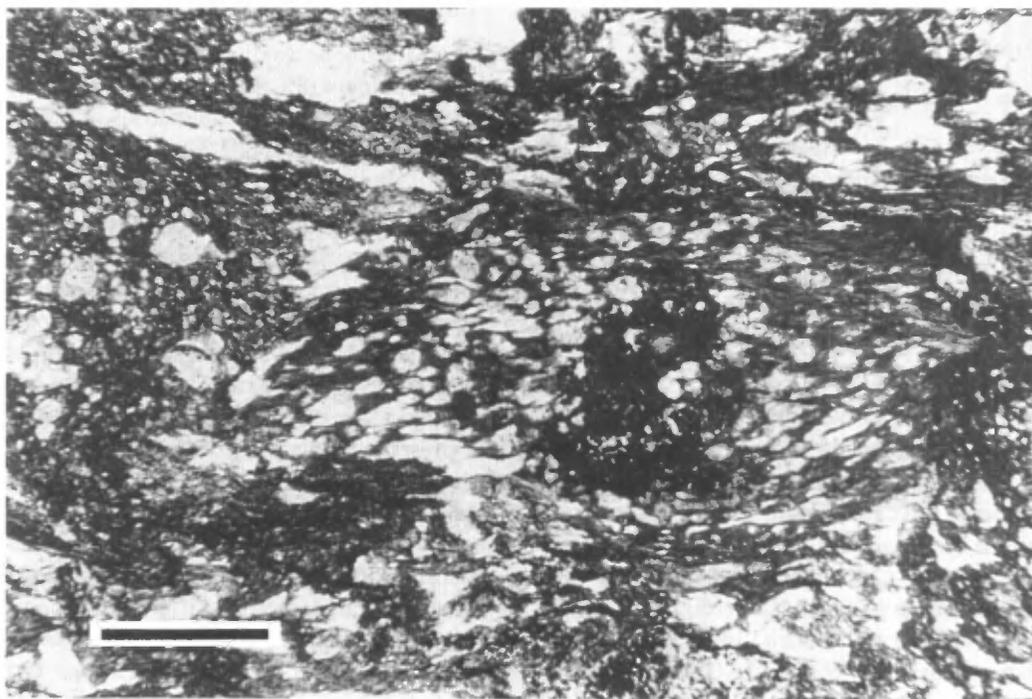


FIGURE 125 - Microphotographie d'un hyalotuf scoriacé appartenant au Membre de Andy. Notez la morphologie d'une scorie au centre de la photo (L.N., la barre fait 0,5 mm, canton de Haüy).

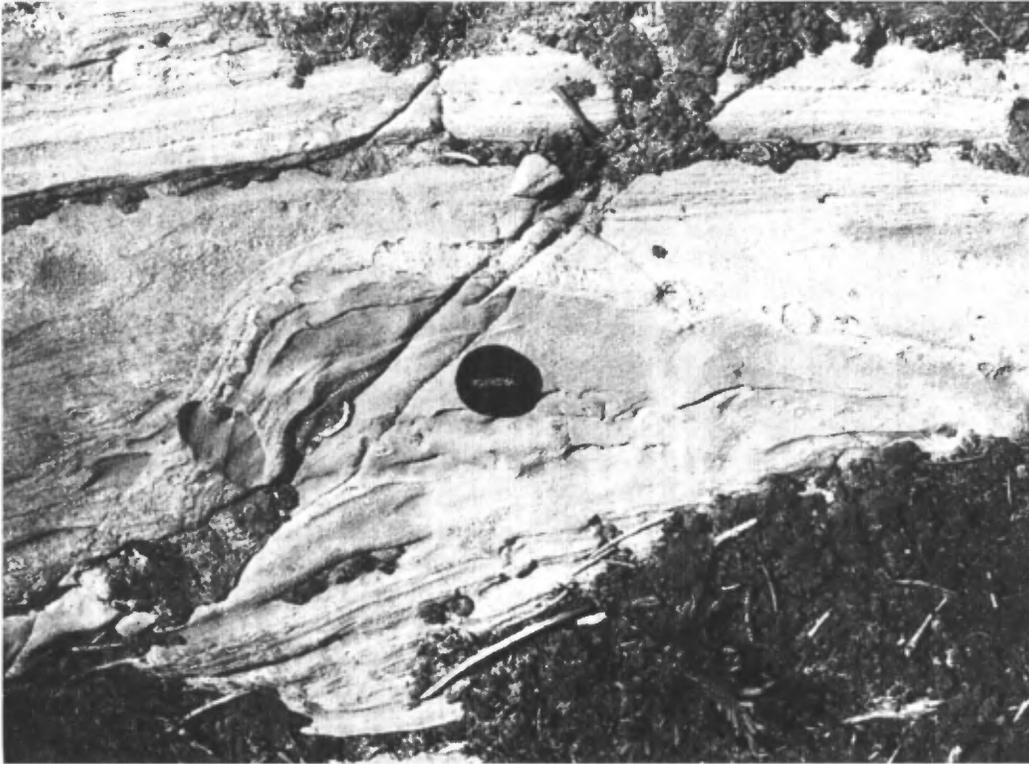


FIGURE 126 - Chenaux d'érosion au sein du dépôt volcanoclastique du Membre de Andy, canton de Haüy.

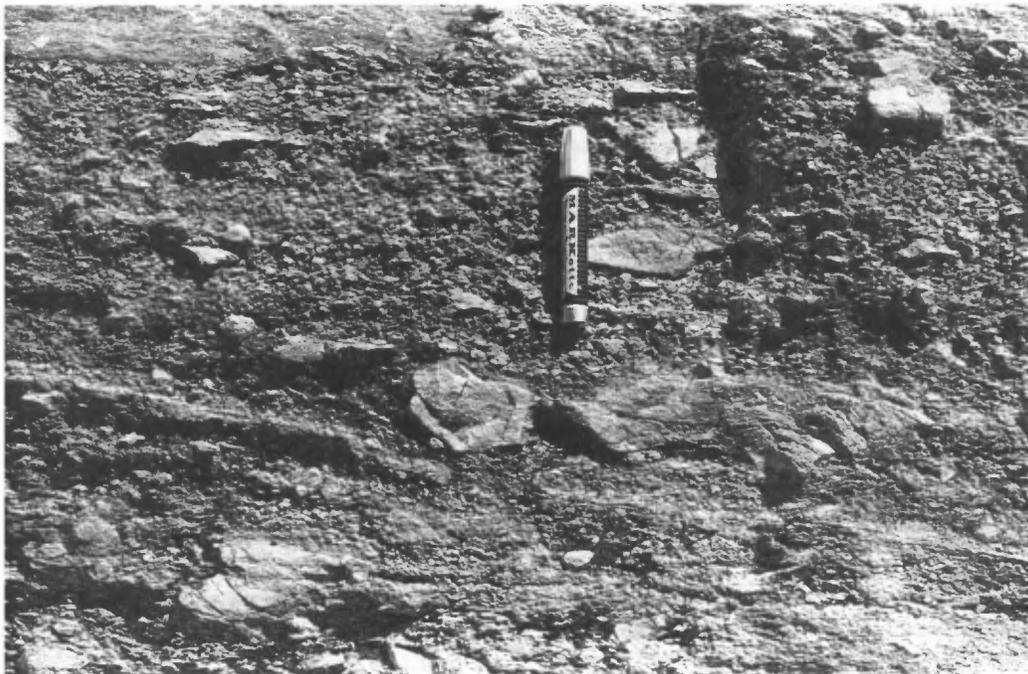


FIGURE 127 - Hyalotuf à lapilli. Les lapilli sont de composition basaltique et sont contenus dans une matrice hyaloclastique.

anguleuse et ils sont allongés selon la schistosité régionale. Leur abondance peut atteindre de 10 à 20 % de la roche. Nous retrouvons également des fragments scoriacés dont la dimension varie de 1 à 10 mm (figure 125); leur forme est ellipsoïdale dans les roches peu déformées, mais lorsque la déformation devient plus importante, les scories sont très écrasées et difficiles à reconnaître. Les scories peuvent occuper un volume important atteignant parfois près de 70 %. En affleurement, elles donnent à la roche un aspect rugueux (figure 128). La matrice est composée de verre altéré en épidote et chlorite.

On reconnaît un deuxième type d'hyalotuf à lapilli qui constitue également un horizon typique du Membre de Andy (figure 129). Les fragments ont surtout la taille des lapilli, mais atteignent parfois 8 cm. Ils sont généralement arrondis et de couleur blanchâtre contrastant fortement avec le vert bouteille de la matrice. En lames minces, ces fragments sont constitués d'une pâte microcristalline très altérée mais dans laquelle on est en mesure de reconnaître l'aspect microlithique des plagioclases, rappelant ainsi l'origine effusive de ces fragments. Il s'agit donc de lapilli basaltiques ou andésitiques extrêmement vésiculaires. Les amygdales, subsphériques, constituent de 35 à 50 % de la roche et sont remplies par des carbonates. L'épidotisation est très forte produisant l'expulsion du quartz et sa reformation en globules millimétriques. Cette altération très intense explique la coloration blanchâtre très vive des fragments.

La matrice verdâtre est également riche en vésicules comme le premier type d'hyalotuf à lapilli. Elle est constituée d'une pâte homogène, riche en chlorite et épidote. Si l'on fait abstraction des fragments, la matrice est alors identique à un basalte en texture et en composition; d'ailleurs, sur le terrain, les deux types de roches ont de fortes similitudes. La concentration et la taille des fragments permettent de définir le litage (figure 129). Les lits sont d'échelle centimétrique à métrique.

Vers le sommet de la séquence, l'unité d'hyalotuf passe progressivement à des tufs mafiques bien lités.

Les tufs mafiques (analyse D-83-13; tableau 10) sont généralement bien stratifiés (figure 130), mieux que les hyalotufs, et les structures sédimentaires comme les laminations parallèles, le granoclassement et les chenaux d'érosion y sont bien développés.

Les lits sont généralement centimétriques avec des lames de moins d'un millimètre. Le litage est défini par l'alternance de bandes de chlorite et d'épidote et de bandes plus claires, moins mafiques, mais contenant plus de carbonate. Ces roches sont d'ailleurs très riches en carbonate qui prend l'aspect de cristaux tabulaires allongés dans le sens de la schistosité régionale.

On observe parfois dans ces tufs mafiques, des concrétions sous forme de boules blanchâtres de 1 à 2 cm de diamètre, souvent jumelées entre elles donnant l'aspect d'une haltère (figure 131). Le litage est encore bien visible au

sein de la concrétion qui représente probablement un phénomène synsédimentaire.

Origine des hyalotufs

Nous avons vu à la section précédente les descriptions des faciès observés dans le Membre de Andy. Nous traitons ci-après de nos hypothèses pour en expliquer l'origine.

Nous tenons ici à faire la distinction entre la nomenclature employée ici et celle de la littérature. Ainsi, le terme «hyalotuf» ne va pas dans le même sens que tuf aquagène tel que défini par Carlisle (1963) et qui s'applique à une roche produite par granulation non explosive associée généralement au processus d'écoulement.

La nature vésiculaire caractéristique de la séquence hyaloclastique du Lac Andy est également observée au sein des laves basaltiques de la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau, située juste en dessous de l'unité hyaloclastique. On y reconnaît des laves dont le taux de vésicularité est très élevé. L'abondance des vésicules augmente progressivement en montant dans la séquence. Dans la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau, des coussins de lave contenant près de 60 % de vésicules millimétriques à centimétriques ont été observés (figure 132 A et B). Ce haut taux de vésicularité signifie une haute teneur en volatils à l'intérieur du magma, à la faveur d'une pression qui tend à diminuer. De ce fait, on peut interpréter que la profondeur d'eau devient de moins en moins importante (Jones, 1969).

La nature fragmentaire et la présence d'hyaloclastite au sein de l'unité du lac Andy nous laisse croire que le mécanisme à l'origine de ces roches est l'explosion du magma au contact de l'eau, explosion produite par une pression des volatils qui surpasse les pressions hydrostatique et lithostatique. De cette relation semble se dégager un processus dit *phréatomagmatique* (Sigurdson, 1982; Honnorez & Kirst, 1975; Dimroth *et al.*, 1978; Dimroth & Lichtblau, 1979). Il est difficile de départager chacun des mécanismes de fragmentation, à savoir la pression des volatils et le contact de l'eau, comme le font remarquer d'ailleurs Fisher & Sminke (1984).

Le terme hyalotuf est employé dans le sens donné par Honnorez & Kirst (1975), soit une roche pyroclastique résultant d'une explosion phréatomagmatique. Ce terme nous semble approprié car il permet de faire la correspondance avec l'abondance de matériel hyaloclastique qui caractérise l'unité et la nomenclature de Fisher (1961) en ce qui a trait à la granulométrie.

Pendant l'effusion des laves de l'Obatogamau, il est probable que la profondeur d'eau ait diminué jusqu'à un point où la pression des volatils concentrés dans le magma provoque l'explosion des laves au contact de l'eau et leur épanchement sur le flanc de l'édifice (figure 133). L'épanchement de coulées pyroclastiques sur les flancs de l'édifice volcanique permet le développement des structures sédimentaires comme la stratification, le granoclassement

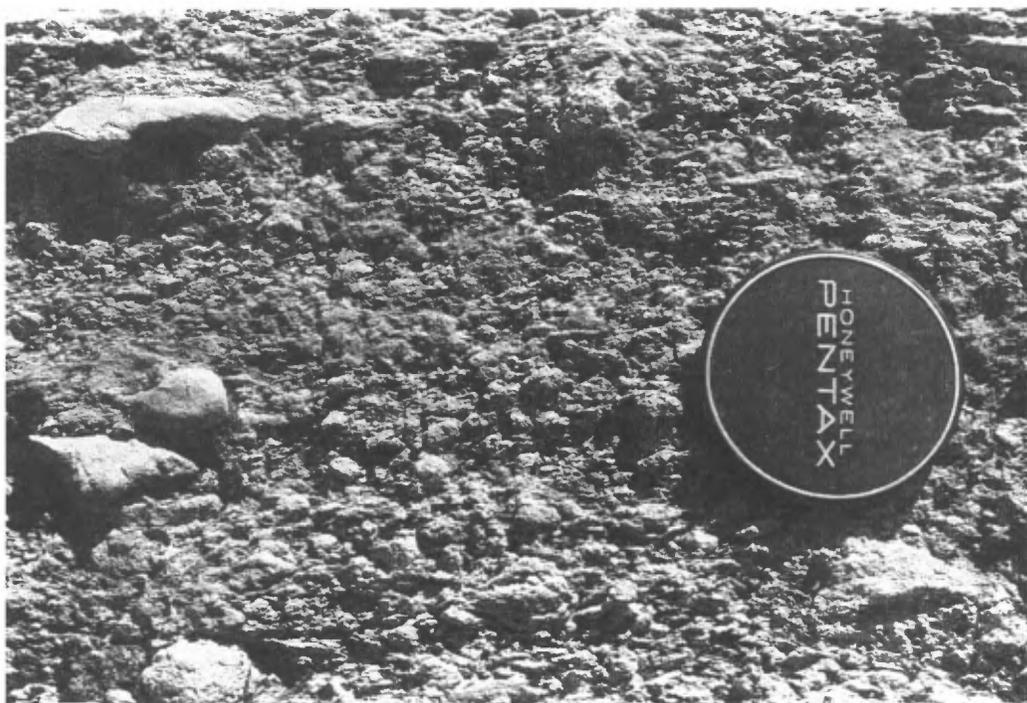


FIGURE 128 – Surface d'érosion typique des hyalotuf à lapilli, canton de Haüy.



FIGURE 129 – Hyalotuf lité montrant le contact entre un lit très riche en lapilli et un autre qui en est dépourvu, Membre de Andy, canton de Haüy.



FIGURE 130 – Tuf de composition intermédiaire à mafique bien stratifié. Membre de Andy, canton de Haiyü. Le crayon indique l'orientation de la schistosité régionale.

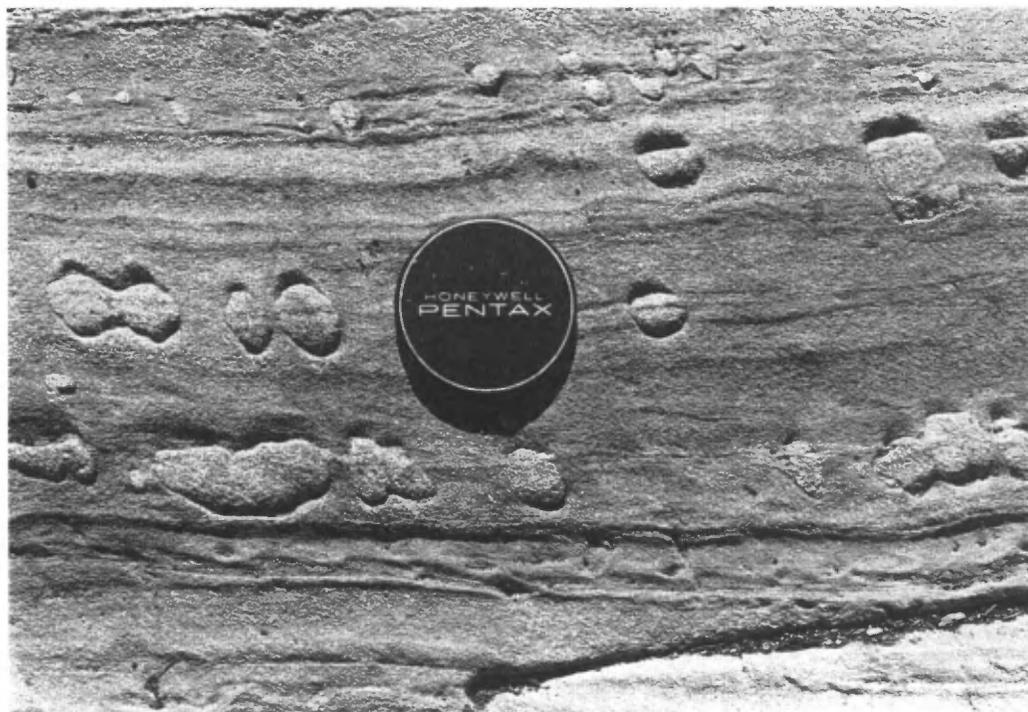


FIGURE 131 – Concrétions dans un niveau de tuf mafique du Membre de Andy. Les concrétions se développent à la faveur de lits plus riches en carbonate.

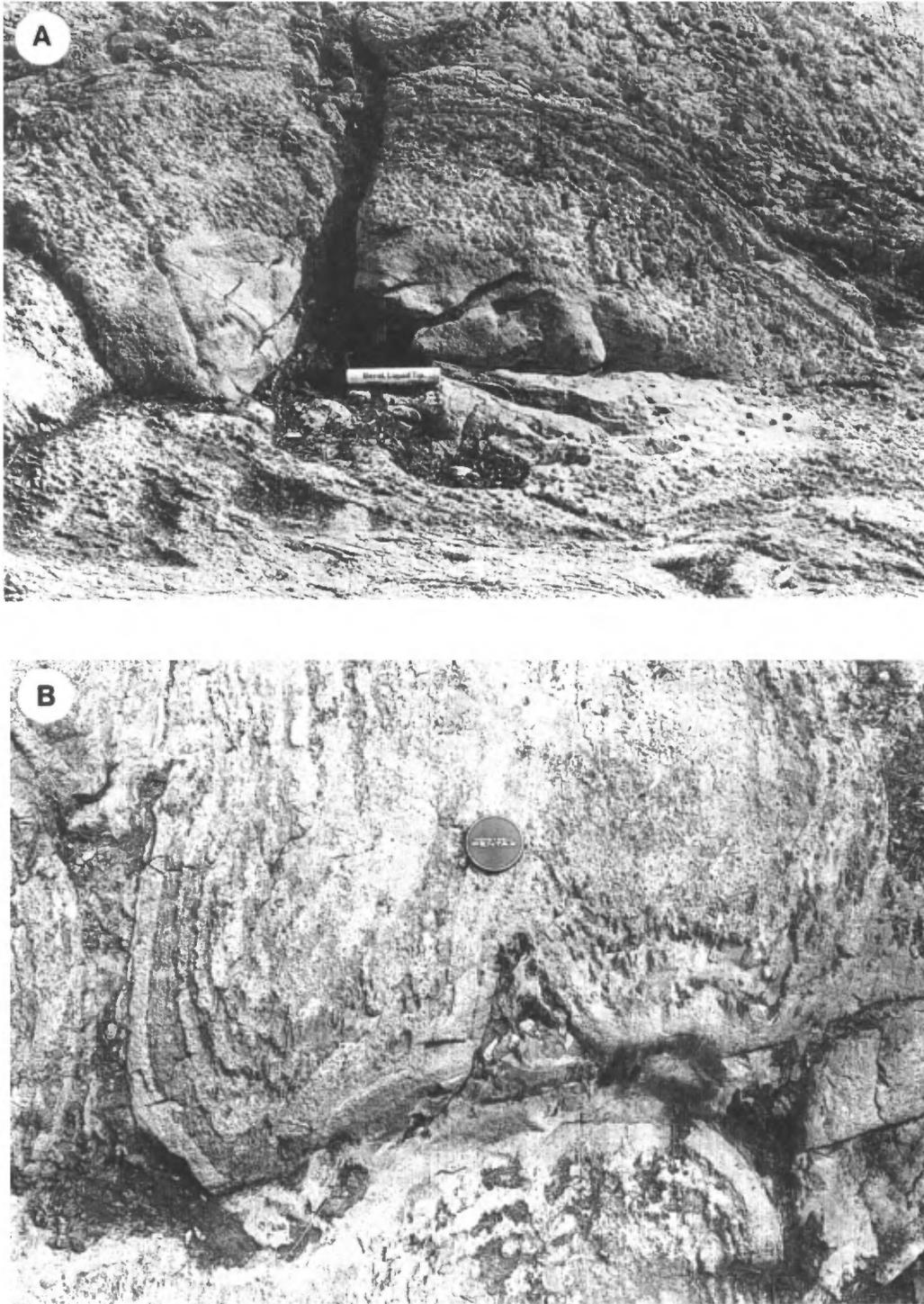


FIGURE 132 - A - Lave à coussins très riche en vésicules. B - Lave coussinée très vésiculaire montrant des structures de refroidissement concentriques. Formation d'Obatogamau, canton de Haüy.

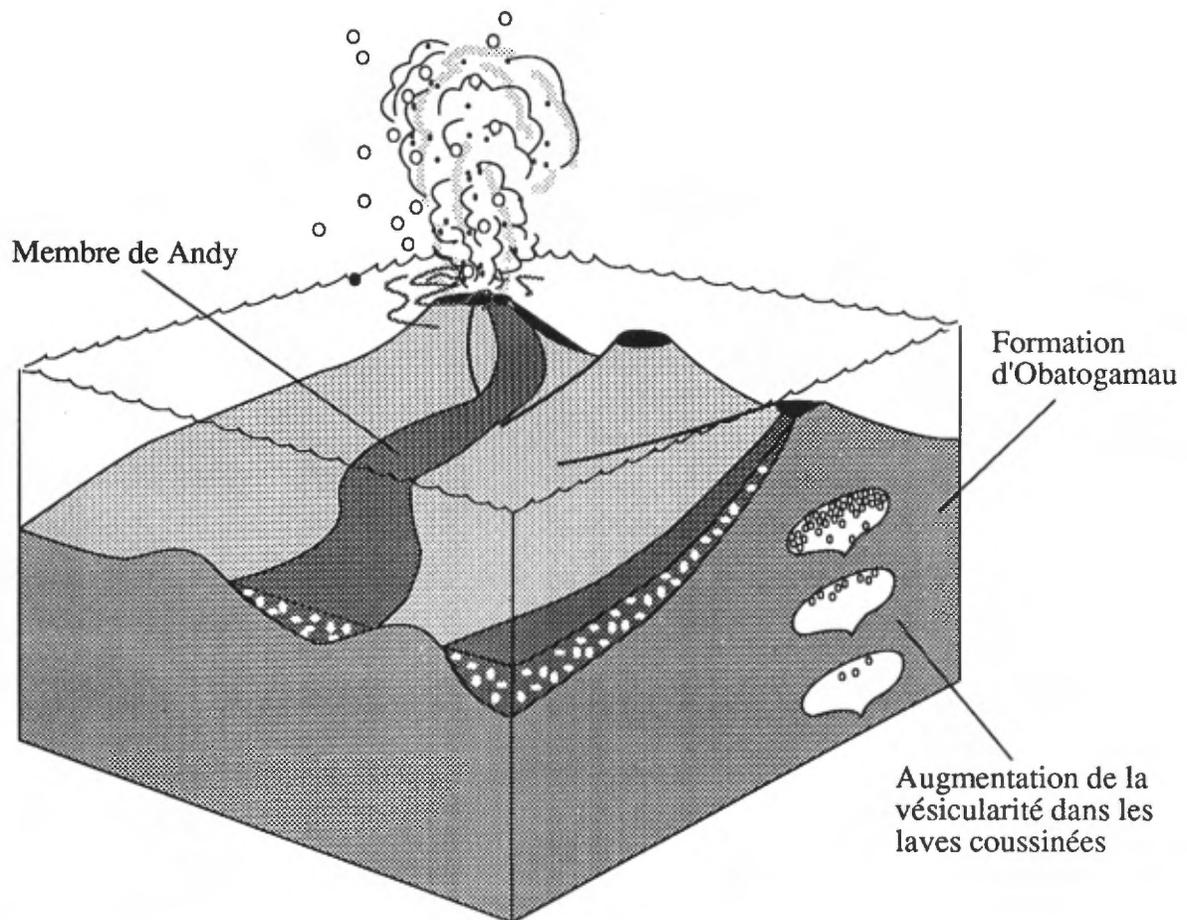


FIGURE 133 – Modèle proposé pour l'origine des dépôts du lac Andy. L'édifice volcanique en construction atteint un point où la pression des volatils produit au contact de l'eau, l'explosion de la lave et l'épanchement de coulées pyroclastiques sur le flanc de l'édifice.

et les chenaux d'érosion. La présence de granoclassement inverse peut s'expliquer, soit par l'éjection en milieu aérien de matériaux très vésiculaires et donc de faible densité qui retombent plus lentement, ou soit par la flottation des fragments vésiculaires plus grossiers.

Les évidences d'écoulement et d'érosion suggèrent que l'empilement tire son origine de coulées pyroclastiques sous-marines qui, suite à un remaniement, ont pu donner lieu à des turbidites pyroclastiques.

SECTEUR RICHARDSON

Le secteur Richardson regroupe essentiellement la partie sud du canton de Richardson, la partie nord du canton de Roy, et une partie des cantons de Bignell et de McCor-kill. Il s'agit d'un territoire qui englobe la partie sud du lac Waconichi (figure 134).

Les roches felsiques au S du lac Waconichi ont longtemps été considérées comme étant une section de référence pour le Waconichi (voir l'historique dans le premier chapitre). Or, les relations stratigraphiques de cette région sont fortement compliquées par les plis et les failles E-W reliés à l'épisode de la déformation régionale. De plus, les roches felsiques assignées au Waconichi sont caractérisées par des empilements surtout pyroclastiques ayant de fortes affinités avec les volcanoclastites des Formations de Blondeau et de Bordeleau.

La base de l'unité est occupée par une faille E-W très importante, la faille Faribault, une discontinuité qui sera décrite dans le chapitre de la géologie structurale. Le sommet de l'unité a un contact relativement net avec les roches de la Formation de Gilman et les sommets vers le S, dans cette dernière, laissent croire que l'unité felsique est bien stratigraphiquement en-dessous du Gilman. Toutefois, il nous apparaît possible que la limite sud de l'unité soit également en contact de faille ce qui empêcherait toute corrélation, un peu comme dans le secteur McKenzie-nord décrit plus loin. Bref, il est difficile de préciser la véritable position stratigraphique de cette unité.

L'unité felsique du secteur Richardson sera désignée Waconichi dans cette section malgré les réserves que l'on peut formuler sur son appartenance, réserves qui seront discutées à la fin de ce chapitre.

Le Waconichi se retrouve en deux segments séparés l'un de l'autre, probablement suite aux mouvements le long des failles E-W (figure 34). Le segment ouest, que Caty (1977) a cartographié juste au S du Lac Waconichi, est reconnu sur une distance de 7 km et possède une épaisseur qui ne dépasse pas 800 m. Le second segment est plus court, ne faisant que 2 km, avec une épaisseur maximale de 700 m qui s'amenuise rapidement latéralement. La base des deux segments est recoupée par la faille Faribault que nous avons définie originellement dans le canton de McKenzie (Daigneault, 1982).

La séquence est constituée surtout de roches pyroclastiques qui occupent 85% de la superficie de l'unité. On y reconnaît également 10% de porphyres à quartz et feld-

spath dont la présence donne au secteur un caractère apparenté à celui du secteur Lemoine. Cependant, ces porphyres ont des caractéristiques pétrographiques et chimiques très différentes des porphyres de Lemoine. Nous verrons plus loin notre hypothèse sur l'origine de ces roches. Le reste de l'empilement (5%) est occupé par des filons-couches de gabbro et quelques horizons de laves basaltiques.

Description des pyroclastites

Les pyroclastites sont de granulométrie variable. On y retrouve des brèches et tufs à blocs (40 %), des tufs à cristaux (30 %), des tufs de composition intermédiaire à felsique (20 %) et des tufs à lapilli (10 %). La colonne stratigraphique de ce secteur est présentée à la figure 135.

Les fragments des *brèches* et des *tufs à blocs* sont de nature polygénique et sont généralement de deux compositions: des fragments de roches mafiques recristallisées et altérées en chlorite, carbonate et épidote; des fragments de composition felsique riches en quartz, plagioclase et séricite.

Les fragments forment entre 20 et 50 % de la roche, leur diamètre moyen est difficile à estimer puisque, dans la majorité des cas, les roches sont très déformées. Les axes longs varient de 15 à 30 cm et, dans certains cas, atteignent plus de 80 cm.

Les *tufs à cristaux* représentent également une unité qui affleure abondamment dans la Formation de Waconichi du secteur Richardson. Ces tufs se présentent en niveaux parfois bien stratifiés, parfois massifs. Les tufs à cristaux contiennent de 10 à 35 % de cristaux, surtout du plagioclase mais également du quartz, dont la taille varie de 0,2 à 2 mm avec une médiane à 0,5 mm. La matrice est surtout de composition intermédiaire, riche en plagioclase, quartz, séricite et chlorite. Dans quelques cas, elle est de composition mafique et alors constituée essentiellement de chlorite et d'épidote. La figure 136 illustre ces tufs à cristaux de plagioclase dans une matrice de composition mafique.

Les *tufs* ont une composition qui varie d'intermédiaire à felsique. Ils présentent parfois un aspect massif et sont souvent dénués de stratification, mais la plupart du temps ils présentent une stratification d'épaisseur centimétrique ainsi qu'une lamination qui se confond parfois avec la schistosité régionale.

Lorsque la déformation est intense, ce qui est plutôt commun dans ce secteur, les roches sont très schisteuses et il devient difficile de les départager avec les autres roches déformées. Les roches des Formations de Blondeau et de Bordeleau sont constituées de siltstones et de grès qui ont sensiblement la même composition.

Porphyres à feldspath et quartz

Les porphyres à feldspath et quartz se présentent surtout sous forme d'intrusions généralement subconcordantes,

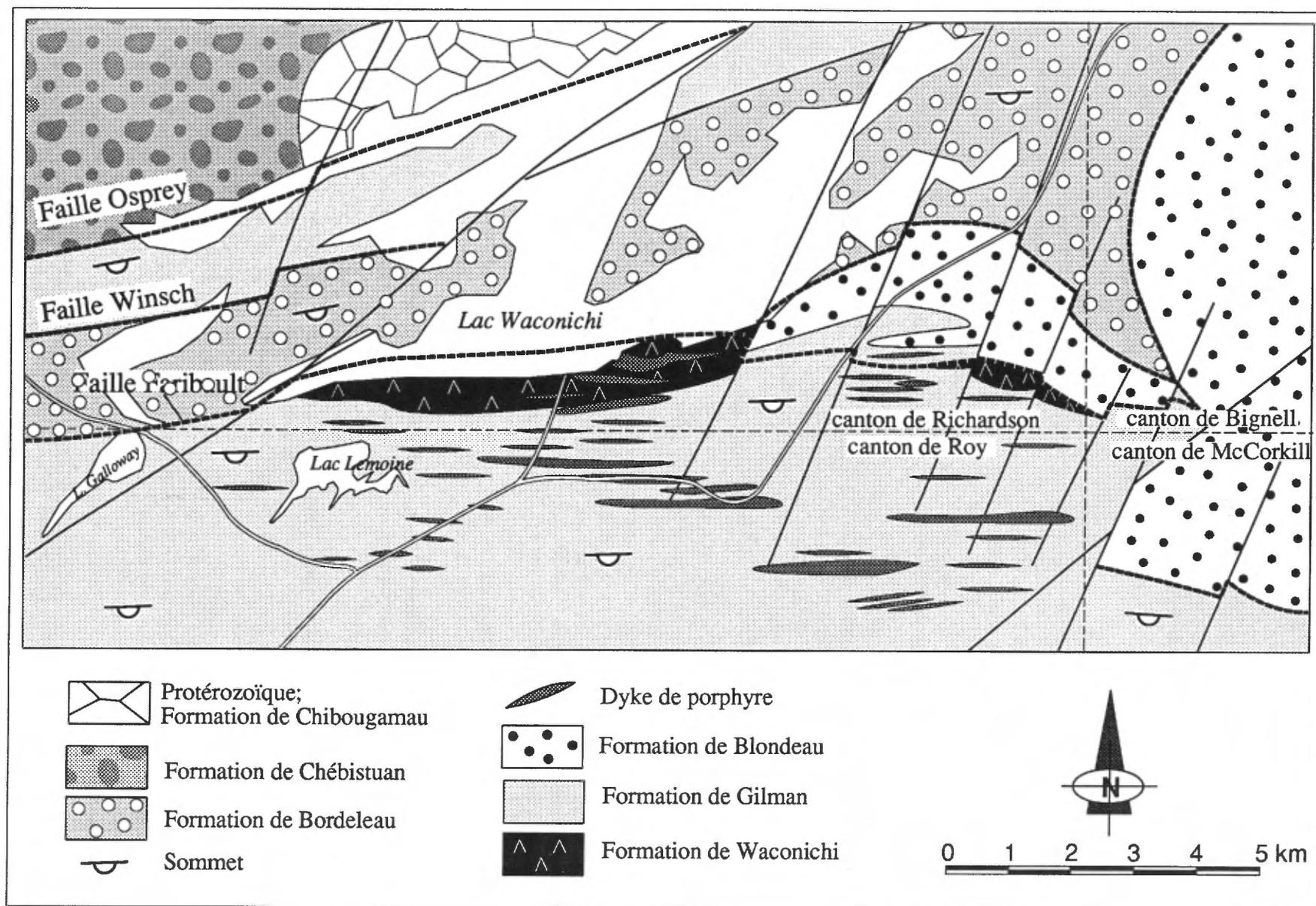


FIGURE 134 - Carte géologique simplifiée du secteur Richardson.

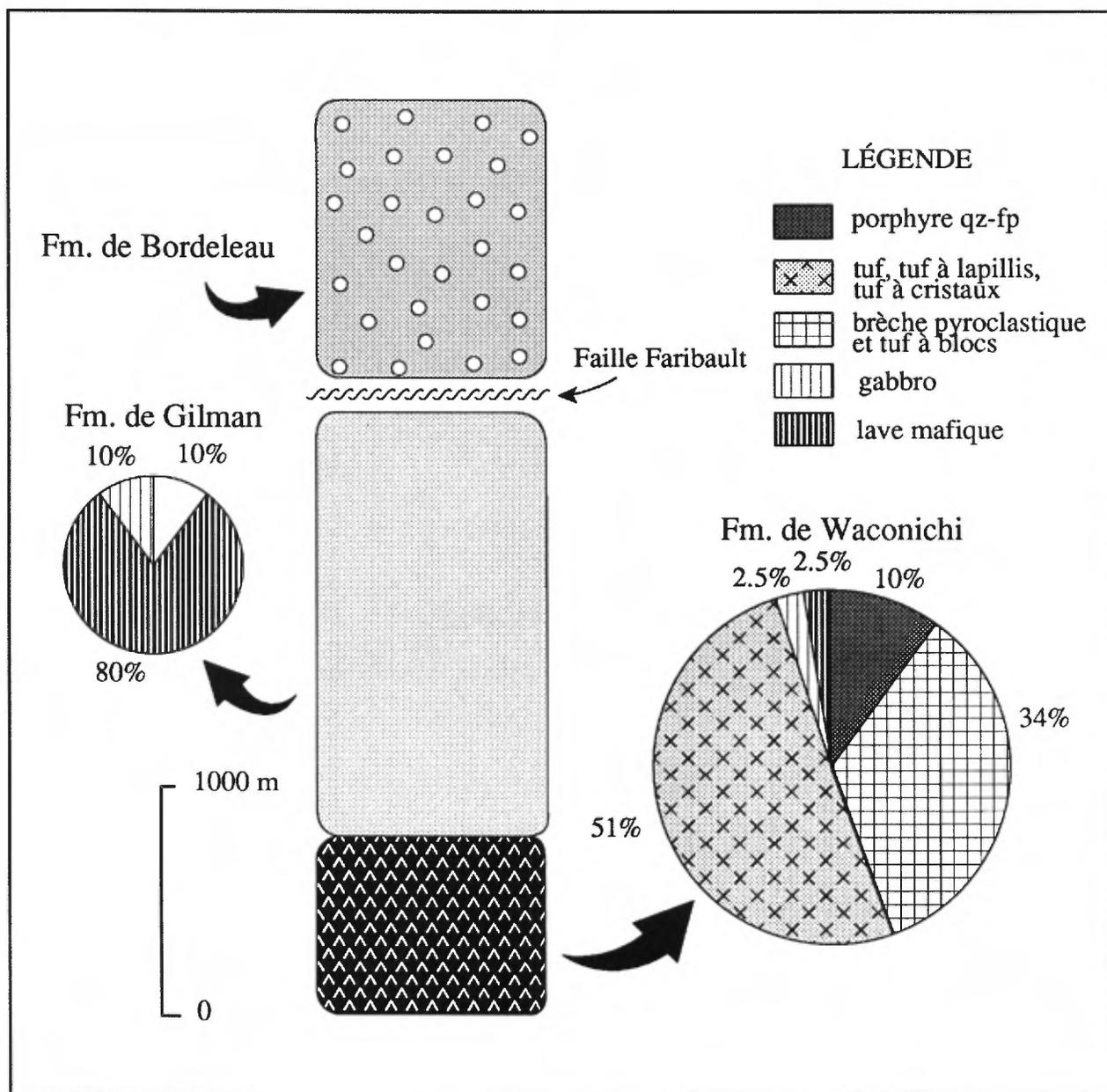


FIGURE 135 - Colonne stratigraphique du secteur Richardson. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions en pointes de tarte. Voir la figure 134 pour les figurés de la colonne.



FIGURE 136 – Microphotographie d'un tuf à cristaux de plagioclase qui a subi les effets de la déformation régionale.
Formation de Waconichi, secteur Richardson (L.N., la barre noire fait 0,5 mm).

dont la puissance est en moyenne de 20 à 50 m, mais dans certains cas, évaluée à plus de 100 m (figure 134).

Les porphyres contiennent de 10 à 35 % de phénocristaux de quartz et de plagioclase, le plagioclase dominant dans un rapport d'environ 2 pour 1. Certaines roches toutefois montrent une prédominance du quartz. La taille des cristaux varie de 1 à 2 mm et ils sont souvent automorphes. Les cristaux de quartz montrent parfois des formes de résorption. Le plagioclase est surtout de forme prismatique et généralement altéré en séricite. La figure 137 illustre bien ce type de roche. La matrice, finement grenue, (< 0,02 mm) se caractérise par une abondance de quartz, de plagioclase et de séricite. Des quantités mineures de chlorite sont également présentes et, lorsque la déformation devient importante, c'est la quantité de carbonate de fer qui augmente.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, ces porphyres ont longtemps été associés à un équivalent des porphyres à quartz et feldspath du secteur Lemoine. Leur présence dans le secteur Richardson renforçait, par le fait même, l'analogie que l'on pouvait faire entre le Waconichi de ces deux régions. Bélanger (1979), a été le premier à proposer que ces porphyres pouvaient être reliés au Blondeau plutôt qu'au Waconichi. Son argumentation était soutenue par le fait que ces roches se trouvent également au sein de la Formation de Gilman. Nos travaux nous amènent à conclure dans le même sens, car nous les y avons reconnu en très grand au sein du Gilman (figures 134 et 135); ils sont aussi abondants à la base qu'au sommet de l'unité. De plus, les analyses chimiques de Ludden *et al.*, (1984) suggèrent de fortes affinités entre ces roches et celles du Blondeau.

SECTEUR MCKENZIE-NORD

Le secteur McKenzie-nord comprend la portion nord du canton de McKenzie ainsi qu'une frange appartenant au Sud du canton de Blaiklock. Géologiquement, ce secteur chevauche le contact entre les sédiments de la Formation de Bordeleau et les roches volcaniques appartenant au Groupe de Roy (figures 138 et 139). Ce contact est occupé par la faille Faribault, une discontinuité majeure dans la région. Le contexte géologique du secteur McKenzie-nord possède de fortes analogies avec celui du secteur Haüy (figure 119), où les sédiments du Groupe d'Opémisca sont séparés des volcanites du Groupe de Roy par la faille Kapunapotagen, une faille de même famille que la faille Faribault.

Au S de la faille Faribault, nous retrouvons des roches du Groupe de Roy constituées d'assemblages de laves mafiques et de pyroclastites felsiques qui représentent ici l'intérêt de cette région. Ces pyroclastites ont déjà fait l'objet d'une corrélation avec les roches de la Formation de Waconichi (Daigneault, 1982). Dans le présent rapport, nous tenterons d'évaluer cette corrélation.

Trois grandes unités sont reconnues dans le secteur McKenzie-nord, mais seulement deux sont facilement rat-

tachables à la stratigraphie de la région. Il s'agit de la Formation de Bordeleau, au N, et la Formation de Gilman, située au S de la faille Faribault. Là où le grain stratigraphique est infléchi à N50° (figure 138) nous trouvons, coincé entre deux failles, des pyroclastites felsiques que nous décrivons ci-après. Deux hypothèses sont possibles comme nous le verrons plus loin: il peut s'agir d'un morceau de la Formation de Waconichi ou d'un morceau de la Formation de Blondeau.

L'unité felsique du secteur McKenzie-nord est située juste au S de la faille Faribault. Elle affleure très bien de part et d'autre de la rivière Faribault et, alors qu'elle est exposée sur près de 600 m d'épaisseur au SW de la figure 138, elle s'amenuise vers le NE pour ne plus exister dans la partie E. L'épaisseur maximale est toutefois probablement exagérée, soit par répétition le long de faille, soit par un pli. Les relations de terrain semblent d'ailleurs suggérer une fermeture de pli relié à la phase de déformation régionale.

Description des pyroclastites

Les pyroclastites sont constituées de tufs à cristaux (14 %), de tufs à lapilli (10 %), de tufs à blocs et de brèche (57 %), de tufs felsiques (8 %) et, localement, de niveaux d'argilite et de siltstone (1 %).

Les *brèches et les tufs à blocs* représentent le faciès dominant constituant plus de 60 % de l'unité. Il s'agit de brèches à tendance monogénique dont les fragments sont essentiellement de composition rhyolitique (figure 140). Ces fragments sont généralement aphanitiques et on y aperçoit des yeux de quartz millimétriques qui représentent près de 5 % du volume. À l'occasion, on y reconnaît des fragments de composition plus intermédiaire ne dépassant pas 10 % de l'ensemble des fragments. La forme des fragments est anguleuse et souvent losangique (voir figure 140B); leur taille moyenne est décimétrique. Certains fragments atteignent toutefois plus de 20 cm et sont toujours étirés dans le sens de la schistosité régionale. Ils sont typiques par leur teinte d'un blanc éclatant. La matrice, d'une granulométrie similaire à celle des grès, est composée en majeure partie de cristaux de plagioclase et de quartz. Cette matrice est très semblable aux tufs à cristaux. Les brèches passent progressivement à des tufs à blocs et même à des tufs à cristaux. La figure 140A montre un contact très net entre un lit de brèche et un lit de tuf à cristaux. Parfois les brèches sont massives et ne développent aucune stratification interne.

Les *tufs à lapilli* se présentent en masses irrégulières et lenticulaires généralement interlitées avec les autres faciès pyroclastiques. Ils constituent environ 10 % de l'unité. Les lapilli ont une taille variant de 1 à 3 cm et leur composition n'est pas homogène. Certains faciès sont identiques aux tufs à blocs décrits plus haut. Seule la taille des fragments et leur abondance les distinguent. Certains niveaux contiennent des fragments basaltiques et des fragments de porphyre feldspathique (figure 141). La figure 142 montre

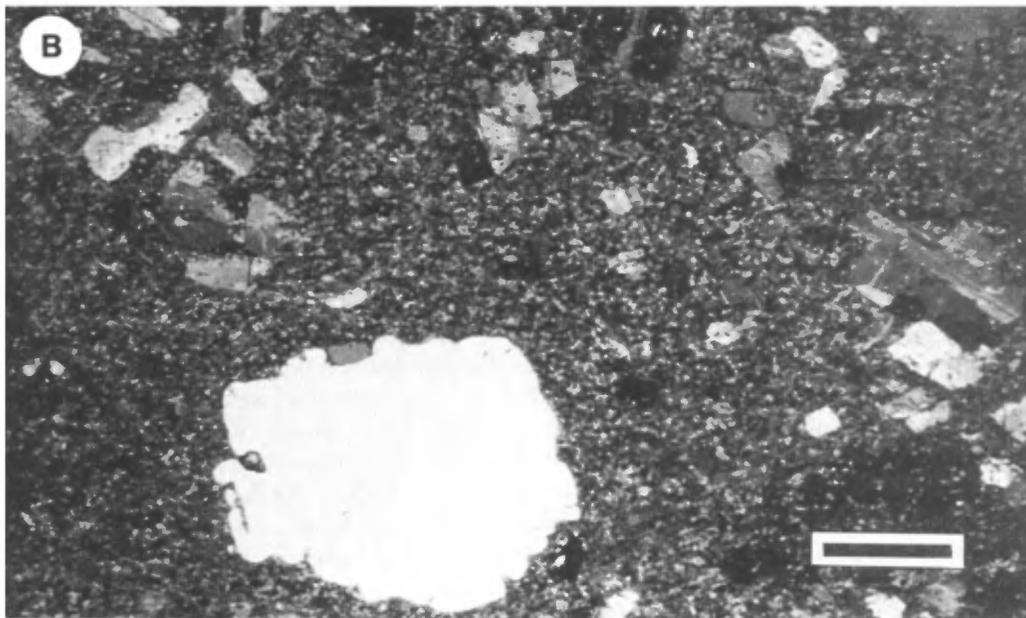
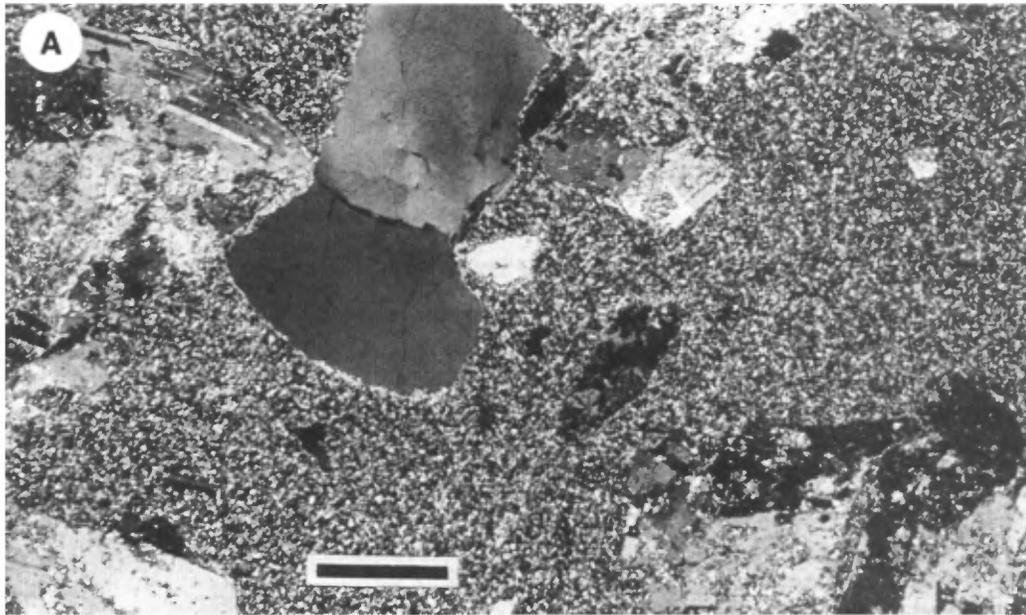


FIGURE 137 – A - Microphotographie d'un porphyre à quartz et feldspath, secteur Richardson (L.N., la barre noire fait 0,5 mm). B - Microphotographie d'un porphyre à quartz et feldspath, secteur Richardson (L.N., la barre noire fait 0,5 mm).

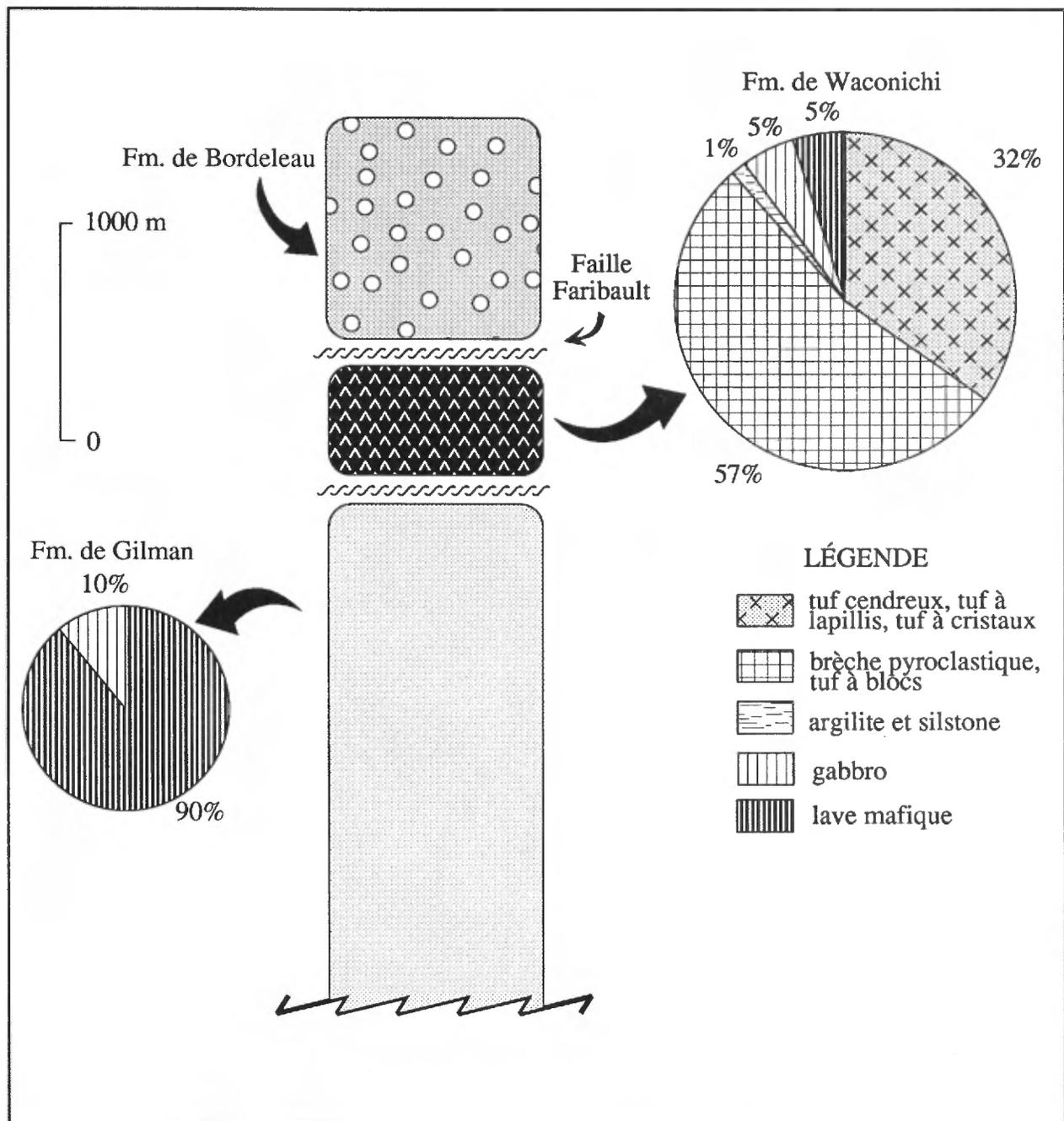


FIGURE 139 – Colonne stratigraphique du secteur McKenzie-nord. Les figurés de la légende ne se rapportent qu'aux subdivisions en points de tarte. Voir la figure 138 pour les figurés de la colonne.

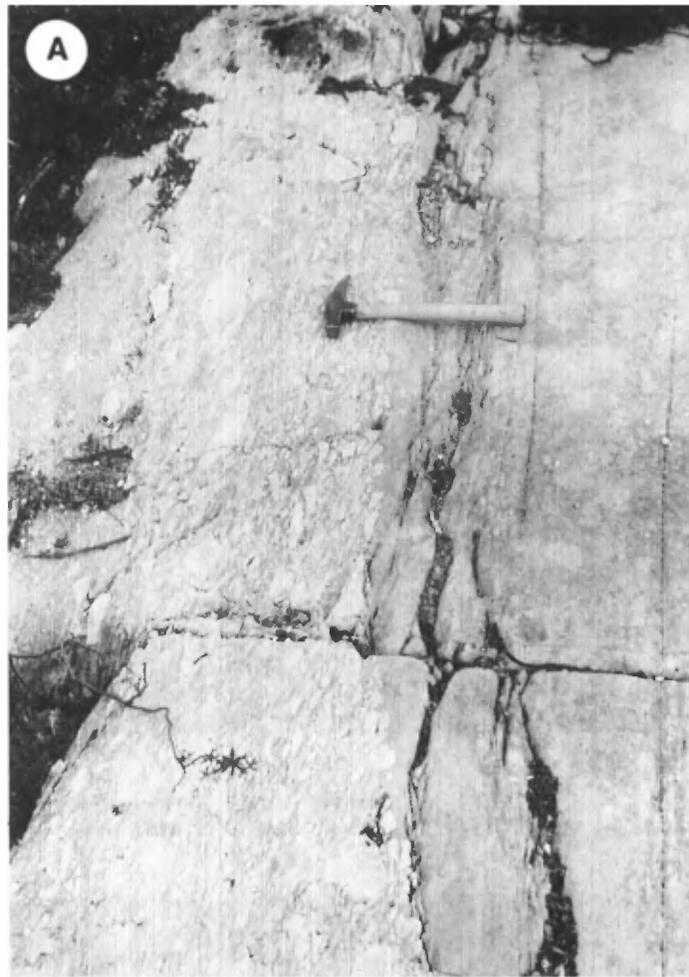


FIGURE 140 – A - Photographie d'un lit de brèche pyroclastique en contact avec un lit de tuf à cristaux de plagioclase (canton de McKenzie). Le marteau donne l'échelle. B - Gros plan de la brèche pyroclastique montrant les fragments monogéniques de composition rhyolitique (canton de McKenzie).



FIGURE 141 - Échantillon d'un tuf à blocs felsiques. Les blocs, allongés dans le sens de la schistosité régionale, sont des porphyres felspathiques. La matrice est plus chloriteuse (bûché de la rivière Faribault, canton de McKenzie).

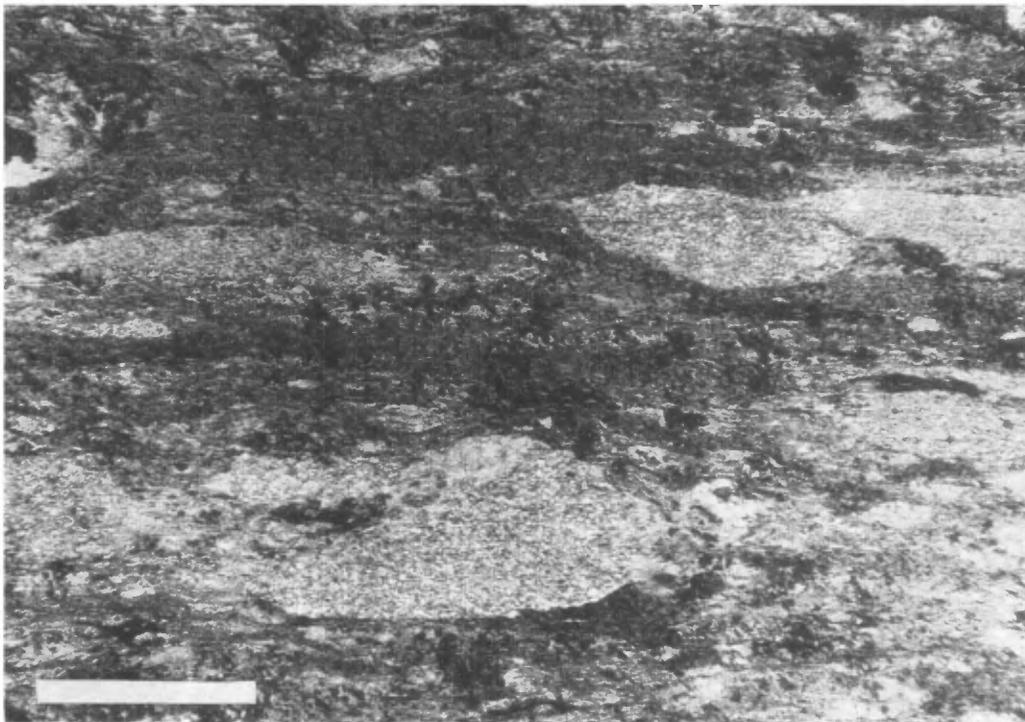


FIGURE 142 - Microphotographie d'un tuf à lapilli. Les fragments sont constitués surtout de micrograins de quartz et de séricite (L.P., la barre fait 0,2 mm, bûché Faribault, canton de McKenzie).

une microphotographie de tufs à lapilli où les fragments sont composés surtout de quartz et séricite dans une matrice riche en épidote, plagioclase et chlorite. Les fragments sont étirés dans le sens de la schistosité régionale.

Les tufs à cristaux représentent un faciès important au sein de l'unité felsique, occupant près de 15 % du volume. Leur granulométrie est similaire à celle des grès et contiennent surtout des cristaux de plagioclase et parfois des cristaux de quartz. Les cristaux occupent près de 40 % de la roche et la matrice est constituée de chlorite, d'épidote, de leucoxène, de quartz, de plagioclase et de carbonate.

Ces tufs présentent souvent un bon litage mais parfois ils deviennent très massifs. Lorsque présents, les lits se définissent par des concentrations différentes de cristaux. La puissance des lits varie de centimétrique à décimétrique. La figure 143 montre l'aspect de ces tufs en lames minces.

Les tufs cendreaux représentent près de 8 % de l'empilement. Ils possèdent une teinte blanchâtre très caractéristique et on y reconnaît régulièrement de fines laminations ainsi qu'un très bon litage (figure 144 A et B). Leur composition est généralement felsique mais, dans certains cas, ils deviennent de composition plus intermédiaire. En ordre décroissant le quartz, le plagioclase et la séricite forment les principaux constituants et, de façon mineure, la présence de la chlorite, de carbonate et d'épidote est notée.

Au sein de l'unité felsique, on a reconnu deux petits affleurements constitués d'une alternance de siltstone et d'argilite finement laminés. Cette lentille de sédiments ne fait pas 10 m de puissance et son extension latérale est très limitée. Il est possible de faire l'analogie entre ces roches et certains faciès de la Formation de Blondeau.

Interprétation de l'unité felsique

La position stratigraphique de l'unité felsique ne peut être établie de façon claire, la région étant fortement déformée et compliquée par des discontinuités structurales importantes. Cependant, il faut noter que l'ensemble du Gilman juste au sud du secteur considéré est à sommet vers le S et cela jusqu'à la trace du synclinal de Chibougamau situé au centre du canton de McKenzie. C'est à partir de ces polarités que nous avons avancé l'hypothèse que l'horizon de pyroclastites felsiques est situé stratigraphiquement sous le Gilman et donc en relation stratigraphique avec la Formation de Waconichi (Daigneault, 1982). À la lumière des travaux plus récents, il apparaît maintenant que ce morceau de la stratigraphie est complètement isolé entre deux failles majeures, la faille Faribault et une subsidiaire située plus au sud qui rejoint latéralement la faille principale. L'unité n'est donc pas structurellement solidaire du reste de la stratigraphie et toute assignation à une partie ou à une autre de la stratigraphie devient hasardeuse.

Quelques éléments donnent à ces roches une affinité avec certains faciès du Blondeau. Outre la présence ponctuelle de sédiments argileux, nous avons reconnu un filon-couche présentant de fortes similitudes avec le filon-couche de

Bourbeau situé dans la Formation de Blondeau (K. Marchand, en préparation).

Il est intéressant de constater que ce même horizon felsique affleure d'une façon irrégulière le long de la faille Faribault: d'abord dans le secteur Richardson (figure 134), longtemps reconnu de façon informelle comme la section de référence pour la Formation de Waconichi; ensuite, dans le canton de Barlow où Beullac (1987) a reconnu des lithologies semblables assignées, à cet endroit, à la Formation de Blondeau.

SOMMAIRE

À partir des secteurs étudiés, nous sommes en mesure de classer les unités assignées au Waconichi en trois principaux types. La figure 145 présente une comparaison des principaux constituants pour chacun des secteurs. Ainsi, nous désignons comme étant de type Lemoine (WaL) les roches des secteurs où les assemblages sont constitués préférentiellement de porphyres rhyolitiques et de rhyolites. Nous appelons type Queylus (WaQ) les assemblages surtout pyroclastiques et de composition intermédiaire. Le type Portage (WaP) représente le cas particulier de la formation de fer du lac Sauvage. Le type Lemoine regroupe les roches felsiques des secteurs Lemoine, Scott-nord, et Scott-sud; le type Queylus regroupe celle des secteurs Queylus, Haüy et vraisemblablement Dollier (figure 77) non décrit ici. Le cas des secteurs Richardson et McKenzie-nord demeure problématique. S'il s'agissait de Waconichi, leur affinité serait de type Queylus.

La figure 145 permet, de plus, de comparer les épaisseurs moyennes et maximales ainsi que les superficies occupées par les unités reliées au Waconichi. À partir de ces paramètres, il devient possible d'estimer que le volume de roches appartenant à cette formation est relativement faible. Le Waconichi de type WaL est peu important, sa superficie totale n'occupant que 14 km², dont 8 km² pour le secteur Lemoine. Les secteurs Haüy et Queylus, de type WaQ, occupent ensemble une superficie de 15 km² et, 21 km², avec les secteurs Richardson et McKenzie-nord. À titre comparatif, la seule Formation de Gilman occupe une superficie de plus de 400 km² et cela, seulement pour le synclinal de Chibougamau. Les roches ayant dans tous les cas un pendage subvertical, la superficie définie sur la carte est représentative de la section de l'unité.

La figure 146 permet de faire une corrélation stratigraphique entre chacun des secteurs en considérant qu'il s'agit dans tous les cas du même horizon stratigraphique. La position stratigraphique des unités de chacun de ces secteurs sera discutée après la section sur la géochimie

Géochimie de la Formation de Waconichi

INTRODUCTION

Les travaux de géochimie sur la région de Chibougamau ne sont pas très nombreux. Duquette (1976, 1982) a surtout



FIGURE 143 - Microphotographie d'un tuf à cristaux de plagioclase. Les cristaux baignent dans une matrice de chlorite, d'épidote et de quartz (L.N., la barre blanche fait 0,3 mm).

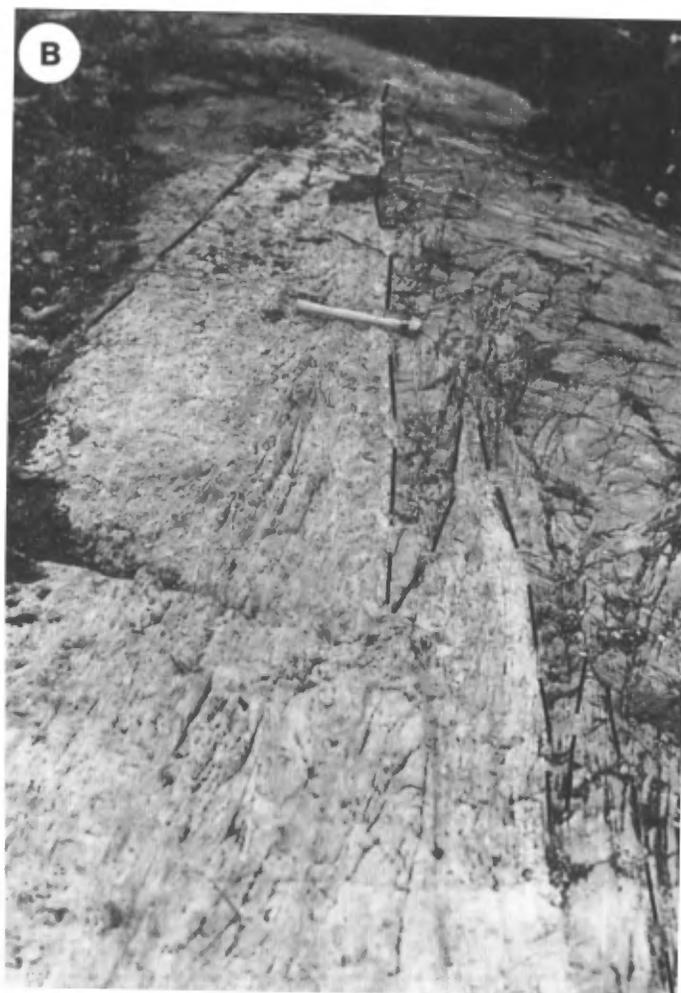
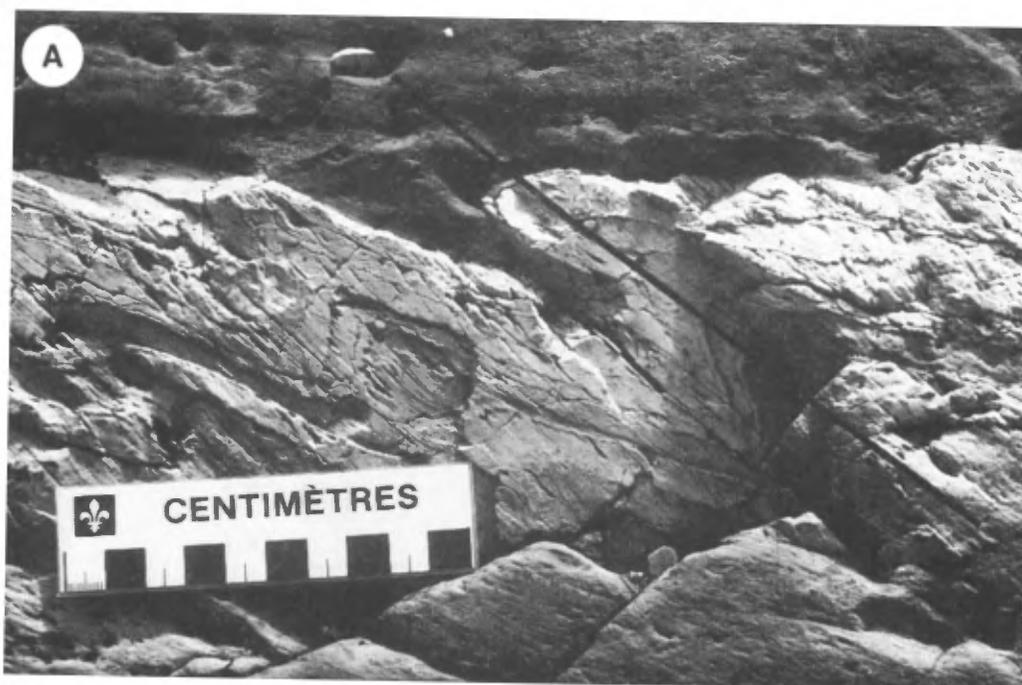


FIGURE 144 - A - Plissement d'un petit lit de tuf cendreux. Notez la présence d'un clivage de fracture dans le tuf (bûché Faribault, canton de McKenzie).

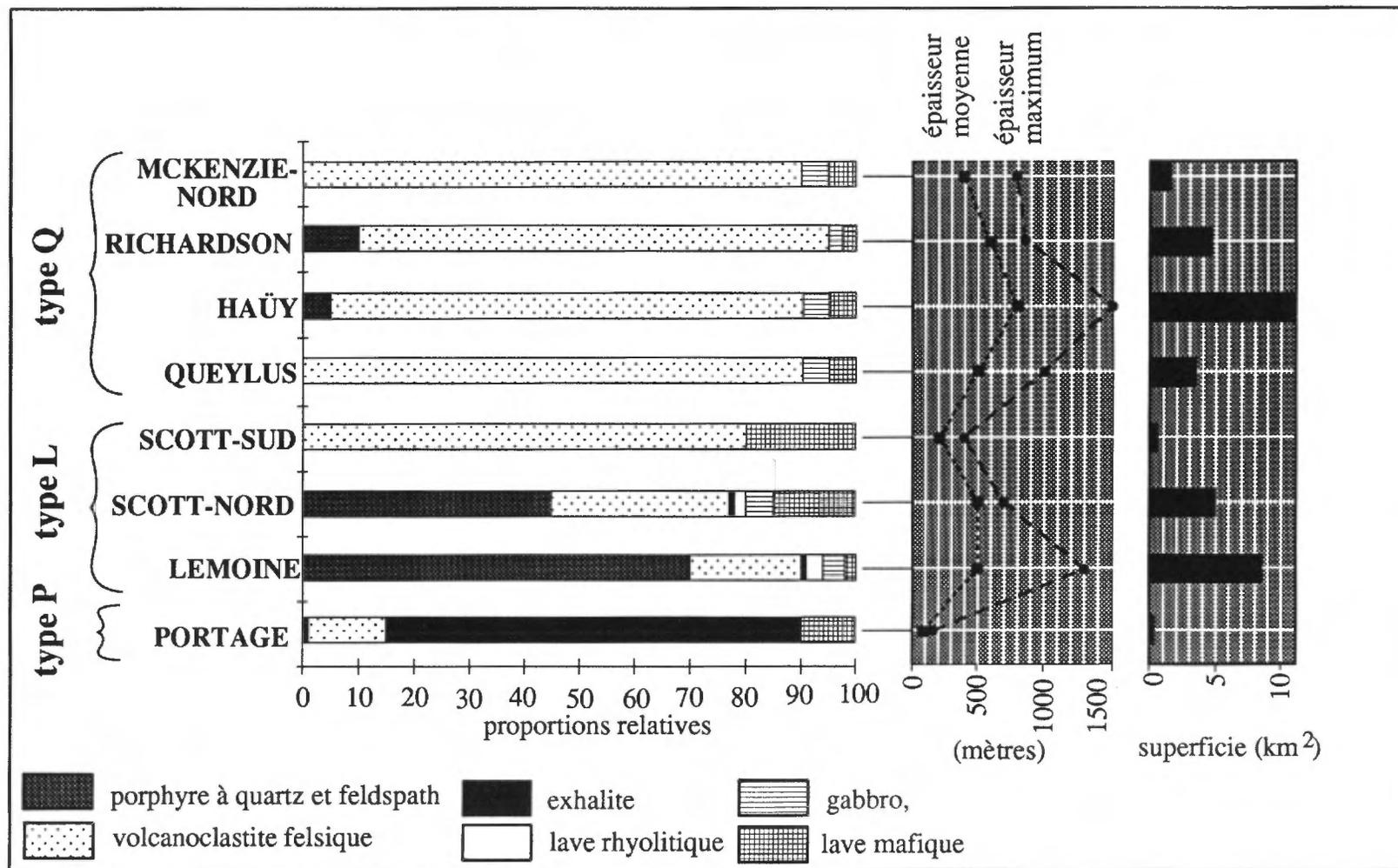


FIGURE 145 - Comparaison des différents constituants pétrographiques des huit secteurs d'étude. Les deux diagrammes à droite permettent de faire un parallèle avec l'épaisseur et la superficie des unités. Type P=type Portage, type L=type Lemoine, type Q=type Queylus.

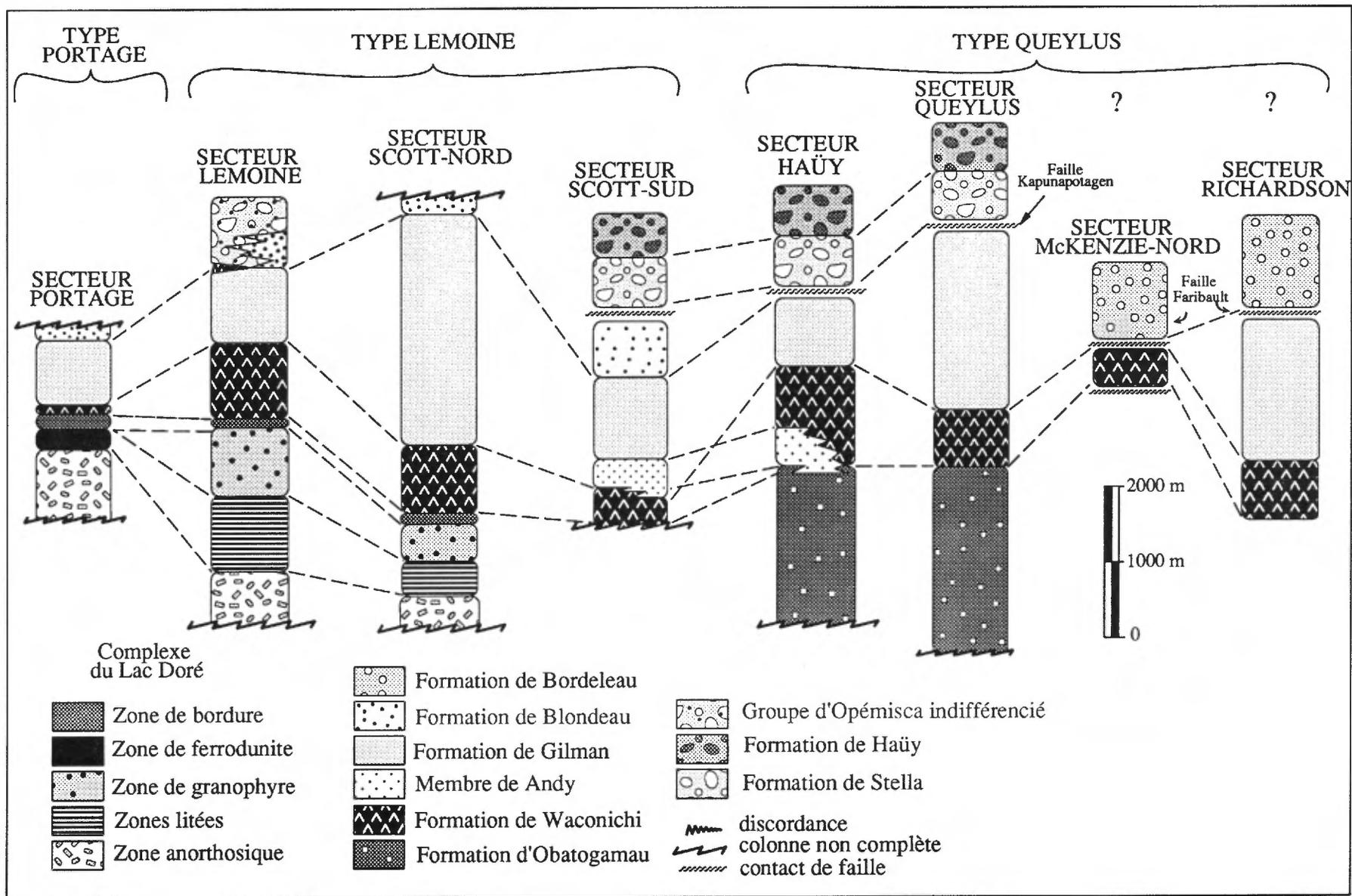


FIGURE 146 - Corrélations stratigraphiques probables entre les huit secteurs d'étude.

traité des volcanites du Groupe de Roy, essentiellement le Gilman, également des filons-couches appartenant au Cummings. Allard (1976a) a établi les principaux caractères chimiques du Complexe du Lac Doré. Ludden *et al.* (1984) ont analysé des roches provenant de sections types des formations de la région; ils ont démontré qu'il n'y avait pas de différences significatives entre la chimie des roches de la Formation d'Obatogamau et celle de la Formation de Gilman. Seule la partie supérieure du Gilman montre une chimie différente. Trudel & Cloutier, (1984) ont étudié des roches de la Formation de Gilman provenant d'une section située au N de la région, plus précisément dans le canton de Richardson. Carignan *et al.* (1984) ont analysé la Formation de Blondeau à partir de sections stratigraphiques dans le canton de Barlow. Plus récemment, Picard (1984) a étudié les volcanites des Groupes de Roy et d'Opémisca à l'W de Chapais.

Notre intervention dans ce rapport concerne particulièrement la géochimie de la Formation de Waconichi. Nous avons analysé et comparé les roches types provenant des différents secteurs d'étude. Les analyses sont présentées aux tableaux 5 à 12.

Plusieurs problèmes ont été soulevés par cette étude. L'un d'eux provient des roches analysées elles-mêmes. La nature des roches n'est pas nécessairement homogène, ce qui nous fait comparer des pyroclastites à des porphyres. Les échantillons de chaque secteur ont été choisis de façon à être le plus représentatif possible de l'unité. Un autre problème important est engendré par le fait que nous présentons des analyses de roches pyroclastiques. D'une part, ces roches sont de granulométrie variable et donc caractérisées par une certaine hétérogénéité. De plus, ces roches sont souvent très altérées et non admissibles à une étude géochimique. Toutefois, comme l'étude est davantage basée sur un aspect comparatif des différents secteurs contenant les roches assignées à la Formation de Waconichi que sur l'établissement d'une pétrogenèse, nous avons conservé certaines roches qui normalement auraient été rejetées. De façon générale, les roches que nous avons analysées présentent une perte au feu acceptable inférieure à 3 %.

Quant aux différences de granulométrie dans les roches pyroclastiques, nous avons utilisé suivi les critères suivants:

- les tufs et les tufs à cristaux ont été analysés tels quels car on présume une certaine homogénéité à l'intérieur de l'unité;
- les tufs à lapilli ont été broyés et analysés à partir d'un échantillon contenant une proportion représentative de fragments et de matrice;
- les brèches et les tufs à blocs ont subi deux formes de traitement selon que l'analyse provienne d'un fragment à l'intérieur de la brèche ou de l'ensemble fragments-matrice, comme c'est le cas pour les tufs à lapilli. Les analyses provenant d'un fragment sont indiquées dans les tableaux d'analyses présentés séparément (tableaux 5 à 12).

Pour compléter la comparaison, nous avons inclus les analyses chimiques que nous possédions des Formation d'Obatogamau et de Gilman. Les échantillons proviennent de sections représentatives de ces deux unités. Pour la même raison, des roches appartenant aux Formations de Blondeau et de Bordeleau ont également été incluses.

Les analyses chimiques ont été faites au Centre de recherches minérales du MER (CRM). Les éléments majeurs et les éléments traces Rb, Sr, Zr ont été dosés par spectrométrie d'absorption atomique, tandis que les éléments traces Y et Nb ont été dosés par fluorescence X.

ÉCHANTILLONS REPRÉSENTÉS

Dans cette section nous décrivons les roches que nous avons analysées et spécifions leurs grands traits pétrographiques et chimiques.

Secteur Lemoine

Les roches du secteur Lemoine se répartissent de la façon suivante: dix porphyres rhyolitiques, quatre tufs felsiques et deux laves rhyolitiques.

Les analyses sont présentées au tableau 5. Bien que la nature des roches soit différente, elles présentent une homogénéité géochimique intéressante. Ainsi, par exemple, il n'y a pas de distinction significative entre la composition des tufs et celle des porphyres. Toutes les roches du secteur Lemoine sont de composition rhyolitique en ce sens que la valeur en SiO₂ normalisée sans les volatils est toujours supérieure à 72 %. Le potassium étant généralement très bas pour des rhyolites, Allard (1976a) leur a donné le nom de «rhyolite sodique». La plupart des roches ont une valeur en sodium qui se situe autour de 4 %, exception faite de quelques unes (D-84-126, D-84-146; tableau 5) dont le sodium semble avoir été lessivé. Les études de Cimon & Gobeil (1978) et Gobeil (1980) sur les roches felsiques du Waconichi dans le secteur Lemoine ont montré qu'il y avait une auréole d'altération hydrothermale associée à la présence d'un horizon exhalatif. Il est possible que ces roches soient sous l'influence de cette auréole. La perte au feu pour l'ensemble est inférieure à 2,7 %, ce qui indique un niveau d'altération très bas. Cela résulte en partie du fait que la composition très bas felsique de la roche ne favorise pas la fixation des carbonates puisqu'il n'y a que très peu de fer, de magnésium et de calcium disponibles dans le protolite.

Secteur Scott-nord

Nous avons analysé douze roches provenant du secteur Scott-nord, les résultats sont présentés au tableau 6; neuf sont des porphyres rhyolitiques, deux des tufs, et la dernière est une lave rhyolitique. Comme dans le secteur Lemoine, les analyses indiquent que ces roches sont très homogènes. La plupart sont de composition rhyolitique sauf l'échantillon D-83-9 qui est un tuf à blocs de composition dacitique. Il est très intéressant de comparer les teneurs en sodium de ces roches avec celles du secteur Lemoine. On

y voit que la plupart ont des teneurs faibles. Plusieurs montrent même un lessivage complet du sodium. Trois de ces roches sont situées à environ un kilomètre au N du prospect de Selco (figure 95). Ce lessivage du sodium explique en partie pourquoi certaines roches ont des teneurs si élevées en silice, la perte du sodium se faisant au profit de la silice.

Le lessivage du sodium dans les roches rhyolitiques est souvent utilisé comme critère de prospection par les compagnies d'exploration.

Secteur Scott-sud

Nous avons analysé seulement trois roches provenant du secteur Scott-sud: une brèche rhyolitique et deux tufs. La brèche et un des tufs sont de composition rhyolitique tandis que l'autre tuf est plutôt de composition dacitique. Ces roches présentent une forte affinité géochimique avec celles des secteurs Lemoine et Scott-nord comme nous le démontrerons plus loin par des diagrammes de variation. Les trois roches analysées proviennent de la zone d'affleurements située en dessous de la ligne électrique juste au S du lac Scott.

Secteur Queylus

Le secteur Queylus est bien représenté par quatorze analyses provenant toutes de roches pyroclastiques de granulométrie variable: cinq brèches pyroclastiques, quatre tufs à blocs, trois tufs à cristaux et deux tufs. Dans les analyses provenant des brèches, trois proviennent de fragments à l'intérieur de la brèche (tableau 9). Pour les autres pyroclastites, la roche a été broyée à partir d'un échantillon représentatif, donnant donc une composition globale.

La plupart des échantillons présentent un taux d'altération acceptable, exception faite des échantillons PT-84-161, PT-84-46, et PT-84-166 (tableau 9). Nous les avons toutefois conservés car ils ne semblent pas présenter de disparités importantes.

La plupart (11) des échantillons du secteur Queylus ont une composition dacitique et les autres (3) ont une composition andésitique. Leurs taux de SiO₂ normalisés sans les éléments volatils varient de 56 % à 66 %. Ceci représente déjà une distinction notable à l'égard des roches du secteur Lemoine qui sont essentiellement de composition rhyolitique.

Secteur Haüy

Nous avons regroupé huit analyses appartenant au Waconichi du secteur Haüy (tableau 10). Parmi ces analyses, deux représentent des porphyres et six des pyroclastites. Les porphyres sont différents. Le premier (D-83-34; tableau 10) est un porphyre feldspathique situé juste à la base de la Formation de Waconichi. Il s'agit vraisemblablement d'une intrusion dont nous ne connaissons pas la morphologie. Le second est bien connu et déjà décrit à la section sur le secteur Haüy. Il s'agit du porphyre de la rivière Obatogamau situé à l'intersection de la route forestière L-209, près des assises du pont et de cette rivière (figure 119).

Ce porphyre a souvent fait l'objet de comparaisons avec les porphyres du Waconichi de Lemoine. Morphologiquement, ces comparaisons se tiennent assez bien; la chimie des éléments majeurs est également celle d'une rhyolite mais, au niveau des éléments traces, d'importantes différences existent comme nous le verrons plus loin.

Les pyroclastites sont représentées par six échantillons: un fragment de brèche pyroclastique, un de tuf à lapilli, un de tuf à blocs, un de tuf à cristaux et un de tuf. Trois échantillons de pyroclastites sont de composition andésitique, deux sont dacitiques et le dernier est basaltique.

Secteur McKenzie-nord

Tous les huit échantillons du secteur McKenzie-nord (tableau 12) sont des roches pyroclastiques. Il s'agit de deux brèches, d'un tuf à blocs et d'un tuf à lapilli, de deux tufs à cristaux et de trois tufs. Une des analyses de brèches provient d'un fragment (D-82-40; tableau 12) dont la composition est rhyolitique. Au total, il y a deux échantillons de composition rhyolitique, un de composition dacitique, et cinq qui sont de composition andésitique. L'ensemble des échantillons présente une perte au feu très basse, inférieure à 3 %.

Secteur Richardson

Huit échantillons du secteur Richardson ont été analysés (tableau 11). Trois sont des porphyres à quartz et feldspath que nous considérons intrusifs dans la séquence, quatre sont des tufs dont deux à cristaux de plagioclase et le dernier est une brèche. Les échantillons de ce secteur sont relativement altérés, surtout les pyroclastites avec trois échantillons dont la perte au feu excède 5 % et qui atteignent même 9 % pour l'échantillon K-83-25 (tableau 11). Les porphyres ont une composition se situant entre la rhyodacite et la rhyolite (66 % à 64 % SiO₂) tandis que les pyroclastites sont de composition intermédiaire (57 % à 65 % de SiO₂).

Nous avons rajouté à des fins de comparaison deux échantillons provenant des roches felsiques du secteur Dollier (tableau 8). Il s'agit de tufs felsiques dont la position stratigraphique est à l'interface entre les Formations d'Obatogamau et de Gilman (Daigneault, 1986).

Nous n'avons pas d'analyses provenant du secteur Portage puisque les lithologies présentes dans cette région ne se prêtent pas à une étude géochimique. En effet, cette région est principalement constituée de niveaux exhalatifs associés à la formation de fer du lac Sauvage (Henry & Allard, 1979).

Volcanites de l'Obatogamau

Vingt-sept échantillons de la Formation d'Obatogamau sont utilisés pour fin de comparaison. Les analyses sont présentées au tableau 2. Huit de ces échantillons provien-

ment du secteur Haüy dans la région au nord du lac Muscocho. Il s'agit de laves le plus souvent coussinées et, dans cette région, aphyriques en plagioclase. Neuf autres échantillons proviennent du secteur Queylus, stratigraphiquement en dessous de la Formation de Waconichi. Là, les laves sont le plus souvent porphyriques en plagioclase. Les analyses proviennent de la partie aphyrique de la lave et nous avons pris soin de ne pas inclure de phénocristaux dans la portion analysée. Neuf autres échantillons proviennent de la partie sud de la région, soit des cantons de Rasles, de Fancamp, de La Dauversière et de Brongniart. Nous avons un seul échantillon de l'Obatogamau du Nord de la région, soit du canton de Blaiklock. Les pertes au feu pour l'ensemble sont acceptables, ne dépassant pas 4 % sauf pour les échantillons 1, 18, 19 et 27 qui varient de 4 à 6 %.

Il s'agit, pour la plupart, de basaltes (12 échantillons) ayant entre 45,7 % et 53,2 % de SiO₂. Il y a aussi deux andésites et deux gabbros comagmatiques. Les échantillons de laves proviennent de la partie massive des coulées ou bien de la zone interne des coussins selon la méthode suggérée par Ludden *et al.*, (1984).

Volcanites du Gilman

Dans la Formation de Gilman nous avons prélevé quarante-quatre échantillons représentatifs (tableau 22) dont quatre proviennent du secteur Queylus, deux du secteur Haüy, un du canton de Rinfret, un du canton de Lemoine, un du canton de Cuvier, huit du secteur McKenzie-nord et sept de la moitié sud du canton de McKenzie. Cinq analyses viennent de la moitié sud du canton de Barlow et quinze viennent de la moitié nord. Dans ce dernier cas, il s'agit d'analyses effectuées par Beullac (1987).

Dans ces échantillons, on retrouve vingt-huit basaltes dont le SiO₂ varie entre 43,3 et 52,7 %, sept andésites (SiO₂ de 55,9 à 61,2 %), une dacite à 62,5 % SiO₂ et huit gabbros comagmatiques (SiO₂ de 47,8 % à 55,7 %).

La perte au feu est inférieure à 4 % pour la majorité des échantillons. On a une perte au feu supérieure à 4 % mais inférieure à 6 % pour les échantillons 1, 3, 5, 17, 18, 24, 27 et 33 du tableau 22. Les échantillons 19 et 20 proviennent de deux parties différentes du même coussin.

Volcanoclastites du Bordeleau

Nous avons douze analyses pour donner un aperçu de la composition du Bordeleau: dix proviennent de l'étude de Beullac dans la partie nord du canton de Barlow (analyses non publiées) et deux proviennent du secteur McKenzie-nord. Dans ces échantillons, il y a quatre conglomérats, deux siltstones et six grès. Il s'agit de sédiments de composition intermédiaire à felsique, le taux de SiO₂ variant de 57 à 69 %.

Volcanoclastites du Blondeau

Nous n'avons que six échantillons de cette unité peu analysée ici. Trois des roches proviennent du secteur

Richardson et trois du secteur Rinfret. Il y a trois tufs felsiques et trois argilites graphiteuses. L'ensemble a une composition variant entre 61 et 71 % de SiO₂.

DIAGRAMMES DE VARIATION GÉOCHIMIQUE

Diagramme AFM (figure 147)

Les roches appartenant au type Queylus (WaQ) sont situées systématiquement dans le champ calco-alcalin tandis que celles du type Lemoine ont tendance à occuper le champ tholéiitique (figure 147 A). Ce diagramme AFM permet de voir une nette distinction entre les deux groupes de roches. Il est intéressant de constater que les rhyolites de type WaL sont d'affinité tholéiitique et se distinguent en cela des rhyolites de type WaQ qui sont dans le champ calco-alcalin tel que défini par Irvine et Baragar (1971). On note déjà que le champ occupé par le type Queylus se superpose à celui occupé par les roches volcanoclastiques du Blondeau et du Bordeleau. Les volcanites de l'Obatogamau et du Gilman sont identiques sur ce diagramme (figure 147 B) et elles sont situées dans le champ tholéiitique. Quelques points appartenant au Gilman ont une tendance vers le pôle des alcalis laissant voir ainsi une évolution légèrement plus marquée.

Diagramme Na₂O + K₂O / SiO₂ (figure 148)

Presque toutes les roches de la région sont contenues dans le champ subalcalin. Les deux types de Waconichi se discriminent très bien, le type Lemoine ayant un taux de silice globalement plus élevé à environ 75 % tandis que le type Queylus est autour de 60 %. Les alcalis sont en moyenne légèrement plus élevés pour le type Queylus et la variation est plus importante chez le type Lemoine laissant ainsi transparaître une mobilité plus accentuée de ces éléments. Il est possible que la variation des alcalis soit le résultat de l'altération hydrothermale associée à la mise en place de niveaux exhalatifs.

Les volcanites de l'Obatogamau et du Gilman semblent avoir évolué vers le type Queylus.

Diagramme K₂O / SiO₂ (figure 149)

Ce diagramme nous permet d'avoir une idée globale du contenu en silice de ces roches. Les roches du type Lemoine sont localisées dans le champ des rhyolites tandis que celles du type Queylus chevauchent les champs des dacites et des andésites. On y voit, comme pour le diagramme précédent, la mobilité du potassium. Il est abondant dans le type Lemoine, modéré dans le type Queylus et à peu près nul dans les volcanites du Groupe de Roy.

Diagramme MgO / SiO₂ (figure 150)

Cette relation permet de discriminer les deux types de Waconichi. Le type Queylus chevauche en partie le champ des volcanites et contient en moyenne 3,5 % de MgO par rapport à 1 % pour le type Lemoine. Ce diagramme serait

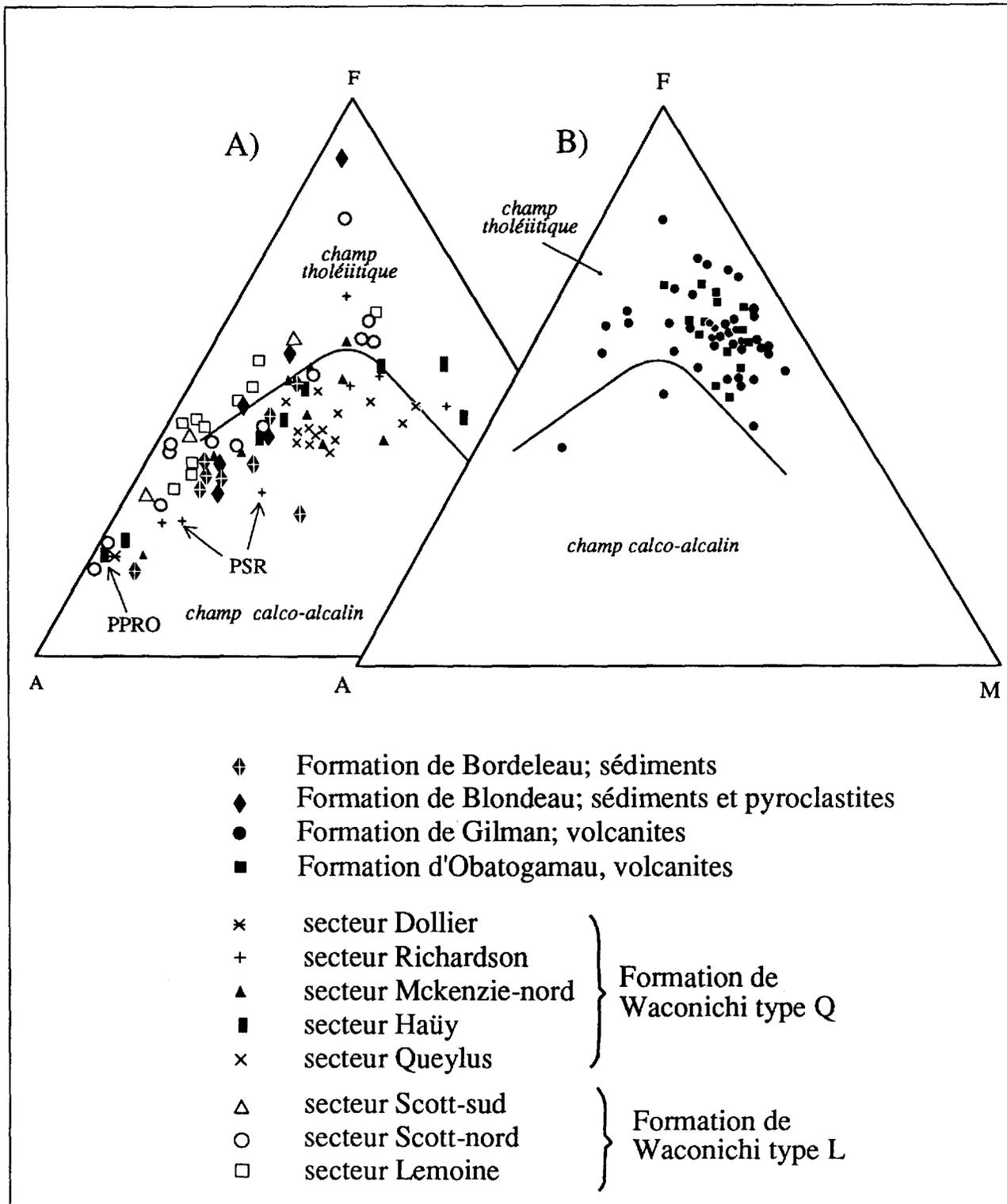


FIGURE 147 - A) Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971) des Formations de Waconichi, de Blondeau et de Bordeleau. B) Diagramme AFM des volcanites des Formations de Gilman et d'Obatogamau.

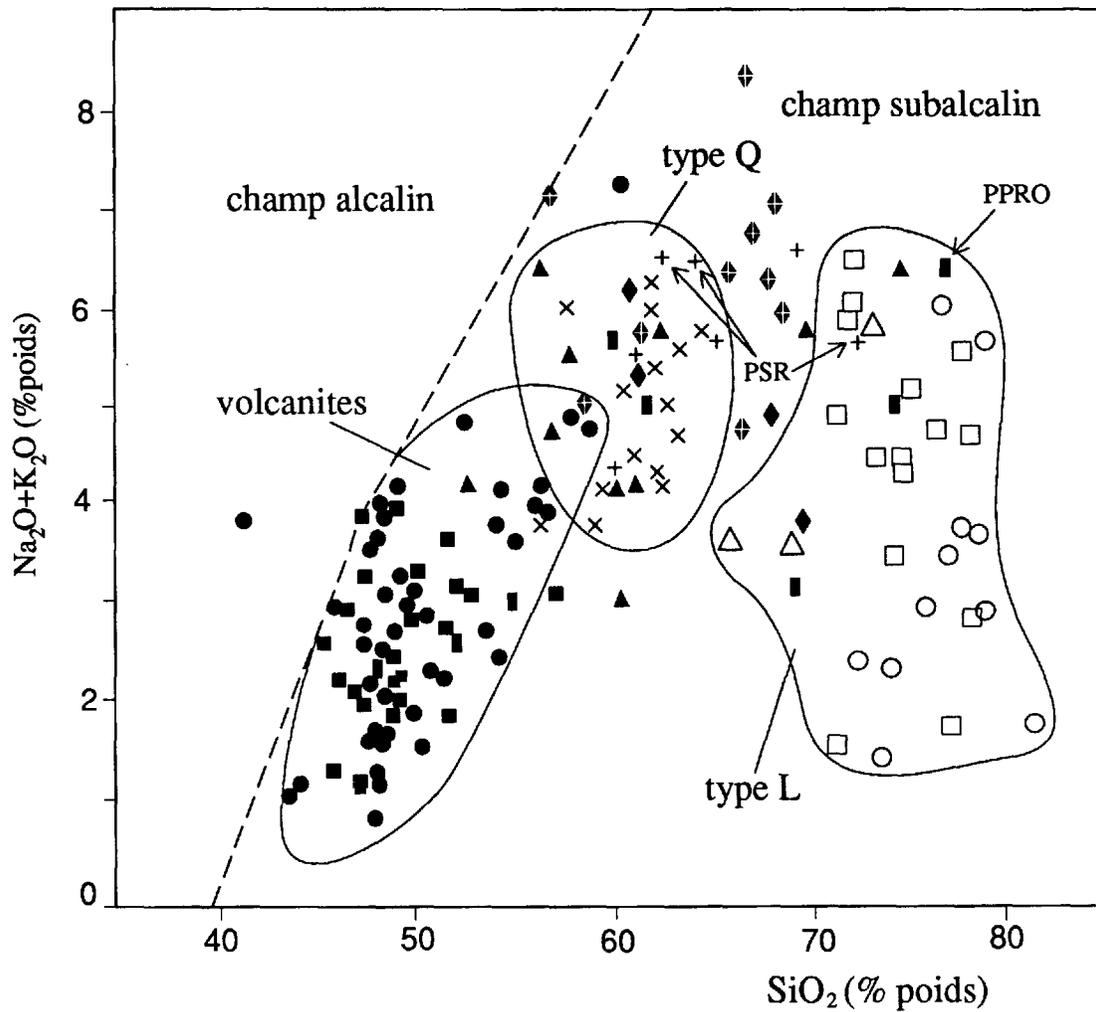


FIGURE 148 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. La légende est présentée à la figure 147. Type L=Waconichi de type Lemoine; type Q=Waconichi de type Queylus; PRS=porphyres du secteur Richardson; PPRO=porphyre du pont de la rivière Obatogamau.

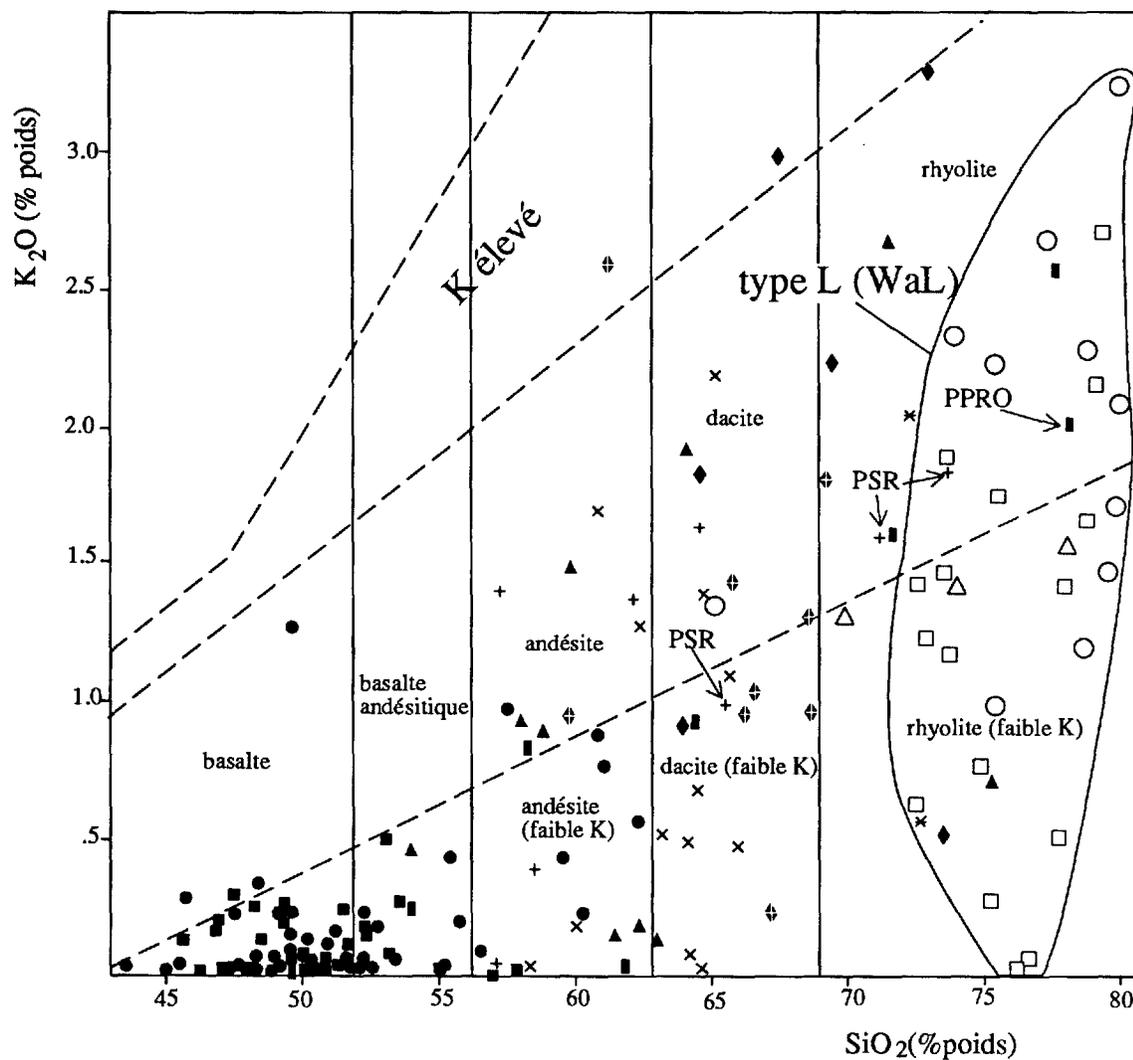


FIGURE 149 - Diagramme K_2O / SiO_2 (d'après McKenzie et Chappell, 1972) pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. Les symboles sont à la figure 147; PRS=porphyres du secteur Richardson; PPRO=porphyre du pont de la rivière Obatogamau.

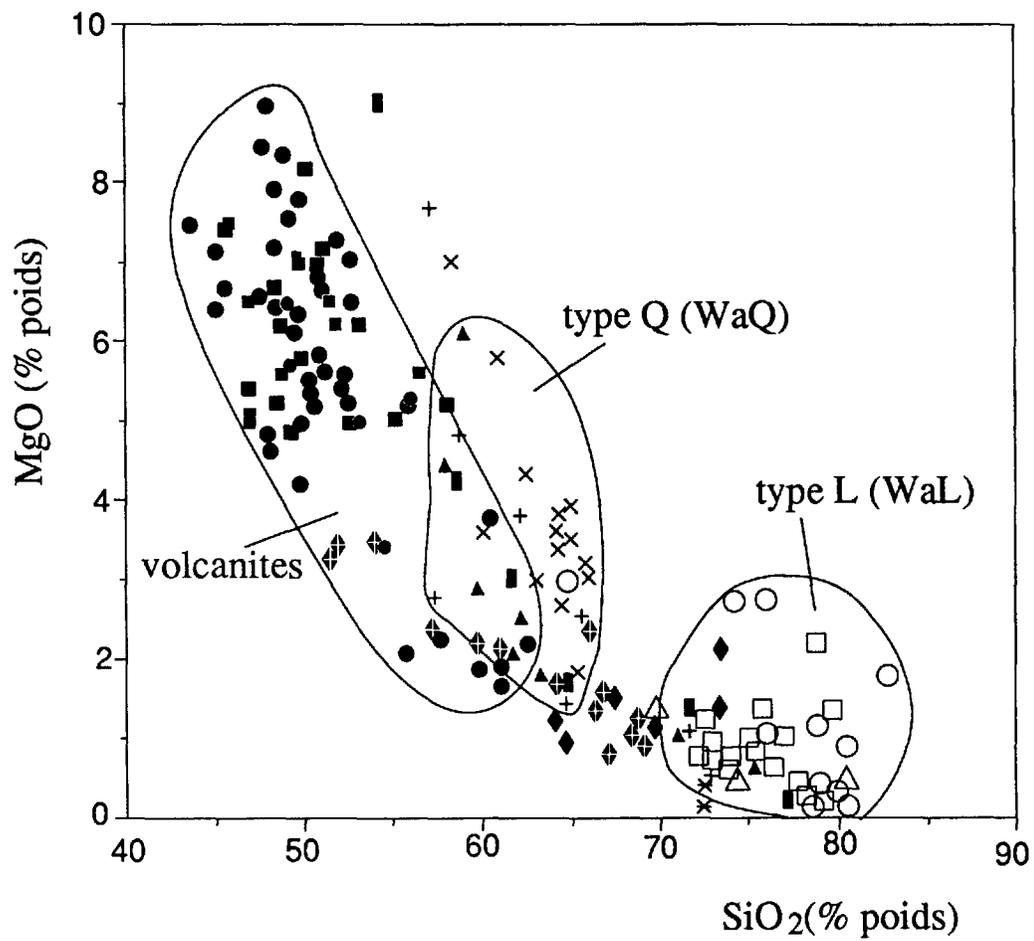


FIGURE 150 - Diagramme MgO / SiO₂ pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. Voir la figure 147 pour la légende.

compatible avec un lien génétique entre les deux types de Waconichi et cela à partir d'un fractionnement des volcanites du Groupe de Roy.

Diagramme P_2O_5 / TiO_2 (figure 151)

La discrimination sur ce diagramme est encore très bonne entre les deux types de Waconichi. Le type Q montre en moyenne une variation plus grande et des valeurs plus élevées en titane et phosphore (1,5 % P_2O_5 ; 0,6 % TiO_2), tandis que le type L a une variation plus modeste et des concentrations plus faibles (0,04 % P_2O_5 et 0,3 % TiO_2). Les volcanites du Groupe de Roy montrent une ligne d'évolution bien marquée. La courbe évolutive que l'on peut tracer à partir des volcanites aboutit vers le Waconichi de type Lemoine, ce qui va dans le même sens que ce qu'ont rapporté Ludden *et al.*, (1984).

Diagramme Y / Zr (figure 152)

Les éléments incompatibles comme Y et Zr permettent encore une fois une discrimination radicale entre les deux types de Waconichi. Le type WaQ possède une abondance modérée en Zr et Y avec des moyennes de 120 ppm et 10 ppm respectivement tandis que le type WaL est caractéristique avec des valeurs très élevées autour de 400 ppm pour le Zr et 70 ppm pour le Y. La variation plus grande pour ce groupe provient probablement de problèmes analytiques, ce genre de concentration dépassant largement celui des standards géochimiques conventionnels. Il est intéressant de constater que les analyses des volcanites du Gilman se superposent parfaitement à celles de l'Obatogamau. De plus, le champ des volcanites du Groupe de Roy définit une ligne d'évolution qui se dirige vers le Waconichi de type WaL, ce qui appuie l'idée que les roches rhyolitiques de type Lemoine sont affiliées aux volcanites mafiques du Groupe de Roy. Le type WaQ, pour sa part, est situé en dessous de cette ligne.

Diagramme Zr/Y / SiO_2 (figure 153)

Ce diagramme permet de faire le rapport entre deux éléments incompatibles comme le Y et le Zr en fonction d'un index de différenciation, comme le SiO_2 . Cela permet de mettre en relief les consanguinités magmatiques entre les roches. Les rapports entre éléments incompatibles sont le reflet du liquide magmatique et semblent insensibles aux différents processus d'altération.

Le rapport Zr/Y pour le type WaQ est d'environ 17 et les roches ont des compositions intermédiaires tandis que le rapport pour le type WaL est d'environ 5 avec des roches tombant dans le champ des rhyolites. La consanguinité entre le type WaL et les volcanites du Groupe de Roy ressort nettement.

Il est frappant de constater la nette différence entre les porphyres rhyolitiques de type WaL et les autres. Les dykes de porphyre du secteur Richardson ont bien une composition rhyolitique mais le rapport Zr/Y est au-delà de 30, ce

qui contraste avec le faible rapport (< 8) des roches de type WaL. Le porphyre de la rivière Obatogamau dans le secteur Haüy a toutefois un rapport modéré de 16 qui le rapproche des porphyres de type Lemoine.

Diagramme Zr/Y / Zr (figure 154)

Il s'agit essentiellement du même type de relation qu'au diagramme précédent sauf que cette fois l'indice de différenciation est un élément incompatible, le Zr. Le groupe de points appartenant au type WaL est dans le tracé de la ligne d'évolution des volcanites du Groupe de Roy démontrant ainsi une nette affiliation magmatique entre ces roches comme l'avait d'ailleurs démontré Ludden *et al.*, (1984) dans leur étude sur la région. Le Waconichi de type Queylus pour sa part, se situe dans une ligne d'évolution tout à fait différente.

Ce diagramme permet de concevoir que les roches rhyolitiques de type WaL sont dérivées de la cristallisation fractionnée d'un magma de type Obatogamau et Gilman.

Diagramme $SiO_2 / Zr/TiO_2$ (figure 155)

Le diagramme $SiO_2 / Zr/TiO_2$ (Winchester et Floyd, 1977) permet une discrimination géochimique précise des roches à partir d'un rapport d'éléments incompatibles qui varie en fonction de la silice. Les roches du Waconichi de type Lemoine tombent comme prévu dans le champ des rhyolites avec un rapport Zr/ TiO_2 de 0,1. Ce diagramme permet donc de s'assurer que ces roches ne sont pas silicifiées.

Les roches de type Q sont confinées dans un champ restreint aux roches intermédiaires et leurs rapports se situent autour de 0,02. On y voit que même les roches de tendance rhyolitique ont un rapport différent de celles de type Lemoine.

Avec un rapport, inférieur à 0,01 les volcanites du Gilman et de l'Obatogamau complètent le spectre des compositions des roches du Groupe de Roy.

SOMMAIRE

La plupart des diagrammes géochimiques ont permis une discrimination assez nette des deux types de Waconichi. Le type Lemoine a une composition nettement rhyolitique et plusieurs diagrammes montrent la relation de consanguinité qui semble exister entre ces roches et les volcanites mafiques du Groupe de Roy. Aussi, il nous apparaît probable que ces roches aient été générées par simple fractionnement à partir d'un liquide de type Obatogamau. Une quantité restreinte de liquide rhyolitique aurait ainsi été générée.

Les patrons de terres rares de Ludden *et al.*, (1984); montrent des profils peu fractionnés pour la section de Lemoine (figure 9). Les deux profils du lac Waconichi sur cette figure proviennent des dykes de porphyre que nous associons à la Formation de Blondeau. D'ailleurs, sur le même diagramme, on peut voir la similitude entre le profil très

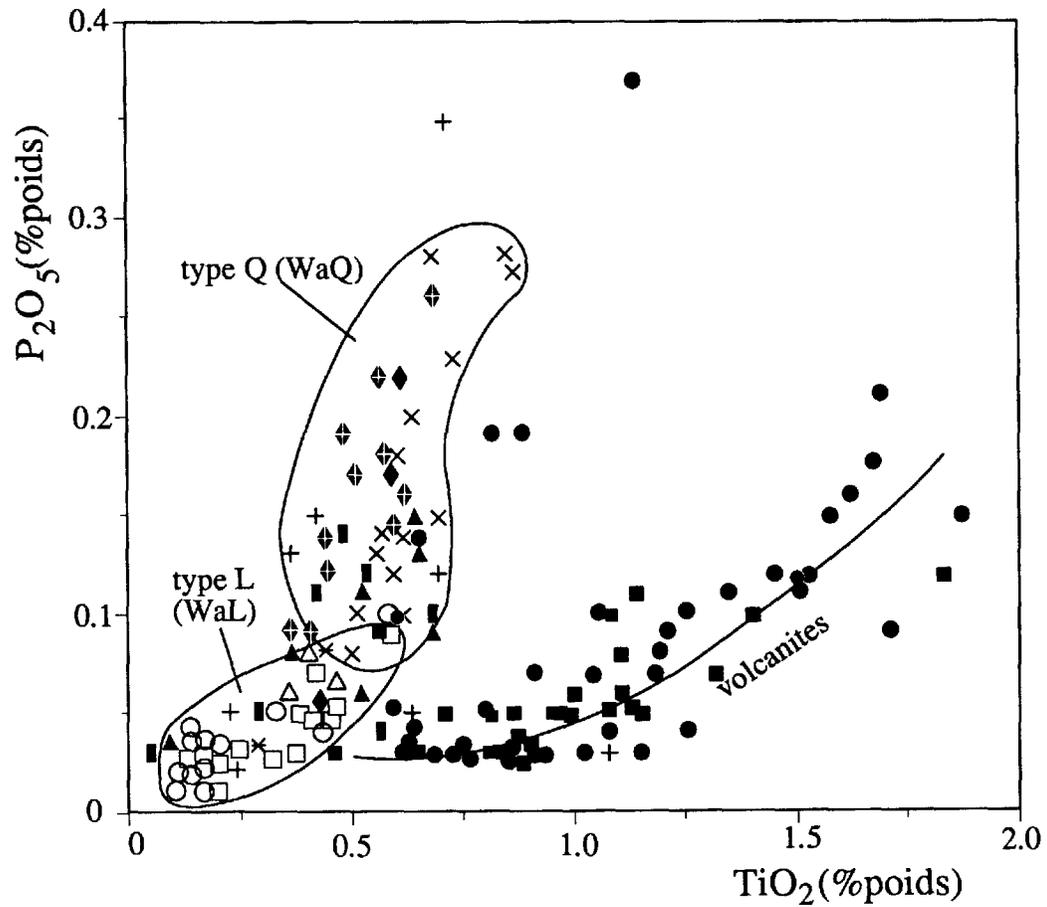


FIGURE 151 - Diagramme P_2O_5 / TiO_2 pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. Voir la Figure 147 pour la légende.

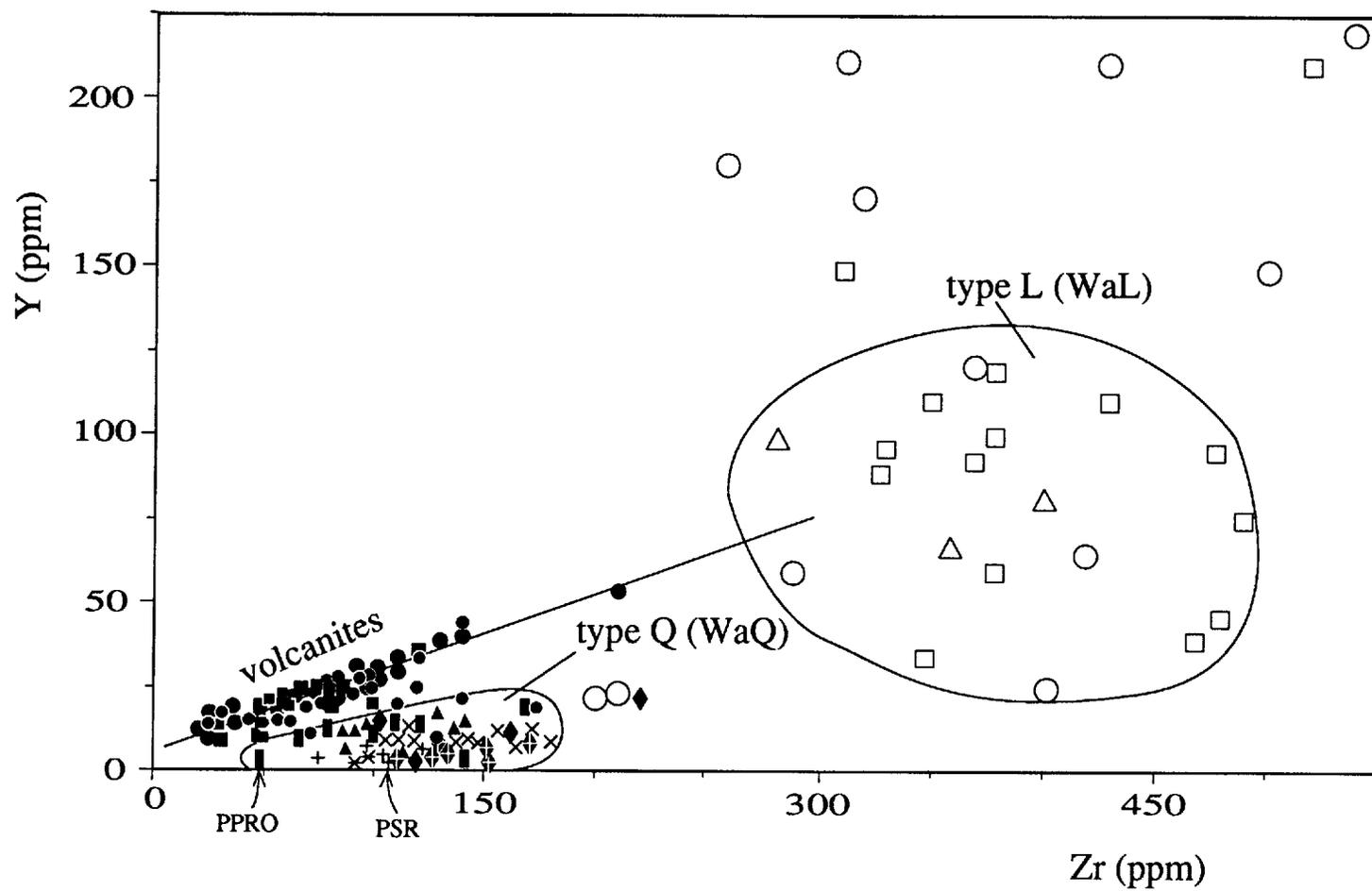


FIGURE 152 - Diagramme Y / ZR pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. La légende des symboles est à la figure 147; PRS=porphyres du secteur Richardson; PPRO=porphyre du pont de la rivière Obatogamau.

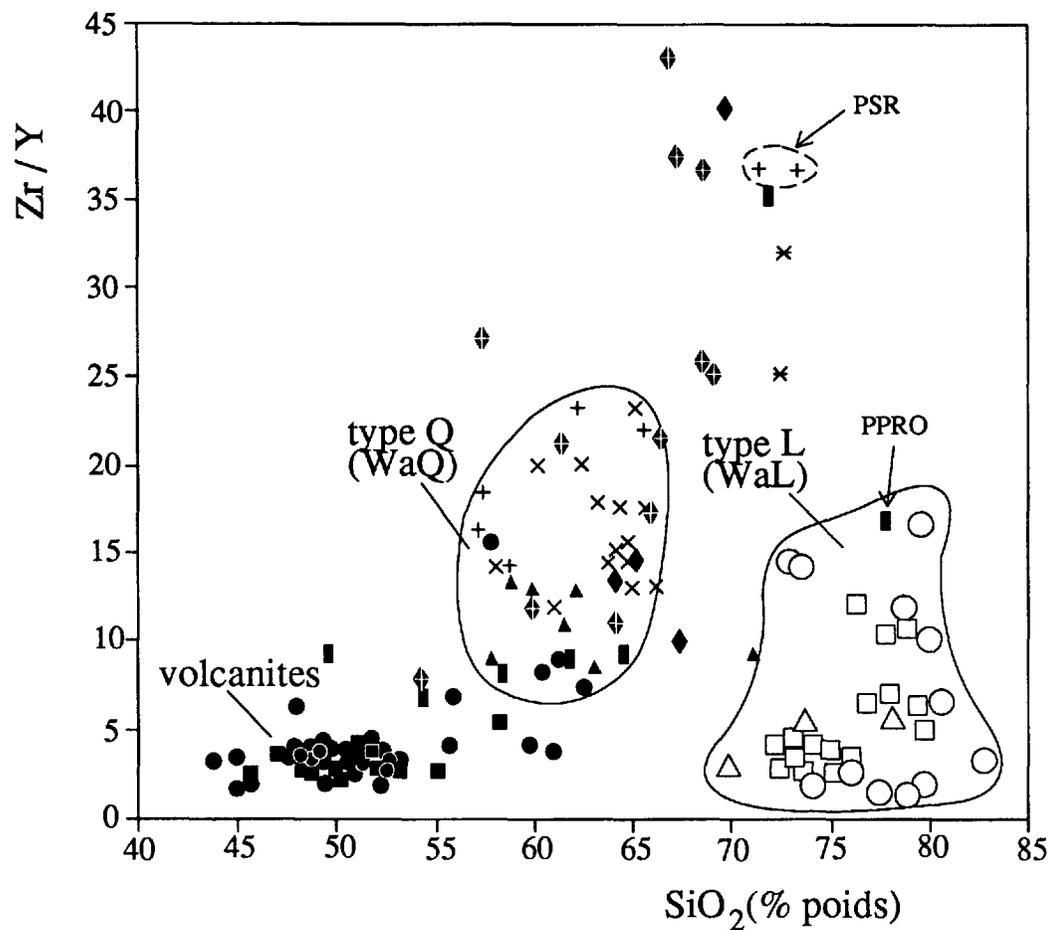


FIGURE 153 - Diagramme Zr/Y / SiO₂ pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. La légende des symboles se trouve à la figure 147; PRS=porphyres du secteur Richardson; PPRO=porphyre du pont de la rivière Obatogamau.

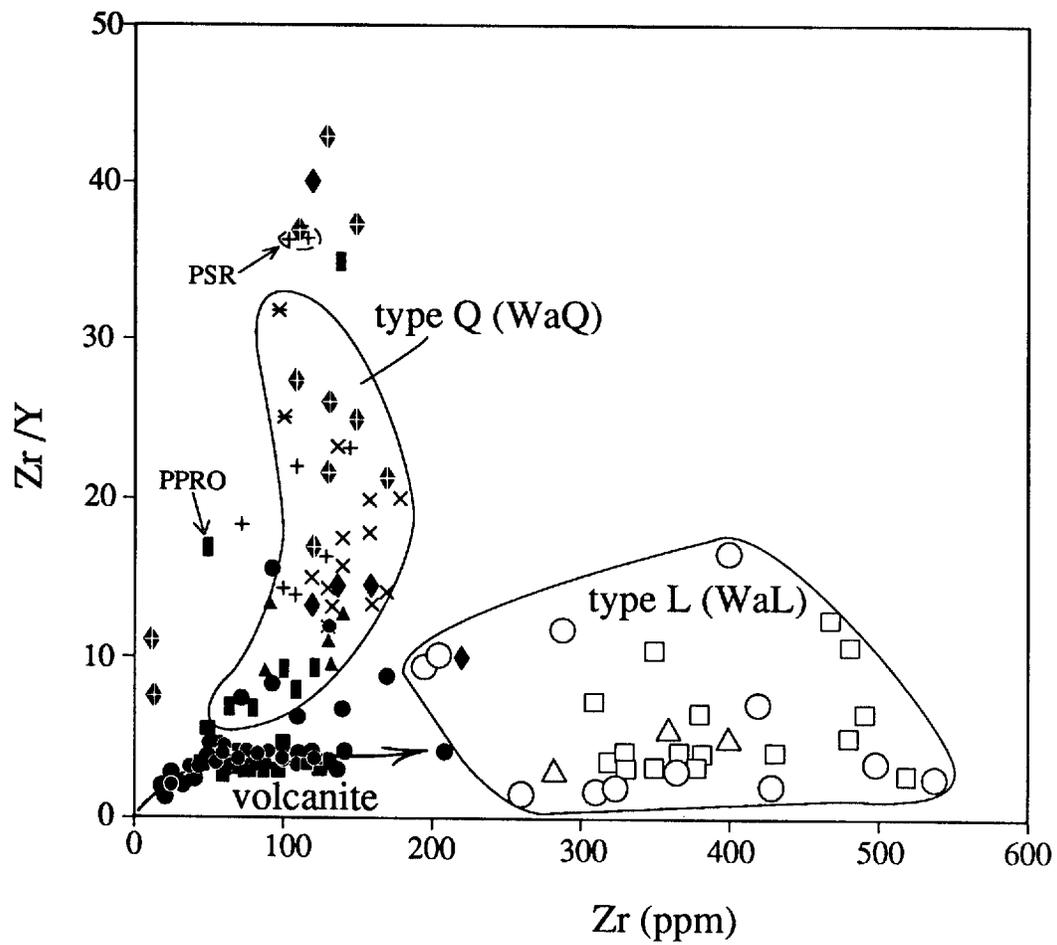


FIGURE 154 - Diagramme Zr/Y / Zr pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. La légende est à la figure 147; PRS=porphyres du secteur Richardson; PPRO=porphyre du pont de la rivière Obatogamau.

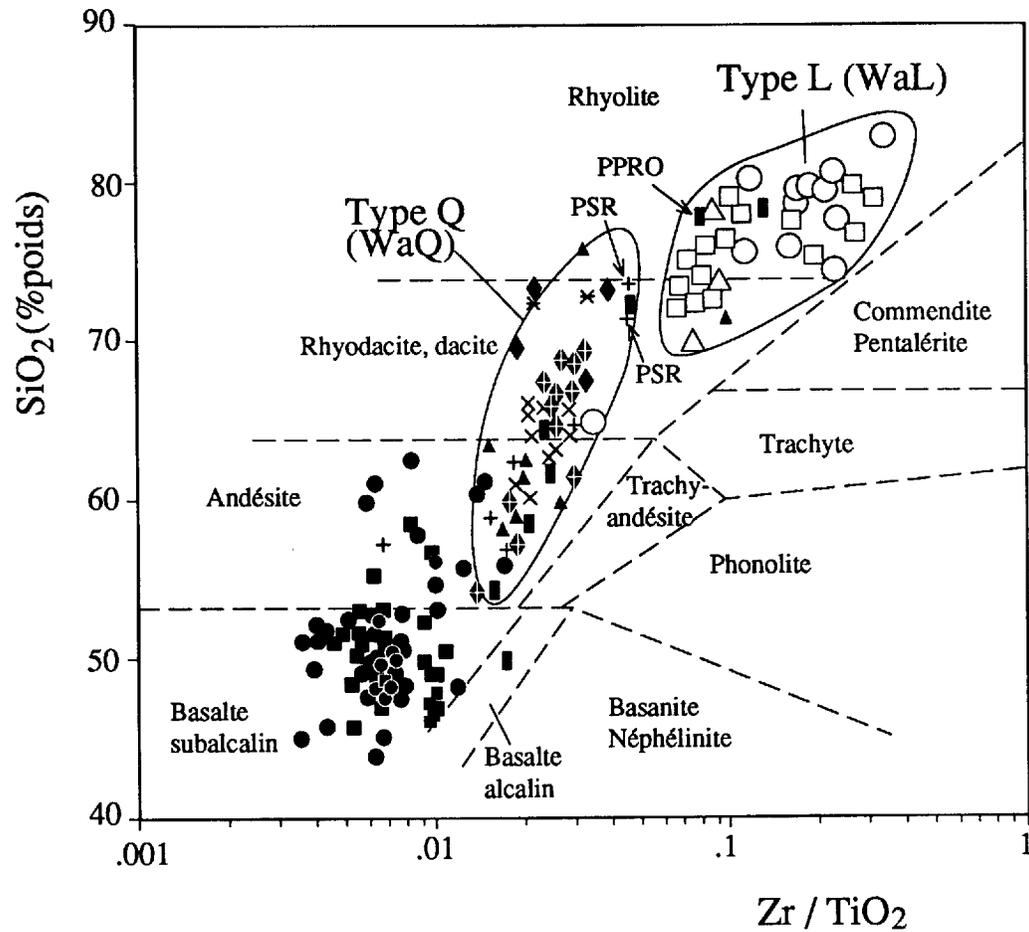


FIGURE 155 - Diagramme $\text{SiO}_2 / \text{Zr/TiO}_2$ (de Winchester et Floyd, 1977) pour la Formation de Waconichi et les volcanites du Groupe de Roy. La légende est présentée à la figure 147; PRS=porphyres du secteur Richardson; PPRO=porphyre du pont de la rivière Obatogamau.

fractionné d'un porphyre au sein du Blondeau et les profils du lac Waconichi.

Les éléments qui caractérisent le Waconichi de type Lemoine sont les suivants:

- une position dans le champ tholéiitique sur le diagramme AFM;
- le champ de composition est celui des rhyolites;
- un contenu très élevé en Zr (300-550 ppm) et Y (50 à 120 ppm);
- un rapport Zr/Y faible (2 à 6), semblable aux volcanites de l'Obatogamau et du Gilman (2 à 4);
- un rapport Zr/TiO₂ élevé > 0,1;
- des patrons de terres rares peu fractionnés avec une anomalie négative en Eu (Ludden *et al.*, 1984).

Les éléments qui caractérisent le Waconichi de type Queylus sont:

- une position dans le champ calco-alcalin;
- des compositions andésitique à dacitique;
- un contenu faible en Zr (120 ppm) et Y (10 ppm);
- un rapport Zr/Y modéré de 14;
- un rapport Zr/TiO₂ faible de 0,02.

Le liquide rhyolitique de type Lemoine est donc d'*affinité tholéiitique*, ce qui le distingue des autres liquides rhyolitiques d'affinité calco-alcaline associés au Blondeau ainsi qu'au Waconichi de type Queylus.

De plus, les analyses effectuées sur les volcanites de l'Obatogamau et du Gilman nous permettent de faire les constatations suivantes:

- les volcanites sont surtout des basaltes;
- elles sont d'affinité tholéiitique;
- il n'y a pas de différences chimiques significatives entre l'Obatogamau et le Gilman;
- les échantillons provenant de la partie supérieure du Gilman (au voisinage de la ville de Chibougamau) montrent une évolution vers des termes plus felsiques.

Cette dernière constatation nous permet de faire une mise au point sur les divisions internes du Gilman. La limite entre Gilman supérieur et Gilman inférieur fut originellement proposée par Allard (1976), qui suggéra la présence d'un second cycle volcanique au sein du Gilman. Allard se basait sur le fait que le secteur au N de la ville de Chibougamau contient des horizons volcanoclastiques où les fragments felsiques et les fragments de sulfures massifs laissent croire à une évolution semblable à celle qui a généré le Waconichi de Lemoine. Les laves coussinées présentent également un aspect différent avec de petits cristaux millimétriques de plagioclase de forme prismatique. Ludden *et al.*, (1984) ont démontré que cette portion du Gilman contenait des termes plus évolués et d'affinité calco-alcaline, ce qui contraste avec la monotonie basaltique d'affinité tholéiitique du Gilman inférieur et de l'Obatogamau. Toutefois, ce secteur où le Gilman supérieur peut être identifié ne correspond qu'à un horizon de 1,5 km de puissance que l'on suit sur 6 ou 7 km, soit donc une surface d'environ 10,5 km².

Cette portion représente moins de 3 % de la surface reconnue pour le Gilman uniquement dans le synclinal de Chibougamau.

Les roches du Waconichi de type Queylus sont plus difficiles à interpréter. Leur nature surtout pyroclastique ne facilite pas la tâche. Certains diagrammes laissent croire à une éventuelle parenté avec les volcanites du Groupe de Roy, quoique leur affinité calco-alcaline semble indiquer le contraire. Cette distinction pourrait être en partie reliée au fait que ces roches sont généralement plus altérées. Il est tout de même intéressant de constater que le champ qui regroupe ces roches est situé dans le terme intermédiaire qui manque entre les basaltes du Groupe de Roy et le terme très fractionné des rhyolites de type Lemoine. Le diagramme de Winchester et Floyd (figure 155) illustre bien cette relation. De plus, ces roches ne sont pas très différentes chimiquement des autres roches volcanoclastiques que l'on connaît ailleurs dans la région (les Formations de Blondeau et de Bordeleau par exemple).

En conclusion, nous pouvons dire que le Waconichi se compose d'une dualité géochimique importante. Les rhyolites du type Lemoine sont consanguines avec les volcanites du Groupe de Roy tandis que les pyroclastites intermédiaires du type Queylus ne démontrent pas de relation claire avec ni les volcanites du Groupe de Roy, ni les rhyolites du type Lemoine.

Discussion générale sur le Waconichi

Nos résultats appuient dans une certaine mesure ceux obtenus par Ludden *et al.* (1984) sur la Formation de Waconichi de la région de Chibougamau. Toutefois, ils permettent de discriminer deux groupes de roches de composition chimique distincte à l'intérieur d'un même horizon ou couche stratigraphique. Ils permettent également de voir qu'il n'y a pas de distinctions possibles à faire entre le Waconichi de type Queylus et les autres roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques associées aux Formations de Blondeau et de Bordeleau.

Comme nous l'avons déjà mis en évidence dans la section sur le secteur Richardson, les dykes de porphyre à quartz et feldspath présents dans le secteur Richardson ne font pas partie de la séquence de Waconichi de type Queylus. Les analyses chimiques confirment que ces dykes de composition rhyolitique ont de fortes affinités avec les roches des Formations de Blondeau et de Bordeleau. Nous croyons que ces dykes représentent en fait des conduits nourriciers pour les roches felsiques de la Formation de Blondeau. Le fait qu'on les retrouve dans toute la séquence de roches du Gilman appuie cette idée.

Il ressort de cette étude qu'il existe bel et bien une dualité lithogéochimique entre des assemblages de roches qui étaient déjà pétrographiquement différents sur le terrain. Le Waconichi de type Lemoine regroupe essentiellement les roches rhyolitiques dont le niveau stratigraphique est situé sous le Gilman ou près de sa limite inférieure. La

position exacte du Waconichi de type Lemoine est toutefois difficile à préciser puisque le contact inférieur est occupé par l'intrusion du Complexe du Lac Doré et du Pluton de Chibougamau. Ce qui semble évident, cependant, c'est que le niveau stratigraphique est le même et la distribution du type WaL met en relief la morphologie en forme de dôme du Pluton de Chibougamau. Lors de l'introduction précoce du Pluton de Chibougamau, les couches originellement sub-horizontales ont été redressées soit par la mise en place du pluton ou soit par accolage sur un noyau résistant produit lors du raccourcissement horizontal associé à la déformation régionale. Donc, pour les secteurs Lemoine, Scott-nord, Portage et Scott-sud, il est réaliste de penser qu'il s'agit bien du même événement magmatique situé au même niveau stratigraphique (figure 146).

Pour le cas du Waconichi de type Queylus, la situation est plus complexe. Pour les sections de Queylus et Haüy, la corrélation stratigraphique se fait bien. La composition des roches et les faciès sont identiques dans les deux cas et de plus, il est possible de les relier cartographiquement. Ces roches sont toutefois très différentes chimiquement de celles du secteur Lemoine. Les diagrammes de variation chimique tendent à démontrer qu'il s'agit de deux événements volcaniques distincts voire même incompatibles l'un avec l'autre. L'attribution du même nom à des roches si différentes est à l'origine des problèmes reliés au Waconichi.

Les secteurs Richardson et McKenzie-nord représentent un problème supplémentaire. Le sort de ces deux secteurs nous apparaît fondamentalement relié puisqu'ils sont dans le même contexte structural. Nous savons que les roches felsiques de ces secteurs sont stratigraphiquement situées à la base du Gilman. Cette situation vient du fait que le Gilman au S de ces unités felsiques décrit une séquence homoclinale à sommet S laissant croire que les roches felsiques sont stratigraphiquement en dessous, d'où leur corrélation avec le Waconichi. Toutefois, le contact sud entre ces lentilles de roches felsiques et le Gilman est une faille dans le secteur McKenzie-nord. Cette faille n'a toutefois pas été repérée dans le secteur Richardson. Le contact nord est, pour les deux secteurs, occupé par la faille Faribault qui met en relation les roches de la Formation de Borden à sommet vers le S. La question fondamentale donc, pour ces deux secteurs, est de savoir si les roches felsiques sont stratigraphiquement solidaires du Gilman. Aussi, nous gardons à l'esprit qu'il est possible que les deux groupes de roches felsiques des secteurs McKenzie-nord et Richardson soient des copaux dont la stratigraphie n'a rien à voir avec celle de leur environnement. Par contre, il est également plausible qu'ils représentent des équivalents stratigraphiques du Waconichi de type Queylus.

Les distinctions qui existent entre les deux types de Waconichi seraient suffisantes pour justifier une désignation en deux formations distinctes. Le seul secteur qui montre une relation stratigraphique claire est le secteur Queylus. Là, le Waconichi de type WaQ est bien situé à l'interface des Formations d'Obatogamau et de Gilman. La corrélation de

cette position peut s'étendre seulement au secteur Haüy sauf qu'à cet endroit l'Obatogamau n'est plus aussi typique avec ses mégacristsaux de plagioclase. Ailleurs, les autres secteurs de type Queylus et les secteurs du type Lemoine ne permettent pas de déterminer une position stratigraphique certaine. Le seul dénominateur commun à ces secteurs est d'occuper à peu près une même niche stratigraphique, à la base ou près de la base de la Formation de Gilman.

Dans le secteur Scott-sud, la relation spatiale entre des roches d'affinité Lemoine et le Membre de Andy, que l'on associe au Waconichi de type Queylus dans le canton de Haüy, renforce l'idée que les deux types de Waconichi puissent occuper à peu près le même horizon stratigraphique.

Bien sûr, il existe un problème stratigraphique concernant la position du Membre de Andy dans les secteurs Scott-sud et Haüy. Dans le secteur Scott-sud, l'unité est située stratigraphiquement au-dessus des roches felsiques corrélées au Waconichi de type Lemoine alors que dans le secteur Haüy, le Membre de Andy est en dessous du Waconichi de type Queylus. Cette situation laisse transparaître un problème typique des séquences archéennes et qui nous empêche d'utiliser rigoureusement les règles de la stratigraphie. Dans ce cas-ci, le Membre de Andy représente une unité repère qui, par ses caractères lithologiques exceptionnels représente probablement un événement isochrone alors que spatialement la limite entre le volcanisme du Gilman et de l'Obatogamau ne correspond probablement pas à un isochrone. L'hétérogénéité du volcanisme dans le temps et dans l'espace est responsable de cette situation.

En dépit de ces difficultés il est possible de faire des corrélations qui se tiennent bien d'un secteur à l'autre. La figure 156 représente une reconstitution tridimensionnelle de l'horizon ou d'une couche stratigraphique occupé par les deux types de Waconichi. Cette reconstitution montre comment les couches situées au niveau du secteur Scott-sud peuvent se corréler à celles du secteur Haüy. Cette reconstruction fait abstraction des grandes cassures de la région. Ainsi, la faille Kapunapotagen, qui occupe et ampute en partie le synclinal de Chapais, n'y apparaît pas. Le diagramme permet une reconstitution de la géométrie de l'horizon Waconichi en présumant que tous les secteurs étudiés en font partie. On peut y voir la géométrie imposée par les grandes structures régionales et l'effet de dôme structural associé au Pluton de Chibougamau.

L'équivalence du Waconichi de Lemoine et celui de Queylus est supportée par les dates obtenues pour les deux types de Waconichi (Mortensen, non publié). La rhyolite de la rivière Obatogamau (secteur Haüy) possède un âge identique à celui des porphyres du secteur Lemoine.

Cette division du Waconichi en deux groupes distincts a un impact économique très important puisque, à ce jour, la minéralisation reconnue en sulfures volcanogènes n'appartient qu'au Waconichi de type Lemoine. Cette situation pourrait expliquer pourquoi les nombreux travaux dans le secteur Richardson se sont révélés infructueux.

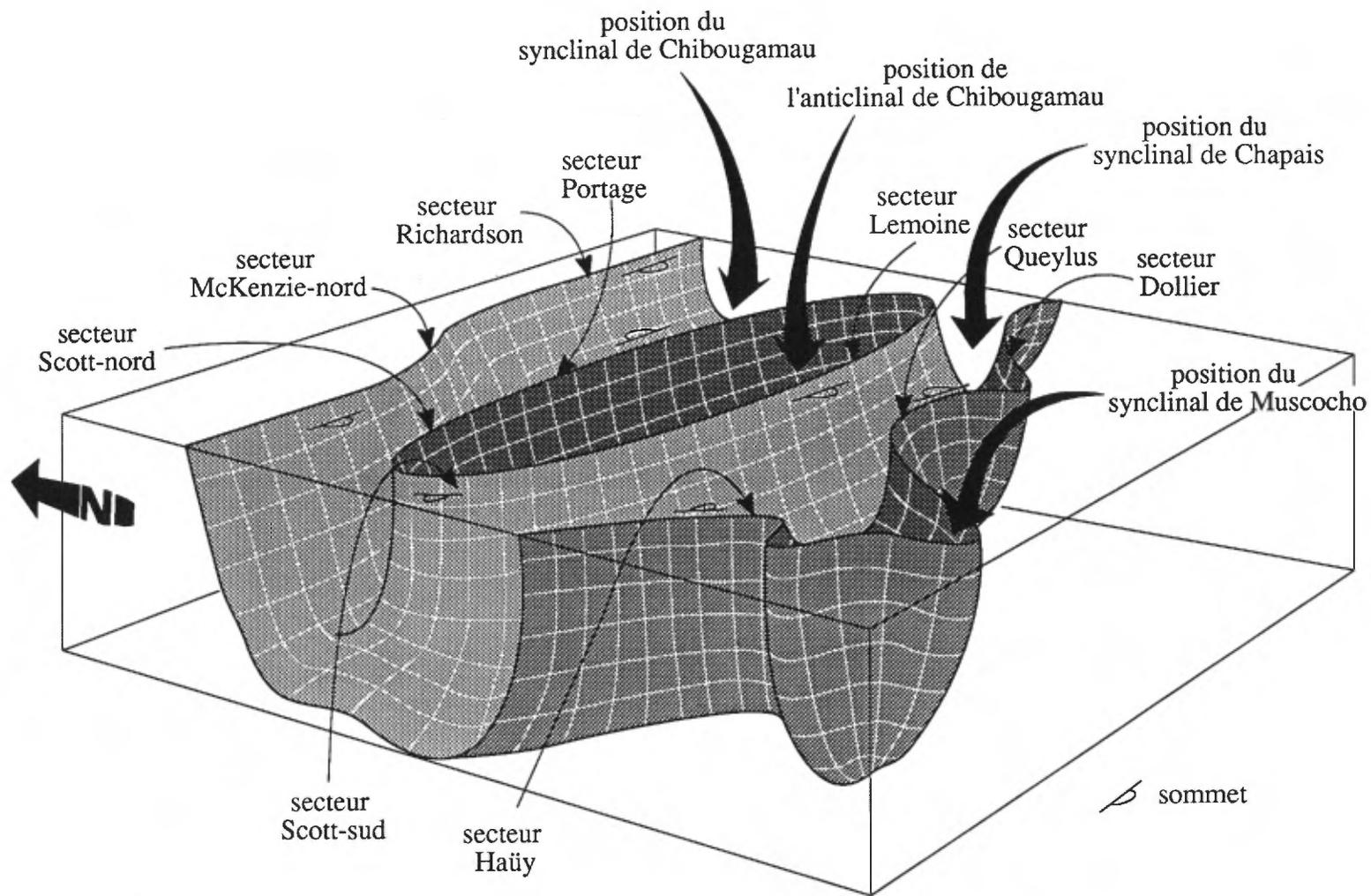


FIGURE 156 – Intégration tridimensionnelle de l'horizon de la Formation de Waconichi pour tous les secteurs étudiés. Diagramme non à l'échelle.

En conclusion, nous recommandons de conserver l'usage du même nom pour les deux types de Waconichi malgré le fait que les faciès soient fortement différents. Toutefois, pour permettre la distinction, nous suggérons d'ajouter tou-

jours les termes *type Lemoine* ou *type Queylus* afin de caractériser chacun des groupes de roches. Le schéma stratigraphique de la figure 6 résume bien notre conception de cette nomenclature.

Géologie structurale

Réal Daigneault & Gilles O. Allard

Introduction

La compréhension de l'évolution structurale de la région de Chibougamau a progressé considérablement depuis quelques années grâce aux travaux de Dimroth *et al.* (1982a, 1984a, b, 1986), de Gobeil & Racicot (1983), de Chown (1979, 1984), d'Archambault *et al.* (1984), et à nos propres travaux (Daigneault, 1982, 1986; Daigneault & Allard, 1983, 1984a, 1984b). Ces travaux ont été facilités grâce aux abattages forestiers qui donnent accès au terrain et procurent quantité d'excellents affleurements.

La géologie structurale est d'importance primordiale pour la région de Chibougamau, au vu du contrôle exercé par la structure sur les filons-couches dans lesquels se trouvent tous les gîtes minéraux de la région. Même si le Complexe du Lac Doré est l'un des objets principaux du présent mémoire, il va sans dire que l'étude de la géologie structurale ne peut se limiter à cette seule entité si l'on veut parvenir à une bonne saisie des problèmes. Il faut donc étendre l'étude à l'ensemble de la région de Chibougamau.

Puisque les principales structures de la région (plis et failles) ont été rapportées par les intervenants de la région sous différents noms ou sous des noms trop lourds (Faille du détroit de McKenzie, par exemple), nous tenterons d'utiliser dans ce texte une nomenclature plus simple. Ainsi, on évitera d'ajouter les mots lac, rivière etc. aux noms des structures sauf pour éviter des jeux de mots. De cette manière, la *faille du lac Gwillim* devient la *faille Gwillim* tandis qu'on préserve le nom de *faille du lac Sauvage*.

HISTORIQUE

Dans le domaine scientifique, le retour en arrière est un processus sain qui permet de mieux situer et de comprendre les étapes de l'évolution d'un modèle. Nous ferons donc ici une brève mention des principaux travaux sur la région de Chibougamau et, plus particulièrement sur la région du Complexe du Lac Doré. Le lecteur peut se référer à la figure 5 pour la localisation des principales structures géologiques.

Le rapport de la Commission minière de Chibougamau (C.M.C., 1911) ne contient pas de chapitre particulier sur la géologie structurale, mais les auteurs soulignent bien le caractère folié des roches basiques ainsi que des gneiss granitiques. Ces auteurs ont d'ailleurs rapporté en plusieurs endroits la présence de schiste à chlorite qu'ils interprétaient déjà à l'époque comme étant le résultat d'une déformation importante. C'est le cas notamment du cisaillement de la veine McKenzie (île du Portage).

Au NW du lac Chibougamau, Mawdsley & Norman (1935), en utilisant les indices de polarité dans les laves, reconnaissent la trace axiale d'un synclinal qui s'étend du

lac Antoinette jusqu'à la baie McKenzie (synclinal de Chibougamau de Duquette, 1970); ils mettent également en évidence plusieurs failles NE très importantes. Au SE du lac Chibougamau, leurs cheminements ne sont pas suffisamment nombreux pour établir l'anticlinal de Chibougamau, qui sera déterminé par la suite avec les travaux de Graham (1956). Ce dernier fait coïncider la trace axiale de ce pli avec le Pluton de Chibougamau.

Smith (1960) et Allard (1960) mettent en évidence plusieurs indices de polarité dans toutes les roches de la région et délimitent un réseau de failles E-W très important, qui deviendra la faille du lac Sauvage.

Gaucher (1965, p.763) présente une section transversale montrant un pli synclinal dans la zone occupée par le Pluton de Chibougamau. Les données recueillies par la suite, à partir des polarités dans les volcanites du Groupe de Roy et dans les roches du Complexe du Lac Doré, ont démontré clairement qu'il s'agissait d'un anticlinal.

Allard (1972, 1976a) reconnaît des plis d'orientation N-S dans le Complexe du Lac Doré aux lacs Caché et David; il en reconnaît également plus au S dans le coin nord-ouest du canton de Haüy (Allard, 1982a). L'importance de ces plis est mise en évidence par Daigneault & Allard (1983), qui donnent le nom de Synclinal de Muscho au premier pli P_1 d'envergure régionale reconnu dans la région de Chibougamau. Ce pli, sans dénomination, apparaît également sur la carte de Gobeil & Racicot (1983).

Les grandes failles obliques de direction NE à NNE ont été les premiers éléments structuraux à être établis dans la région. Norman (1940) a reconnu le mouvement chevauchant vers le NW le long de la faille Mistassini et il décrit les failles NE majeures comme la faille Gwillim (Norman, 1948).

Archambault *et al.* (1984), Dimroth *et al.* (1984a) et Guha *et al.* (1983) mettent l'emphase sur des modèles géomécaniques qui intègrent les grandes failles de la région, particulièrement celles associées à la minéralisation.

Dans les pages qui suivent, nous présentons les principaux résultats concernant la géologie structurale, et cela, à partir de nos travaux de terrain de 1982 à 1987. Nous parlerons des différentes phases de déformation reconnues ou déduites et nous décrirons les éléments de la déformation souple (les plis) ainsi que ceux de la tectonique cassante (les failles).

GÉNÉRALITÉS

Les différentes bandes de roches vertes archéennes de l'Abitibi se caractérisent par la dualité lithotectonique qui existe entre les assemblages dits supracrustaux, confinés dans d'immenses bassins synclinaux, et leurs encaissants,

les gneiss granitoïdes de métamorphisme plus élevé. La relation entre les terrains gneissiques et les sillons linéaires à arqués de roches vertes typiquement au faciès des schistes verts est mal comprise, d'une part parce que la réponse de ces deux entités à la déformation est différente, et d'autre part, parce que les contacts entre les deux constituants sont obscurcis par l'introduction de plutons précoces à tardifs.

La bande de roches vertes Matagami-Chibougamau fait partie d'un vaste synclinorium de roches supracrustales archéennes et protérozoïques encaissé dans des gneiss tonalitiques dont la nature nous est encore inconnue. Plusieurs les interprètent comme étant le soubassement sialique des assemblages archéens.

L'évolution structurale de ce grand synclinorium est complexe et vraisemblablement reliée à de multiples phases qui se sont succédé dans le temps. Nos travaux de cartographie nous ont permis d'observer ou d'interpréter quatre étapes de la déformation. Nous avons attribué à chacune de ces étapes un ordre chronologique qui pourrait sous-entendre une succession de phases de déformation distinctes dans le temps. Mais nous gardons à l'esprit la possibilité que plusieurs de ces étapes puissent se succéder dans une seule et même période de déformation. Nous nommons ainsi les quatre étapes de la déformation E_1 , E_2 , E_3 et E_4 . La figure 5 présente une carte synthétique qui résume notre interprétation des différentes structures observées dans la région.

Il est opportun à ce stade-ci de distinguer les deux grandes périodes orogéniques qui sont communément citées pour expliquer les déformations de la région étudiée. L'*orogénèse kénoréenne* a déformé les roches il y a environ 2700 Ma. Cette orogénèse est à l'origine de la déformation la plus importante de la région. Elle est responsable des grands plis et de la schistosité régionale. La déformation et le métamorphisme régional ont été générés avant 2700 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1975), précédant ainsi l'introduction des plutons postcinématiques (Pluton d'Opémisca daté à 2695 ± 8 Ma par Gariépy, 1983). Nous croyons que le pic de la déformation régionale et celui du métamorphisme sont à peu près synchrones ou légèrement postérieurs à la mise en place du Pluton de Chibougamau daté à 2717 ± 2 Ma par Krogh (1982). Cette période, comme nous allons le voir plus loin, comprend plusieurs étapes distinctes de la déformation.

L'*orogénèse grenvillienne* (1100 Ma, Baker, 1980) a affecté les roches archéennes de façon appréciable sur un couloir de 2 à 5 km de large qui longe la limite proposée entre la Province structurale de Grenville et celle de Supérieur. Cette période orogénique correspond à notre quatrième étape de la déformation, (E_4).

Les trois étapes de la déformation archéenne comprennent d'abord une phase principale que l'on nommera *déformation régionale* (E_2), une phase *prédéformation régionale* (E_1) et une autre *postdéformation régionale* (E_3). Mentionnons immédiatement que les manifestations de la phase dite

régionale sont beaucoup plus importantes que celles reliées aux deux autres étapes de la déformation. Cet événement représente donc la portion principale de la déformation peu ou pas affectée par des déformations ultérieures.

CONTRÔLE STRATIGRAPHIQUE ET HORIZONS MARQUEURS

L'évaluation de la déformation finie se fait à partir de la disposition spatiale des strates telles qu'elles sont observées actuellement. La détermination d'une séquence stratigraphique, ou sa non détermination, permet de constituer les prémisses à partir desquelles s'appuiera toute l'évolution structurale. Les terrains archéens, par leur caractère essentiellement volcanique, ne sont pas réputés pour l'excellence de leurs horizons repères, ce qui occasionne maintes controverses sur les colonnes stratigraphiques proposées. La difficulté à établir les sommets stratigraphiques et celle d'évaluer les effets des grandes failles et des masses granitiques rendent la question difficile à élucider. La région de Chibougamau fait toutefois, dans une certaine mesure, exception à la règle. En effet, la stratigraphie de la région est bien connue et admise par la plupart des intervenants (Allard & Gobeil, 1984; Gobeil & Racicot, 1983; Dimroth *et al.*, 1985). Cette stratigraphie se caractérise surtout par l'extension importante des unités stratigraphiques, ce qui semble indiquer une certaine stabilité tectonique de l'environnement archéen de Chibougamau.

Pour la compréhension du texte, nous devons faire une brève revue des repères stratigraphiques à partir desquels nous évaluons la distribution géométrique des roches.

Au plancher de la stratigraphie de la région, nous retrouvons systématiquement les laves de la Formation d'Obatogamau (3-4 km) qui représentent la base de la succession volcano-sédimentaire et correspondent au premier épisode volcanique, le plus important. La base de l'unité est systématiquement en contact avec les roches granitoïdes, qu'il s'agisse de plutons précoces (*e.g.* La Dauversière ou Barlow) ou des gneiss tonalitiques. On y observe d'ailleurs une augmentation appréciable de l'intensité de la déformation et du métamorphisme ainsi qu'une imprégnation importante des roches granitiques au sein des roches volcaniques. Cette imprégnation se matérialise par une augmentation appréciable du nombre de dykes à l'approche des masses. L'unité représente donc un vaste plancher de roches volcaniques mafiques dont la superficie dépassait largement la centaine de km^2 .

Partout où la Formation d'Obatogamau affleure dans la région étudiée, elle est surmontée d'une autre séquence de lave, cette fois aphanitique, que l'on assigne à la Formation de Gilman (3-4 km).

La Formation de Blondeau (2-3 km) est constituée d'une séquence de roches volcanoclastiques de composition felsique à intermédiaire. Au sein de cette unité, on reconnaît une succession de trois filons-couches, chacun différencié de façon typique, que l'on nomme Filons-couches de Cummings. Cette unité représente un horizon repère de première

importance à cause des caractéristiques de chacun des membres, de l'ordre dans lequel ils se superposent et de leur encaissant, les volcanoclastites felsiques.

La Formation de Bordeleau représente également une séquence monotone de roches volcanoclastiques felsiques; cette unité, probablement dérivée de la Formation de Blondeau, représente vraisemblablement une transition vers les roches sédimentaires appartenant au Groupe d'Opémisca (Dimroth *et al.*, 1983).

Trois autres formations importantes de la région sont constituées de grès, de siltstone et de conglomérat à éléments granitoïdes; elles font toute partie du Groupe d'Opémisca. Pour notre exercice ici, il n'est pas nécessaire de les décrire individuellement et nous les désignerons dans le texte comme étant simplement le Groupe d'Opémisca. Le lecteur est référé aux travaux de Dimroth *et al.* (1983) et de Mueller & Dimroth (1984, 1986) pour en savoir plus long sur la paléogéographie associée à ces sédiments.

Cette connaissance de la stratigraphie permet de mettre en évidence le patron régional de la déformation, soit quatre grands synclinaux. La figure 6 exprime notre perception actuelle du schéma tectonostratigraphique de la région. La colonne stratigraphique synthétique représentée tient compte des grandes structures régionales. Ce diagramme permet de faire le parallèle entre les colonnes stratigraphiques respectives pour chacune des grandes structures. Par exemple, le schéma permet de voir que les synclinaux de Waconichi et de Chapais contiennent des sédiments de l'Opémisca, tandis que le synclinal de Chibougamau se matérialise géométriquement par les Filons-couches de Cummings et la Formation de Blondeau. Le synclinal de Druillettes (figure 3) représente également une structure dont le coeur est occupé par des sédiments plus jeunes. De plus, le schéma donne la position des grandes entités géologiques de la région comme le Complexe du Lac Doré et le Pluton de Chibougamau, tout deux localisés dans l'anticlinal de Chibougamau, une structure située entre les synclinaux de Chibougamau et de Chapais. Nous décrirons plus loin ces grandes structures qui appartiennent à la déformation régionale.

Étape 1 – Plis prédéformation régionale

On associe les plis orientés N-S à NNW à la première étape de la déformation (E_1). Le synclinal du lac Caché et l'anticlinal du lac David, qui affectent les roches du Complexe du Lac Doré entre les lacs David et Doré, font partie de cet événement (voir figure 5). Ces plis sont ouverts à légèrement serrés et leurs axes plongent faiblement vers le NW. Aucune schistosité n'est associée à ces structures. La préservation de l'attitude N-S, malgré une déformation régionale intense, peut s'expliquer par un effet de protection du Pluton de Chibougamau qui enveloppe la partie du Complexe où ces deux axes sont situés.

Plus au S dans le canton de Haüy, la présence de deux phases de déformation a été démontrée (figure 157). Nous

y avons reconnu un synclinal de première phase, d'orientation N-S, appelé synclinal de Muscocho (Daigneault & Allard, 1983). Tel que mentionné précédemment, Gobeil et Racicot (1983) avaient également identifié cette structure sans lui attribuer de nom. Dans le canton de Haüy, la première phase de déformation fut déduite par l'inversion du regard structural (selon Poulsen *et al.*, 1980) dans les charnières de plis associés à la phase régionale de déformation. Le flanc occidental du synclinal de Muscocho est bien documenté (Allard 1982a; Daigneault & Allard 1983, 1984a, 1984b), la densité des affleurements y étant importante. Il comprend une bande de volcanoclastites de composition mafique (Membre de Andy, voir chapitre sur le Waconichi) ainsi que des niveaux de brèches pyroclastiques assignés à la Formation de Waconichi. Ces horizons permettent de bien visualiser les effets de la déformation et de suivre le grain stratigraphique, de direction N-S, malgré une forte transposition par la schistosité régionale E-W.

Le flanc oriental du synclinal de Muscocho est également bien connu (Thibault & Daigneault, 1984). La stratigraphie, d'orientation E-W au centre du canton de Queylus, s'infléchit progressivement pour devenir NNE. Là encore, les effets de la transposition avec la schistosité régionale sont observés, avec toutefois moins de vigueur. Les deux flancs du synclinal de Muscocho sont recoupés par la schistosité régionale ce qui confirme la nature précoce de cette structure.

La zone de charnière du synclinal est plus compliquée et moins bien documentée puisqu'elle est sous le lac Obatogamau. De plus, d'importants corridors de déformation associés au système de failles NE sillonnent cette aire. Malgré les difficultés d'interprétation dans la zone de charnière, nous croyons toutefois que les roches pyroclastiques associées au Waconichi dans le canton de Queylus (Cimon, 1977a; Thibault & Daigneault, 1984), ainsi que celles que l'on retrouve dans le canton de Haüy, marquent bien la géométrie N-S du synclinal de Muscocho.

La première phase de déformation ne s'est probablement pas manifestée uniformément dans toute la région de Chibougamau et les axes des plis ne sont pas nécessairement tous N-S. En fait, cette déformation, qui a précédé la schistosité régionale, pourrait représenter l'amorce de la déformation et ce, à un stade où les plis ne se forment que par simple enfoncement des couches sous l'effet de leur propre poids. L'attitude des plis pourrait, à ce moment, être contrôlée par des facteurs paléogéographiques influençant l'épaisseur de l'accumulation (centre volcanique par exemple).

Bien que cette étape de la déformation ait affecté l'ensemble de la région de Chibougamau, nous ne pouvons mettre en évidence des plis N-S que là où ceux-ci ont été protégés d'une façon ou d'une autre de la déformation régionale plus importante.

L'attitude abrupte des axes de plis associés à la déformation régionale s'accomode très bien de l'existence d'une phase de déformation ayant précédé la phase régionale. La

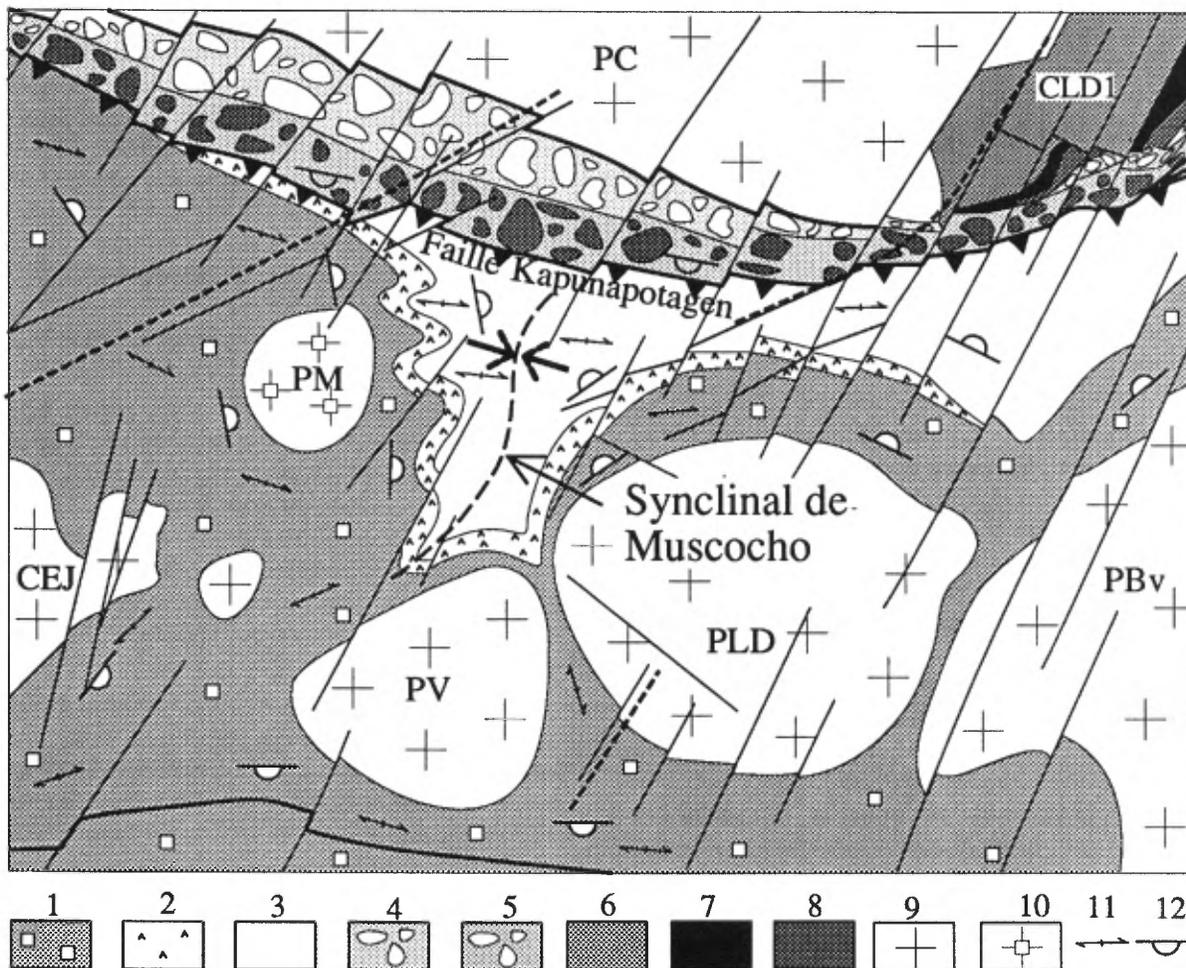


FIGURE 157 - Carte géologique montrant la disposition du synclinal de Muscocho, une structure N-S prédéformation régionale. 1=Formation d'Obatogamau, 2=Formation de Waconichi, 3=Formation de Gilman, 4=Formation de Stella, 5=formation de Haüy, 6, 7 et 8=Complexe du Lac Doré, 9=granitoïde précoce, 10=granitoïde tardif, 11=schistosité régionale, 12=sommet (voir aussi légende de la figure 5).

présence de motifs d'interférence d'envergure régionale, comme dans le synclinal de Chibougamau, est une autre évidence indirecte de deux épisodes de déformation qui se superposent. Les formes en dôme et bassin, que l'on reconnaît au sein de ce synclinal, s'expliquent bien par une phase de déformation N-S de grande amplitude à laquelle se superposent des plis E-W isoclinaux associés à la deuxième phase de déformation.

La schistosité S_1 , que l'on s'attendrait à observer en association avec les plis N-S, est à toute fin pratique inexistante. Nous avons observé, en lames minces, la présence locale d'une foliation antérieure à la schistosité régionale S_2 , mais il nous est difficile de l'attribuer à la phase de déformation à l'origine des plis N-S. Nous croyons que l'amplitude des plis et leur morphologie relativement ouverte peuvent expliquer l'absence de schistosité de plan axial.

Pour la géologie économique et les levés géophysiques, il est important de bien identifier les effets de l'étape E_1 qui, comme dans le canton de Haïy, peuvent donner une orientation N-S aux couches alors que la schistosité régionale est E-W. La plupart des levés géophysiques ont été faits sur des lignes N-S, perpendiculairement au grain régional. Le biais que l'on peut donner aux cartes d'interprétation peut, dans une certaine mesure, amener des erreurs d'interprétation. Ainsi, dans l'hypothèse d'un grain tectonique E-W, les cartes d'interprétation magnétique et aéromagnétique montrent des anomalies qui tendent à suivre cette attitude.

Le canton de Haïy constitue un bon exemple pour documenter cette question. Les levés géophysiques ont suivi originellement un tracé N-S (figure 158), et les résultats ont donné un grain E-W. Or, le grain stratigraphique y est en gros, N-S, comme l'a démontré Allard (1982). En 1983, la compagnie Canadian Occidental a fait un nouveau levé de la région, cette fois selon un tracé E-W, et les résultats (figure 158) ont révélé la présence de plusieurs conducteurs N-S qui n'avaient pas été décelés par le levé précédent. On peut donc conclure que la présence de plis N-S peut amener des changements importants dans l'attitude des couches et que l'exploration et la cartographie dans ce genre de terrain doivent en tenir compte, surtout dans la recherche de gisements où la lithologie et la stratigraphie exercent un contrôle important.

En résumé, à partir du N vers le S de la région, les manifestations des plis prédéformation régionale peuvent se présenter de la façon suivante:

- la zone d'ensellement ou d'étranglement au sein des Filons-couches de Cummings dans le synclinal de Chibougamau;
- des plis précoces d'orientation N-S sont reconnus au sein du Complexe du Lac Doré;
- le synclinal de Muscocho, une structure précoce majeure d'orientation N-S;

- dans la bande sud de Chibougamau, Lauzière *et al.* (1989) ont mis en évidence une autre flexure synclinale précoce transposée par la schistosité régionale au sein de la Formation de Caopatina.

Toutes ces structures s'alignent très bien dans un corridor N-S à $N15^\circ$ qui semble correspondre à une dépression synforme dont l'origine est encore inconnue. Cette flexure pourrait être engendrée par un creux au sein d'une topographie de socle, ou bien par une compression précoce de direction E-W.

Étape 2 – Déformation régionale

La déformation régionale (E_2) est la phase responsable de la plupart des éléments structuraux que l'on observe dans la région. On lui associe donc la schistosité dominante (S_r), qui est l'élément le plus pénétratif de la région, ainsi que le métamorphisme régional, qui se situe généralement au faciès des schistes verts. Cette déformation est également responsable des grands plis de direction E-W ainsi que des grandes failles parallèles au plan axial de ces plis.

GRANDS PLIS RÉGIONAUX

La figure 159 présente une coupe schématique à travers l'ensemble de la bande de roches vertes de Chibougamau, tandis que la figure 160 met en parallèle des sections détaillées incluses dans la figure 5. On y reconnaît six structures majeures d'envergure régionale qui contrôlent l'attitude des couches (figure 3). Du N vers le S, nous reconnaissons le synclinal de Waconichi, le synclinal de Chibougamau, l'anticlinal de Chibougamau, le synclinal de Chapais, l'anticlinal de La Dauversière et le synclinal de Druillettes.

Le *synclinal de Waconichi* est la structure la plus au N. Les sédiments appartenant au Groupe d'Opémisca reposent au coeur de cette structure qui représente un bassin sédimentaire en plus d'être un bassin structural. Les sédiments du Groupe d'Opémisca sont bordés, au N comme au S, par des failles importantes dont l'attitude est conforme à celle des couches.

Entre les synclinaux de Waconichi et de Chibougamau au N de la région, se trouve une structure problématique désignée sous le nom d'«*anticlinal de Waconichi*». Cette structure est difficile à concrétiser sur le terrain. Elle n'existe qu'après l'interprétation de la reconstitution stratigraphique avant l'arrivée des grandes failles E-W. Elle est le fruit d'une déduction puisque la zone de charnière présumée n'est qu'un amalgame de copaux issus de plusieurs niveaux de la stratigraphie. Ces morceaux de la stratigraphie ont probablement été déracinés par les mouvements le long des failles longitudinales. C'est ce collage de copaux qui matérialise en quelque sorte la zone d'inversion stratigraphique. Les copaux sont de natures diverses et sont systématiquement bordés par des failles longitudinales. Leurs épaisseurs varient de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Au sein d'un copeau,

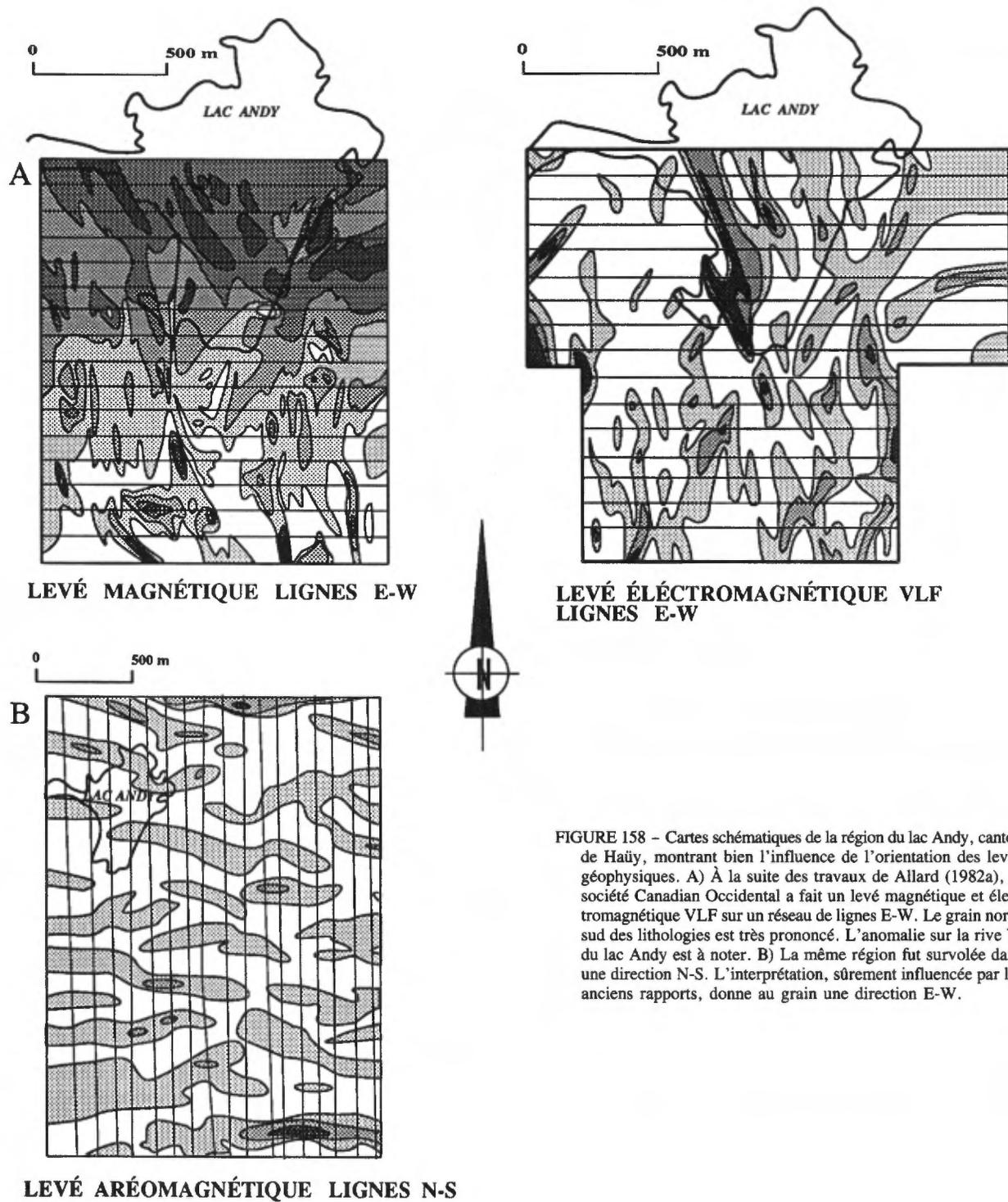


FIGURE 158 - Cartes schématiques de la région du lac Andy, canton de Haïty, montrant bien l'influence de l'orientation des levés géophysiques. A) À la suite des travaux de Allard (1982a), la société Canadian Occidental a fait un levé magnétique et électromagnétique VLF sur un réseau de lignes E-W. Le grain nord-sud des lithologies est très prononcé. L'anomalie sur la rive W du lac Andy est à noter. B) La même région fut survolée dans une direction N-S. L'interprétation, sûrement influencée par les anciens rapports, donne au grain une direction E-W.

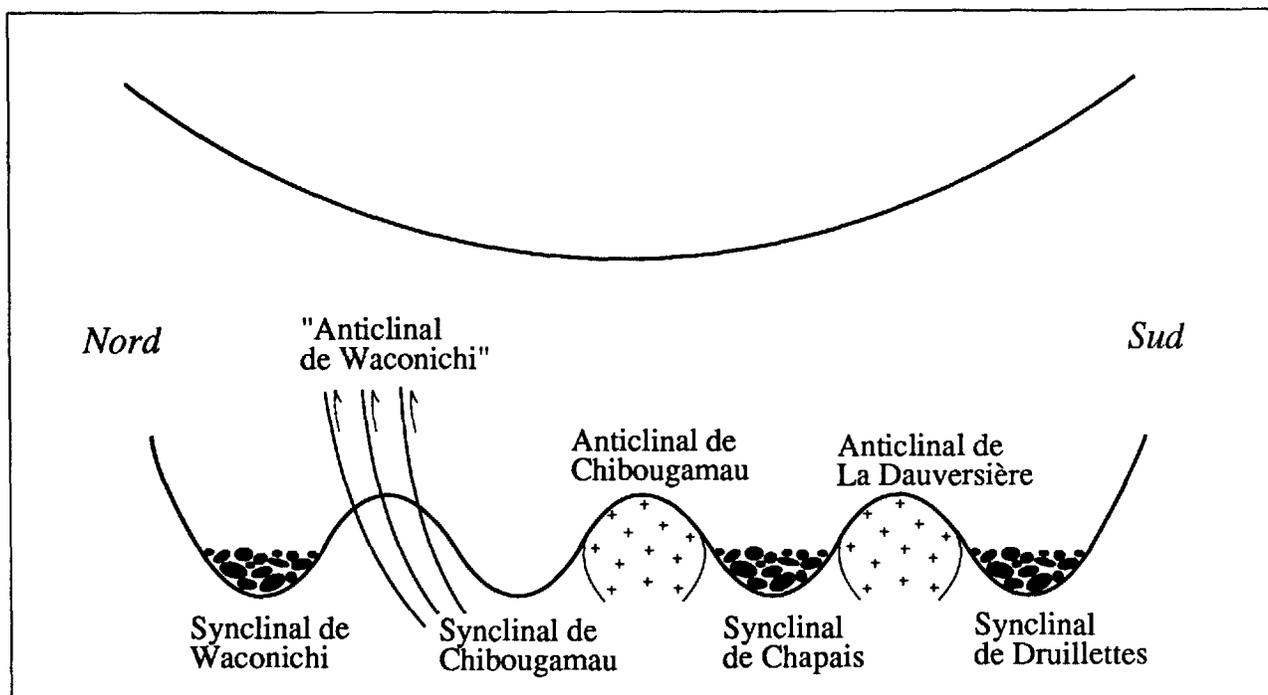


FIGURE 159 - Coupe structurale schématique de la région de Chibougamau. La région de Chibougamau représente un immense synclinorium qui comprend sept structures majeures de direction E-W: quatre grands synclinaux et trois anticlinaux. Trois des synclinaux contiennent des sédiments plus jeunes, tandis que deux des anticlinaux sont occupés par des plutons et l'autre est détruit par un amalgame de failles E-W.

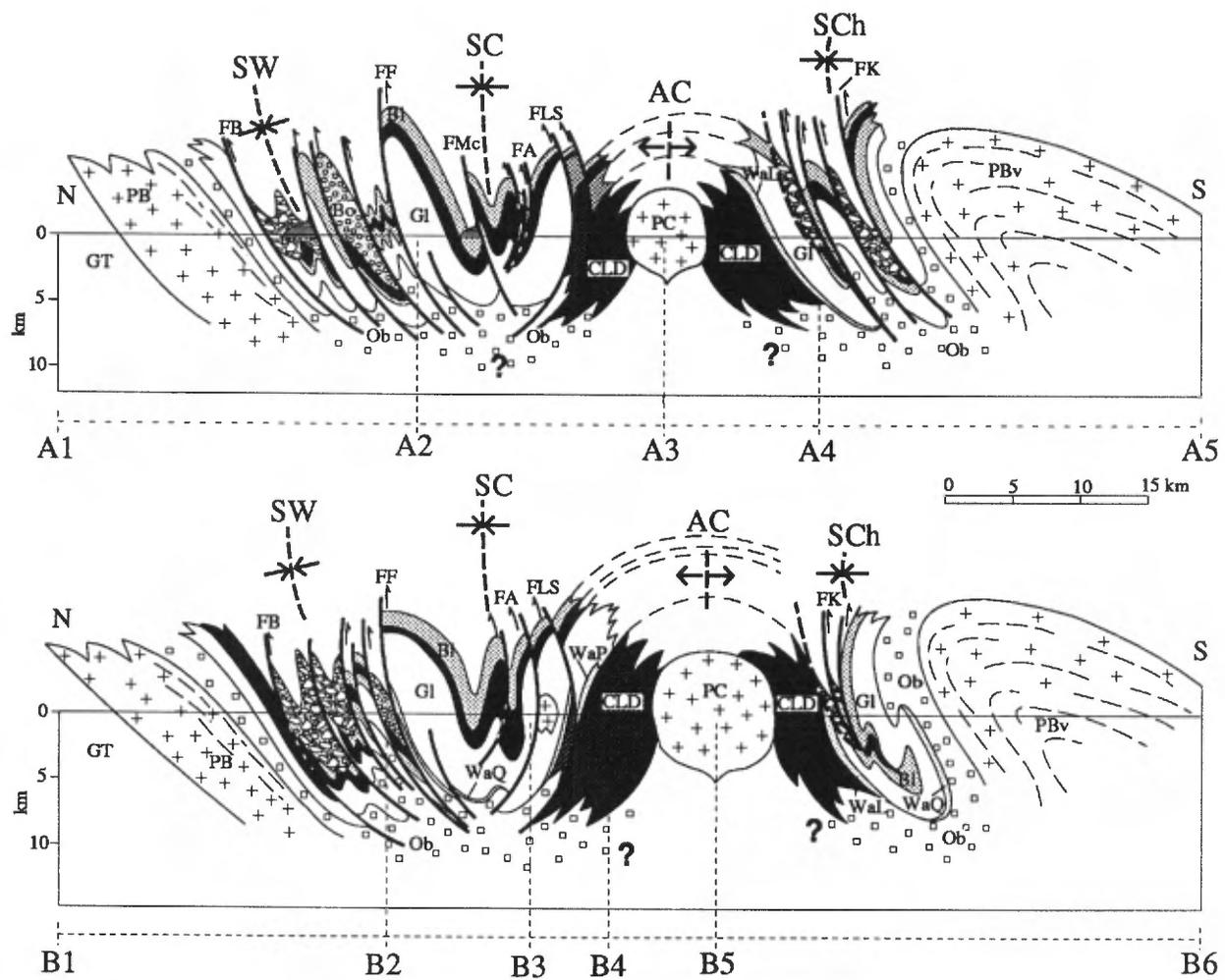
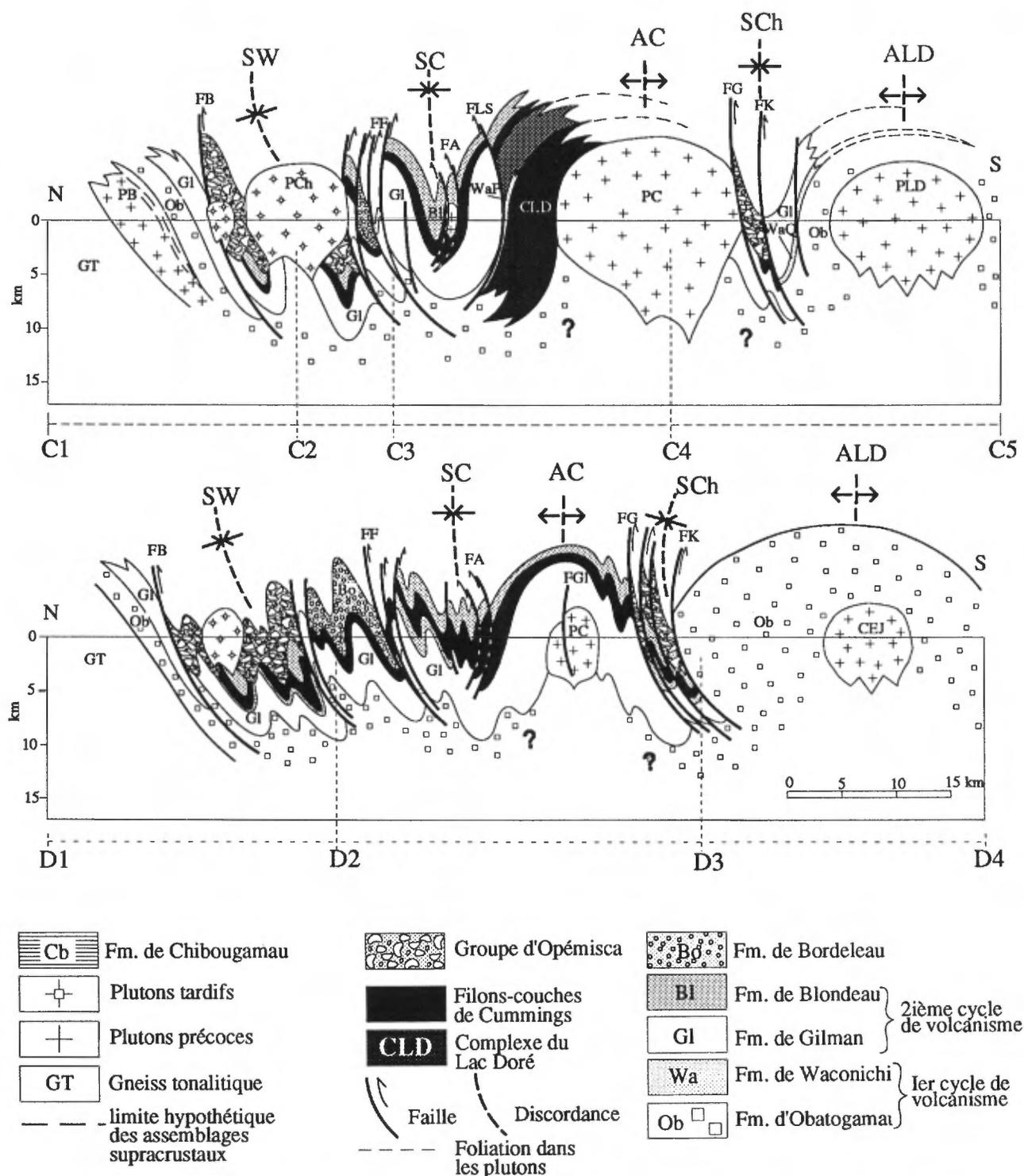


FIGURE 160 – Coupes structurales détaillées de la région de Chibougamau. La position des coupes est indiquée sur la carte de la figure 5. La coupe A est la plus à l'E tandis que la coupe B est la plus à l'W.



Pour la Formation de Waconichi: WaL=type Lemoine, WaQ=type Queylus, WaP=Type Portage.

Pour les plutons: PB= Pluton de Barlow, PC= Pluton de Chibougamau, PBv= Pluton de Boisvert, PLD= Pluton de La Dauversière, PCh= Pluton de Chevrillon, CEJ= Complexe Eau Jaune.

Pour les structures: SW= Synclinal de Waconichi, SC= Synclinal de Chibougamau, SCh= Synclinal de Chapais, AC= Anticlinal de Chibougamau, ALD= Anticlinal de La Dauversière, FB= Faille Barlow, FF= Faille Faribault, FA= Faille Antoinette, FLS= Faille du lac Sauvage, FG= Faille Goudreau, FK= Faille Kapunapotagen, FGI= Faille Gwillim, FMc= Faille McKenzie.

FIGURE 160 - Coupes structurales détaillées de la région de Chibougamau. La position des coupes est indiquée sur la carte de la figure 5. La coupe A est la plus à l'E tandis que la coupe B est la plus à l'W.

la séquence est parfois plissée d'une façon très intense; parfois elle est parfaitement homoclinale.

Ce collage tectonique de pièces stratigraphiques ne semble toutefois pas être le fruit de transport très important puisque de part et d'autre de la zone tectonique, nous pouvons reconstruire la succession lithostratigraphique. La plupart des copaux sont d'ailleurs identifiables à une partie de cette stratigraphie (Gilman et Blondeau). La limite sud de la zone de collage tectonique correspond à une faille très importante dans la région, la faille Faribault (Daigneault 1982, Daigneault & Allard 1983, 1984a).

Le *synclinal de Chibougamau* est une structure située au centre de la région. Il est particulièrement bien délimité par les Filons-couches de Cummings, notre horizon marqueur (figures 5 et 161). Les flancs sont abrupts de part et d'autre et les plongements des axes mesurés et calculés sont forts et varient de l'E vers l'W. Le stéréogramme 11 de la figure 168 illustre cette relation.

L'*anticlinal de Chibougamau* représente probablement la structure principale de la région. Sa trace axiale suit une orientation relativement E-W dans la partie ouest de la carte et devient progressivement NE dans la partie orientale. Cette inflexion dans la partie est du territoire devient plus prononcée par le jeu des failles grenvilliennes de direction N20° qui sectionnent les couches avec un décrochement apparent senestre (figure 5).

Cette structure anticlinale représente en quelque sorte un dôme qui a soulevé tout l'empilement volcanique (Cimon, 1979; Gobeil & Racicot, 1983) Nous croyons que la mise en place précoce du pluton de Chibougamau est responsable de l'amorce du soulèvement des couches vers la verticale, processus catalysé par une compression N-S régionale.

Au S de l'anticlinal de Chibougamau, nous retrouvons le *synclinal de Chapais* qui contient lui aussi un bassin sédimentaire. Les sédiments du Groupe d'Opémisca se retrouvent dans la zone de charnière de ce synclinal. Toutefois, le synclinal est tronqué par une faille longitudinale très importante, la faille Kapunapotagen (Charbonneau *et al.*, 1983; Daigneault & Allard, 1983, 1987). Elle sépare les sédiments du Groupe d'Opémisca, une séquence homoclinale E-W à sommet vers le S, des assemblages de roches volcaniques associés au Groupe de Roy et à sommet vers le N. On peut voir la relation structurale entre ces deux groupes dans la coupe structurale C de la figure 160. La trace de ce synclinal suit le contact des sédiments et des volcanites au centre de la région, mais à l'E comme à l'W, nous retrouvons les Filons-couches de Cummings et la Formation de Blondeau qui confirment la présence du Groupe de Roy sous les sédiments associés au Groupe d'Opémisca. Dans la partie sud de la région, on reconnaît une zone d'inversion de la stratigraphie généralement connue sous le nom d'*anticlinal de La Dauversière* (Duquette, 1970; Gobeil & Racicot, 1983; Allard & Gobeil, 1984). Cependant, cette structure ne représente pas un axe de pli tel qu'on le conçoit généralement, i.e. avec une relation angulaire entre la schistosité régionale et la stratification. En cela,

elle présente de fortes analogies avec l'anticlinal de Chibougamau. Cette zone d'inflexion où les couches changent de polarité se situe dans un linéament E-W occupé en grande partie par des plutons granitoïdes. C'est sur ce linéament plutonique que se fait l'inversion des couches. Ce linéament, ou cette ride, comprend des plutons de diverses natures allant de précoces à tardifs par rapport à la déformation régionale. Il englobe, entre autres, le massif de Lapparent qui s'étend vers l'W sur une distance de 65 km et qui contient le Complexe Eau Jaune (Tait et Chown, 1988). Il englobe également le pluton de La Dauversière, le pluton de Boisvert, ainsi que plusieurs plutons plus modestes emplacements plus ou moins tardivement dans l'histoire de la déformation (figures 3, 5 et 162).

La structure située le plus au S de la région est désignée sous le nom de *synclinal de Druillettes* par Lauzière *et al.* (1989). Elle fait partie de ce qui est connu comme étant la bande sud de Chibougamau. Cette structure est la dernière avant les gneiss tonalitiques qui bordent le sillon de Chibougamau. Il s'agit d'un synclinal perturbé par plusieurs failles parallèles au plan axial et dont le coeur est occupé par les sédiments de la Formation de Caopatina (Sharma *et al.*, 1987).

Le schéma de la figure 159 permet de constater la prépondérance des quatre synclinaux majeurs faisant partie du grand synclinorium que représente le sillon de Chibougamau. Les structures anticlinales sont soit occupées par des plutons granitoïdes, soit détruites par un réseau de failles longitudinales produisant un amalgame de copaux distincts.

Nous interprétons les plutons présents dans les rides anticlinales comme étant des plutons précoces dans le processus de la déformation régionale. Nous croyons donc qu'ils ont contribué d'une façon ou d'une autre au soulèvement des couches pour générer les structures anticlinales qui s'apparentent donc à d'immenses dômes.

Dans le cas du collage tectonique auquel on donne le nom d'anticlinal de Waconichi, il nous apparaît probable que la flexure antiforme originale a été une cible privilégiée pour le développement de cassures qui ont considérablement compliqué la zone de charnière. Le fait de retrouver les marqueurs stratigraphiques comme les Filons-couches de Cummings dans trois des structures synclinales (figures 5 et 6) ainsi que la présence de l'Obatogamau au N comme au S en contact avec les gneiss tonalitiques impose une contrainte importante sur tout modèle traitant de l'évolution tectonique de la région.

De plus, il est intéressant de noter la présence de sédiments plus jeunes dans le coeur de trois des bassins structuraux. À la limite, cette règle peut même s'appliquer au quatrième synclinal (celui de Chibougamau) puisqu'il s'agit de sédiments pyroclastiques remaniés (Dimroth *et al.*, 1983). Les sédiments situés dans les synclinaux de Waconichi et de Chapais appartiennent au Groupe d'Opémisca; ils sont donc caractérisés par la présence de fragments granitoïdes. Les sédiments du synclinal de Druillettes en sont

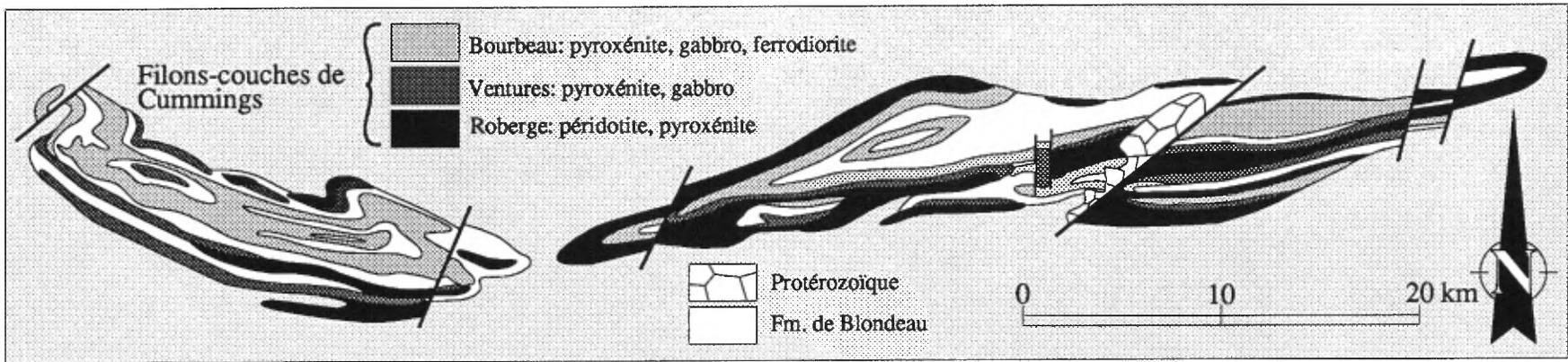


FIGURE 161 - Cartouche montrant la géométrie régionale en dôme et bassin dans le synclinal de Chibougamau que forment les Filons-couches de Cummings, au sein du synclinal de Chibougamau.

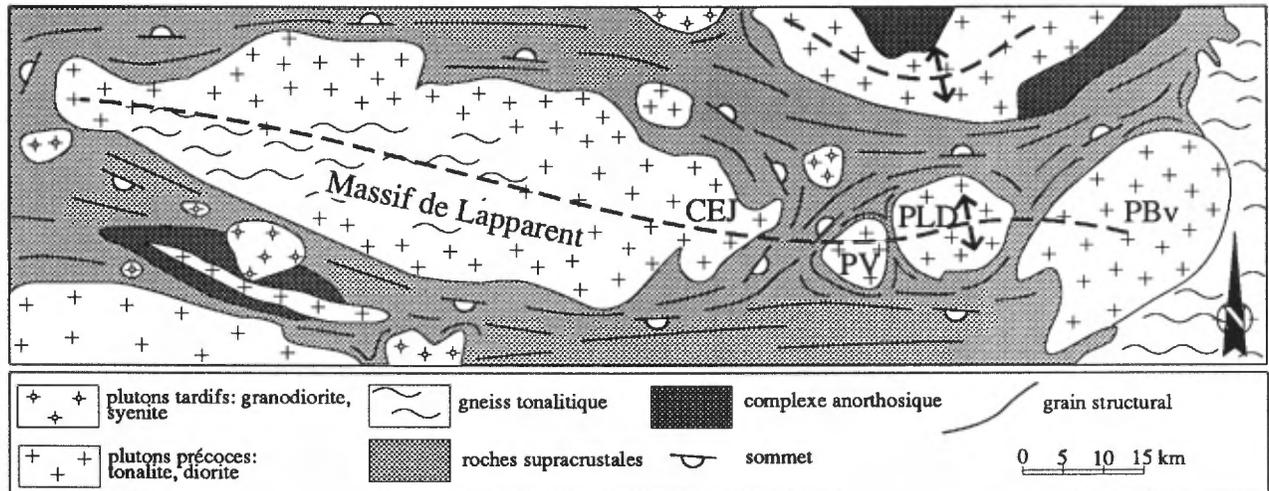


FIGURE 162 - Relief structural de forme anticlinale produit par les plutons de Boisvert (PBv), La Dauversière (PLD), Verneuil (PV) et le massif de L'apparent dans lequel on retrouve le Complexe Eau Jaune (CEJ).

pour leur part dépourvus, mais ils représentent le sommet de l'empilement volcano-sédimentaire de ce secteur.

Les sédiments du Groupe d'Opémisca sont systématiquement bordés par des failles régionales longitudinales comme nous le montrons dans les coupes structurales de la figure 160. Il est probable que ces failles E-W, maintenant à mouvement inverse (Daigneault & Allard, 1987), aient été à l'origine des failles normales comme le proposent Dimroth *et al.* (1983) ainsi que Daigneault & Allard (1984a). Un régime en extension précédant le régime en compression a pu générer des failles d'effondrement qui auraient contrôlé la sédimentation (Mueller & Dimroth, 1984).

VARIATION DE LA SCHISTOSITÉ RÉGIONALE

La schistosité régionale (S_r) est une schistosité de flux généralement bien développée à travers l'ensemble de la région. Dans les roches volcano-sédimentaires, elle est facile à reconnaître, car ce plan correspond au plan d'aplatissement d'objets géologiques comme les coussins dans les laves, les amygdales, les varioles, les phénocristaux ou bien les fragments dans les roches pyroclastiques et sédimentaires (figure 163A).

Microscopiquement, cette foliation résulte de l'alignement préférentiel de toute la minéralogie de la roche, particulièrement des minéraux métamorphiques formés pendant la déformation, comme c'est le cas pour la chlorite, la séricite et le carbonate.

Ce plan de déformation est l'élément planaire dominant dans la région et il est de plan axial aux plis mésoscopiques et mégascopiques que l'on connaît (figures 163 C et D).

La carte des trajectoires de la schistosité régionale est présentée à la figure 164. Cette carte relie par une ligne, l'attitude moyenne du plan de foliation principale. En première observation, l'attitude de cette foliation principale suit préférentiellement la direction E-W et subit une rupture majeure dans le voisinage du Front de Grenville. On y voit, de plus, l'interaction des grandes masses granitoïdes qui exercent un contrôle sur son attitude. D'une façon générale, l'orientation de la schistosité suit celle de l'interface entre les granitoïdes et les roches supracrustales. Son pendage est généralement abrupt (figure 165); toutefois, il est plus modéré près du contact avec la marge granitoïde au nord, variant autour de 45° vers le sud, ainsi qu'au S du synclinal de Druillettes (hors carte) où il est vers le N. Près du Front de Grenville, le pendage de la schistosité régionale devient également plus modéré autour de 60° . De fait, les relations observées près de la marge sud de la bande, représentent le plan miroir des relations observées près du contact nord. Une vue en coupe à travers l'ensemble de la bande de roches vertes laisse voir que la schistosité décrit donc un patron en éventail avec un centre vertical tel que l'illustre le schéma de la figure 166. La carte des trajectoires (figure 164) laisse voir la présence de points neutres ou triples dans le voisinage des masses granitiques. Nous interprétons ces points triples comme l'évidence

d'une interaction de ces granites dans la genèse du plan de foliation principale. Nous reviendrons sur l'interprétation de ces points triples dans la partie traitant du rôle des granitoïdes.

PLIS MÉSCOSCOPIQUES

On rattache à la phase principale (E_2) la majorité des plis mésoscopiques observés sur le terrain. Ces plis ont une tendance isoclinale à serrée dans la majorité des secteurs (figure 167 A et B). Dans certains cas, ils sont plus ouverts, voire ondulants (voir figure 167C). Ils prennent le plus souvent la forme de plis semblables (classe 2 de Ramsay, 1967), mais ils sont parfois concentriques (classe 1b). Les axes plongent fortement (voir figure 168), avec des plongements qui varient de 60° à 90° . L'attitude des linéations d'intersection entre la schistosité régionale et le plan de stratification confirme cette attitude abrupte. La schistosité régionale est axiale à ces plis et produit souvent une transposition significative de la stratification (figures 167D et 163B). Cette transposition sur le plan de la schistosité agit dans certains cas comme un plan de décollement qui peut escamoter complètement l'horizon repère et agir ainsi comme une faille de charnière. Parfois la transposition sépare complètement le plan de la stratification, donnant l'illusion d'une roche fragmentaire (figure 163B).

Peu de plis mésoscopiques associés à l'étape E_2 ont été retrouvés au sein des unités du Complexe du Lac Doré. On attribue cela à la résistance au plissement offerte par ces roches compétentes. Toutefois, dans la Série litée du Complexe, sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, plusieurs plis à géométrie généralement en «Z» ont été reconnus; la figure 167 en montre un bon exemple. Cependant, nous croyons que leur formation s'est faite à la faveur d'irrégularités initiales du plan de stratification produisant un position instable face à la direction du raccourcissement horizontal. Ces irrégularités pourraient être produites par plissement synsédimentaire (*slumping*) dans des roches qui, même si elles sont intrusives, ont une mise en place qui s'apparente, dans une certaine mesure, aux processus reconnus dans les roches sédimentaires (figures 41, 44 et 51).

LINÉATIONS D'ÉTIREMENT VERTICALES

La linéation d'étirement est un élément de première importance, surtout dans les zones hautement déformées, car elle traduit en quelque sorte l'écoulement tectonique des roches. Les linéations d'étirement ont été observées à partir d'un référentiel plus ou moins sphéroïdal à l'origine et qui montre maintenant une élongation préférentielle. Les vésicules dans les laves (figure 169), les cristaux de plagioclase (figure 163D), les fragments dans les roches sédimentaires (figure 163C), sont autant d'exemples qui permettent de visualiser la linéation d'étirement. On l'observe également à partir d'un alignement minéralogique préférentiel sur le plan de la schistosité.

Régionalement, l'attitude des linéations d'étirement est caractérisée par des plongements abrupts. Comme la

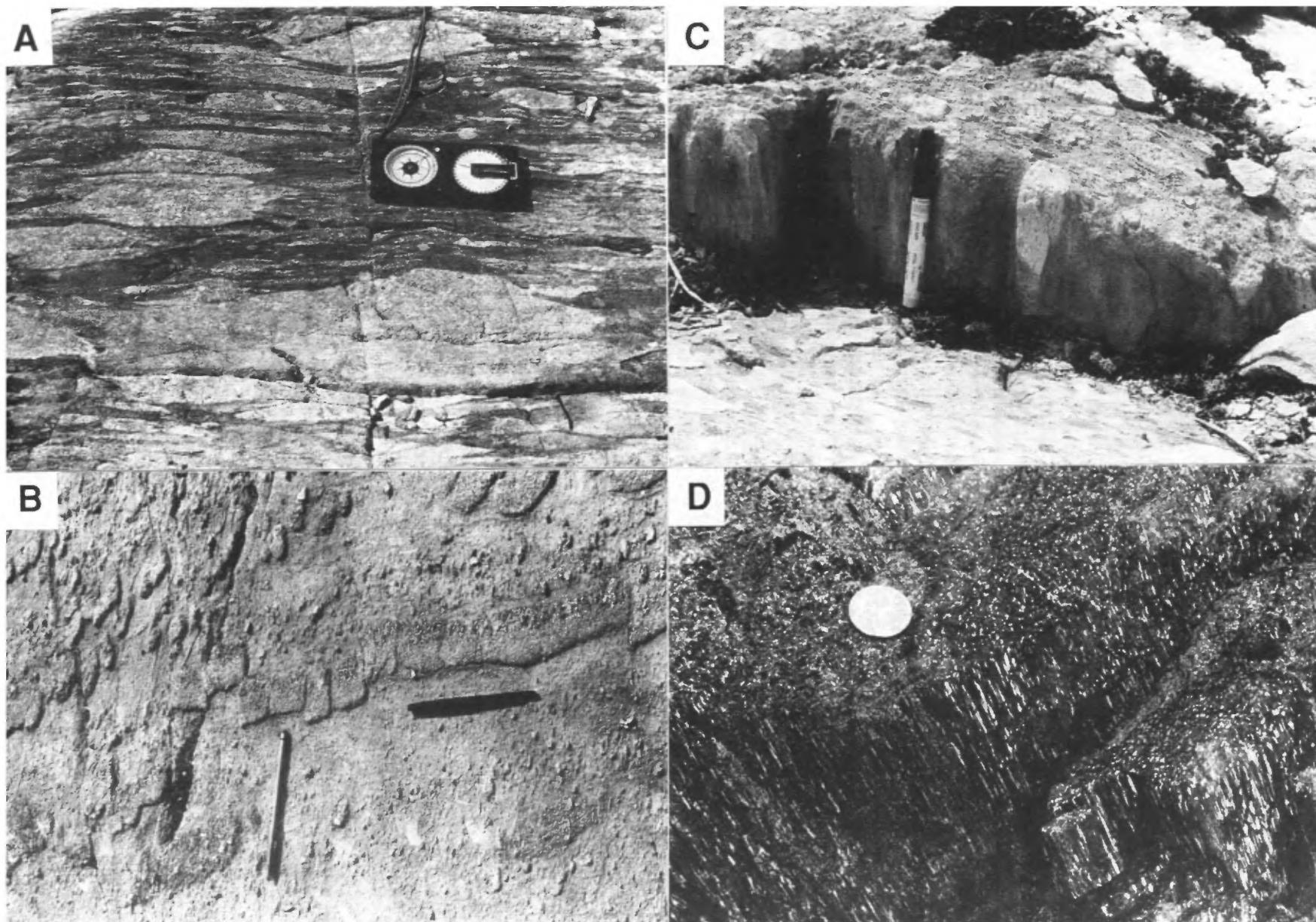


FIGURE 163 - A) Allongement des fragments selon la schistosité régionale, B) transposition du litage par la schistosité régionale. Cette transposition produit un démembrement du lit, ce qui donne à l'affleurement l'aspect d'une roche fragmentaire. C) fragment étiré verticalement qui marque bien l'attitude de la linéation d'étirement. D) linéation d'étirement très bien développée dans des basaltes à cristaux de plagioclase.

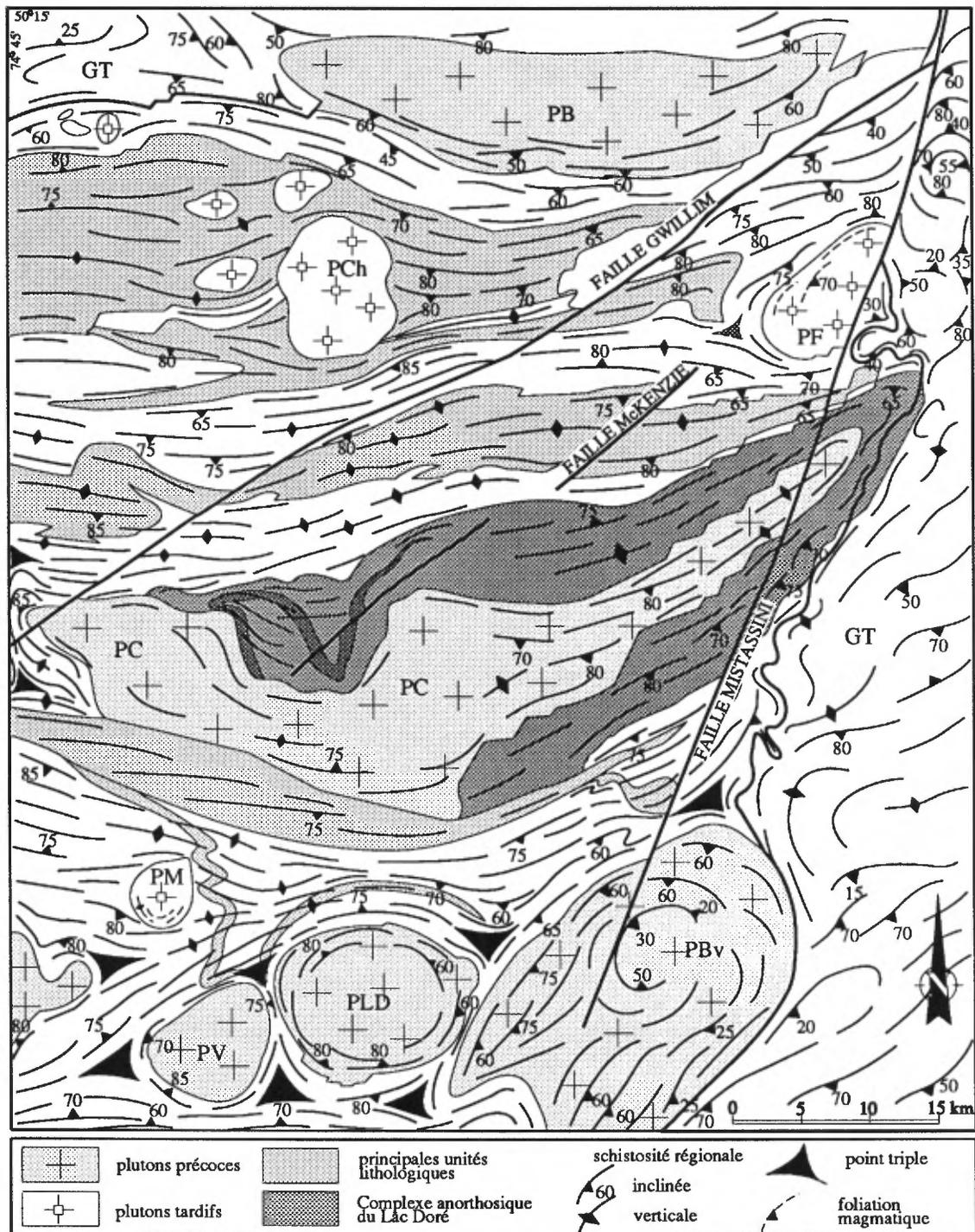


FIGURE 164 - Carte des trajectoires de la schistosité régionale. La couverture de cette carte est la même que celle de la figure 5 à laquelle on peut se référer pour compléter la légende.

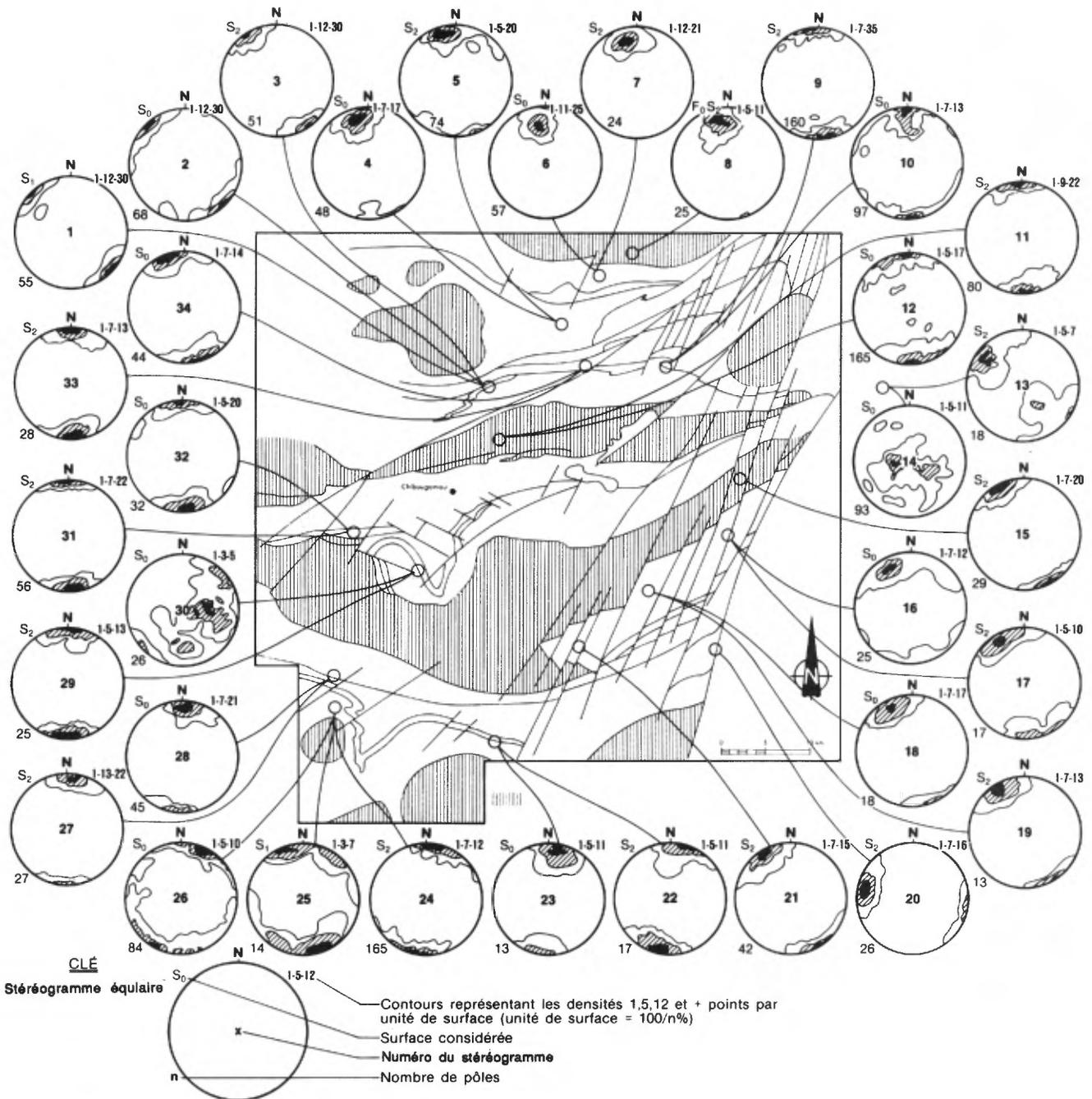


FIGURE 165 – Compilation des plans de la schistosité régionale et de la stratification pour la région de Chibougamau (tiré de Daigneault et Allard, 1984A). Voir la géologie sur la figure 5.

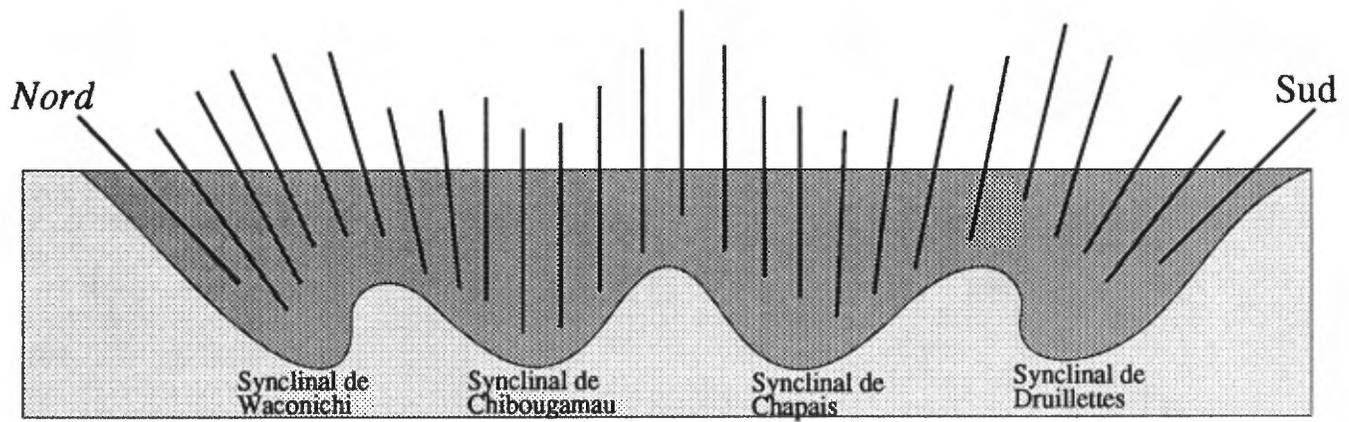


FIGURE 166 - Section schématique au travers de la bande de roches vertes de Chibougamau montrant l'attitude de la schistosité régionale en éventail convergeant vers le coeur du bassin.

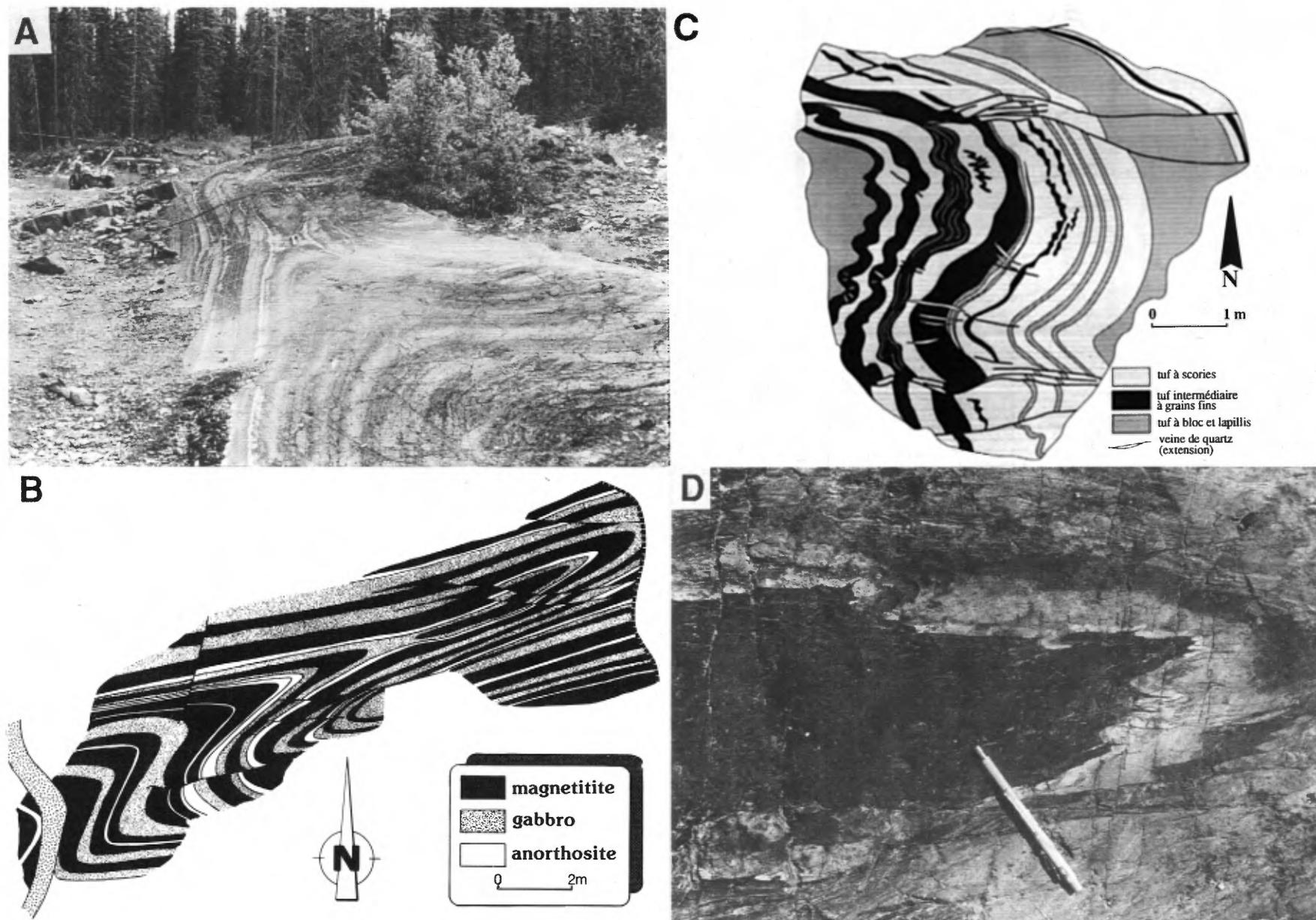


FIGURE 167 - En A) pli en fourreau associé à la déformation régionale et affectant la Série litée du Complexe du Lac Doré. L'axe du pli a été parallélisé à la linéation d'étirement verticale. En B) représentation graphique du même pli, notez l'étranglement au coeur de la charnière. En C) pli ouvert à axe vertical dans des volcanoclastites mafiques. En D) pli isoclinal à axe vertical dans des grès et argilites de la Formation de Blondeau. Observez la transposition des lits le long du plan de la schistosité.

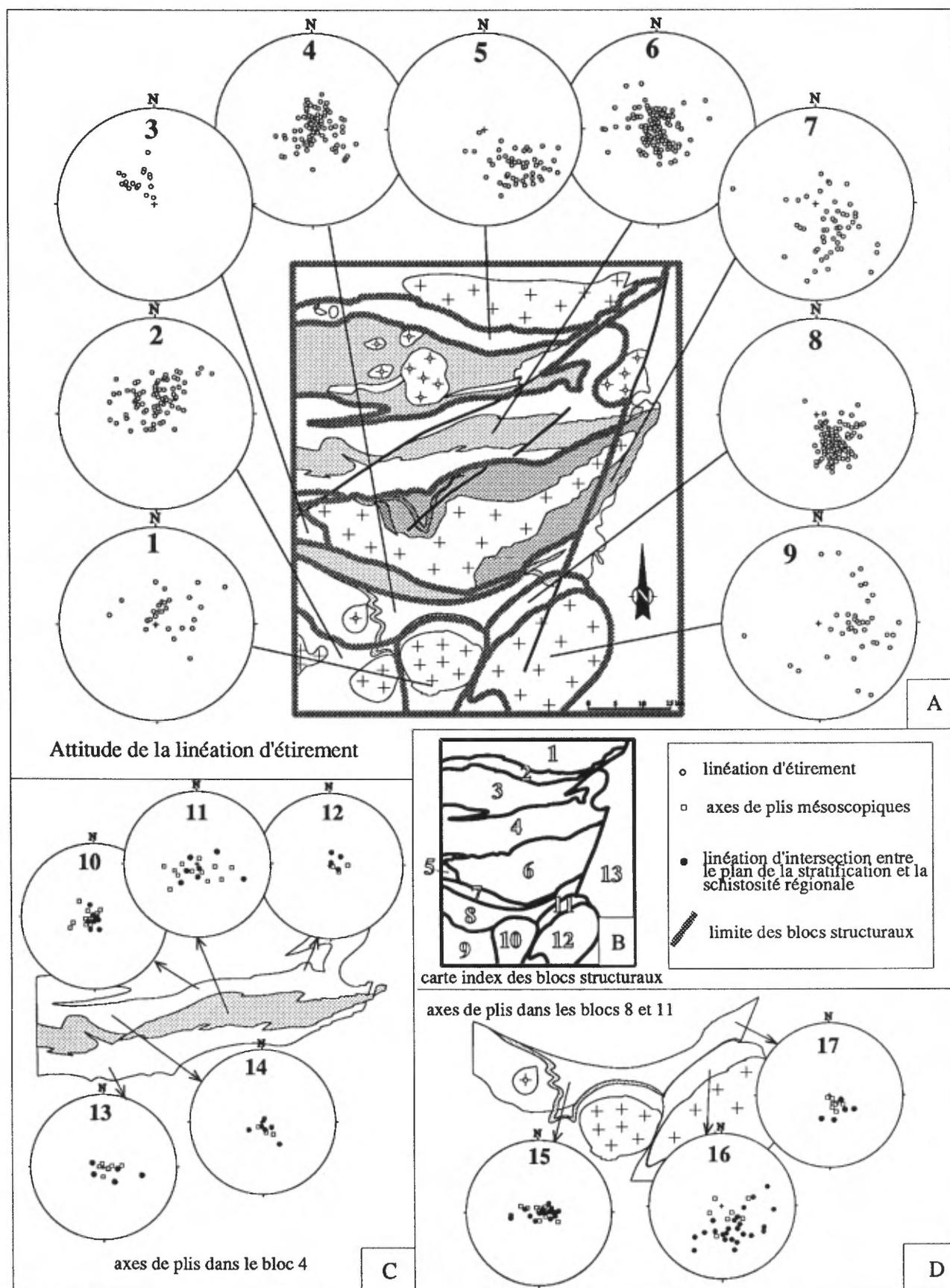


FIGURE 168 – Division des blocs structuraux et projection stéréographique des linéations d'étirement et des axes de plis (projection équaire de Schmidt).

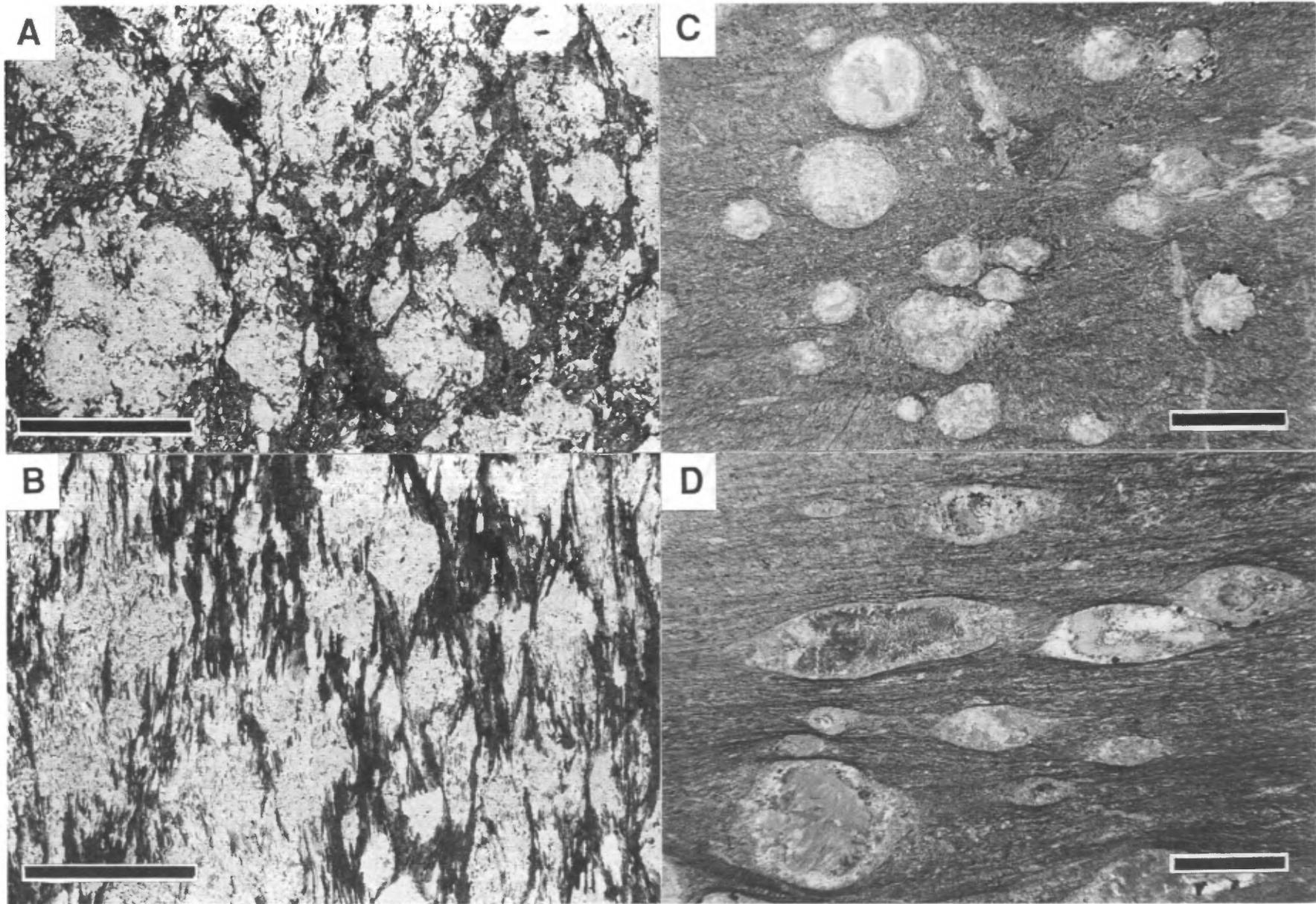


FIGURE 169 – En A) Microphotographie d'un gabbro en section perpendiculaire à la linéation d'étirement. En B) idem en section parallèle à la linéation d'étirement, lumière naturelle, la barre noire fait 1 mm. En C) microphotographie d'un basalte vésiculaire en section perpendiculaire à la linéation d'étirement. En D) idem en section parallèle à la linéation d'étirement. Notez l'allongement très important des vésicules en comparaison avec C, lumière naturelle, la barre noire fait 3 mm.

linéation est contenue dans le plan de la schistosité régionale, son plongement sera en partie contrôlé par le pendage de celle-ci. C'est ce qui explique son plongement modéré près de la marge nord de la bande (stéréogramme 5 de la figure 168A) ainsi que près de la marge sud, faisant ainsi ressortir un effet de convergence vers le coeur du bassin de roches vertes. Son angle de chute (*pitch*) sur le plan de schistosité est dans la plupart des cas très fort, autour de 90°. La morphologie des objets géologiques est communément celle de l'ellipsoïde «*oblate*» avec un axe X qui correspond à la linéation minéralogique de la roche. Dans certains cas toutefois, les corps géologiques prennent vraiment la forme de l'ellipsoïde «*prolate*» (tectonite L). Les figures 168 et 170 permettent de visualiser l'attitude générale des linéations d'étirement pour le territoire considéré et la figure 171 représente notre appréciation qualitative de son intensité. La variation générale des directions de la linéation d'étirement s'explique par son caractère abrupt qui relègue au second plan l'importance de la direction.

DIVISION EN BLOCS STRUCTURAUX

Nous avons divisé notre région en 13 blocs structuraux distincts (figure 168) à partir de l'intensité et de l'attitude des linéations d'étirement combinées avec les trajectoires de la schistosité. Nous avons donc défini des zones d'influence où nous regroupons les régions déformées de façon homogène. Les blocs 2, 5, 8, 9, 10, 11 et 12 montrent, à notre avis, un régime de déformation influencé par la présence de masses granitoïdes. Le bloc 2 (stéréogramme 5), par exemple, situé à la marge du Pluton de Barlow (nord de la région), présente une déformation élevée, caractérisée par une forte anisotropie planaire et une linéation d'étirement marquée et abrupte dans le pendage. Le tout est accompagné par un métamorphisme plus élevé (faciès des amphibolites près de la marge du pluton). Ce bloc est caractérisé par des linéations à plongement modéré en direction du centre du bassin; ce régime de déformation est cohérent avec ce qui est observé au sein du bloc 1 pour lequel nous n'avons toutefois que peu de mesures. Le bloc 5 (stéréogramme 3), situé à l'extrémité ouest du Pluton de Chibougamau, est caractérisé par un régime de tectonite L. Les linéations d'étirement y sont très marquées et dominent complètement le plan de foliation principale, à tel point qu'il est difficile de le mesurer. Les blocs 8, 9, 10, 11 et 12 occupent le secteur de la ride anticlinale de La Dauversière et montrent un contrôle exercé par les granitoïdes qui occupent cette région. Le bloc 10 (stéréogramme 1), correspondant au voisinage du Pluton de La Dauversière, montre une dispersion des linéations qui tend à être radiale par rapport à la forme du pluton. Cette orientation des linéations est accompagnée par un patron circulaire du plan de foliation principale au sein de la masse (figure 164). Les bordures de ce pluton sont bien déformées à l'état solide, le quartz formant des rubans constitués de grains polygonaux. Le bloc 12, qui correspond au Pluton de Boisvert, est caractérisé par un patron circulaire des trajectoires de schistosité avec un coeur folié à l'horizontale. Les bordu-

res sont, comme pour le Pluton de La Dauversière, bien déformées à l'état solide. Les linéations montrent une légère dispersion en projection stéréographique (stéréogramme 9) mais la carte des linéations (figure 170) indique une dominance au SE avec un plongement modéré. Les effets grenvilliens sur cette masse sont encore à évaluer. Les blocs 3 et 7, occupés par les sédiments plus jeunes, tendent à montrer un taux de déformation moindre que celui observé dans les autres blocs. Le bloc 13 fait partie du Parautochtone de l'orogénèse grenvillienne (Rivers et Chown, 1986; Ciesielski et Ouellet, 1985). Il est caractérisé par la présence de tonalite foliée à gneissique dont le plan de foliation principale suit des trajectoires irrégulières en direction et pendage. Cela explique les variations d'attitude des linéations d'étirement pour ce bloc (figure 170). Nous pensons que ce bloc est constitué d'un amalgame de plutons, de composition essentiellement tonalitique, dont les géométries sont encore inconnues.

L'appréciation de l'intensité de la linéation d'étirement (figure 171) s'est faite sur le terrain et sur des échantillons orientés à partir de l'observation de la déformation finie sur des corps géologiques décrits plus haut. La diversité des corps géologiques observés rend toutefois difficile une quantification relative du taux de déformation. Cependant, l'évaluation systématique pour l'ensemble de la région concernée nous a permis de faire ressortir les zones où la déformation est significativement plus élevée que le bruit de fond régional. Ces régions de plus haute déformation se caractérisent par des linéations d'étirement mieux développées. Au sein même des zones de haute déformation caractérisées par des linéations situées dans le champ de l'appauvrissement apparent, on reconnaît une sous-zone caractérisée, elle, par des linéations situées dans le champ de constriction apparente (figure 172). D'une façon abrégée, nous désignerons donc la zone de haute déformation (tectonite L-S) comme étant la zone A et la sous-zone de constriction (tectonite L) comme étant la zone B.

La zone de type B passe progressivement vers la zone A et ainsi de suite vers la déformation régionale qualifiée de bruit de fond.

La distribution des zones de haute déformation fait bien ressortir les éléments qui en exercent le contrôle. Dans un premier temps, on y voit l'influence exercée par les grands couloirs de déformation E-W que l'on associe aux failles longitudinales et, dans un deuxième temps, celle des marges granitoïdes indifféremment qu'il s'agisse des plutons précoces ou bien de la bordure des gneiss tonalitiques dans lesquels sont encaissées les roches volcano-sédimentaires de la région.

Les zones de tectonite L (zone B) sont, pour leur part, systématiquement au voisinage des granitoïdes qui ont contribué d'une façon active au processus de la déformation.

À l'approche du Front de Grenville, la linéation d'étirement devient substantiellement plus développée. Ce phénomène d'accentuation observé en marge du Front de Grenville peut être interprété de deux façons. D'abord, il

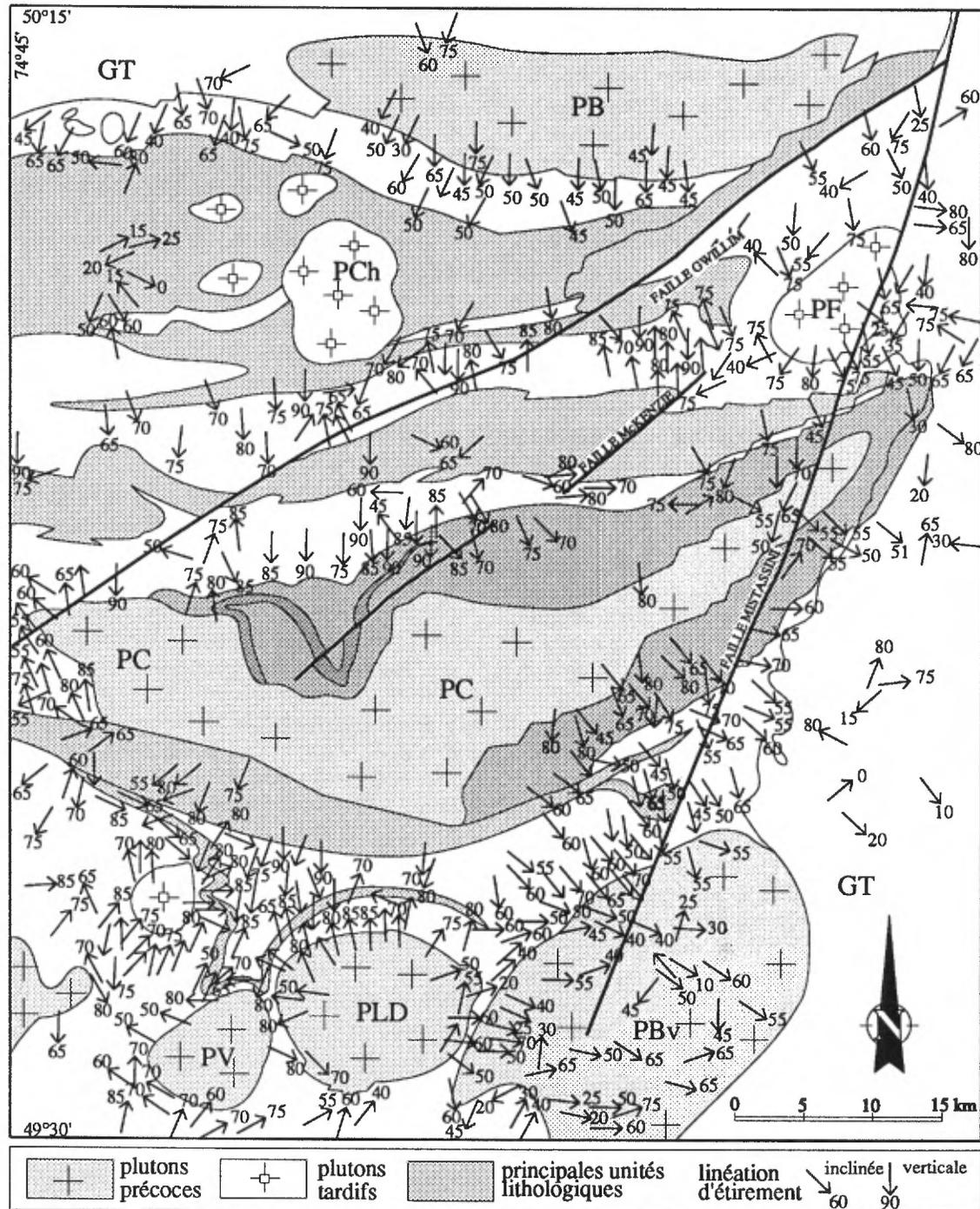


FIGURE 170 – Carte des linéations d'éirement. La couverture de cette carte est la même que celle de la figure 5 à laquelle on peut se référer pour compléter la légende.

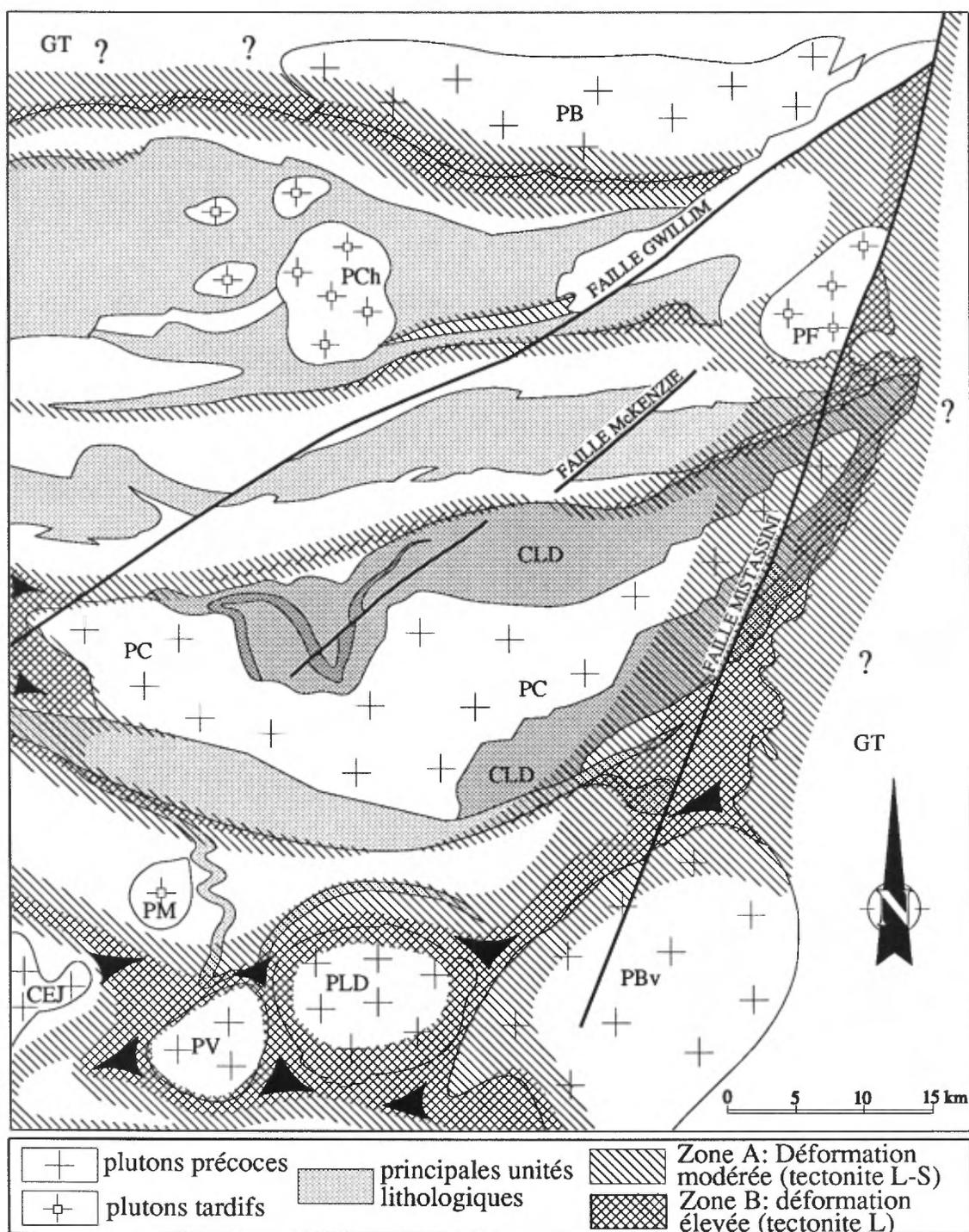


FIGURE 171 - Évaluation qualitative de la déformation. La couverture de cette carte est la même que celle de la figure 5 à laquelle on peut se référer pour compléter la légende. Voir le texte pour plus de détails.

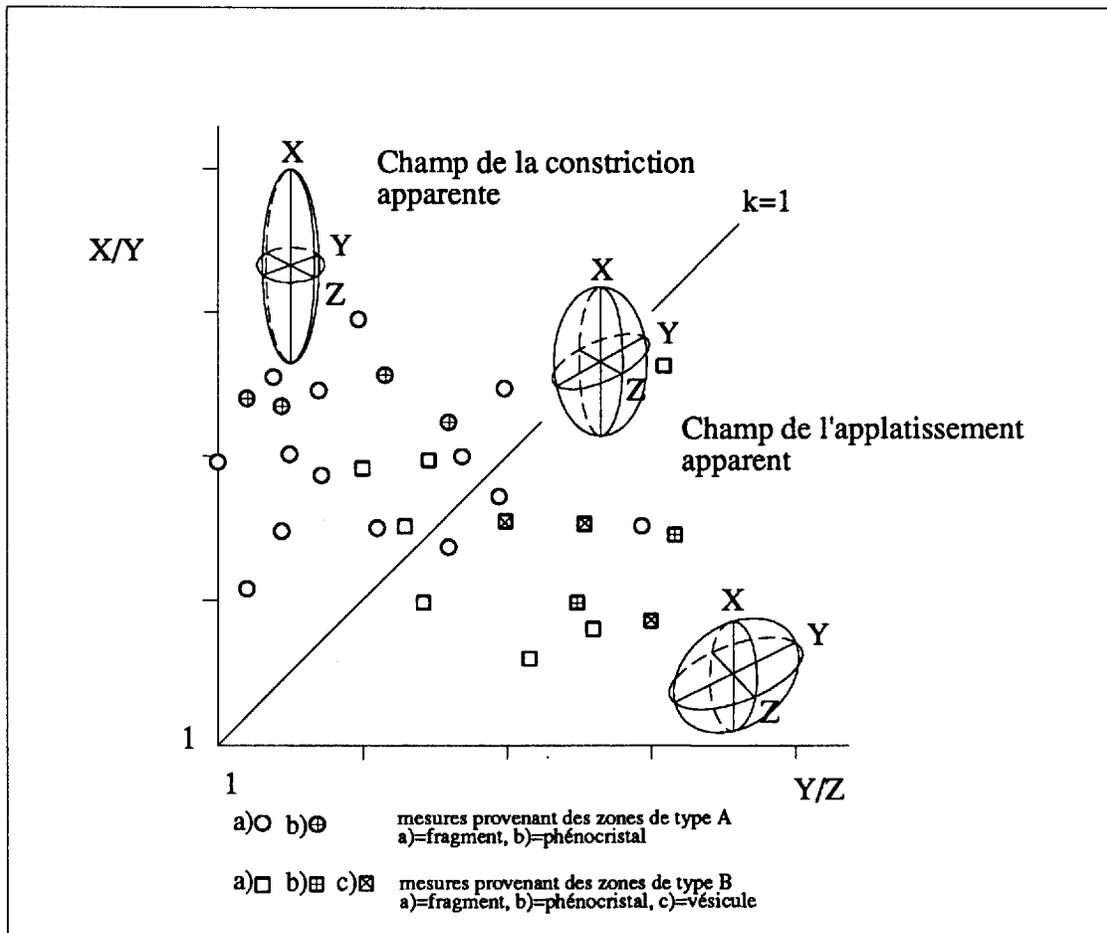


FIGURE 172 - Appréciation de la géométrie des objets déformés sur diagramme de Flinn (1962), pour les zones de déformation A et B. Voir la figure 171 pour la distribution des zones. Les données proviennent de mesures sur des fragments dans les roches pyroclastiques et sédimentaires, de phénocristaux et de vésicules.

se peut que le plan de foliation principal et que la linéation d'étirement associée aient été réactivés lors de l'orogénèse grenvillienne. Il est également possible que le niveau structural observé près du Front de Grenville soit plus profond suite aux mouvements le long des failles grenvilliennes qui provoquent un chevauchement du Grenville sur le Supérieur (Daigneault & Allard, 1986). Une combinaison de ces deux processus pourrait également être envisagée.

Étape 3 – Déformations postrégionales

Cet épisode de déformation (E_3) regroupe une série de phénomènes superposés aux éléments de deuxième phase. Dans notre esprit, ces phénomènes ne sont pas nécessairement le résultat d'une phase ultérieure distincte. Ils peuvent s'inscrire dans une suite d'événements faisant partie d'un continuum de la déformation et qui tendent à se développer dans les zones fortement anisotropiques. Les diverses structures pouvant être associées à cet épisode se retrouvent donc préférentiellement dans les zones de failles ou dans les couloirs de déformation. Il est probable que ces structures s'inscrivent dans l'histoire d'un couloir et ne devraient donc pas être corrélées d'un endroit à l'autre. Mais le grain structural préférentiel de direction E-W tend à produire des structures secondaires de direction consistante et régulière par rapport à l'anisotropie principale du couloir de déformation, si bien qu'il est tentant d'en faire des corrélations d'un couloir à l'autre.

Le principal de ces éléments est une structure planaire d'intensité variable et prenant différentes formes allant du clivage de crénulation au clivage de fracture. On désigne ces structures C_s pour clivage secondaire; elles affectent soit la schistosité régionale désignée S_r ou une schistosité mylonitique (S_m) appartenant à un couloir de déformation. La figure 173 montre un bon exemple de la superposition du C_s sur S_r . Ce clivage affiche communément une attitude NE variant autour de $N45-65^\circ$ avec un pendage très abrupt. Lorsque ce clivage devient plus important, on observe souvent le développement de plis asymétriques, régulièrement en «Z». Ces plis sont généralement ouverts et ils plongent de façon modérée à abrupte, ayant tendance à être subparallèles à la linéation d'étirement. Ils sont parfois plus serrés, particulièrement dans les zones fortement anisotropiques. Ce clivage de crénulation représente en quelque sorte une structure parasite qui se superpose à la schistosité régionale (figure 173A) ou au cisaillement dans les zones de failles. Aussi, le clivage C_s ainsi que les plis associés seront d'autant mieux développés que l'anisotropie existante de la roche sera forte. La présence d'un clivage de crénulation très développé dans une zone d'anisotropie intense nous porte à surestimer l'importance de cette structure au détriment de l'anisotropie originale.

Il est possible qu'il y ait une relation entre la présence et l'intensité du clivage de crénulation et la proximité des failles NE comme la faille Gwillim et la faille du Lac Doré. On a observé, dans le voisinage de ces grandes failles, la présence persistante de cette structure dont l'attitude s'appa-

rente souvent à celle du plan de faille lui-même. Les failles Gwillim et Scott constituent de bons exemples de ce phénomène puisque le clivage C_s est bien développé le long des rives de ces deux lacs.

Une seconde structure, d'orientation plutôt NW, est souvent reconnue dans la région. Il s'agit également d'un clivage de crénulation, mais son développement est toutefois généralement plus discret. Son orientation est communément $N120^\circ$ avec pendage abrupt. Il ne semble exister aucune relation de recoupement entre cette structure (désignée C_s') et le clivage C_s de direction NE. L'examen en lames minces indique qu'elles sont en fait des structures en cisaillement dont le sens de mouvement opposé indique qu'il s'agit de structures conjuguées se superposant à la schistosité régionale. La figure 173B montre un bon exemple de ce phénomène. Le clivage C_s' , ainsi appelé pour conserver la relation chronologique, est observable en plusieurs endroits. Néanmoins, il demeure une structure discrète qui ne se développe qu'occasionnellement et cela au détriment de sa conjuguée C_s .

Il pourrait y avoir une relation génétique entre le clivage C_s et les kinks de direction NE régulièrement observés dans la région. À quelques endroits, on a observé un passage progressif de l'une de ces structures vers l'autre. Le développement intense de ces kinks souligne parfois la proximité d'une faille NE.

L'importance des événements postdéformation régionale (E_3) réside dans le fait qu'ils affectent les éléments de deuxième phase (figure 174), comme les plis associés à l'épisode E_2 ainsi que les cisaillements E-W, souvent porteurs de veines minéralisées. Ce type d'effet est d'autant plus important que l'on est à proximité du Front de Grenville (voir section suivante).

Étape 4 – Effets grenvilliens

Bien que les trois premières étapes de la déformation E_1 , E_2 et E_3 représentent un continuum de la déformation régionale archéenne, l'étape E_4 est un événement que l'on attribue à la période orogénique grenvillienne. Les manifestations structurales et métamorphiques sur les roches archéennes en bordure du Front de Grenville représentent, comme nous allons le voir, une conséquence directe ou indirecte de l'orogénèse grenvillienne.

Dans la région de Chibougamau, le grain stratigraphique archéen, communément de direction E-W, subit une rupture majeure (figure 164) au contact entre ces deux provinces géologiques, désigné comme étant le Front de Grenville (Wynne-Edwards, 1972; Rivers et Chown, 1986). Il est difficile de définir avec précision ce qu'est le Front de Grenville. Cette difficulté devient encore plus grande si l'on tente de le définir comme une ligne qui sépare le Grenville du Supérieur. Dans ce texte, le Front est désigné comme étant une zone ou un couloir où les manifestations structurales et métamorphiques altèrent le caractère archéen des roches vertes. Concrètement dans la région, le Front se

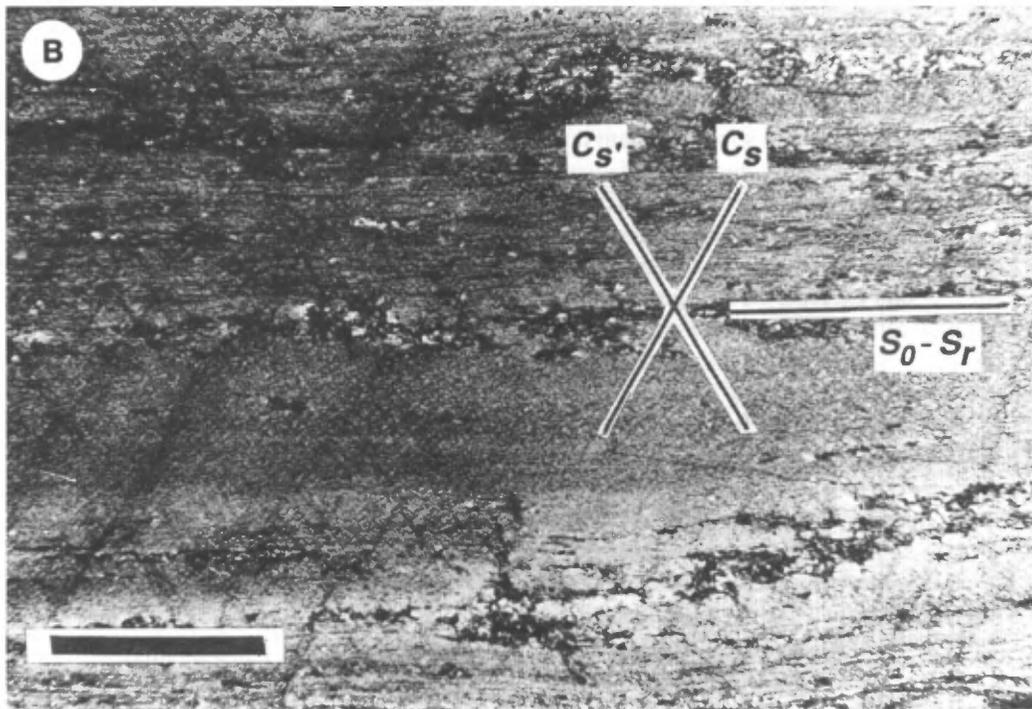
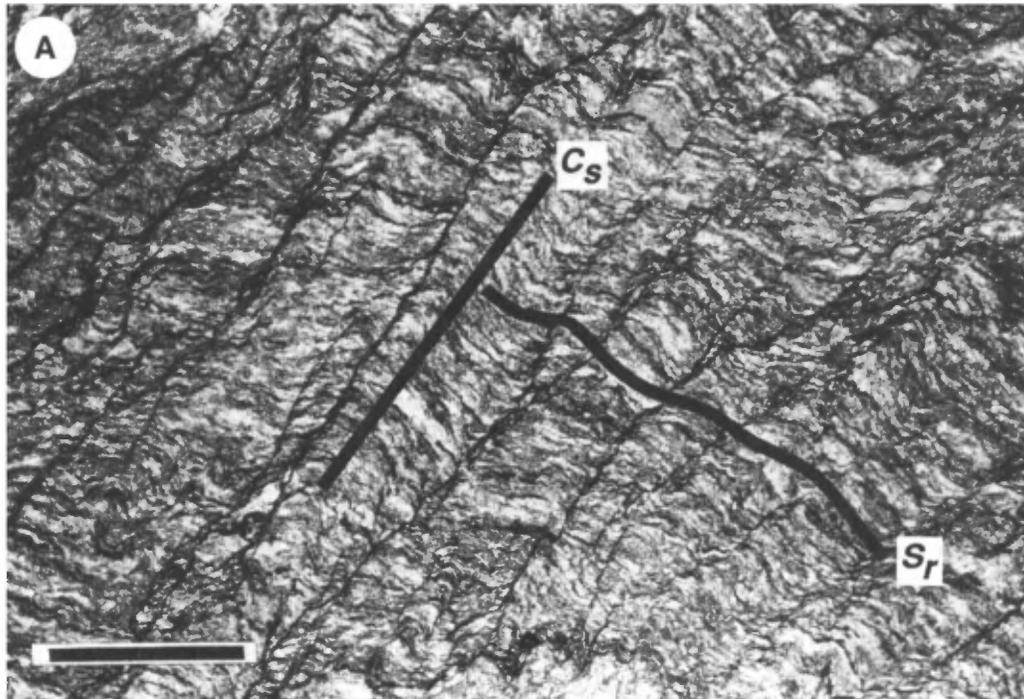


FIGURE 173 - En A) Microphotographie montrant le clivage de crénulation C_s affectant la schistosité régionale S_r , (la barre noire fait 2 mm). En B) Microphotographie montrant deux clivages secondaires conjugués (C_s et C_s') dans un niveau de pyroclastites (la barre noire fait 0,3 mm).



FIGURE 174 – Pli postdéformation régionale affectant des pyroclastites du secteur Queylus. Un clivage tardif, axial au pli, suit la direction du crayon et est orienté N 60°.

caractérise par une densité accrue du réseau de failles NNE, produisant un contact abrupt entre les sillons supracrustaux E-W et les gneiss du parautochtone.

Les roches archéennes ont subi des transformations importantes à l'approche du Front de Grenville. Ces transformations se traduisent surtout par une augmentation appréciable du métamorphisme, passant d'un grade généralement faible à un grade élevé, ainsi que par une déformation importante. La densité et l'intensité des structures postdéformation régionale deviennent de plus en plus significatives. L'accentuation de la déformation produit une augmentation de l'anisotropie dans les roches. La carte des trajectoires de la schistosité régionale (figure 164) montre bien la corrélation du grain tectonique archéen et sa variation à l'approche du Front de Grenville. Comme c'est le cas dans les couloirs de déformation, une anisotropie forte facilite le développement de structures secondaires. Des plis à plan axial NE (Baker, 1980; Daigneault, 1986) se retrouvent donc en abondance dans la zone d'influence du Grenville. Ces plis affectent tous les éléments de la déformation régionale et leurs axes plongent abruptement de façon parallèle à la linéation d'étirement.

La linéation d'étirement, souvent discrète dans le domaine archéen, devient omniprésente et très développée dans la zone d'influence du Grenville. Son orientation est régulière et constante à N160°/60° stéréogrammes 7, 8 et 9 de la figure 168 et figure 170).

L'anisotropie plus importante s'accompagne également d'un métamorphisme significatif au faciès des amphibolites. Cette élévation du métamorphisme se fait généralement progressivement de l'W vers l'E quoique les failles NNE (voir plus loin) semblent accélérer le passage de l'un vers l'autre. Les premiers signes avant-coureurs du métamorphisme se manifestent à plus de 10 km à l'W du Front.

L'effet le plus spectaculaire de l'influence du Grenville est sans doute la présence des failles NNE (figure 5) que nous décrirons plus loin. Ces failles se caractérisent généralement par des mylonites au faciès des schistes verts qui recoupent et rétrogradent le métamorphisme au faciès des amphibolites de la zone d'influence du Grenville.

La déformation et le métamorphisme plus intenses aux abords du Front sont à l'origine de l'attribution quasi automatique de ces effets à l'orogénèse grenvillienne. Toutefois les études détaillées de la déformation kénoréenne et de son héritage dans les roches archéennes nous font réaliser que cette discrimination entre effets grenvilliens et effets kénoréens n'est pas aussi évidente, particulièrement au niveau de l'empreinte structurale des roches. Plusieurs des caractéristiques de la déformation sont communes au sein et hors de la zone d'influence du Grenville.

La continuité structurale progressive de la déformation archéenne du domaine archéen vers la zone d'influence du Grenville pourrait s'expliquer par une remontée successive de niveaux structuraux plus profonds (Daigneault et Allard, 1986). Cette remontée pourrait se faire par l'entremise des failles NNE dont le mouvement chevauchant vers le NW

est clairement identifié (voir faille Mistassini). Cette hypothèse donnerait donc au métamorphisme un âge archéen. Il est également possible que l'événement grenvillien ait réactivé des structures ayant un héritage archéen et superposé à celles-ci un métamorphisme de haut grade difficile à discriminer du métamorphisme de haut grade archéen.

Cette attribution du métamorphisme à un épisode archéen pourrait expliquer pourquoi, dans le secteur de Chibougamau, les sédiments protérozoïques de la Formation de Chibougamau et les dolomies de la Formation d'Albanel à la mine ICON (figure 186) ne sont pas affectés par la déformation et le métamorphisme typiques de la zone d'influence du Grenville.

Failles et zones de cisaillement

Les failles et les zones de cisaillement sont très abondantes dans toute la région de Chibougamau (voir figure 5). Leur importance économique est évidente puisqu'on est dans un district minier à contrôle essentiellement structural.

Le Complexe du lac Doré est lui-même un excellent laboratoire de géomécanique car il est constitué d'une grande variété de roches à texture et minéralogie très différentes. L'âge relatif des diverses structures, en fonction du métamorphisme, est aussi un facteur important dans l'étude de ces roches; nous y avons déjà fait allusion au chapitre des stades de déformation. À l'origine, les roches du Complexe étaient très compétentes, cassantes et anhydres. La texture des gros cumulats de la Zone anorthosique, la texture doléritique de la Zone de bordure et la texture très dense et homogène des cumulats à grains très fins de la Zone de ferrodiorite ont une grande influence sur l'histoire métamorphique et sur la déformation de ces roches. Ainsi, avant le métamorphisme, la ferropyxénite avait des propriétés mécaniques très proches de celles du ferrogabbro adjacent. Après métamorphisme, ces propriétés changent radicalement: le gabbro consiste essentiellement en un faisceau de baguettes de plagioclase saussuritisé et de ferroactinote tandis que la ferropyxénite est constituée d'un ensemble de cristaux de ferrochlorite et ferropargasite. Si le gabbro est peu différent du gabbro originel quand on le soumet à des contraintes tectoniques, la nouvelle pyroxénite, elle, est une roche beaucoup moins compétente que la pyroxénite d'origine et donc beaucoup plus susceptible d'être déformée. De fait, la schistosité régionale s'y est développée de façon prononcée alors qu'elle est à peine visible dans le gabbro. Au niveau des plis et des failles, la pyroxénite bien foliée sera le lieu préférentiel pour des failles longitudinales que nous décrirons un peu plus loin. Nous pourrions fournir beaucoup d'autres exemples de réactions spécifiques à la déformation mais celui que nous venons de présenter suffira pour alerter le lecteur aux problèmes fascinants de la déformation du Complexe du lac Doré.

Quatre familles de failles (E-W, SE, NE et NNE) ont été reconnues dans la région en se basant simplement sur les différences de direction et sur les relations de recoupement. Les failles E-W sont celles qui ont été reconnues

comme étant les plus anciennes et les plus importantes (Daigneault & Allard, 1983, 1984a, 1987; Allard & Gobeil, 1984; Charbonneau *et al.*, 1983; Dimroth *et al.*, 1983). On les désignera comme les failles F_2 car on les associe à l'étape E_2 de la déformation. Les failles SE n'ont jamais été clairement expliquées ni placées dans le cadre tectonique de la région. Nous présentons un peu plus loin un modèle dans lequel nous les regroupons génétiquement avec les failles E-W. Les failles NE sont de grandes cassures qui recoupent les failles F_2 et nous les désignerons donc comme étant des failles F_3 même si leur association avec l'étape 3 de la déformation demeure spéculative. Les failles NNE sont celles que l'on reconnaît particulièrement à l'approche du Front de Grenville. Là, ces failles, qui sont les plus jeunes, recoupent nettement les failles F_2 et F_3 . Toutefois, plus à l'W cette relation ne semble pas aussi évidente. Nous désignons ces failles NNE comme étant les failles F_4 .

GRANDES FAILLES E-W (F_2)

Les failles E-W sont très répandues dans toute la région de Chibougamau (figure 5). Elles représentent de grandes cassures régionales ou de simples zones de cisaillement d'extension plus modeste. Ces failles ont une importance capitale sur la stratigraphie car, dans certains cas, elles provoquent la répétition de parties de la séquence stratigraphique, et dans d'autre 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 exotiques en contact anormal avec le reste de l'empilement.

On les désigne souvent comme étant 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 (*break*) que l'on retrouve dans la région de Rouyn-Noranda — Val-d'Or, comme la faille de Cadillac par exemple.

Les failles E-W sont intimement associées à des zones de cisaillement SE qui seront traitées plus loin dans la même section.

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 cisailées alternent avec des zones non déformées. Les zones de cisaillement 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, de carbonate et d'épidote est typique tandis que dans les anor-

thosites, on reconnaît surtout la séricite, le carbonate et le chloritoïde.

Ces failles ont un lien étroit avec la schistosité régionale. Le passage se fait progressivement entre une déformation régionale, caractérisée par une schistosité bien imprimée dans la roche, vers le couloir de déformation associé à la faille et qui développe une foliation mylonitique devenant de plus en plus accentuée. La direction de la schistosité au sein de la zone de cisaillement est le plus souvent parallèle à la direction du couloir de déformation. Ce parallélisme n'est toutefois pas aussi évident pour les pendages. Il semble, de fait, que le couloir de déformation possède très souvent un pendage différent de celui de la schistosité, permettant ainsi de déduire le mouvement vertical dominant. Cette relation ne s'observe généralement bien que dans les mines où les coupes permettent d'apprécier des différences de pendage non perçues en surface.

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. Cette relation angulaire se visualise dans le plan du mouvement. La figure 175 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 semble probable de considérer la schistosité générée dans le corridor de déformation comme équivalente à la schistosité régionale, puisque ces grandes failles résultent d'un raccourcissement horizontal N-S auquel contribue la schistosité régionale E-W.

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 section verticale, soit une subparallélisation de ces deux éléments par un aplatissement subséquent.

Il demeure que l'observation 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 montre une croissance progressive en s'approchant de la zone de cisaillement. La figure 175 permet de visualiser les relations proposées entre la schistosité régionale et le couloir de déformation.

Faille Kapunapotagen

La faille Kapunapotagen (figure 5), ainsi désignée par Charbonneau (1981a) à l'W 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 & Racicot (1983) la prolongent à l'W de la faille Lamark, jusqu'à la limite de leur carte. Cette faille sépare les sédiments du Groupe d'Opémisca, à sommet vers le S, des volcanites du Groupe de Roy, à sommet vers le N. Il est probable que la sédimentation et le volcanisme andésitique

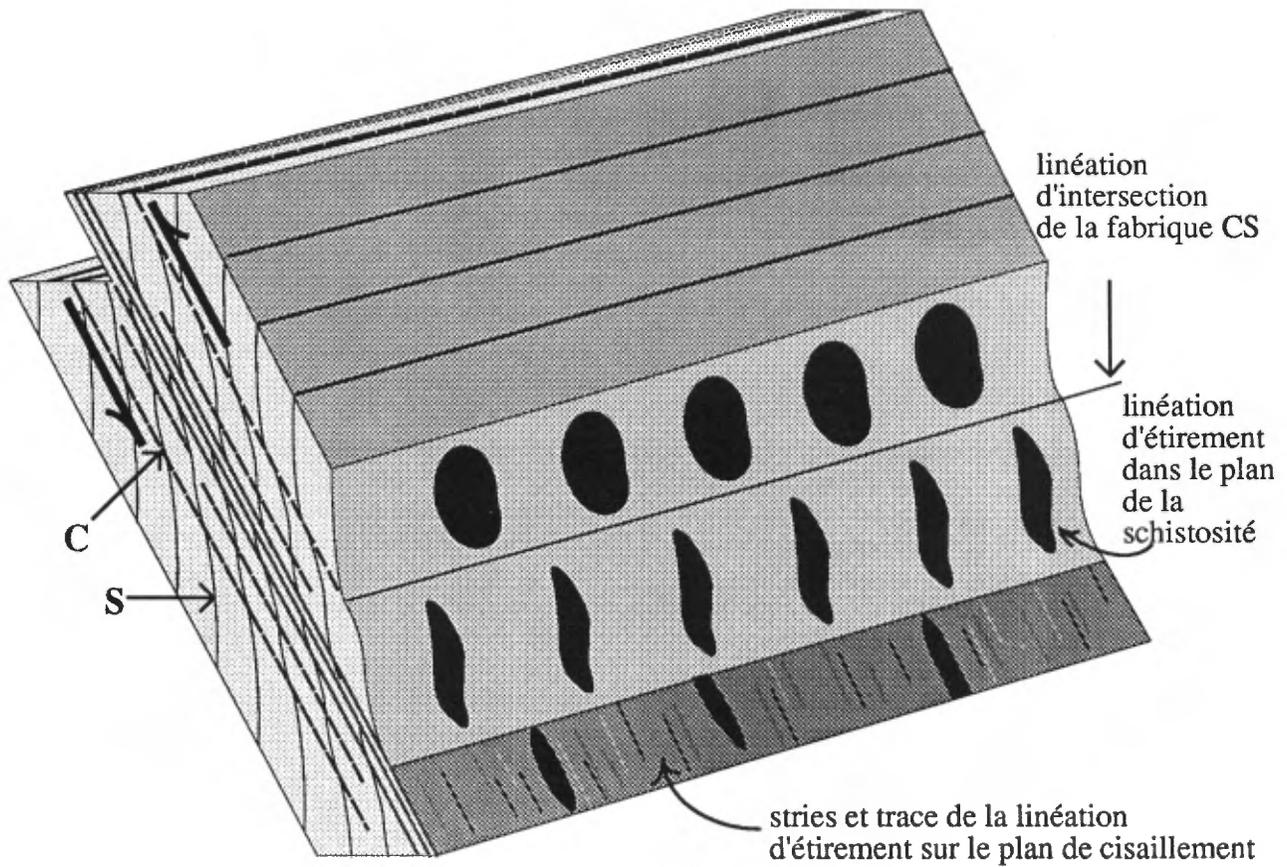


FIGURE 175 - Relation entre la schistosité (S) et le cisaillement (C) dans une zone de cisaillement à mouvement vertical inverse. Notez que la linéation d'intersection entre la schistosité et le cisaillement est horizontale et perpendiculaire à la linéation d'étirement. Modifié de Daigneault et Allard (1987).

concomitant que l'on associe au Groupe d'Opémisca aient été contrôlés par ces grandes cassures que l'on présume être d'anciennes failles normales (Dimroth *et al.*, 1984; Daigneault & Allard, 1984a).

Le canton de Haüy (figure 119) présente un contexte structural analogue à celui du canton de Dolomieu où Charbonneau a défini cette faille. Norman (1937) avait déjà identifié cette discontinuité dans le canton de Haüy sans toutefois lui attribuer de nom. Elle fut récemment décrite plus en détail par Allard (1982a) et Daigneault & Allard (1984a).

La faille Kapunapotagen se caractérise par d'importantes zones de cisaillement de direction globalement E-W qui présentent une altération en carbonate de fer très importante. Les zones de déformation ductile ont des largeurs variant entre 10 et 15 m, mais la déformation est également importante sur des kilomètres au sein des roches volcaniques du Groupe de Roy. La faille sépare, rappelons-le, les sédiments du Groupe d'Opémisca à sommet sud des volcanites du Groupe de Roy à sommet nord. Dans les sédiments du Groupe d'Opémisca présent dans le canton de Haüy, seule une mince band d'environ 50 m a subi une déformation de type fragile qui s'est manifestée par une cataclase intense. Alors que les linéations d'étirement sont fortes au sein des volcanites du Groupe de Roy, elles sont absentes ou faibles dans les sédiments de l'Opémisca. Le niveau de déformation ductile devient toutefois plus important dans le coin SE du canton de Scott, où là les linéations sont fortes et abruptes.

Dans le secteur Haüy (figure 119), la faille Kapunapotagen sépare deux domaines où le grain stratigraphique est fort différent. Les strates du Groupe d'Opémisca ont une direction régulière E-W tandis que les couches du Groupe de Roy définissent une fermeture à plan axial N-S désignée *synclinal de Muscocho*. Il est possible de croire, par cette relation, que le synclinal de Muscocho est une structure pré-Opémisca et donc, que la déformation ait été amorcée bien avant le dépôt des sédiments.

Le tracé de la faille ne correspond pas uniquement à une cassure majeure, mais aussi à la trace d'un pli connu 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 176 montre bien cette relation. On peut voir sur cette coupe que le flanc sud de ce pli est tronqué par la faille Kapunapotagen. La faille Kapunapotagen est une discontinuité générée en compression comme le suggère le niveau de déformation ductile important à son approche. Le mouvement reconnu est essentiellement vertical comme le démontre l'examen des linéations d'étirement présentées à la figure 176. Le plan de faille déduit des structures fortement cisailées pend abruptement vers le sud. Il a permis de juxtaposer un niveau structural profond fortement déformé de façon ductile à un niveau plus superficiel où la déformation devient plus fragile. Cette relation combinée à l'attitude du plan de faille à pendage vers le S favorise l'idée d'un mouvement chevauchant du sud vers le N. Le type de matériau, essentiellement volcanique, affecté

par la faille ne procure pas beaucoup d'indicateurs cinématiques. Toutefois ceux observés sont en accord avec un mouvement chevauchant du S vers le N. Ce mouvement permet de faire disparaître les sédiments situés sur le flanc sud du synclinal de Chapais et ainsi de juxtaposer les volcanites du Groupe de Roy aux sédiments représentant le flanc nord de ce synclinal.

Faille Faribault

Nous avons reconnu en 1982 (Daigneault, 1982) que l'unité de sédiments appartenant à la Formation de Bordeleau, située dans la partie nord du canton de McKenzie, était séparée des volcanites au S par une faille régionale que nous avons nommée *faille Faribault* (Daigneault & Allard, 1983). Cette faille a été cartographiée plus à l'W dans le canton de Barlow (figure 5) où Beullac (1987) l'a retrouvée dans le même contexte que dans le canton de McKenzie. Vers l'W du canton de McKenzie, nous croyons qu'elle se poursuit 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.

Comme dans le cas de la faille Kapunapotagen, la faille Faribault sépare un bassin sédimentaire, d'un côté, des assemblages volcaniques, de l'autre. Elle se manifeste par d'importantes zones de cisaillement intense, voire mylonitique. Ces zones ont une épaisseur qui varie de 10 à 20 m et elles présentent souvent un patron anastomosé. Toutefois, les manifestations de la faille se font plutôt à l'intérieur d'un couloir dont la largeur est variable mais faisant plusieurs centaines de mètres et confinées surtout au sein des volcanites. Il est possible de délimiter une trace relativement précise de la faille en se fiant particulièrement sur la limite entre le Bordeleau et les volcanites mafiques. 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 les effets de la faille.

Le niveau de déformation ductile est beaucoup plus important au sein des volcanites situées au S de la faille que dans les sédiments du Bordeleau au N, où la déformation est beaucoup moins importante. La linéation d'étirement intense et abrupte au S de la faille Faribault et son absence dans les sédiments du Bordeleau au N, favorisent un mouvement à dominance verticale, montrant un chevauchement des volcanites sur les sédiments, soit du S vers le N. L'examen en lames minces des pyroclastites felsiques a permis l'observation d'ombres de pression asymétriques de type sigma aux abords de cristaux de feldspath, structures qui sont en cohérence avec le mouvement proposé.

La trace de la faille est orientée globalement E-W avec une inflexion vers le NE en bordure sud du Pluton de Chevrillon (figure 138). Son pendage est fort vers le S (figure 177). Le plongement des linéations d'étirement est généralement abrupt et dans le secteur McKenzie-nord (figure 138) et son angle de chute (*pitch*) est vers l'W,

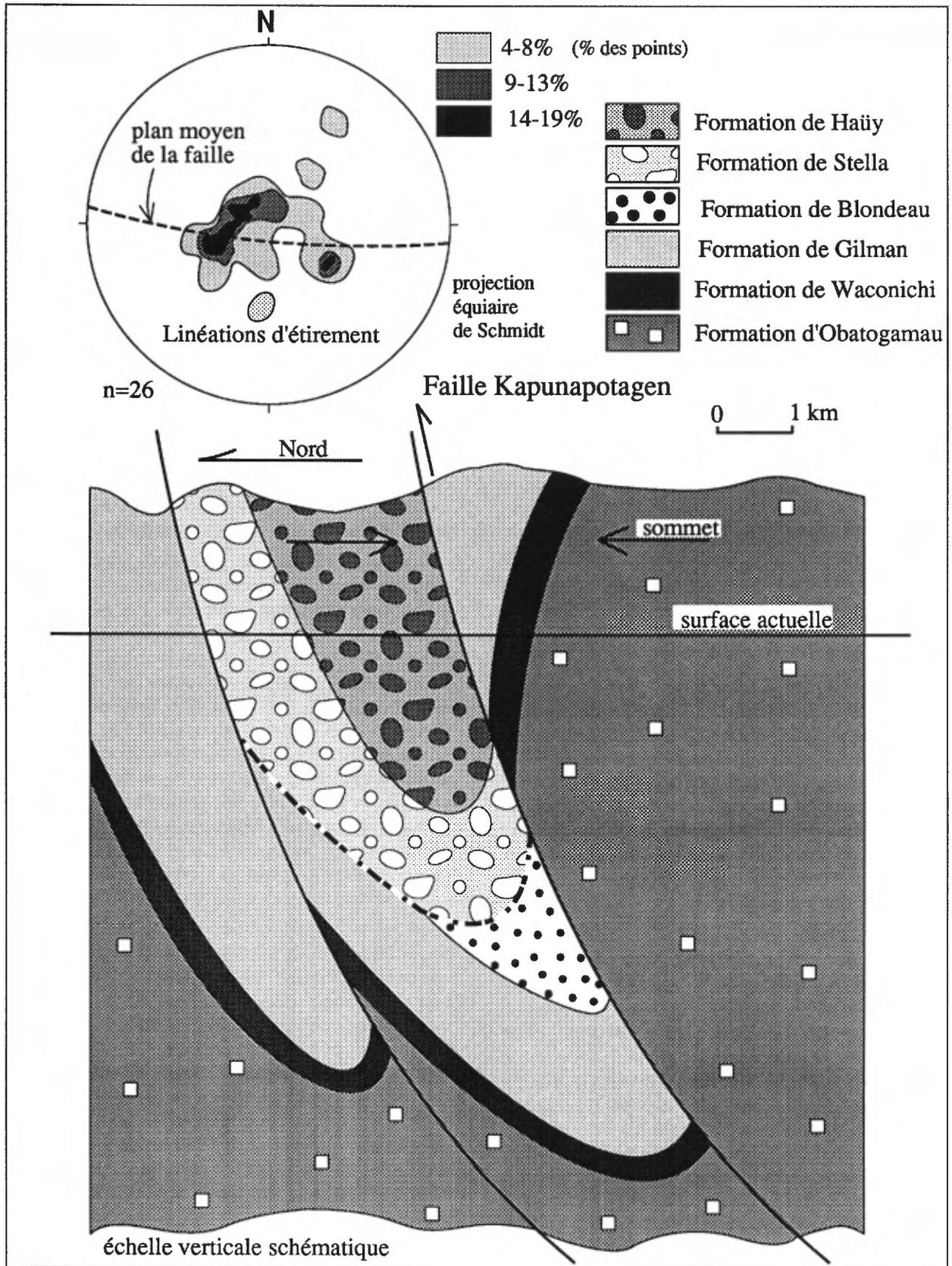


FIGURE 176 – Coupe structurale à travers la faille Kapunapotagen. La faille oppose les sédiments du Groupe d'Opémisca à sommet sud, des volcanites du Groupe de Roy à sommet nord.

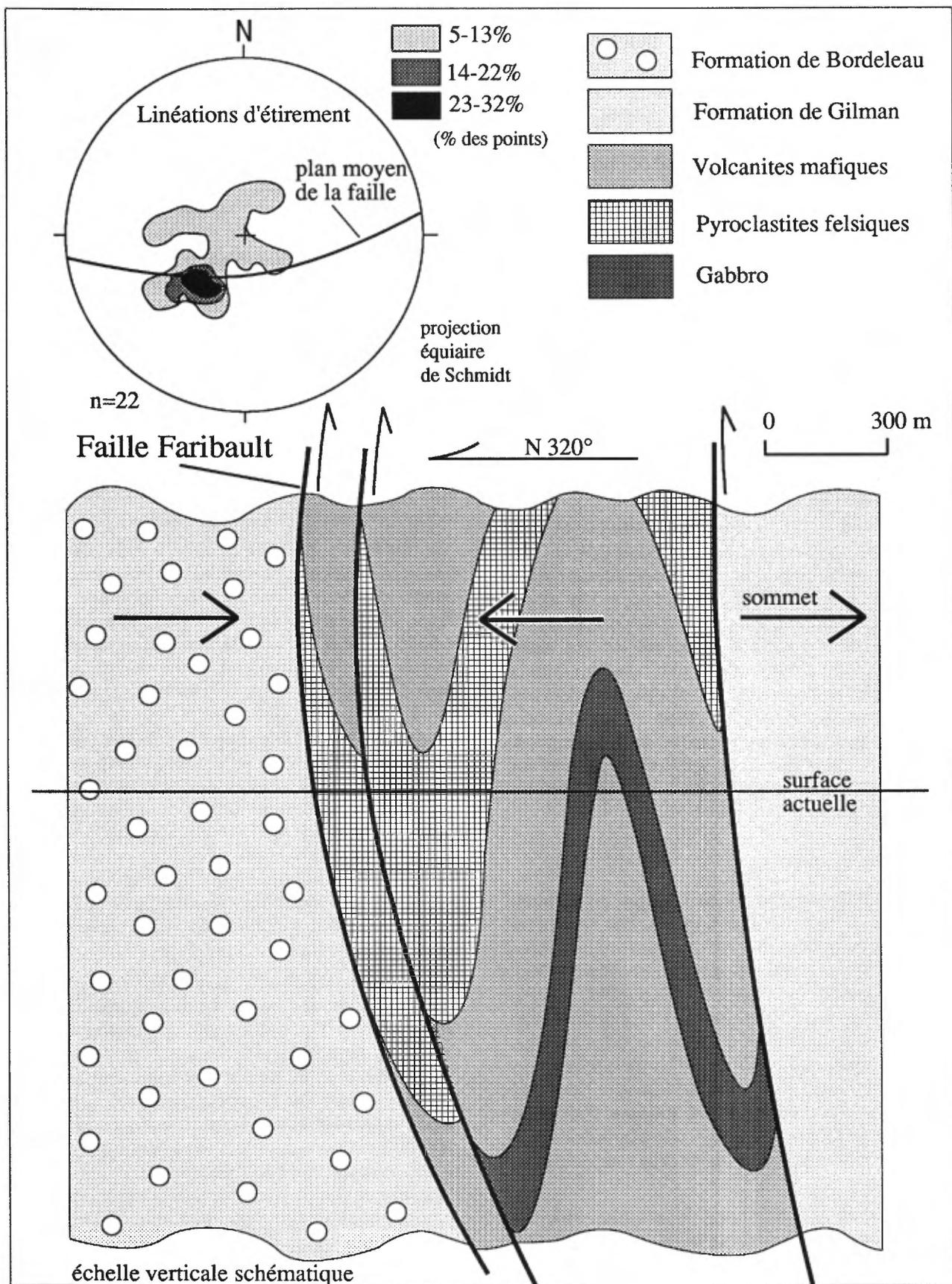


FIGURE 177 - Section structurale à travers la faille Faribault, canton de McKenzie (partie sud de la coupe B de la figure 5).

mettant ainsi en évidence une composante senestre mineure le long de cette faille, ceci en présumant que les volcanites ont chevauché les sédiments. La figure 177 montre une coupe structurale à travers la faille Faribault dans le canton de McKenzie. On y voit une zone fortement plissée et devenu schisteuse coincée entre la faille Faribault et une subsidiaire qui pourrait rejoindre la faille principale en profondeur formant ainsi une structure en duplexe, structures communes dans les failles de chevauchement (Boyer & Elliott, 1982 ; Ramsay & Huber, 1987, p. 526).

Du N vers le S on reconnaît donc trois domaines lithotectoniques différents. Le premier, au N de la faille Faribault, est représenté par une séquence homoclinale à sommet vers le S constituée de turbidites monotones et peu déformées de la Formation de Bordeleau. Le second correspond à la zone coincée entre les deux failles; il est constitué de volcanites déformées de façon complexe et d'appartenance stratigraphique difficile à établir. Le troisième, situé au sud de la zone tectonique de Faribault, comprend la séquence volcanique homoclinale à sommet sud de la Formation de Gilman.

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 alpine comme ceux des Cordillères de l'Ouest canadien. Dans ce dernier cas, les micro-continent isolés par des failles sont appelés «terrane» (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 structurellement plus complexes affectées par les grandes failles E-W.

Faille du lac Sauvage

La faille du lac Sauvage (figure 5) est une discontinuité E-W des plus importantes dans la région. Elle a connu des hauts et des bas puisqu'elle apparaît sur certaines cartes (Allard, 1972) pour disparaître sur d'autres (Allard 1976a), en dépit du fait que les travaux de 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 (1978) sur la formation de fer du lac Sauvage. Nous voulons rétablir ici l'importance de cette structure, 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 failles qui représente un grand corridor où les zones de cisaillement sont anastomosées. Généralement, ces zones se reconnaissent par le développement d'une foliation extrêmement intense développée parallèlement à la direction des couches, et une altération importante en carbonates de fer (ankérite et sidérose). La largeur de la zone est variable

et difficile à évaluer puisqu'elle est constituée de différents couloirs anastomosés, produisant des bras qui se séparent et qui reviennent sur le segment principal, isolant 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'un 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 conformes aux couches en direction. Au sein même de la zone cisailée, on reconnaît un rubanement produit par des 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 estimée de façon significative. La présence de linéations d'étiement abruptes (figure 178) à l'intérieur de la faille ainsi que la conformité de la direction de la schistosité induite par la faille avec la direction de la zone de faille, favorisent l'idée d'un mouvement principal essentiellement vertical. Des fabriques CS donnant un mouvement du N vers le S ont été observées à quelques endroits.

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 sur la coupe structurale de la figure 178. Le mouvement en chevauchement le long de la faille répète la séquence «anorthosite — ferrodunite — Zone de bordure — Waconichi (formation de fer) — Gilman». La carte de la figure 110 montre la zone répétée sur l'île du Portage et la position de la faille du lac Sauvage. Cette répétition s'est 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 de chevauchement observés dans la région. La figure 179 montre la position de la faille du lac Sauvage en relation avec le synclinal de Chibougamau. On y voit que seule l'hypothèse d'un mouvement vers le S peut expliquer la répétition de la séquence stratigraphique observée à partir d'une faille à pendage fort vers le S.

Dans la partie sud du lac Williams (N du canton de Scott), Allard (1975) a reconnu une faille E-W très importante (voir carte de la figure 95). 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 S et la Formation de Waconichi au N. Les relations entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman sont compliquées par la présence de ces zones de cisaillement qui répètent la séquence stratigraphique.

Cisaillements SE

Le camp minier de Chibougamau est bien connu pour ses zones de cisaillement orientées N120°-130° qui contiennent

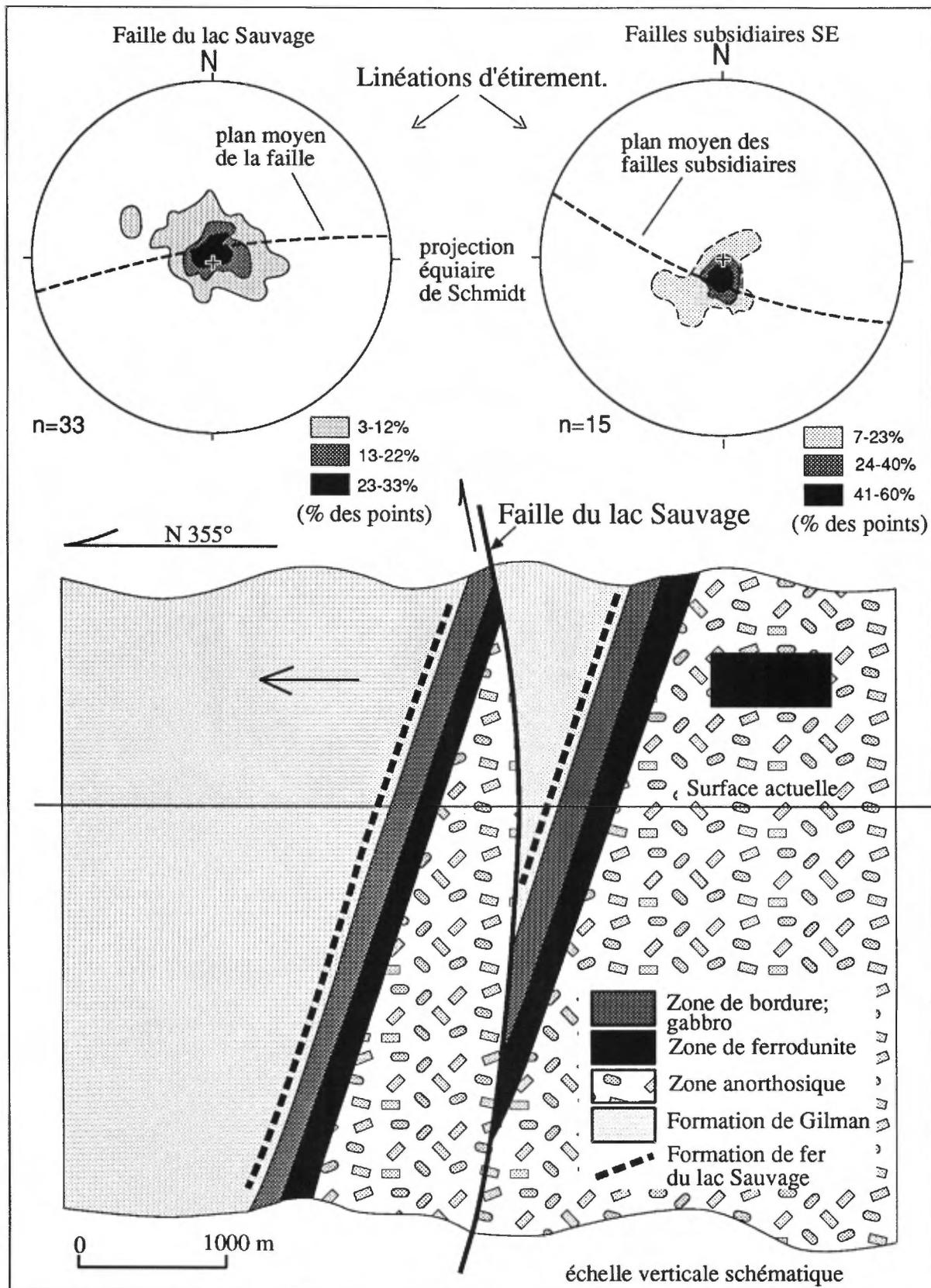


FIGURE 178 - Coupe structurale à travers la faille du lac Sauvage. La faille provoque la répétition de la séquence «anorthosite — ferrodunite — Zone de bordure (Complexe du Lac Doré) — Gilman — Waconichi».

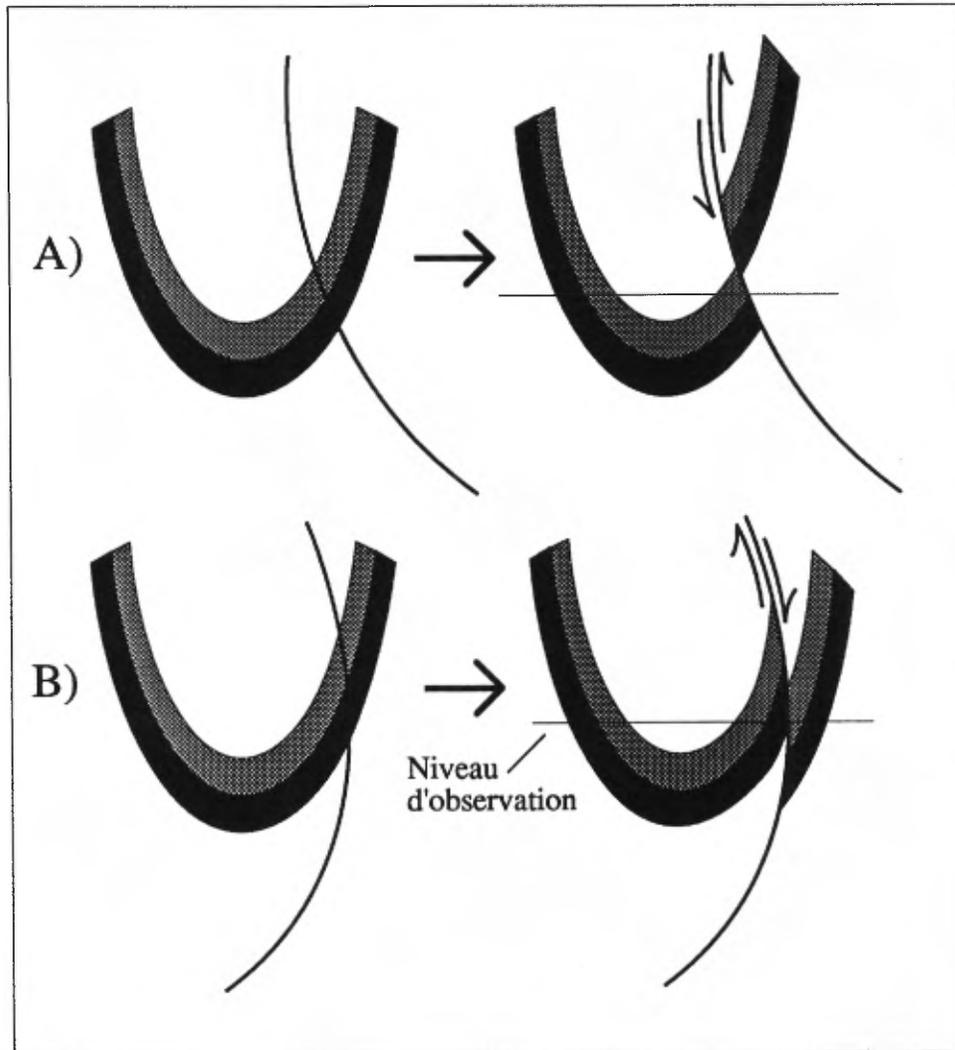


FIGURE 179 - Comparaison des effets d'une faille en compression affectant un pli synclinal en fonction du pendage de la faille. L'exemple A montre un chevauchement qui ne peut induire de répétition de la séquence stratigraphique tandis que l'exemple B semble adéquat pour expliquer les répétitions le long des failles Antoinette et du lac Sauvage.

les veines minéralisées en cuivre et or. Ce système est communément désigné à Chibougamau comme des cisaillements de mines (*mine shears*).

Les cisaillements SE représentent des corridors qui peuvent atteindre, dans certains cas, près de 300 m de largeur. On pourrait croire que des zones aussi larges ont des extensions très importantes. Or, en proportion, ces corridors ont des extensions plutôt modestes, leur limite nord étant en gros le contact du Complexe du Lac Doré avec les volcanites du Groupe de Roy, et leur limite sud, le Pluton de Chibougamau. Les cisaillements SE sont suivis sur des distances variant de 2 à 5 km. La présence de failles postérieures rend parfois difficile la recherche de leurs 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 plastique.

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 alors 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, communément la roche hôte de ces zones de cisaillement, est transformée en schiste à séricite (paragonite), carbonate et chloritoïde à leur contact. 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 se rejoignant, formant 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 chloritoïde. 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 figure 180 montre les effets de la déformation dans l'anorthosite du Complexe du Lac doré. On y voit la destruction des cristaux grossiers de plagioclase.

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 que l'on retrouve plus au NE de la mine. En fait, elle est facile à observer dans la plupart des cisaillements SE. Son plongement abrupt (figure 178) favorise l'idée d'un mouvement à composante dominante verticale. Toutefois, ces linéations verticales proviennent de sites où l'enveloppe du couloir de déformation possède un pendage modéré vers le S soit donc dans les couloirs au niveau de déformation plus élevé.

On reconnaît également certains couloirs de déformation plus circonscrits qui possèdent un pendage abrupt à vertical. Ces couloirs affichent des niveaux de déformation globalement plus modestes et concentrés dans de minces zones centimétriques à métriques. À plusieurs endroits où ce type de couloir a été observé, la composante de mouvement est beaucoup plus latérale avec une linéation d'étirement qui tend vers l'horizontale. D'excellents indicateurs de mouvement donnent dans ces cas un mouvement horizontal dextre. Les petits cisaillements SE du «camp minier du Lac Doré» (Daigneault, 1989) en représentent en miniature une excellente démonstration. Le cisaillement de la mine Obalski en est un autre bon exemple.

Dans les cisaillements ductiles de plus grande envergure, la foliation subverticale au sein d'un corridor de cisaillement à pendage vers le S exprime une composante surtout verticale donnant à ces failles un mouvement inverse. Les sections de la mine Copper Rand telles que présentées par Archambault *et al.* (1984), ainsi que celles des mines Copper Cliff et Campbell (figure 181), 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 plusieurs de ces cisaillements. L'ensemble des éléments favorise donc, pour ces zones de cisaillement, un mouvement surtout vertical avec une composante mineure dextre.

Nous croyons que ces zones de cisaillement SE sont intimement liées au système de failles E-W, et en particulier à la zone de faille du lac Sauvage. Dès leur cartographie dans le canton de McKenzie, Allard (1960) a reconnu l'existence de zones fortement cisillées et riches en carbonate de fer. La carte de Allard est très suggestive de 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 cisaillements 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 complexe et semble montrer l'interaction des deux systèmes entre eux. 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.

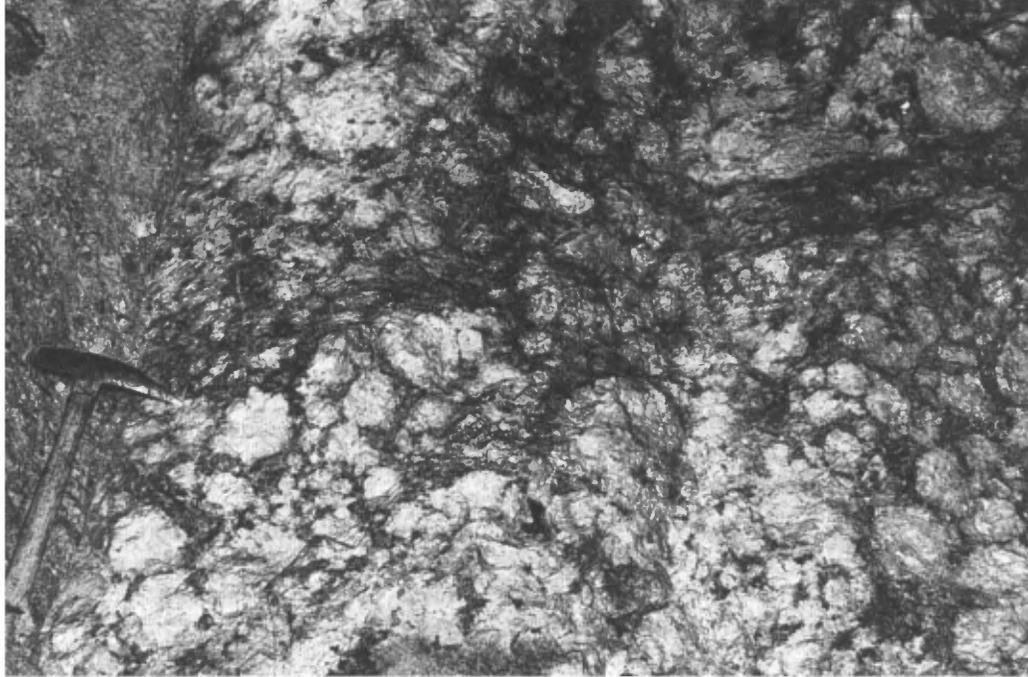


FIGURE 180 – Gabbro anorthositique du Complexe du Lac Doré recoupé par une zone de cisaillement dans la partie gauche de la photo. La foliation mylonitique qui se développe est responsable de la destruction progressive des mégacristaux de plagioclase.

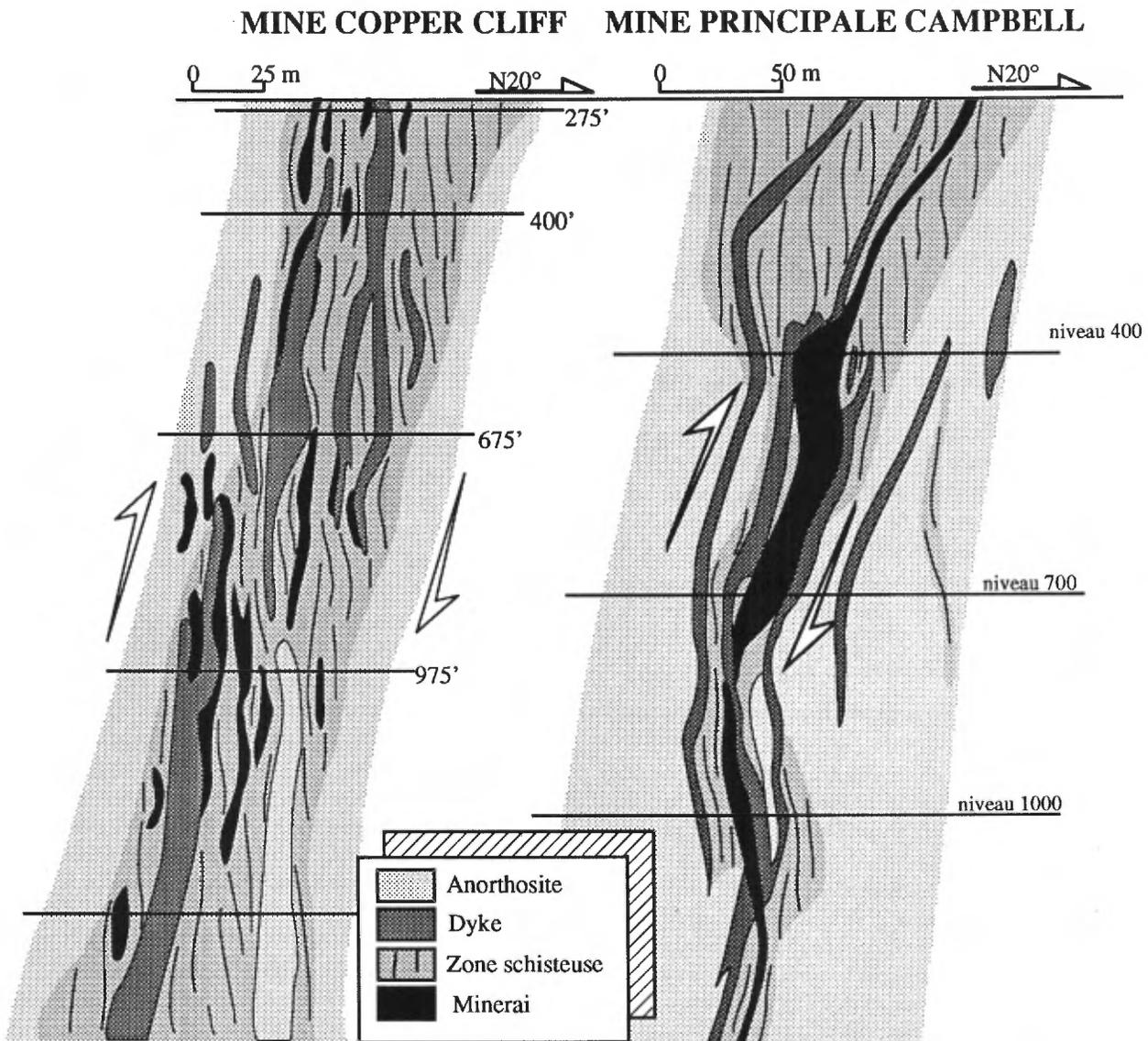


FIGURE 181 – Sections verticales des gisements Copper Cliff (modifiée d'après Christmann, 1979) et Campbell (modifiée d'après Malouf et Hinse, 1957). La relation angulaire entre la minéralisation, l'enveloppe de la zone déformée et la schistosité intrinsèque au corridor de cisaillement SE met bien en évidence le mouvement vertical inverse qui donne un chevauchement du SW vers le NE.

La figure 182 reproduit le patron que présente les relations entre les deux types de cisaillement. La configuration des zones de cisaillement E-W et SE combinées est suggestive d'un patron de failles anastomosées où, à partir d'un couloir de déformation principal de direction E-W (faille du lac Sauvage), se détachent des cisaillements secondaires de direction SE. Cette configuration rappelle descriptivement l'image d'une queue de cheval.

Le modèle de la figure 183 permet d'expliquer les relations entre les différents cisaillements. La différence d'orientation 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 surtout l'anorthosite. La composante dextre des cisaillements SE est cohérente avec un raccourcissement de direction N-S appliqué sur une structure oblique.

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 un contact 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 entre le grain stratigraphique du Groupe de Roy (Filons-couches 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 dans laquelle on peut identifier des fragments provenant des Filons-couches de Cummings ainsi que 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'W dans le canton de McKenzie. La discontinuité suit une direction N 65° et son pendage est abrupt vers le sud. Cette direction plus NE est conforme au grain stratigraphique régional dans ce secteur.

Faille Antoinette

Dans le coeur même du synclinal de Chibougamau, les Filons-couches de Cummings ont subi une déformation importante et structurellement complexe. Cette déformation s'est manifestée d'abord par une série de plis isoclinaux d'étendue plus ou moins locale et ensuite par des failles longitudinales qui ont compliqué les relations stratigraphiques.

En certains endroits, notre connaissance de la stratigraphie des Filons-couches de Cummings nous 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. Cette répétition fut expliquée par Allard *et al.*, (1972) et Allard (1976a) comme étant causée 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 Antoinette (figure 5). Cette faille a été décrite également par Pilote (1984) qui l'a tracée à partir du lac Antoinette jusqu'au lac Bourbeau.

Sommaire des failles E-W

Nos travaux sur les failles E-W tendent à démontrer que ces structures représentent, en fait, la culmination de la déformation régionale. Les éléments de cinématique que l'on peut déduire de ces grandes failles (Daigneault & Allard, 1987) nous amènent à proposer que le mouvement essentiellement inverse produit un charriage ou un transport tectonique allant du S vers le N pour les failles Kapunapotagen, Faribault, Barlow et Goudreau et du N vers le S pour la faille du lac Sauvage et la faille Antoinette. Ces mouvements opposés semblent s'inscrire dans un régime de déformation régionalement coaxiale qui se décompose en deux familles de failles conjuguées non coaxiales. Notons toutefois que, bien qu'elles soient très importantes, ces failles ne produisent jamais un transport suffisant pour perdre le lien stratigraphique. Nous sommes donc en présence d'un domaine essentiellement autochtone sans évidence de nappes. Le cas des Appalaches du Québec (St-Julien & Hubert, 1975) est particulièrement démonstratif des processus qui génèrent des linéations d'étirement par transport de nappes le long de grandes failles de chevauchement.

À titre comparatif, les travaux de Hubert *et al.* (1984) dans la partie sud de la sous-province de l'Abitibi tendent à démontrer le rôle fondamental que jouent les grandes failles E-W dont l'envergure semble sans commune mesure avec ce que l'on connaît dans la région de Chibougamau. L'importance accrue des grandes failles E-W, s'accompagne en contre partie d'un métamorphisme globalement plus faible (Jolly, 1978) et d'un bruit de fond de déformation également moins élevé que ce qu'on connaît dans la région de Chibougamau. Il est probable que la présence d'un éventuel socle sialique, ou tout au moins que la résistance exercée par les grandes masses granitoides, puisse être à l'origine de l'activité moindre des grandes cassures E-W pour la partie nord-est de la sous-province de l'Abitibi.

FAILLES NE (F₃)

Les failles NE ont été les premières failles observées dans la région de Chibougamau. Norman (1937) en avait déjà identifiées quelques unes, dont les principales: les failles Gwillim et McKenzie (*McKenzie Narrows*).

Il s'agit de failles d'extension régionale qui suivent en moyenne l'orientation N60°. Ces failles contrastent fortement avec les cisaillements E-W de par leur nature surtout

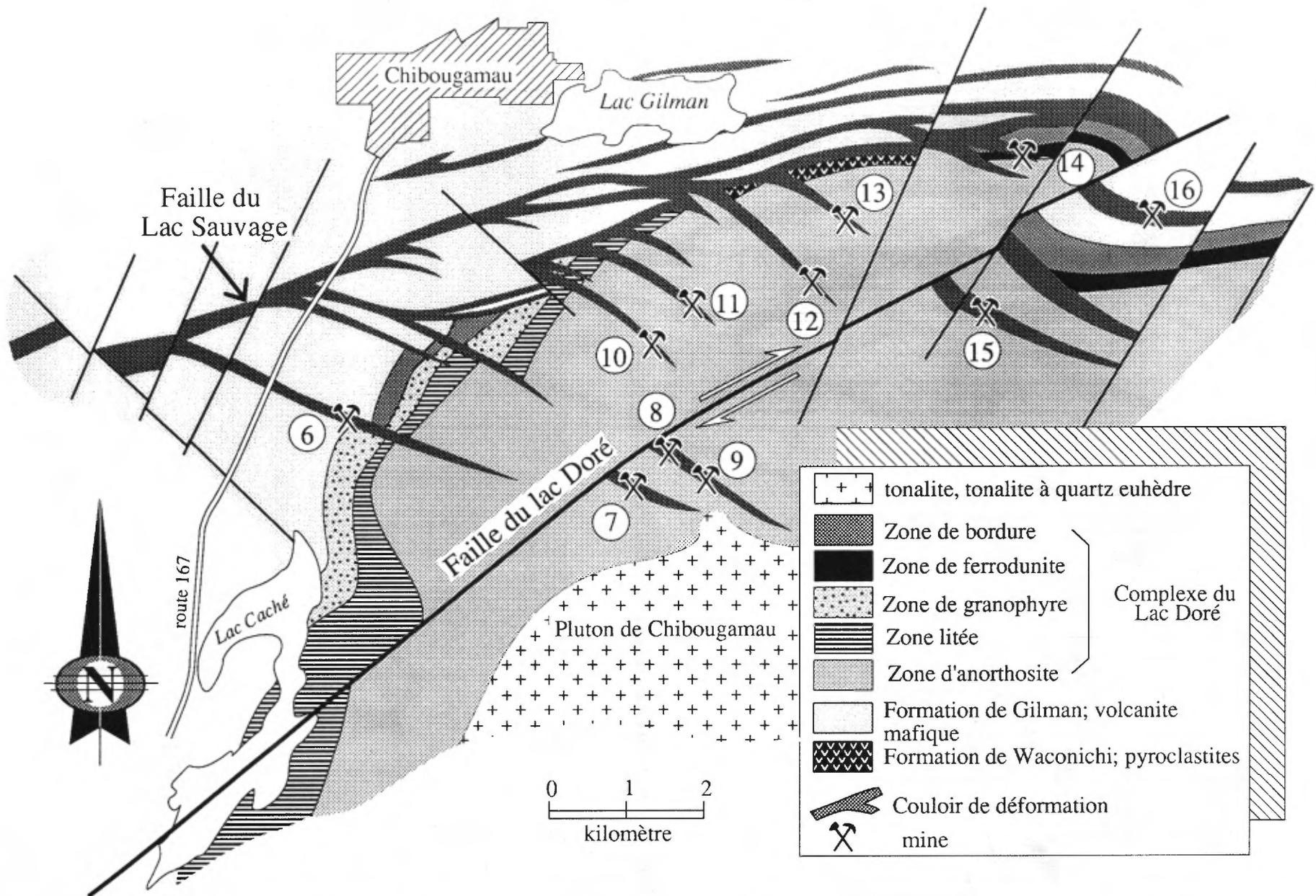


FIGURE 182 – Carte géologique simplifiée du camp minier du lac Doré, montrant la relation entre la faille du lac Sauvage et les cisaillements SE. Les deux systèmes décrivent un motif anastomosé en queue de cheval (voir la carte de la figure 72A pour faire la correspondance des mines).

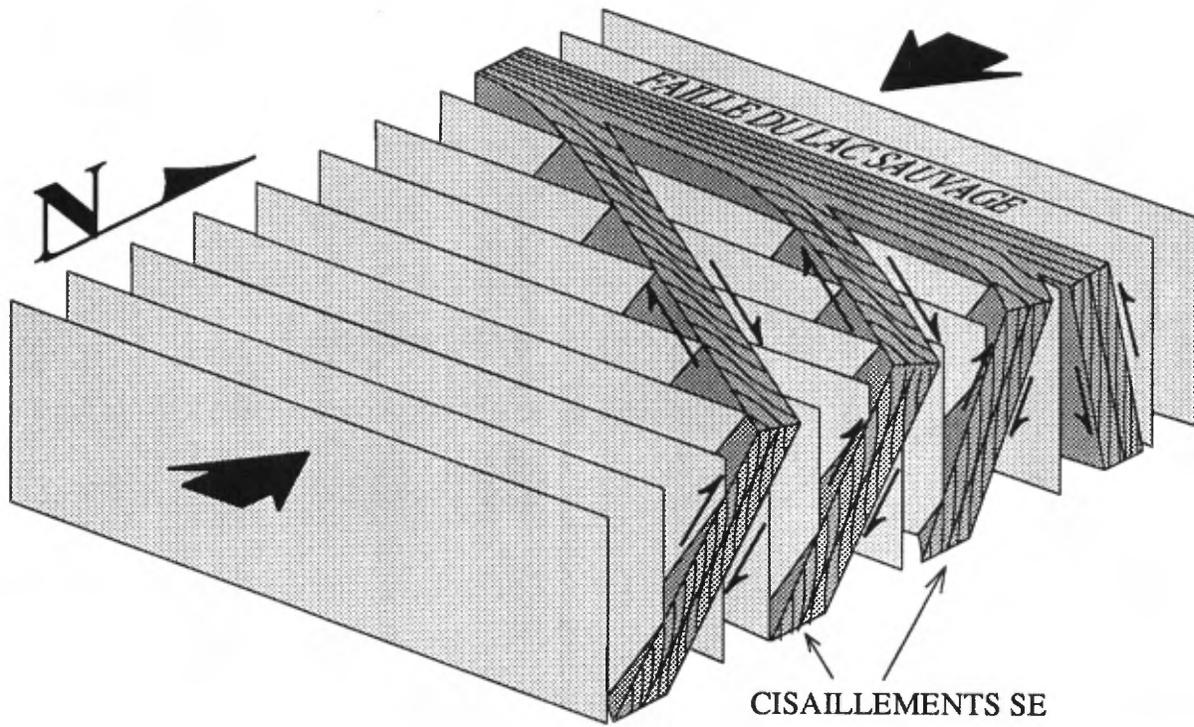


FIGURE 183 – Modèle géométrique montrant une relation compatible entre les mouvements de cisaillement de la faille du lac Sauvage et les cisaillements SE.

cassante. En effet, la zone de faille apparaît brutalement sans grands effets précurseurs. À l'opposé, les failles E-W possèdent une zone d'influence importante et leurs effets se font sentir plusieurs km avant la faille proprement dite. On pourrait qualifier ces failles comme étant des failles de type fragile à fragile-ductile selon la terminologie de Ramsay et Huber (1987). Par comparaison, les cisaillements E-W sont des failles essentiellement de type ductile.

Faille Gwillim

La faille Gwillim (figure 5), qui suit le lac du même nom, forme un linéament majeur dans la région. On peut la suivre à partir de la morphologie du réseau hydrographique, ainsi qu'à partir de linéaments sur image Landsat. Cette faille est tracée à partir du lac Cavan dans le canton de Daurée, jusqu'à la pointe nord du lac Waconichi dans le canton de O'Sullivan, lui donnant ainsi une longueur d'au moins 100 km. Son extension vers le SW à travers le Massif de Lapparent semble probable ce qui donnerait à cette faille une longueur plus importante encore. La zone de faille est particulièrement bien exposée dans la région de Chapais, le long de la ligne de chemin de fer, sur les rives du lac Gwillim où l'on observe surtout ses effets, et sur la bordure sud du lac Waconichi où elle affecte particulièrement les sédiments d'âge protérozoïque de la Formation de Chibougamau. Sous terre, on l'a rapportée à la mine Cooke et elle a également été interceptée par plusieurs trous de forage, particulièrement dans le voisinage de la mine Gwillim. Ailleurs, la trace de la faille est surtout recouverte par d'immenses plaines de sable, comme celle au N de la ville de Chibougamau, et aucun affleurement nous permet d'y faire des observations.

Sur les cartes régionales, la trace du synclinal de Chibougamau dans les Filons-couches de Cummings laisse entrevoir un déplacement apparent senestre de quelques kilomètres de part et d'autre de la faille. Dans la région de Chapais, les Filons-couches de Cummings sont également décalés de façon senestre. Toutefois entre ces deux points, le Pluton de Chibougamau ne semble pas très affecté par le passage de cette faille et seuls des artifices de dessin nous permettent d'imposer un décalage. Plus au N également, les sédiments de la Formation de Bordeleau ne sont pratiquement pas décalés par la faille. Tout cela laisse entendre que le déplacement latéral de cette faille n'est peut-être pas aussi important qu'on le croit.

Dans la région de Chapais, les affleurements appartenant à la faille Gwillim laissent voir une forte schistosité dans laquelle on reconnaît une linéation d'étirement dont l'angle de chute à 45° vers le SW suggère un mouvement surtout oblique. Pour accommoder la composante de mouvement senestre observée, une composante du mouvement chevauchant se faisant du S sur le N sera nécessaire. Dans le voisinage du lac Waconichi, plusieurs mesures de cette linéation indiquent surtout une composante verticale. Les sédiments de la Formation de Chibougamau sont fortement mylonitisés près du contact de la faille qui se trouve être

la limite S de ces sédiments. La figure 185 montre l'importance de cette mylonitisation dans les sédiments protérozoïques. On y voit un porphyroclaste granitoïde dans une pâte schisteuse. Ces évidences soulignent bien l'importance d'un mouvement post-protérozoïque. Le fait que les sédiments protérozoïques ne se retrouvent que du côté nord de la faille suggère également que le mouvement se fait en chevauchement du SE vers le NW, l'érosion ayant fait disparaître la partie chevauchante.

On ne peut que postuler l'existence de cette structure à l'archéen, mais si tel est le cas, cette discontinuité s'accommode très bien d'un raccourcissement N-S en cohérence avec celui responsable des failles E-W (Dimroth *et al.*, 1984a).

Faille McKenzie

La faille McKenzie (figure 5) tient son nom du fait qu'elle passe dans le détroit de McKenzie. Il s'agit d'un linéament de 12 km qui décale les Filons-couches de Cummings de façon dextre. Le rejet apparent est d'environ 3 km. La ligne de faille affleure bien en bordure du détroit de McKenzie où les sédiments protérozoïques sont fortement déformés. Plus au NE, près de la limite entre les cantons de Roy et de Richardson, les basaltes de la Formation de Gilman sont également fortement cisailés sous l'effet de cette faille. Le décalage dextre de plusieurs repères comme les Filons-couches de Cummings et la faille Faribault suggère que le rejet réel de cette faille est bien dextre.

Au sein des sédiments de la Formation de Chibougamau, les effets de la faille se manifestent surtout de façon fragile. Les sédiments subissent un broyage intense qui transforme la roche en cataclasite. Le morcellement des constituants riches en quartz produit des porphyroclastes anguleux dans une matrice fine riche en séricite. Cet effet donne à la roche l'apparence d'un quartzite, à cette différence que l'angularité des fragments ne coïncide pas avec leur maturité compositionnelle. La figure 184 illustre ce phénomène.

Le rejet dextre de cette structure pourrait être cohérent avec une compression E-W possiblement relié à l'orogène grenvillienne.

Faille du lac Doré

La faille du lac Doré (figures 5 et 182) peut se suivre sur une distance de 18 km à partir du lac Caché, dans le canton d'Obalski, jusqu'à la baie du Portage dans le canton de Roy. Cette faille est presque entièrement noyée par les eaux du lac Doré. Seule une langue de terre entre le lac Caché et le lac aux Dorés permet de la localiser avec précision. La décharge du lac Caché suit d'ailleurs un linéament rectiligne qui correspond au tracé de cette faille. Les cartes aéromagnétiques permettent également de la tracer avec assez de précision. Quelques mines situées sous le lac aux Dorés ont déjà traversé la zone de faille.

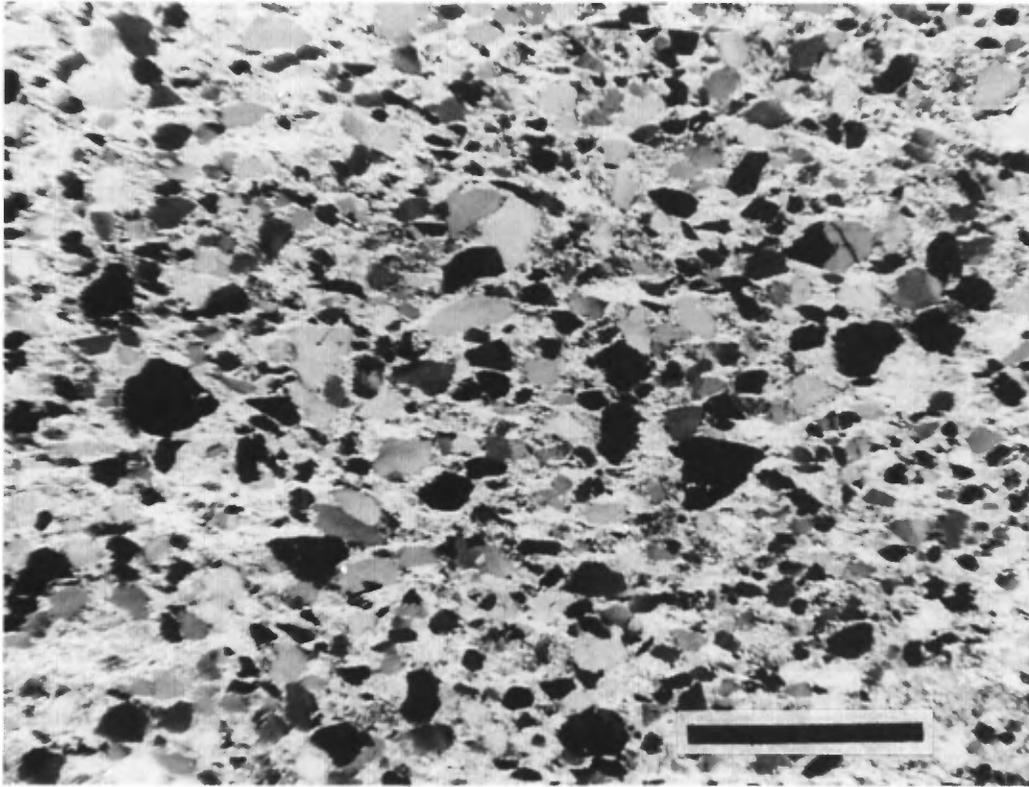


FIGURE 184 – Microphotographie de sédiments de la Formation de Chibougamau en bordure de la faille McKenzie. La roche se caractérise par son aspect cataclastique. La barre noire fait 4 mm.

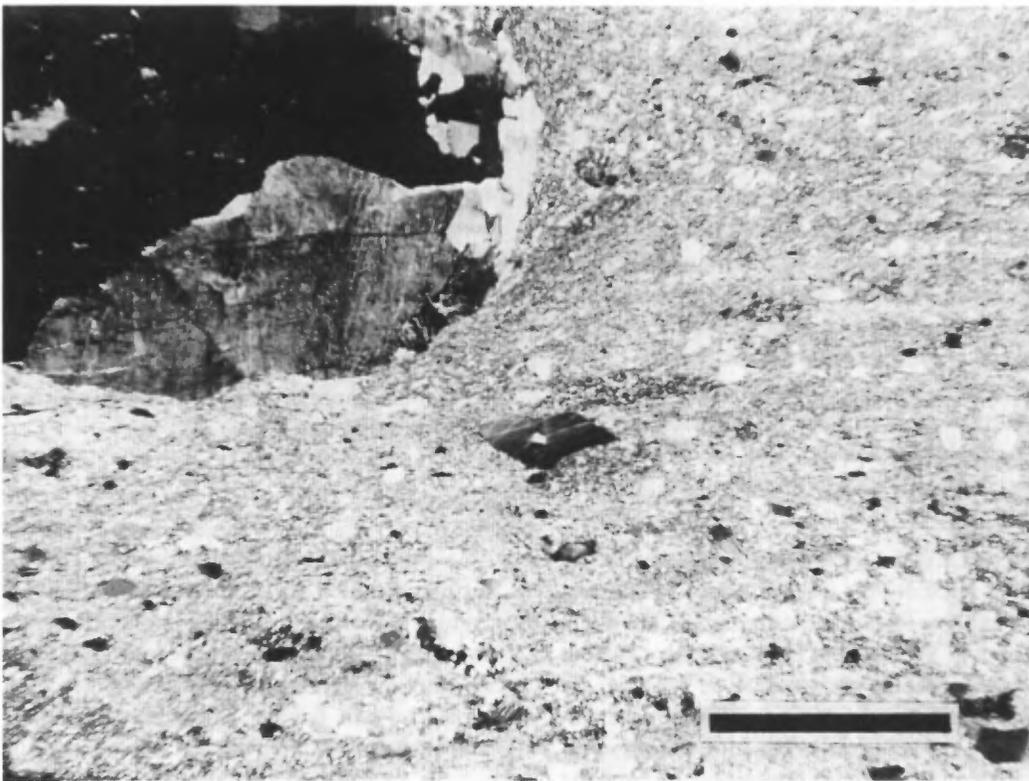


FIGURE 185 – Microphotographie de sédiments de la Formation de Chibougamau montrant une forte mylonitisation. Un porphyroclaste de composition granitoïde est préservé dans le coin supérieur gauche de la photo. La barre noire fait 4 mm.

La Série litée du Complexe du lac Doré permet de déterminer un rejet apparent dextre de 1 km. Nous croyons que la faille du lac Sauvage est également décalée de façon dextre par cette faille (figure 182). Mais peu d'éléments véritables nous permettent d'interpréter le sens de déplacement de cette structure.

Les failles NE (F₃) recoupent nettement les failles E-W (F₂) et sont donc chronologiquement plus jeunes. Elles recoupent et entraînent également la schistosité régionale et les traces axiales des grands plis régionaux. D'autre part, les failles NE sont nettement recoupées par les failles NNE (F₄) près de la Province de Grenville. La faille Gwillim, près de la limite avec le Grenville, est décalée de façon senestre par les failles NNE que l'on associe au Grenville. Cette relation nous suggère que les failles NE sont plus anciennes que l'événement grenvillien qui a produit les grandes failles NNE, dont la spectaculaire faille Mistassini.

Il est possible que les failles F₃ représentent d'anciennes cassures réactivées lors de déformations post-protérozoïques. En considérant le fait que les sédiments de la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, sont fortement affectés par les failles McKenzie et Gwillim (F₃), nous pouvons établir que le dernier mouvement des failles NE est post-protérozoïque et pré-F₄.

FAILLES NNE (F₄)

Les failles NNE regroupent toute une série de failles d'orientation N10° à N25°. Près du contact avec la Province de Grenville, le réseau de failles NNE devient de plus en plus dense et son effet, de plus en plus spectaculaire. De plus, ces failles recoupent nettement les failles NE et E-W, ce qui en font les plus jeunes de la région. Pour ces raisons, nous interprétons la présence de ces failles comme étant la manifestation la plus évidente de l'orogénèse grenvillienne. Nous pouvons intégrer dans cette famille la plupart des failles NNE situées dans une limite de 10 km à l'W du Front de Grenville. Leurs manifestations caractéristiques, particulièrement au sein du Complexe du Lac Doré, nous permettent de les intégrer dans un événement commun. Toutefois, il existe des failles NNE beaucoup plus à l'W de cette région. Il semble même que cette orientation est relativement commune pour l'ensemble de l'Abitibi. Aussi, il devient difficile de soutenir l'idée que toutes les failles NNE sont le résultat de l'orogénèse grenvillienne. N'ayant aucun moyen, dans la région de Chibougamau, de discriminer les failles grenvilliennes des autres, nous les traiterons sur un même pied et nous donnerons les caractéristiques générales pour le système NNE.

Leur direction générale coïncide avec celle du mouvement des glaciers au Pléistocène, ce qui donne lieu à des linéaments topographiques très marqués. On doit se rappeler, cependant, que l'érosion glaciaire à Chibougamau est faible (Allard & Cimon, 1974) et que le grain topographique reflète beaucoup plus les éléments structuraux du roc que la géomorphologie glaciaire.

Les failles NNE sont très faciles à repérer sur les cartes aéromagnétiques et électromagnétiques (INPUT) puisque leur direction est à peu près orthogonale aux couches. On peut aussi les identifier, dans les régions sans contraste magnétique ou électrique, en repérant, sur cartes géologiques, les changements de direction de la schistosité régionale. On note toujours un entraînement des couches et de cette foliation sur ces failles à rejet senestre. L'entraînement est généralement plus graduel et plus apparent du côté ouest des failles.

Peu de failles NNE portent un nom spécifique. Seules les failles du lac Taché et Mistassini sont connues depuis longtemps. Plus récemment, Allard (1981) a également nommé la faille du ruisseau au Sable, l'une des discontinuités situées le plus loin à l'E de la région.

La faille du lac Taché fut identifiée par Mawdsley & Norman (1935) au S du lac Taché. Tous les auteurs la tracent vers le SW dans le lac Chibougamau en passant par la baie Corner. Gobeil & Racicot (1983) la prolongent à travers le Pluton de La Dauversière et dans le voisinage de la mine Chibex. Toutefois, il est difficile de pointer une discontinuité spécifique pour cette faille puisque le secteur du lac Taché est criblé de failles NNE. En plus, pour semer la confusion, nous avons reconnu au S du lac Taché, une discontinuité NE qui appartient au réseau de failles F₃ et qui est sectionnée par le réseau de failles NNE (F₄). Cette structure passe par la baie de la Magnétite dans le lac Chibougamau pour se rendre au S du lac Taché.

Le dyke de l'île du Gabbro est globalement parallèle à une structure F₄ qui longe la bordure orientale du lac Chibougamau mais, dans le secteur du lac Taché, il se trouve subparallèle à la faille F₃ dont nous venons de parler. Nous croyons qu'il occupe une discontinuité du même âge et du même style que les failles F₄. D'autres dykes à comportement similaire se retrouvent également plus à l'E (Avramtchev, 1975a).

Faille Mistassini

La faille Mistassini (figure 5) fut déjà considérée comme étant le Front de Grenville. Au N de Chibougamau, elle met en contact des gneiss tonalitiques inclus dans la Province de Grenville avec les sédiments protérozoïques du bassin de Mistassini (Coty, 1976; Chown, 1979). On l'observait très bien à la mine ICON où une zone de minerai (le gisement no 2) et les dolomies encaissantes ont été plissées à son approche et coiffées par des gneiss qu'elle a charriés (figure 186). Il a déjà été suggéré (Allard, 1972), en regard des travaux d'Avramtchev (1975a), que la faille Mistassini ne marque pas le Front de Grenville puisqu'un bloc de la bande Matagami-Chibougamau se prolonge dans ce qu'on appelle communément la Province de Grenville. Les travaux de Allard (1978, 1979) dans les cantons de Duberger et de Thibaudeau ont démontré l'existence de volcanites du Groupe de Roy et du Complexe du Lac Doré sur une distance de plus de 15 km à l'E de la faille.

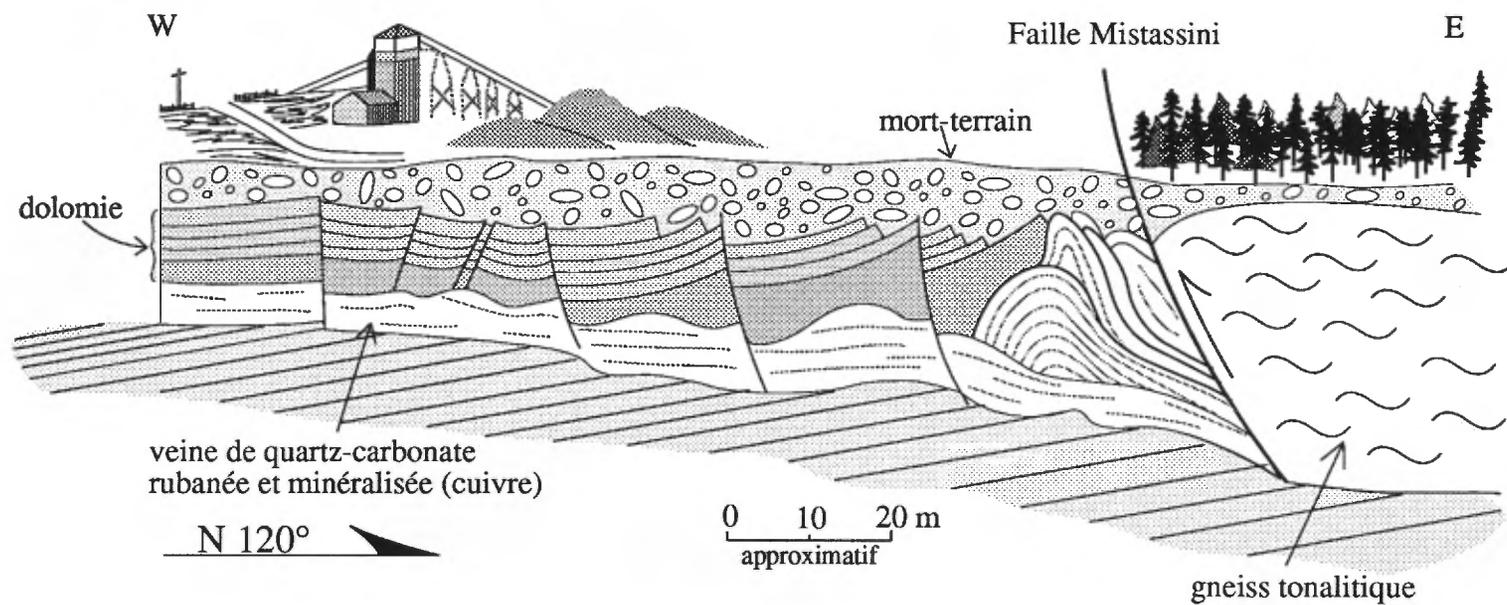


FIGURE 186 - Vue de la section verticale du gisement principal à ciel ouvert de la mine ICON. Les dolomies du Groupe de Mistassini sont légèrement perturbées au contact de la faille Mistassini. La veine de quartz minéralisée se chevauche plusieurs fois au mur de la faille. Reproduction à partir d'un montage composite de photographies prises avant la fermeture de la mine.

La faille Mistassini est certainement la faille F_4 dont les manifestations sont les plus spectaculaires au sein de cette famille de failles. On peut la suivre sur une distance de plus de 80 km, et peut-être davantage, à partir des cantons de Dollier et de Charron où nous l'avons cartographiée (Daigneault, 1986), jusqu'au nord de la région dans le canton de O'Sullivan. Cette faille sépare, tantôt le Protérozoïque et les volcanites archéennes des gneiss granitoïdes (cantons de Bignell et de O'Sullivan), tantôt le Groupe de Roy du Groupe d'Opémisca (canton de Dollier) et tantôt ne perturbent que peu le passage du Complexe du Lac Doré (canton de McCorkill).

Dans la partie nord de la région (canton de Bignell), la faille représente une rupture brutale entre les volcanites du Groupe de Roy, dont le grain stratigraphique est en gros E-W, et les gneiss granitoïdes que l'on associe communément au Front de Grenville (Lacoste, 1982). La faille délimite également la bordure orientale du Pluton de France (figure 5); là, ses effets sont spectaculaires. On y observe un mélange mylonitique constitué des deux unités lithologiques que sépare la faille, soit la monzodiorite du Pluton de France et les volcanites du Groupe de Roy. L'ensemble a été fortement mylonitisé (figures 187 et 188) et, dans une étape cinématique postérieure, a subi une déformation fragile rapide qui a généré des zones de cataclase et permis localement la fusion de la roche et l'injection de pseudotachylites (figure 189). Ces pseudotachylites se présentent sous forme de veinules noires qui recoupent toutes les structures générées antérieurement dans la zone de faille. Le matériau au sein de ces veinules est aphanitique et fortement altéré. On reconnaît encore la présence de petits fragments de roche et de cristaux non fondus et arrachés à l'éponte pendant l'injection (figure 190). Nous avons observé la présence de ces pseudotachylites à quatre endroits en bordure du Pluton de France. Le type de lithologie qui caractérise ce pluton est favorable à cette fusion locale de la roche lors d'un mouvement rapide. Les basaltes et les anorthosites possèdent un point de fusion plus élevé, ce qui rend plus difficile leurs mise en fusion.

La faille du ruisseau au Sable (Allard, 1981) sépare les roches du Groupe de Roy et du Complexe du Lac Doré des gneiss et tonalites situés du côté grenvillien. Dans un sens très local, le Front de Grenville se confond avec la faille du ruisseau au Sable; mais, dans un sens strict, le Front se définit plutôt par un réseau de failles serrées et un gradient métamorphique élevé.

Le réseau de failles NNE est également présent au sein des roches situées du côté est du Front de Grenville (Avramtchev, 1975a; Allard, 1978 et 1979). Toutefois, le manque d'horizon repère et de cartographie de détail ne nous a pas permis d'y déterminer la densité du réseau et d'en reconnaître le caractère géomécanique.

Les failles F_4 représentent la manifestation la plus évidente de l'étape E_4 puisque le réseau de failles NNE devient serré près de la limite du Front de Grenville. Les déplacements de part et d'autre de ces failles peuvent être

déterminés avec précision dans la Série litée du Complexe du Lac Doré (Allard 1969, 1981). Ainsi, les déplacements donnent un rejet senestre apparent et qui, dans certains cas, dépasse les 5 km. Ces failles font partie du domaine fragile si on les regarde à une échelle régionale. Elles affectent les roches sur des largeurs réduites (1 à 10 m) et, sur le terrain, leur présence se fait sentir de façon brutale et sans signes précurseurs. Cela est particulièrement vrai au sein du Complexe du Lac Doré, mais le comportement devient beaucoup plus fragile-ductile au sein des roches volcano-sédimentaires. Là, le transport des strates ainsi que des éléments de phases tectoniques antérieures peut se faire sentir quelques centaines de mètres avant la faille proprement dite. À l'échelle du terrain, et au sein des roches du Complexe, la zone de faille a un comportement ductile qui se traduit par la présence de mylonites et de fortes linéations d'étirement.

Les linéations d'étirement plongent de façon abrupte en direction du Front de Grenville, laissant ainsi voir une composante de mouvement surtout verticale. Ceci semble en contradiction avec les composantes de mouvement apparent senestre observées régulièrement sur ces failles. L'observation d'une déformation cataclastique superposée à une déformation ductile, particulièrement sur la faille Mistassini mais aussi sur les autres failles F_4 , nous incite à croire que l'histoire de ces discontinuités se divise en deux étapes distinctes. Dans une première étape, les failles accusent un mouvement vertical chevauchant du Grenville vers le Supérieur lors d'une déformation ductile. Dans une seconde étape, une déformation fragile à composante horizontale produit une cataclase qui se superpose à la texture mylonitique et forme localement de la pseudotachylite. Le mouvement vertical chevauchant est associé à la première étape tandis que la composante senestre est reliée de la seconde.

Rôle des granitoïdes

La partie nord de la sous-province de l'Abitibi se distingue de la partie sud par la présence des grands massifs tonalites bordant au N comme au S les sillons de roches supracrustales. Au sein des bandes de roches vertes proprement dites, il existe tout un cortège de plutons de dimensions et d'âges variables. Ceux de la région de Chibougamau ont particulièrement bien été étudiés par Racicot *et al.* (1984) et Chown & Mueller, (1988). On peut diviser ces plutons en plusieurs catégories: précinématiques (ou synvolcaniques), syncinématiques (englobant ceux qui sont tôt ou tard dans le processus de la déformation) et finalement postcinématiques. Les relations chronologiques entre la mise en place de ces plutons et la déformation régionale sont parfois difficiles à cerner. Les processus de mise en place et la chronologie des masses granitiques peuvent être documentés par l'étude de la forme tridimensionnelle du pluton, de sa structure interne et de ses relations avec son encaissant (Castro, 1987). Peu de confusion règne sur le cas des plutons postcinématiques. Le fait que ces plutons

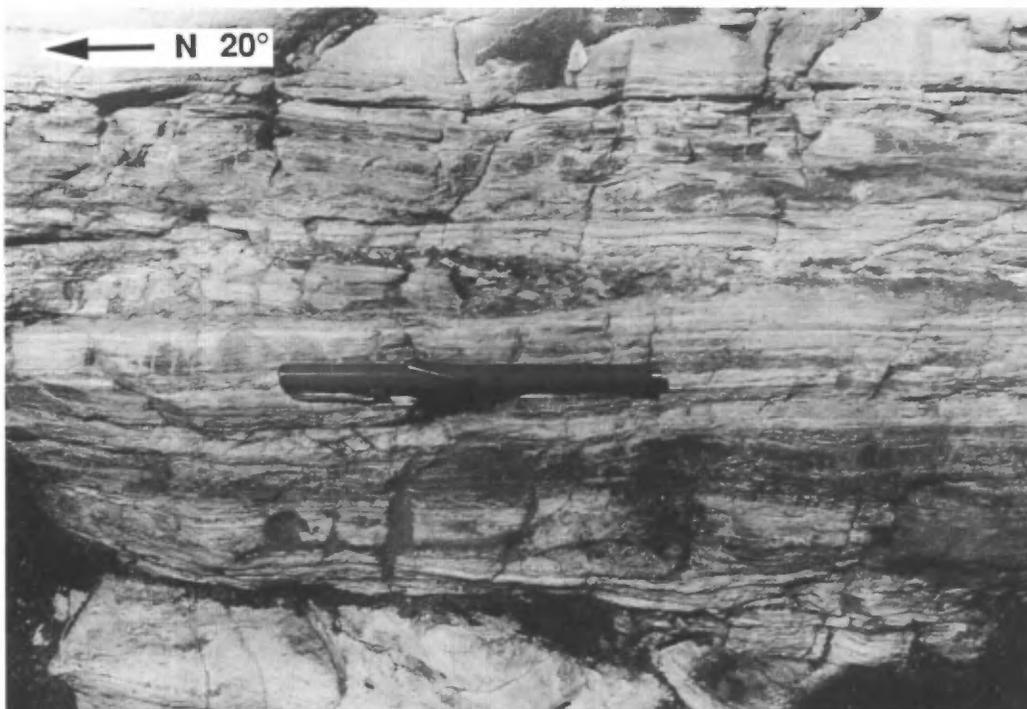


FIGURE 187 – Rubanement mylonitique intense créé par la faille Mistassini au sein des roches du Pluton de Chibougamau.

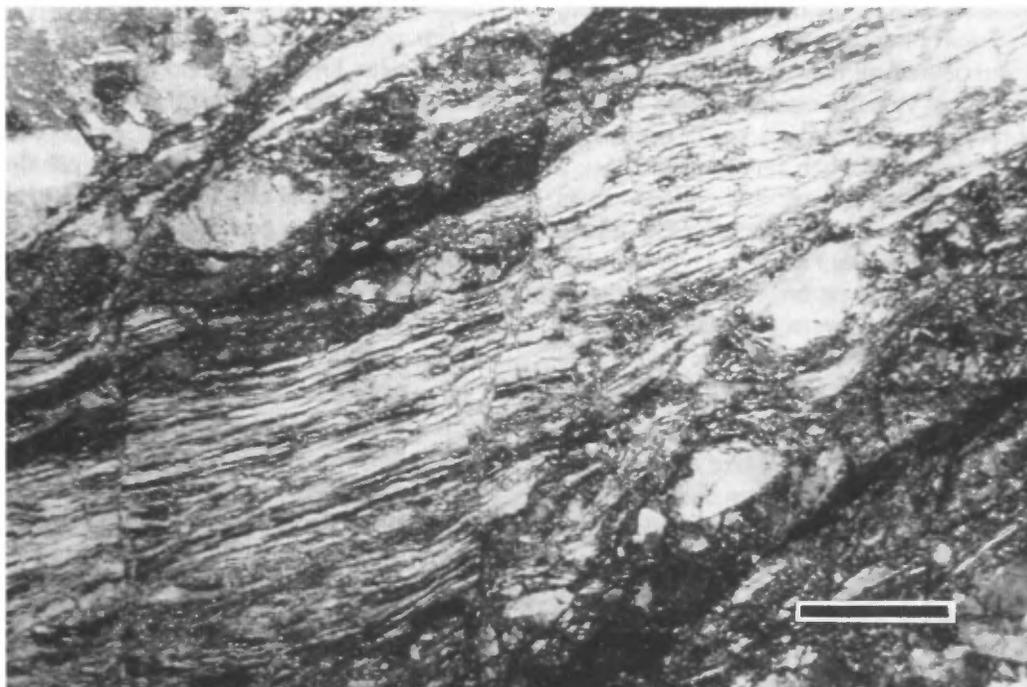


FIGURE 188 – Microphotographie de lamelles de déformation du plagioclase dans une mylonite associée à la faille Mistassini. La barre noire fait 0,5 mm.

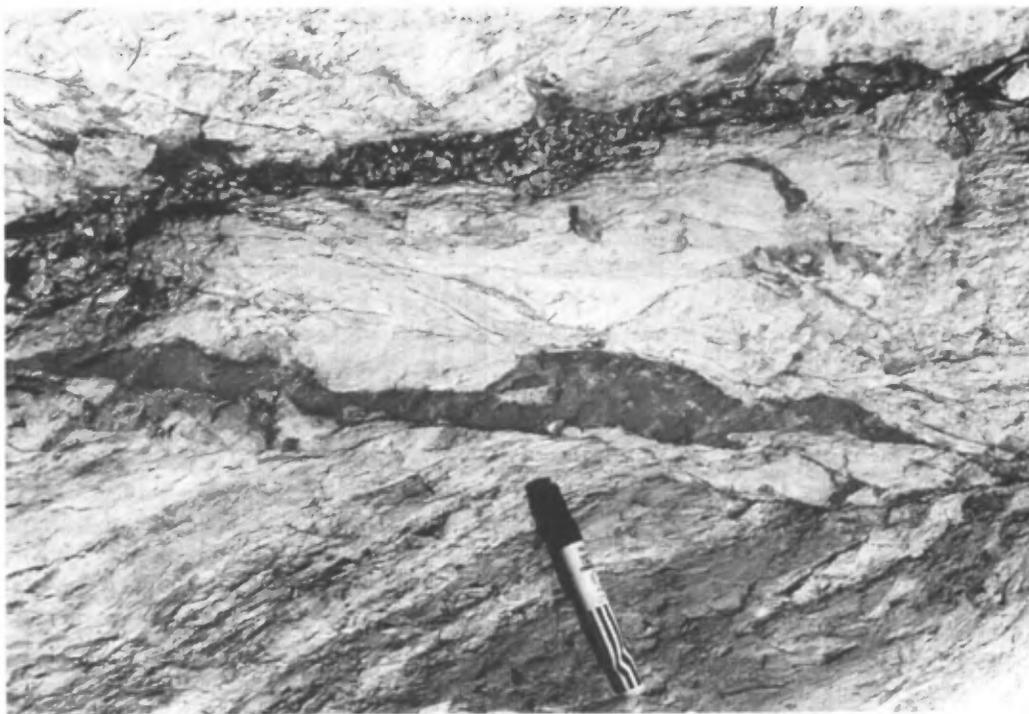


FIGURE 189 - Injection de pseudotachylite dans les mylonites de la faille Mistassini en bordure du Pluton de France.



FIGURE 190 - Microphotographie des mylonites de la faille Mistassini montrant une injection de pseudotachylite. Le matériel vitreux d'origine est remplacé par des oxydes de fer. Des morceaux d'épontes baignent dans le matériel vitreux. La barre noire fait 1 mm.

recoupent la stratification et la schistosité régionale, qu'ils surimposent un métamorphisme de contact au faciès des amphibolites sur les assemblages aux schistes verts, et qu'ils ne démontrent aucune trace de déformation à l'état solide, permet de conclure à leur mise en place tardive. Leur composition est d'une façon générale plus alcaline, passant de granodiorite à syénite. Les Plutons de Muscocho, Chevrillon et France (voir carte de la figure 5) font partie de ce groupe. Le cas des plutons s'introduisant avant et pendant la déformation est plus délicat à résoudre. Ces plutons ont plusieurs caractéristiques analogues et nous avons besoin de plusieurs déterminations géochronologiques avant de pouvoir élucider la question. Pour ces raisons, nous les avons simplement désignés comme des plutons précoces.

Il est possible de discriminer les plutons précoces, donc introduits avant ou pendant la déformation, de ceux qui sont tardifs, donc postcinématiques, par la relation structurale qu'ils ont avec leur encaissant. D'une façon simple, un pluton se mettant en place lorsque les couches sont subhorizontales, donc peu ou pas déformées, produira un serrage des couches sur la bordure en opposant les sommets de manière à occuper toujours le même niveau stratigraphique et cela, sur toute sa circonférence (figure 191A). Un bon exemple de ce phénomène est illustré par le Pluton de La Dauversière, qui fait basculer toute la stratigraphie sur son pourtour. L'attitude du plan de stratification et de la schistosité est en tout point conforme à la bordure du pluton (voir carte de la figure 5). Le Pluton de Chibougamau, au coeur de la région, répond également à ce critère et fait donc partie de la suite précoce.

Un pluton qui s'introduit après la déformation (*i.e.* au moment où les couches sont presque verticales) ne pourra pas inverser l'ordre stratigraphique sur son pourtour (figure 191B). L'introduction de la masse tardive écartera les strates et par endroit les sectionnera. Les Plutons de Chevrillon et de Muscocho constituent de bons exemples de ce phénomène puisqu'ils ont écarté et recoupé le grain tectonique.

Les marges des gneiss tonalitiques situés au N et au S de la bande, ainsi que celles des granitoïdes précoces, représentent des zones fortement affectées par la déformation et le métamorphisme. On y reconnaît une enveloppe de déformation qui suit rigoureusement l'interface des deux ensembles.

L'étude de la déformation sur l'ensemble de la région a permis de démontrer les effets générés par ces plutons sur les trajectoires de schistosité ainsi que sur la position des zones de linéation pénétrante. La carte des trajectoires de la schistosité régionale (figure 164) permet de constater la présence de points triples en bordure des plutons qui ont été actifs pendant la déformation. Ces points triples correspondent à des zones neutres où le plan de foliation principale est soumis à l'interférence de deux champs de contraintes, soit une déformation régionale responsable d'un raccourcissement N-S qui tend à générer un plan d'aplatissement de direction dominante E-W, et une réponse issue

de la masse granitoïde qui tend à produire un plan de foliation concentrique qui suit l'interface de l'intrusion avec son encaissant (figure 164). Ce type de points triples a été particulièrement bien documenté dans les études de Ledru & Brun (1977), Bateman (1984, 1985), Brun *et al.* (1976) et Brun (1983). Nos observations sur le terrain et en laboratoire sur la variation du plan de déformation principale nous ont amenés à conclure qu'il s'agit bien du même et unique plan de foliation et non pas d'une combinaison de plusieurs structures de directions différentes. L'attitude des trajectoires de la schistosité représente donc la résultante d'une compression issue de la combinaison d'un régime de contrainte régionale avec un régime plus local exercé par la masse granitoïde. Les effets de la compression issue des masses granitoïdes sont donc très importants en bordure des plutons précoces et s'estompent au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. Certains auteurs soulignent que la présence de ces points neutres en bordure des plutons confèrent à ceux-ci une nature syncinématique (Castro, 1987; Lagarde & Roddaz, 1983; Brun *et al.*, 1981).

Il est intéressant de constater la concordance entre les régions de points triples et les zones de tectonite L. Les changements de direction du plan d'aplatissement moyen à l'approche des masses granitoïdes sont facilités par la présence du régime constrictif. L'étirement vertical devient tel que le plan de la schistosité s'atrophie et donne une importance démesurée à l'axe X de l'ellipsoïde de la déformation et des valeurs à peu près égales aux axes intermédiaires Y et Z. La dominance de l'axe X permet le pivot du plan de foliation vers d'autres directions et crée ainsi une division en deux branches du plan de la foliation principale qui contourne la masse plutonique. Cette relation est illustrée à la figure 192.

RIDES ANTICLINALES

Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment dans le texte, la région se caractérise par la présence de grands plis régionaux qui sont surtout des synclinaux (figure 3). Les anticlinaux régionaux sont difficiles à définir, puisqu'ils sont soit détruits par des failles, ou soit que la trace axiale correspond à un pluton ou à une suite de plutons. Des trois grandes crêtes anticlinales que nous reconnaissons ou déduisons dans la région à partir des inversions stratigraphiques, une est détruite par un réseau de failles, c'est le cas du supposé anticlinal de Waconichi, et les deux autres sont occupées par un ou des plutons granitoïdes, ce sont les cas des anticlinaux de Chibougamau et de La Dauversière. Nous discuterons plus en détail de ces deux derniers cas.

Le Pluton de Chibougamau est bien connu dans la région, suite aux études de Racicot (1980, 1981) et Racicot *et al.* (1984). Sa forme allongée selon le grain stratigraphique régional a été reconnue par Duquette (1970) comme étant typique de la suite plutonique précoce.

La relation entre cette masse et les sédiments du Groupe d'Opémisca suggère que ces derniers se sont déposés après la mise en place de l'intrusion, puisque des fragments du

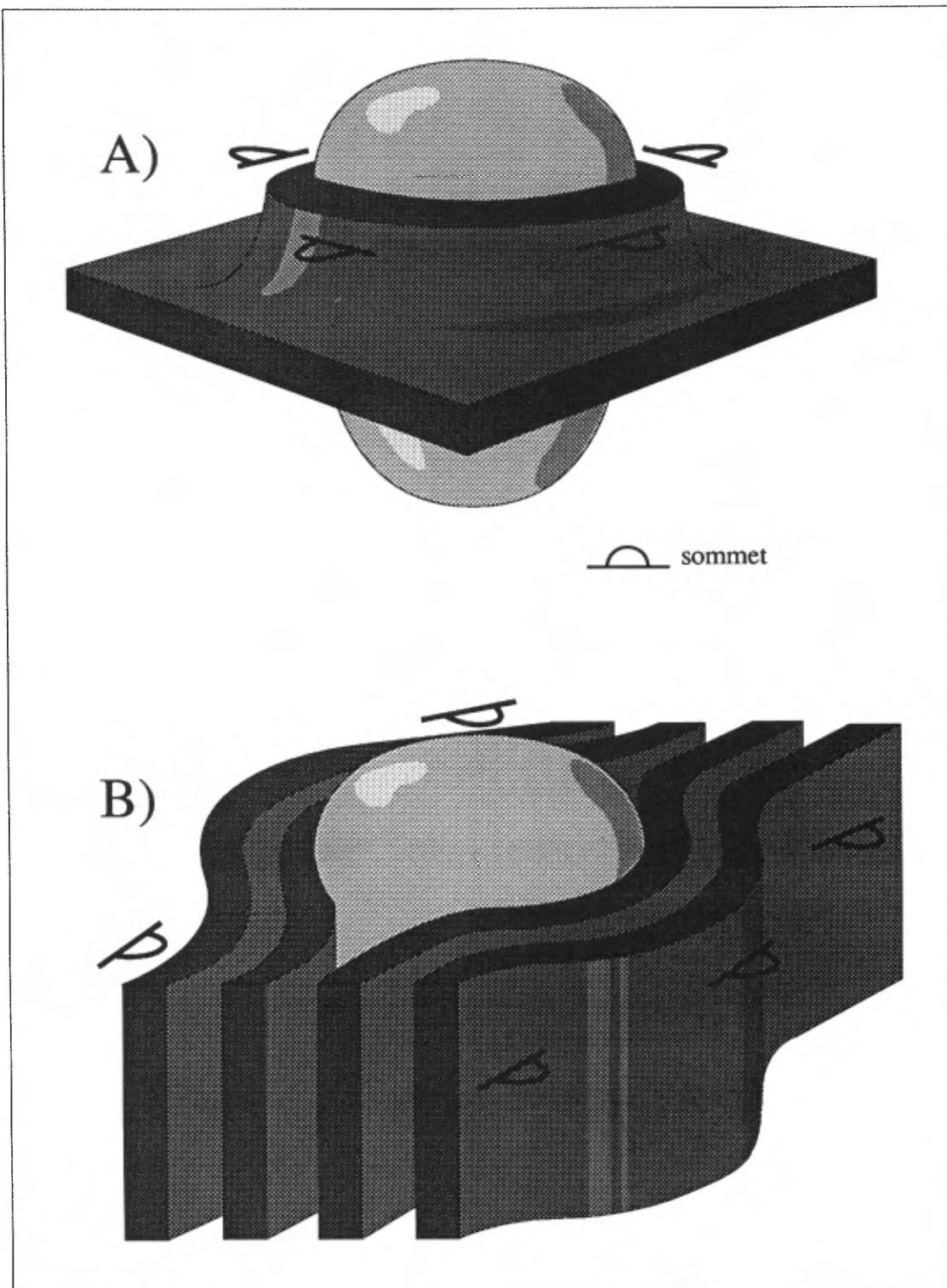


FIGURE 191 - Comparaison entre les relations structurales observées au sein de l'encaissant d'un pluton précoce (A) et celles au sein de l'encaissant d'un pluton tardif (B). Le pluton précoce se met en place au moment où les couches ne sont pas déformées, il produit une inversion de la stratigraphie sur son pourtour; un pluton qui s'introduit lorsque les couches sont verticalisées ne peut inverser l'ordre stratigraphique.

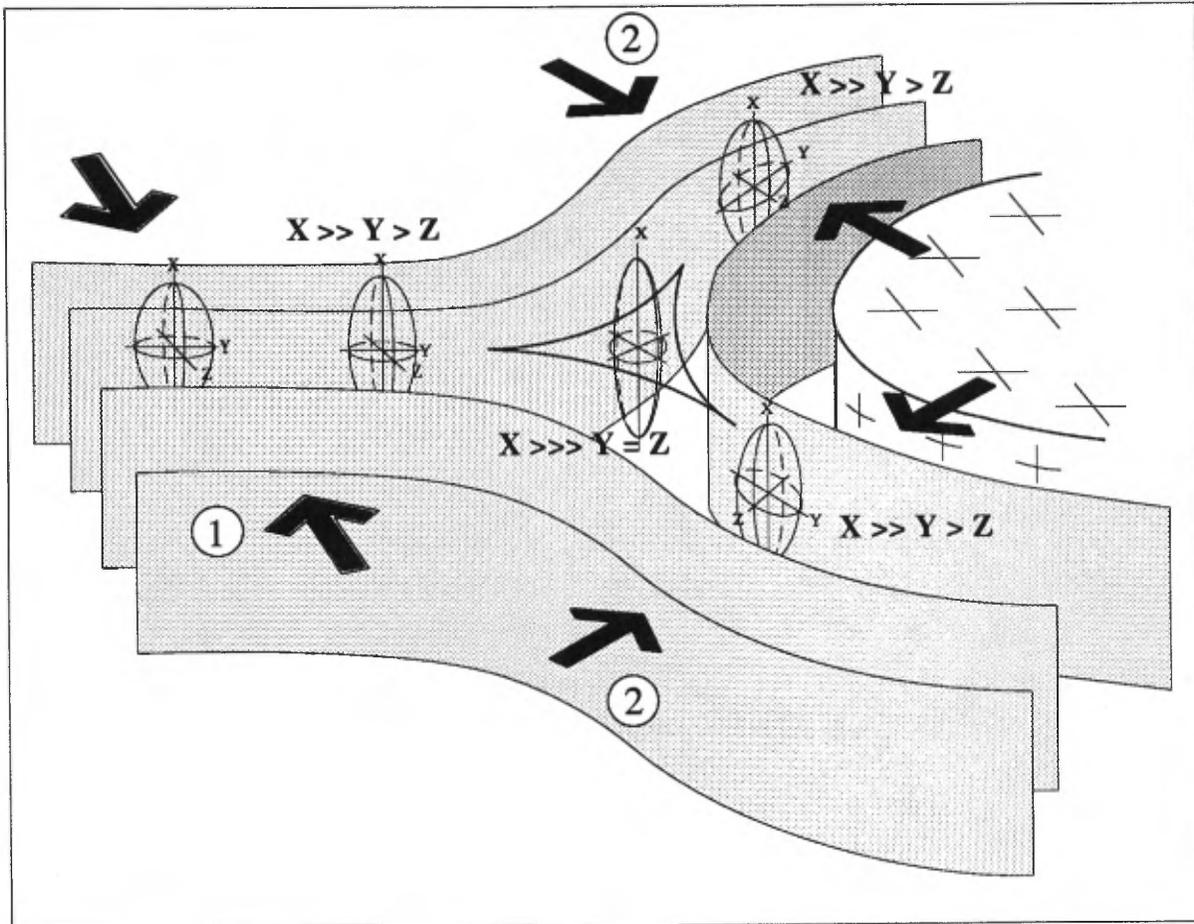


FIGURE 192 - Interaction entre le champ de contraintes régionales (1) et un champ de contraintes locales (2) générées par un pluton précoce. L'interaction des deux systèmes produit des points triples de haute constriction.

Pluton ont été identifiés dans les conglomérats du Groupe d'Opémisca. Cela nous a toujours fait dire que le Pluton était pré-tectonique, donc avant la déformation régionale. D'autre part, les forages stratigraphiques du MER (DP-607) sur le contact entre les sédiments du Groupe d'Opémisca et le Pluton de Chibougamau semblent suggérer que certaines de ses phases tardives recoupent les sédiments (Gobeil, 1989, communication personnelle). De plus, la mise en place des dykes du Pluton de Chibougamau dans le réseau de cisaillements anastomosés des failles SE et de la faille du lac Sauvage semble plus ou moins contemporaine à une partie de la déformation si l'on en juge par l'aspect mylonitisé de certains dykes et la fraîcheur de certains autres. Ceci laisse entrevoir que l'histoire du Pluton de Chibougamau est probablement très longue et complexe et reliée à de multiples pulsations dans le temps. Par ailleurs, comme nous l'avons déjà mentionné plus tôt, les relations entre la masse granitoïde et la schistosité montrent que les trajectoires de schistosité suivent le pourtour de la masse de façon conforme. L'extrémité ouest du pluton correspond à une zone de forte déformation caractérisée par des tectonites de type L. Ce champ de constriction est présent uniquement là où le pluton est en contact avec les volcanites du Groupe de Roy. Les sédiments du Groupe d'Opémisca et le Complexe du Lac Doré ne sont que peu affectés par ce type de déformation. Pour le premier cas, nous l'expliquons par le fait que les sédiments n'ont peut-être subi qu'une partie de la déformation régionale. En d'autres mots, l'histoire de la déformation kénoréenne aurait débuté bien avant le dépôt du Groupe d'Opémisca qui n'aurait enregistré que la finale de la déformation. Pour le second cas, la compétence du Complexe du Lac Doré change la réponse à la déformation de façon radicale, produisant surtout des couloirs de déformation bien circonscrits plutôt que d'affecter les roches sur de grandes superficies.

Au sein même du pluton, une foliation localement bien développée est visible et suit l'attitude de la schistosité régionale. Dans la partie orientale du pluton, cette foliation devient de plus en plus développée.

La *ride de La Dauversière* représente un vaste couloir plutonique dans lequel on reconnaît une suite d'intrusions dont la mise en place n'est pas nécessairement synchrone. C'est à l'intérieur même de ce vaste corridor plutonique que s'effectue l'inversion du sommet stratigraphique. Entre le Pluton de La Dauversière et le Complexe Eau Jaune, les couches et la schistosité régionale suivent l'interface des deux masses granitoïdes si bien qu'elles décrivent une forme de dôme. La figure 164 montre l'attitude de la schistosité régionale pour la région de Chibougamau et la figure 162 montre le détail pour le secteur Lapparent. Le cas du Pluton de La Dauversière est assez éloquent. On y observe une foliation concentrique autour de la masse plutonique, foliation que l'on peut difficilement dissocier de la schistosité régionale. À l'intérieur même de la masse granitoïde, une foliation mylonitique affecte la marge du pluton (Racicot *et al.*, 1984). Cette foliation s'estompe toutefois au

coeur de l'intrusion. Comme c'est le cas d'ailleurs pour le Pluton de Chibougamau, l'introduction du Pluton de La Dauversière a soulevé l'empilement volcanique, comme peut le faire un dôme, en opposant les sommets stratigraphiques tout autour de lui. Cette relation est d'ailleurs assez significative pour distinguer les plutons qui ont été actifs, en regard à la déformation régionale, de ceux qui ont été passifs, donc post-tectoniques. Les plutons de la première suite exercent un contrôle sur le champ de contraintes dans l'environnement immédiat de la masse intrusive. La pression qu'ils exercent sur l'encaissant pendant leur mise en place contribue au raccourcissement horizontal des roches supracrustales. L'attitude de la schistosité représente donc la résultante entre une contrainte plus régionale de direction N-S et une contrainte locale exercée par la masse granitoïde.

Les deux rides anticlinales caractérisées par la présence, soit d'un pluton unique (Pluton de Chibougamau), soit d'une suite de plutons alignés E-W (Boisvert, La Dauversière et Eau Jaune), représentent des zones de haute déformation et d'inversion des plans de stratification et de la schistosité régionale. L'exemple du Pluton de Chibougamau permet l'observation, dans son extrémité ouest, de l'inversion du plan de la stratification et de celui de la schistosité régionale. Les deux éléments planaires suivent l'interface du pluton et subissent l'inversion de façon concordante et sans relation angulaire entre eux. Le même phénomène est observé au pourtour des plutons qui sont regroupés dans la ride de La Dauversière. En fait, ces plutons n'occupent pas la zone axiale d'un anticlinal au sens strict, puisque la schistosité n'est pas de plan axial comme elle devrait l'être dans la charnière du pli, mais plutôt conforme à l'interface entre la masse plutonique et son encaissant. Cette situation nous rappelle davantage une relation de type dôme.

La présence de linéaments plutoniques constituant les rides anticlinales pourrait indiquer une mise en place contrôlée par des fractures profondes d'orientation E-W (Pitcher, 1979; Castro, 1986, 1987).

En résumé, il n'existe pas de plan de déformation attribuable directement et uniquement à l'influence des granitoïdes, le plan de la foliation principale marquant la résultante entre une contrainte exercée par la masse granitoïde lors d'une mise en place précoce et une déformation issue d'un raccourcissement N-S régional. Ainsi, la foliation principale circonscrit la forme circulaire des granitoïdes et est présente aussi bien dans les roches volcaniques encaissantes que dans la masse granitoïde proprement dite. Dans certains cas, les bordures granitoïdes présentent même des textures mylonitiques bien développées (Racicot *et al.*, 1984).

Cette relation, combinée aux observations sur le régime de déformation en bordure et des effets sur la stratigraphie, permet de faire une analogie géométrique entre ces intrusions et les dômes gneissiques tels que décrits par Brun (1983), Soula (1982), Schwerdtner (1984) et Schwerdtner *et al.* (1979). Toutefois, les mécanismes par lesquels ces

intrusions se sont mises en place sont loin d'être compris et le résultat observé n'implique qu'une compression latérale générée par une masse en expansion. Une alimentation par dykes, suivie d'un gonflage de la masse granitoïde à un niveau structural donné (Castro, 1987) nous apparaît un mécanisme valable pour expliquer les relations observées.

Évolution géodynamique

La figure 193 présente notre conception de l'évolution structurale pour la région de Chibougamau. À l'origine, nous sommes en présence d'un tablier de roches volcaniques de composition essentiellement basaltique associées à des roches pyroclastiques intermédiaires à felsiques constituant le toit de l'édifice que représente le Groupe de Roy (figure 193A). On estime l'épaisseur de l'ensemble à moins de 10 km. Ces roches se sont déposées hypothétiquement sur une croûte sialique dont l'origine nous est encore inconnue. À titre purement spéculatif, nous pouvons penser que l'origine des empilements volcaniques peut se faire par émission massive de lave, soit le long de grandes fissures, ou soit le long de discontinuités de type proto-rift.

La déformation débute par la production de grands plis ouverts provoqués, soit par subsidence des couches sous l'effet de leur propre poids (Gorman *et al.*, 1976; Maréchal & West, 1980), ou soit par le début du raccourcissement N-S suite à une éventuelle fermeture du bassin volcano-sédimentaire (figure 193B). C'est à ce stade que se forme l'amorce des grandes flexures d'orientation N-S qui matérialisent nos plis précoces préfoliation régionale. Ces flexures précoces peuvent se former de façon plus ou moins synchrone aux grandes flexures E-W. L'origine des flexures précoces N-S est difficile à expliquer. Il pourrait s'agir d'un contrôle exercé par une topographie de socle, ou bien d'une phase de déformation distincte, mais de faible envergure. Il est également possible que le début de la mise en place des plutons granitoïdes contribue au soulèvement des couches (Dimroth *et al.*, 1985). Ces flexures précoces sans schistosité génèrent l'ossature de ce que l'on connaît actuellement, soit un schéma régional en dômes et bassins, dominé par des bassins synclinaux de direction E-W.

Pendant ce temps, le pluton de Chibougamau est en phase de construction. Ce pluton s'est peut-être produit par réchauffement et fusion partielle à l'interface de la croûte sialique. Ce réchauffement pourrait être le résultat de la subsidence de l'empilement supracrustal ou bien du contact avec des complexes de dykes qui alimentent le volcanisme en surface. Il serait concevable de croire que le pluton de Chibougamau représente un pluton orogénique associé à une zone de subduction encore mal définie dans la sous-province de l'Abitibi.

Des failles d'effondrement se forment en bordure des bassins synclinaux et amènent le développement de graben qui sont aussitôt comblés par des sédiments (figure 193C). La production de relief amène la destruction des litholo-

gies du Groupe de Roy et des granitoïdes qui commencent à émerger; il s'ensuit le dépôt de sédiments du Groupe d'Opémisca dans le bassin qui est en discordance sur les roches plus anciennes du Groupe de Roy. Le raccourcissement N-S, associé à la déformation régionale, devient plus significatif et on assiste à l'apparition de la schistosité régionale E-W. De façon concomitante, l'action des granitoïdes, suite à leur gonflage, se fait sentir et entre en interférence avec la déformation régionale (figure 193D). Les granitoïdes, individuellement ou par chapelet, contribuent au redressement vertical des couches et accentuent le phénomène du raccourcissement horizontal N-S. Des couloirs de déformation importants sont générés en bordure des masses granitiques actives. Les grands plis de la région tendent à devenir isoclinaux et le transport tectonique amène les axes de plis vers des positions abruptes. La figure 194 illustre l'évolution possible de la déformation à partir d'une couche repère horizontale et cela, sans perturbation par les masses granitoïdes. La combinaison de la phase précoce de plissement N-S avec la seconde E-W produit une interférence régionale en dômes et bassins. Le raccourcissement horizontal culmine et le transport tectonique amène les axes de plis vers des positions subverticales, subparallèles aux linéations d'étirement. Il s'agit d'un processus bien décrit par Cobbold & Quinquis (1980) et Henderson (1981), mais appliqué ici à une échelle régionale.

Finalement, la dernière étape de la déformation régionale (figure 193E) permet le développement de grandes failles inverses de direction E-W, auxquelles on associe la présence de nombreux couloirs de déformation. La dynamique de ces grandes failles s'inscrit dans un mouvement de chevauchement qui se fait globalement du sud vers le nord. Il peut s'agir de la réactivation des cassures précoces ou de la production de nouveaux plans de rupture.

Le type de déformation observée au sein des assemblages supracrustaux semble caractéristique d'une déformation complexe de la couverture de roches volcaniques et sédimentaires, contrôlée par la résistance et la remobilisation d'un socle sialique. Cette remobilisation du socle serait à peu près contemporaine au paroxysme de la déformation régionale et aurait interagi avec elle de façon à produire une interférence de contraintes au voisinage des plutons précoces.

Conclusions sur l'évolution structurale

Nos travaux sur la région de Chibougamau nous ont permis de mettre en évidence les éléments suivants:

- une phase de plissement prédéformation régionale génère de grandes flexures d'orientation surtout N-S et dépourvue de schistosité;
- la déformation régionale est issue d'un raccourcissement horizontal généré par une contrainte N-S auquel se combine l'action ou la réaction de masses granitiques précoces;

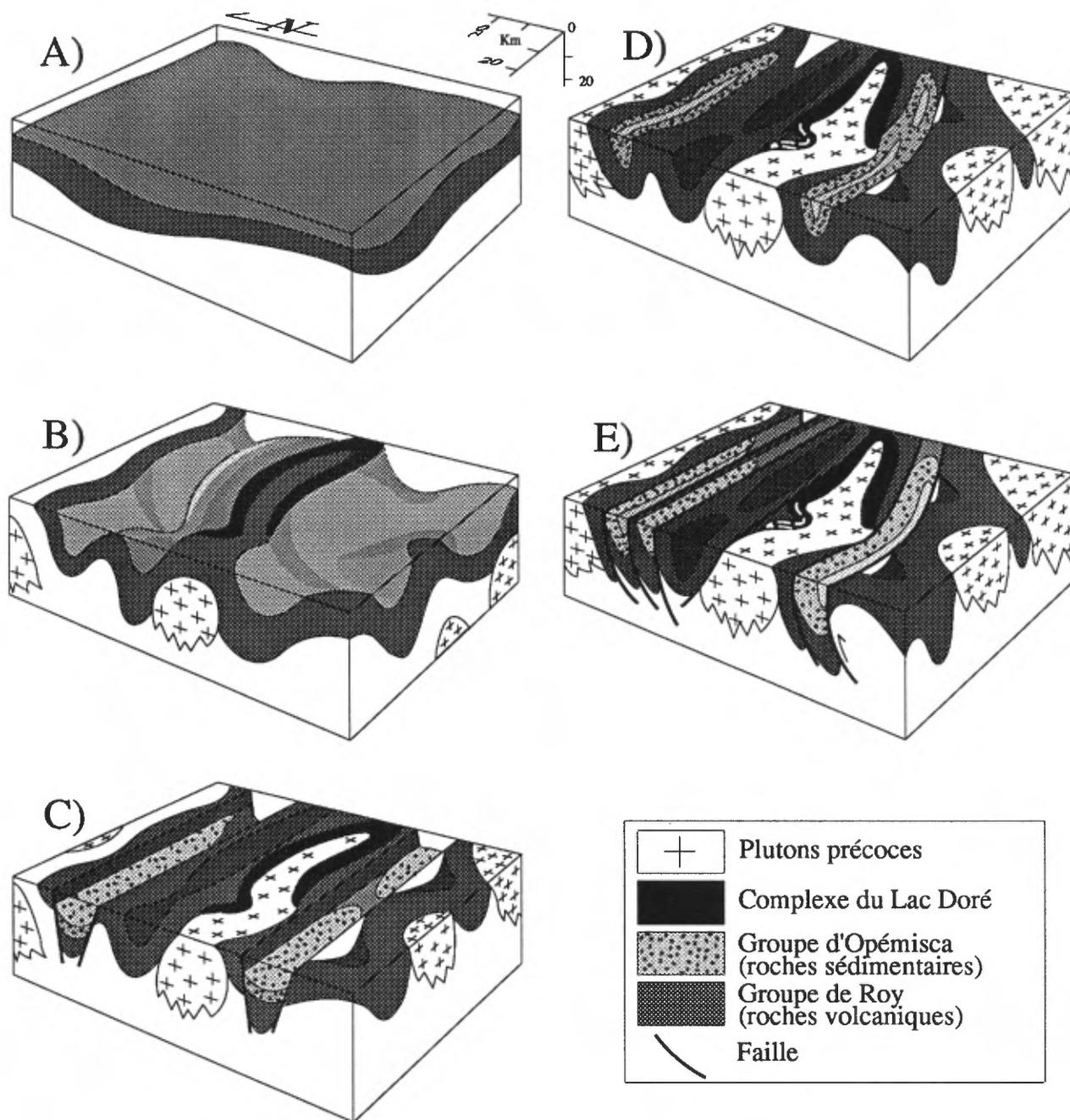


FIGURE 193 - Évolution géodynamique de la région de Chibougamau. Voir le texte pour plus de détails.

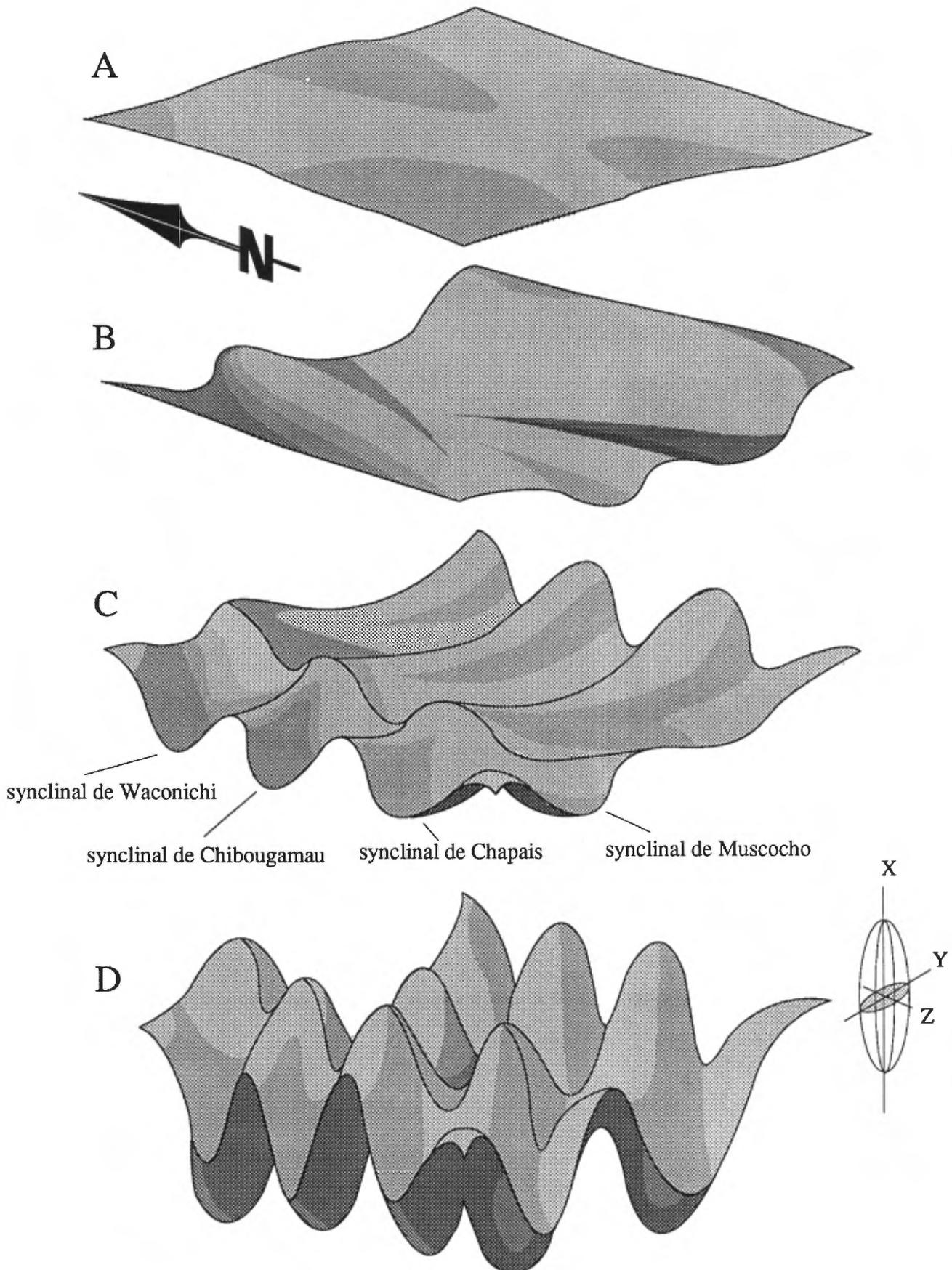


FIGURE 194 – Modélisation de la déformation régionale à partir d'un horizon repère non perturbé par la mise en place de plutons précoces à tardifs. Voir le texte pour plus de détails.

-
- les plis régionaux à charnière, à l'origine, horizontale, sont affectés par la linéation d'étirement vertical, ce qui tend à produire la subparallélisation verticale de ces deux éléments;
 - les anticlinaux forment des rides occupées par un cortège de plutons granitiques actifs pendant le processus de la déformation, ou sont le lieu d'une destruction intense qui, par l'action de grandes failles E-W, produit un collage tectonique de copaux provenant de divers points de la stratigraphie;
 - la mise en place des plutons précoces en relation avec le processus de la déformation produit un soulèvement des couches qui oppose les sommets stratigraphiques le long du pourtour de la masse plutonique, tandis que la mise en place des plutons tardifs ne produit qu'un moulage de la stratigraphie sans affecter les sommets;
 - l'action des granitoïdes est particulièrement importante dans les rides anticlinales et aux bordures de bassins de roches supracrustales où se développent des couloirs de déformation caractérisés par de fortes linéations d'étirement abruptes;
 - les trajectoires de la schistosité régionale expriment l'interaction des granites dans le processus de la déformation par la formation de points neutres caractérisés par une linéation d'étirement d'une intensité extrême (tectonite L);
 - les bassins synclinaux sont occupés par des formations sédimentaires plus jeunes bordées de part et d'autre par des failles E-W à mouvement inverse;
 - le chevauchement des volcanites plus vieilles sur les sédiments plus jeunes suggère que le plan de faille était à l'origine normal.

Références

- ALLARD, G.-O.; 1956 — **The geology of a portion of McKenzie Township, Chibougamau district, Québec.** University Johns Hopkins (Baltimore, USA); thèse de doctorat, inédite, 168 pages.
- _____ 1960*(1) — **Moitié sud du quart SE du canton de McKenzie.** *IN* Moitié sud du canton de McKenzie. Ministère des Mines, Québec; RG-95, pages 49-79.
- _____ 1967* — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Rinfret.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-567; 17 pages.
- _____ 1969* — **Northeast quarter of Lemoine Township, Abitibi-East County.** *IN* Field work 1967. Ministère des Richesses naturelles, Québec; S-112, pages 36-37.
- _____ 1970a* — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Lemoine.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-589; 16 pages.
- _____ 1970b* — **The Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec: a metamorphosed Bushveld-type layered intrusion.** *IN* Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions (J.L. Visser & G. Von Gruenewaldt, editors). Geological Society of South Africa; Special Publication 1, pages 477-491.
- _____ 1972 — **Geology of the northeast quarter of Scott Township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-118, 18 pages.
- _____ 1973 — **Some speculations regarding the Lower Hidden Zone of the Doré Lake Complex and its potential mineral resources.** Geological Society of America; Bulletin, volume 84, pages 717-724.
- _____ 1975* — **Géologie du quart nord-est du canton de Scott.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-609; 46 pages.
- _____ 1976a — **Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368; 446 pages.
- _____ 1976b — **The Gutai Mountains (Romania) ore deposits: a Pliocene analog of the Archean Chibougamau (Québec, Canada) deposits.** 25^e Congrès géologique international, Sydney, Australia, volume 1, pages 149-150 (abstracts). volume 1, pages 149-150.
- _____ 1978 — **Pétrologie et potentiel économique du prolongement du sillon de roches vertes de Chibougamau dans la Province de Grenville.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-604; 44 pages.
- _____ 1979 — **Prolongement du Complexe du Lac Doré dans la Province de Grenville, à l'est de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-685; 18 pages.
- _____ 1981 — **Quart sud-ouest du canton de Rinfret et partie du quart sud-est du canton de Lemoine: Relation avec le Front de Grenville.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-759; 95 pages.
- _____ 1982a — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Ha-81-y.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-928, 57 pages.
- _____ 1982b — **Gold potential of the Bourbeau sill in Chibougamau — An analog of the Golden Mile Dolerite Sill at Kalgoorlie, Australia.** Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Bulletin, volume 75, no 839, page 93 (résumé).
- ALLARD, G.-O. - ASSAD, R.; 1968 — **Discovery of vanadium in Chibougamau, Québec.** Canadian Mineralogist; volume 9, part 4, page 569 (abstract).
- ALLARD, G.-O. - CARPENTER, R.H.; 1981 — **Alteration in the Otake geothermal field — a model for interpreting certain metamorphic assemblages in metamorphosed volcanic terrains.** IAVCEI symposium on arc volcanism; Tokyo-Hakone, abstract volume, pages 1-2.
- _____ 1982 — **The relationship between aluminosilicate assemblages and sulfide mineralization in volcanic terrains.** Réunion annuelle GAC-MAC, Winnipeg, program with abstracts, volume 7, page 35.
- ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L.; 1969 — **Géologie du quart nord-est et d'une partie du quart sud-est du canton Lemoine.** Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-566; 22 pages.
- ALLARD, G.-O. - CIMON, J.; 1974 — **Minimal Pleistocene glaciation in the Chibougamau area, Québec.** Réunion annuel GAC-MAC; program with abstracts; St. John's, Terre-Neuve.
- ALLARD, G.-O. - GOBEIL, A.; 1984 — **General geology of the Chibougamau region.** *IN* Chibougamau: stratigraphy and mineralization (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 5-19.
- ALLARD, G.-O. - SIMMONS, W.B.; 1969 — **Blasto-poikilitic textures in gabbroic meta-anorthosite of the Doré Lake Complex, Chibougamau.** Canadian Mineralogist; volume 10, part 1, p.126 (résumé).
- ALLARD, G.-O. - WHITNEY, J.A.; 1977 — **Spatial and petrological relationships between granophyre, layering, and the type of country rock in the Doré**

1. (Les astérisques après les millésimes de publication signalent l'existence d'une traduction en anglais ou en français).

- Lake Complex, Chibougamau, Québec. Program with abstracts, volume 2, page 4, réunion annuelle GAC-MAC, Vancouver.
- ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L. - GOBEIL, A.; 1985 — **The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area.** *IN Evolution of Archean supracrustal sequences* (Ayres, Thurston, Card & Weber, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 28; pages 55-63.
- ALLARD, G.O. - DUQUETTE, G. - LATULIPPE, M. - van de WALLE, M.; 1972* — **Géologie du Précambrien et gites minéraux de la région de Noranda — Val-d'Or et Matagami — Chibougamau, Québec.** 24^e Congrès géologique international, Montréal; livret-guide de l'excursion A41-C41; 100 pages.
- ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D.; 1979 — **Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau: GAC-MAC congrès de 1979, livret-guide de l'excursion B-1;** 95 pages.
- ANDERSON, W.J. - DOWNIE, I.F.; 1980 — **The Scott Township deposit, Quebec; A case history.** Preprint (#40) Réunion annuelle de l'Institut canadien des Mines et de la métallurgie, Toronto; 19 pages.
- ANHAEUSSER, C.R. - MASON, R. - VILJOEN, M.J. - VILJOEN, R.P.; 1969 — **A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology.** Geological Society of America Bulletin; volume 80, pages 2175-2200.
- ARCHAMBAULT, G. - GUHA, J. - TREMBLAY, A. - KANWAR, R.; 1984 — **Implications of the geo-mechanical interpretation of the Copper Rand deposit on the Doré Lake shear belt.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha & E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 300-318.
- ARCHER, P.; 1984 — **Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section, Chibougamau.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 92-106.
- AVRAMTCHEV, L.; 1972a* — **Quart nord-est et partie du quart sud-est du canton de McCorkill.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-611; 55pages.
- AVRAMTCHEV, L.; 1972b — **Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton de Barlow.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-120, 38 pages.
- _____ 1975a* — **Géologie du quart nord-est du canton de McCorkill.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-611, 55 pages.
- _____ 1975b — **Le gisement de magnétite titanifère et vanadifère, canton de Rinfret.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-309.
- BAKER, D.J.; 1980 — **The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Québec.** Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); Thèse de doctorat, inédite; 344 pages.
- BARAGAR, W.R.A.; 1972 — **Some physical and chemical aspects of Precambrian volcanic belts of the Canadian Shield.** Direction de la Physique du Globe, Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa; volume 42, no 3, pages 129-140.
- BARD, J.P.; 1980 — **Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques.** Masson, Paris; 192 pages.
- BASKIN, D.G.; 1975 — **The petrology and chemistry of a portion of the north limb of the Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec, Canada.** Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, inédit, 174 pages.
- BATEMAN, R.; 1984 — **On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas.** Tectonophysics, volume 110, pages 211-231.
- _____ 1985 — **Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: The Cannibal Creek granite.** Journal of Geology, volume 93, pages 293-310
- BEACH, 1940 — **Michwacho Lake area, Abitibi territory, Québec.** Commission géologique du Canada. Étude 40-4 (carte 623A).
- BÉLANGER, J.; 1979 — **Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, inédit, 76 pages.
- BÉLANGER, J. - GUHA, J. - COULOMBE, A. - CARIGNAN, J.; 1984 — **The «8-5» Zone, Cooke Mine, Chapais: A volcanogenic massive sulphide deposit in the Blondeau Formation.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 271-287.
- BERTHÉ, D. - CHOUKROUNE, P. - JEGOUZO, P.; 1979 — **Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armoricain 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.
- BLECHA, M.; 1966 — **A study of the variation in chemical composition of certain dykes at the Campbell Chibougamau mine.** Université McGill (Montréal, Canada); mémoire de maîtrise, inédit; 65 pages.
- BOUDREAULT, A.P.; 1977* — **Géologie de la demie est du canton de Blaiklock.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-541; 8 pages.

- BOWEN, N.L.; 1945 — **Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks.** American Journal of Science; volume 243A (Daly Volume), pages 75-89.
- BOYER, S.E. - ELLIOTT, D.; 1982 — **Thrust systems.** American Association of Petroleum Geologists Bulletin, volume 66, pages 1196-1230.
- BROOKS, C.; 1980 — **The Rb/Sr geochronology of the Archean Chibougamau pluton.** Journal canadien des sciences de la Terre; volume 17, no 6, pages 776-783.
- BRUN, J.-P.; 1983 — **L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests.** Bulletin de la Société Géologique de France, volume 25, pages 219-228.
- BRUN, J.-P. - GAPAIS, D. - LE THÉOFF, B.; 1981 — **The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): inter-fingering diapirs.** Tectonophysics, volume 74, pages 283-304.
- BRUN, J.-P. - LE CORRE, C. - LE THÉOFF, B.; 1976 — **Schistosité et diapirisme: un exemple, les «mantled gneiss domes» de Kuopio (Finlande).** Bulletin de la Société Géologique de France, volume 6, pages 1453-1459.
- CAMERON, E.N.; 1969 — **Postcumulus changes in the Eastern Bushveld Complex.** American Mineralogist; volume 54, pages 754-779.
- CAMPBELL, I.H.; 1977 — **A study of macro-rhythmic layering and cumulate processes in the Jimberlana intrusion, Western Australia; Part I: the Upper Layered Series.** Journal of Petrology; volume 18, part 2, pages 183-215.
- _____ 1978 — **Some problems with the cumulus theory.** Lithos; volume 11, pages 311-323.
- CAPDEVILLA, R. - GOODWIN, A.M. - UJIKE, O. - GORTON, M.P.; 1982 — **Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi belt, Canada.** Geology; volume 10, pages 418-422.
- CARIGNAN, J. - DEMBELE, Y. - GUHA, J. - GOBEIL, A. - FOWLER, A.D.; 1984 — **Basic geochemical profile of the Blondeau Formation in the Barlow Lake stratigraphic section.** IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization (J. Guha, & E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 107-119.
- CARLISLE, D.; 1963 — **Pillow breccias and their aqua-gene tuffs, Quadra Island, British Columbia.** Journal of Geology; volume 71, pages 48-71.
- CARMAN, M.F. - CAMERON, M. - GUNN, B. - CAMERON, K.L. - BUTLER, J.C.; 1975 — **Petrology of Rattlesnake Mountain sill, Big Bend National Park, Texas.** Geological Society of America Bulletin; volume 86, pages 177-193.
- CASTONGUAY, G.; 1975 — **Le gisement fer, vanadium et titane du MRN; état de la situation, avril 1975.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport interne du Centre de recherches minérales.
- CASTRO, A.; 1986 — **Structural pattern and ascent model in the Central Estremadura batholith, Hercynien belt, Spain.** Journal of Structural Geology; volume 8, pages 633-645.
- _____ 1987 — **On granitoid emplacement and related structures. A review.** Geologische Rundschau; volume 76, pages 101-124.
- CATY, J.L.; 1970 — **Pétrographie et pétrologie du flanc sud-est du Complexe du Lac Doré.** Université de Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, inédit, 227 pages.
- _____ 1976 — **Stratigraphie et sédimentologie de la Formation de Papaskwasati.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-423; 270 pages.
- _____ 1977 — **Demie est du canton de Richardson.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-447; 11 pages.
- _____ 1978 — **Canton de Richardson.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport intérimaire, DP-606; 34 pages.
- _____ 1979 — **Demie ouest du canton de Bignell.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-678; 22 pages.
- CHARBONNEAU, J.M.; 1981a — **Cantons de Dolomieu (1/2E) et de Daubrée (1/4SW).** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-844; 27 pages.
- _____ 1981b — **Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamarck et du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-853 (carte annotée).
- CHARBONNEAU, J.M. - PICARD, C. - DUPUIS-HÉBERT, L.; 1983 — **Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-est.** IN Rapports d'étape des travaux en cours à la Division du Précambrien; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1-67.
- CHARTRAND, F.; 1982 — **Géologie de la région du lac Thomelet.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; cartes manuscrites avec notes marginales, DP 82-13.
- CHOWN, E.H.; 1979 — **Structure and metamorphism of the Otish Mountains area of the Grenvillian Foreland Zone, Québec.** Geological Society of America; Bulletin, volume 90, partie II, pages 178-196.
- _____ 1984 — **Mineralization controls in the Aphebian formations, Chibougamau, Mistassini and Otish areas.** IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 229-243.

- CHOWN, E.H. - CATY, J.L.; 1973 — **Stratigraphy, petrography and paleocurrent analysis of the Apehbian clastic formations of the Mistassini-Otish basins.** *IN Huronian stratigraphy and sedimentation* (G.M. Young, editor). Geological Association of Canada; Special Paper 12, pages 51-71.
- CHOWN, E.H. - MUELLER, W.; 1988 — **Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean Greenstone Belt.** Proceedings of the 7th International Symposium on Basement Tectonics, submitted.
- CHRISTMANN, P.; 1974 — **Moitié sud du canton de Scott.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; cartes manuscrites avec notes marginales, DP 82-13.
- _____ 1979 — **Étude métallogénique de la mine Copper Cliff (Cu-Au), Chibougamau, comté d'Abitibi-est, Province de Québec, Canada.** Université de Grenoble (France); thèse de 3^e cycle, inédite, 396 pages.
- CIESIELSKI, A. - OUELLET, E.; 1985 — **Le front de Grenville dans la région de Chibougamau (Québec).** Commission Géologique du Canada; Recherche en cours, partie B, Étude 85-1B, pages 303-317.
- CIMON, J.; 1973 — **Possibility of an Archean porphyry copper in Québec.** Canadian Mining Journal; volume 94, page 57.
- CIMON, J.; 1976a — **Géologie du quart nord-est du canton de Queylus.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-439; 34 pages.
- _____ 1976b — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Queylus et du quart nord-est du canton de Haüy.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-613; 45 pages.
- _____ 1977a — **Géologie du quart sud-est du canton de Queylus.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-448; 33 pages.
- _____ 1977b — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Dollier.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-504; 39 pages.
- _____ 1979 — **Stratigraphie des roches archéennes.** *IN*: ALLARD, G. O., CATY, J.L., CHOWN, E.H., CIMON, J. GOBEIL, A. and BAKER, D. **Stratigraphie et Métallogénie de la région de Chibougamau.** GAC-MAC, Réunion annuelle, Québec, Livret guide de l'excursion B.1, 95 pages.
- CIMON, J. - GOBEIL, A.; 1978 — **Forages stratigraphiques dans les cantons de Lemoine, Dollier et Queylus, district de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-607; 50 pages.
- CLARK, T. - FEUERBACH, M. - MORAVEK, P.; 1972 — **Geological map of the northwest quarter of Scott township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-32; 34 pages.
- C.M.C.; 1911* — **Geology and mineral resources of the Chibougamau region, Québec.** Commission minière de Chibougamau. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; 216 pages.
- COBBOLD, P.R. - QUINQUIS, H.; 1980 — **Development of sheath folds in shear regimes.** Journal of Structural Geology; volume 2, pages 119-126.
- CONEY, P. - JONES, D.L. - MONGER, J.W.H.; 1980 — **Cordilleran suspect terranes.** Nature; volume 288, no 5789, pages 323-333.
- COOKE, D.L. - MOORHOUSE, W.W.; 1969 — **Temiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada.** Journal canadien des sciences de la Terre; volume 6, pages 117-133.
- COOPER, A.F.; 1972 — **Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand.** Journal of Petrology; volume 13, pages 457-492.
- DAIGNEAULT, R.; 1982 — **Demie nord du canton de McKenzie.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-08 (carte annotée).
- _____ 1986 — **Géologie de la partie nord-est du canton de Dollier.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-19 (carte annotée).
- _____ 1989 — **Analyse géométrique et dynamique des couloirs de déformation, région de Chibougamau, concepts théoriques et livret-guide d'excursion.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-07, 25 pages.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O.; 1983 — **Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau.** *IN* **Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 83-11, pages 1-18.
- _____ 1984a — **Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau.** *IN* **Chibougamau: stratigraphy and mineralization** (J. Guha & E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 212-228.
- _____ 1984b — **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.
- _____ 1986 — **Structural evolution of the Chibougamau greenstone belt: Archean vs Grenville tectonics.** GAC, MAC, CGU, program with abstracts, Ottawa; volume 11, page 61.
- _____ 1987 — **Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25; pages 57-73.

- DALLMEYER, R.D.; 1974 — **40 Ar/39 Ar incremental release ages of biotite and hornblende from pre-Kenoran gneisses between the Matagami-Chibougamau and Frotet-Troilus greenstone belts, Québec.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 11, pages 1586-1593.
- DALLMEYER, R.D. - MAYBIN, A.H. - DUROCHER, M.E.; 1975 — **Timing of Kenoran metamorphism in the eastern Abitibi greenstone belt, Québec: evidence from 40 Ar/ 39 Ar ages of hornblende and biotite from post-kinematic plutons.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 12, pages 1864-1873.
- DALZIEL, I.W.D. - BROWN, J.M. - WARREN, T.E.; 1969 — **The structural and metamorphic history of the rocks adjacent to the Grenville Front near Sudbury, Ontario, and Mount Wright, Québec.** *IN Age relations in high-grade metamorphic terrains* (H.R. Wynne-Edwards, editor), Association géologique du Canada; Special Paper No 5, pages 207-224.
- DELAND, A.N.; 1956 — **The boundary between the Timiskaming and Grenville subprovinces in the Surprise Lake area, Québec.** Association géologique du Canada; volume 8, pages 127-141.
- DELAND, A.N. - GRENIER, P.E.; 1959* — **Région d'Hazeur-Druillettes.** Ministère des Mines, Québec; RG-87, 84 pages.
- DELSLE, G. - CLOUTIER, G.H.; 1973 — **La récupération du vanadium dans un concentré magnétique.** Projet 601-M, Ministère des Richesses naturelles, Centre de recherches minérales, Québec; Rapport interne, 10 pages.
- DE MONTIGNY, P.A.; 1959 — **Geological report on the southwest and part of the southeast quarter of Lemoine township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-8; 29 pages.
- _____ 1960 — **Géologie du quart sud-ouest et d'une partie du quart sud-est du canton de Lemoine.** Ministère des Mines, Québec; RP-437; 10 pages.
- DE ROSEN-SPENCE, A. - PROVOST, G. - DIMROTH, E. - GOCHNAUER, K. - OWEN, V.; 1980 — **Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Québec, Canada, and their Quaternary equivalents.** *Precambrian Research*; volume 12, pages 43-77.
- DIMROTH, E. - LICHTBLAU, A.P.; 1979 — **Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Quebec, Canada. Part 1: Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 16, pages 1315-1340.
- DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y.; 1978 — **Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 15, pages 902-918.
- DIMROTH, E. - MUELLER, W. - ARCHER, P. - GOBEIL, A. et ALLARD, G.O.; 1982a — **Evidence for extensive Archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Quebec.** Current research, Part A, Geological Survey of Canada; Paper 82-a, pages 29-36.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - ROCHELEAU, M. - GOULET, N.; 1982b — **Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 1: Stratigraphy and paleogeographic model.** *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729-1758.
- 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 de l'Abitibi: état des connaissances.* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 21-33.
- DIMROTH, E. - ARCHAMBAULT, G. - GOULET, N. - GUHA, J. - MUELLER, W.; 1984a — **A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Québec.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, pages 963-968.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M. - MUELLER, W.; 1984b — **Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi belt: a comparaison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha, & E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 73-91.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M. - MUELLER, W. - ARCHER, P. - BRISSON, H. - FORTIN, G. - JUTRAS, M. - LEFEBVRE, C. - PICHÉ, M. - PILOTE, P. - SIMONEAU, P.; 1985 — **Paleogeographic and paleostrain response to magmatic processes: a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec.** *Geologische Rundschau*, volume 75, pages 11-32.
- DIMROTH, E. - MUELLER, W. - DAIGNEAULT, R. - BRISSON, H. - POITRAS, A. - ROCHELEAU, M.; 1986 — **Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec.** *Geologische Rundschau*, volume 75, no 3, pages 715-736.
- DORR, A.; 1969 — **Magnetite deposits in the northern part of the Doré Lake Complex, Chibougamau district, Québec.** Université McGill (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, inédit; 57 pages.

- DUBÉ, B.; 1985 — **Géologie, pétrographie et métallogénie d'indices aurifères dans le filon-couche de Bourbeau, centre-nord du canton de Barlow, Chibougamau, Québec.** Université Laval (Québec, Québec); mémoire de maîtrise, inédit, 191 pages.
- DUBÉ, B. - GUHA, J.; 1986a — **Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-04; 48 pages.
- _____ 1986b — **Étude métallogénique du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau. Étude régionale et géologique de la mine Cooke.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-09, 104 pages.
- DUPUY, C. - DOSTAL, J.; 1984 — **Trace element geochemistry of some continental tholeiites.** Earth and Planetary Science Letters; volume 67, pages 61-69.
- DUQUETTE, G.; 1964 — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy, comté Abitibi-Est.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-513, 20 pages.
- _____ 1967 — **General geology and asbestos mineralization in the Chibougamau district.** Canadian Mining Journal; April 1967, pages 70-77.
- _____ 1968 — **Géologie du quart nord-ouest du canton de McKenzie, comté Abitibi-est.** Ministère des Mines, Québec; RP 573; 19 pages.
- _____ 1970* — **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8; 18 pages.
- _____ 1976 — **North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-357; 126 pages.
- _____ 1982 — **Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-837; 72 pages.
- DUQUETTE, G. - MATHIEU, A.; 1962* — **Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-513; 19 pages.
- _____ 1966* — **Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-551; 22 pages.
- _____ 1970* — **Rapport préliminaire sur la moitié sud du canton d'Obalski.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-585; 16 pages.
- DUROCHER, M.; 1979 — **Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-611; 31 pages.
- _____ 1985 — **The geology of Opémisca Township, Québec, Canada.** Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); thèse de doctorat, inédite; 379 pages.
- EASTMAN, W.; 1980 — **Defining the Minnamax orebody.** Engineering Mining Journal; volume 181, no 2, February 1980, pages 72-78.
- FAHRIG, W.F. - GAUCHER, E.H. - LAROCHELLE, A.; 1965 — **Paleomagnetism of diabase dykes of the Canadian Shield.** Journal canadien des sciences de la Terre; volume 2, pages 278-298.
- FENNER, C.N.; 1929 — **The crystallisation of basalts.** American Journal of Science; 5th series, volume 18, pages 225-253.
- FISHER, R.V.; 1961 — **Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.** Geological Society of America; Bulletin, volume 72, pages 1409-1414.
- FISHER, R.V. - SCHMINCKE, H.U.; 1984 — **Pyroclastic rocks.** Springer-Verlag, Heidelberg, 472 pages.
- FLINN, D.; 1962 — **On folding during three dimensional progressive deformation.** Quarterly Journal of the Geological Society, volume 118, pages 385-433.
- FORD, A.B.; 1970 — **Development of the layered series and capping granophyre of the Dufek intrusion of Antarctica.** IN Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered intrusions (J.L. Visser & Von Gruenewaldt, editors). Geological Society of South Africa; Special Publication 1, pages 492-510.
- FRANCONI, A.; 1983 — **Le groupe d'Opémisca dans le secteur du lac Landing, cantons de Daubrée et de Dolomieu.** IN Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 69-92.
- GARIÉPY, C.; 1983 — **Géochimie et géochronologie des granitoides intrusifs de l'Abitibi: évidence de la présence d'une croûte continentale ancienne.** IN Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11; pages 67-69.
- GARIÉPY, C. - ALLEGRE, C. J.; 1985 — **The lead isotope geochemistry of late-kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implications for late Archean crustal evolution.** Geochimica Cosmochimica Acta, volume 49, pages 2371-2383.
- GAUCHER, E.H.; 1958* — **Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Roy.** Ministère des Mines, Québec; RP-379, 11 pages.
- _____ 1960* — **Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Barlow.** Ministère des Mines, Québec; RP-425; 12 pages.
- _____ 1965 — **Quantitative interprétation of the «Montagne du Sorcier» magnetic anomaly, Chibougamau, Québec.** Geophysics; volume 30, pages 762-782.

- GÉLINAS, L. LAJOIE, J. - BOUCHARD, M. - SIMARD, A. - VERPAELST, P. - SANSFAÇON, R.; 1978 — **Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG DPV-583; 49 pages.
- GERBE, J.L. - IVANIER, L. - JON, R. - PASDEJ, R.; 1970 — **Magnétite vanadifère et titanifère de Chibougamau. Définition d'un schéma d'enrichissement sur 20 tonnes d'échantillons**. Rapport RE 150 et IRSID (Institut de recherches de la sidérurgie française).
- GILBERT, J.E.; 1958* — **Région de Bignell**. Ministère des Mines, Québec; RG-79; 43 pages.
- _____ 1959* — **Région de Rohault**. Ministère des Mines, Québec; RG-86; 33 pages.
- GILLET, L.B.; 1957* — **Rapport préliminaire sur la région de Vienne**. Ministère des Mines, Québec; RP-337; 8 pages.
- GLICKSON, A.Y.; 1970 — **Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems**. Tectonophysics; volume 9, pages 397-433.
- GOBEIL, A.; 1976 — **Le projet fer-titane-vanadium, cantons de Rinfret et Lemoine, district de Chibougamau**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-354; 28 pages.
- _____ 1977 — **Quart nord-est du canton de Lévy**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-503; 34 pages.
- _____ 1980 — **Étude lithogéochimique des roches volcaniques dans la région de la mine Lemoine, district de Chibougamau, Québec**. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Bulletin, volume 73, no 817, pages 86-95.
- GOBEIL, A., - RACICOT, D., 1983 — **Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02; carte à 1:250000, avec notice de 14 pages.
- _____ 1984 — **Chibougamau: histoire et minéralisations**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 261-270.
- GOODWIN, A.M.; 1962 — **Structure, stratigraphy and origin of iron formations, Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada**. Geological Society of America; Bulletin, volume 73, pages 561-586.
- _____ 1968a — **Evolution of the Canadian Shield**. Association géologique du Canada; Proceedings, volume 19, pages 1-14.
- _____ 1968b — **Archaean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield**. 23^e Congrès international de Géologie, Prague; Proceedings, volume 1, pages 69-89.
- GOODWIN, A.M. - RIDLER, R.H.; 1970 — **The Abitibi Orogenic Belt**. *IN Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield* (A.J. Baer, editor). Commission Géologique du Canada; Paper 70-40, pages 1-30.
- GORMAN, B.E. - PEARCE, T.H. - BIRKETT, T.C.; 1976 — **On the structure of Archean Greenstone Belt**. Precambrian Research; volume 6, pages 23-41.
- GRAHAM, R.B.; 1951* — **Région du lac Caché, quart nord-ouest du canton d'Obalski**. Ministère des Mines, Québec; RP-259; 19 pages.
- _____ 1956* — **Moitié nord du canton d'Oblaski**. Ministère des Mines, Québec; RG-71; 48 pages.
- GROSS, G.A.; 1965 — **Geology of iron deposits in Canada; volume 1: General geology and evaluation of iron deposits**. Commission Géologique du Canada; série de la Géologie économique, rapport 22; 181 pages.
- GUHA, J. - KOO, J.; 1975 — **Role of fluid state mobilization during metamorphism of the Henderson orebodies, Chibougamau, Québec, Canada**. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 12, pages 1516-1523.
- GUHA, J. - ARCHAMBAULT, G. - LEROY, J.; 1983 — **A correlation between the evolution on mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson No. 2 mines, Québec**. Economic Geology; volume 78, pages 1605-1618.
- GUHA, J. - DUBÉ, B. - PILOTE, P. - CHOWN, E.H. - ARCHAMBAULT, G. - BOUCHARD, G.; 1988 — **Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada**. Mineralogica Depo-sita 23, pages 293-298.
- GUHA, J. - LANGE-BRAND, F. - PÉLOQUIN, S. - TREMBLAY, A. - RACICOT, D. - BUREAU, S.; 1984 — **Devlin deposit, a part of an Archean porphyry system**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha & E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 345-356.
- HALFERDAHL, L.B.; 1961 — **Chloritoid: its composition, X-Ray, and optical properties, stability, and occurrence**. Journal of Petrology; volume 2, pages 49-135.
- HALL, A.L.; 1932 — **The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal**. Geological Survey of South Africa; Memoir 28, 554 pages.
- HARTE, B. - GRAHAM, C.M.; 1975 — **The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites**. Journal of Petrology; volume 16, pages 347-370.

- HASHIMOTO, K. - FUJITA, M.; 1983 — **Petrochemical study on the rocks in the Hokuroku district, Akita Prefecture, Northeastern Japan.** Mining Geology; volume 33, pages 411-426.
- HÉBERT, C.; 1978 — **Demie nord du canton de Fancamp.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-570; 9 pages.
- HENDERSON, J.R.; 1981 — **Structural analysis of sheath folds with horizontal x-axes, northeast Canada.** Journal of Structural Geology; volume 3, pages 203-210.
- HENRY, R.L.; 1978 — **The lac Sauvage volcanogenic iron formation near Chibougamau, Quebec, Canada: its petrology, geochemistry, stratigraphy, structure, and economic significance.** Université de Georgie (Athens, Georgia, U.S.A.) 1 mémoire de maîtrise, inédit, 154 pages.
- HENRY, R.L. - ALLARD, G.O.; 1979 — **Formation ferrifère du lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy, région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-593; 90 pages.
- HESS, H.H.; 1960 — **Stillwater igneous complex, Montana.** Geological Society of America; Memoir 80; 230 pages.
- HOLMES, S.W.; 1959* — **Région de Fancamp-Haüy.** Ministère des Mines, Québec; RG-84, 40 pages.
- HONNOREZ, J. - KIRST, P.; 1975 — **Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs.** Bulletin volcanologique; volume 39; pages 1-25.
- HORSCROFT, F.D.M.; 1958* — **Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton de Roy.** Ministère des Mines, Québec; RP-370; 19 pages.
- HUBERT, C. - TRUDEL, P. - GÉLINAS, L.; 1984 — **Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec.** Journal canadien des sciences de la Terre; volume 21; pages 1024-1032.
- IMBAULT, P.E.; 1959* — **Région de Queylus.** Ministère des Mines, Québec; RG-83; 42 pages.
- IRVINE, T.N.; 1970a — **Heat transfer during solidification of layered intrusions. I: Sheets and sills.** Journal canadien des sciences de la Terre; volume 7, pages 1031-1061.
- _____ 1970b — **Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions.** *IN Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions* (D.J.L. Visser & G. Von Gruenewaldt, editors). Geological Society of South Africa; Special Publication 1, pages 441-476.
- _____ 1974 — **Simple and multiple oxides in magmatic rock systems.** Carnegie Institution; Annual Report, Dir. Geophysical Laboratory, 1973-74, pages 300-316.
- _____ 1982 — **Terminology for layered intrusions.** Journal of Petrology; volume 23, part 2, pages 127-162.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A.; 1971 — **A guide to the classification of the common volcanic rocks.** Journal canadien des sciences de la Terre; volume 8, pages 523-548.
- JACKSON, E.D.; 1971 — **Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana.** United States Geological Survey; Professional Paper 358; 106 pages.
- JEFFEREY, W.G.; 1959 — **The geology of the Campbell Chibougamau mine, Québec.** Université McGill (Montréal, Québec); dissertation doctorale, 186 pages.
- JENSEN, L.S.; 1976 — **A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks.** Ontario Department of Mines; Miscellaneous Paper 66; 22 pages.
- JOLLY, W.T.; 1978 — **Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt.** *IN Metamorphism in the Canadian Shield* (A. Fraser & W.H. Heywood, editors). Commission géologique du Canada; Paper 78-10, pages 63-78.
- JOLY, M.; 1985 — **Corrélation des unités volcaniques archéennes de la Formation de Haüy et de leurs dykes «nourriciers» de la région de Chibougamau.** Université Laval (Québec, Québec); projet de fin d'études, 55 pages.
- JONES, J.G.; 1969 — **Pillow lavas as depth indicators.** American Journal of Science; volume 267, pages 181-195.
- JUTEAU, T.; 1975 — **Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne.** Sciences de la Terre, Nancy; mémoire 32; 692 pages.
- KINDLE, E.D.; 1942 — **Brock River map-area, Québec.** Geological Survey, Canada; paper 42-4
- KIRKHAM, R.V.; 1972 — **Geology of copper and molybdenum deposits.** Commission géologique du Canada; Paper 72-1, part A, pages 82-87.
- KISH, L.; 1971 — **The vanadium-bearing titaniferous magnetite deposit in Rinfret and Lemoine townships, east of Chibougamau, Québec.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport interne, inédit.
- KLEIN, C.; 1968 — **Coexisting amphiboles.** Journal of Petrology; volume 9, pages 281-330.
- KLINE, S.W.; 1984a — **Metamorphic mineralogy of the Doré Lake Complex in the vicinity of the Grenville Front.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha & E.H. Chown, editors). Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 198-211.
- _____ 1984b — **Iron-rich hornblende plus albite in low-pressure metabasites, Chibougamau, Québec.** Canadian Mineralogist, volume 22, pages 391-399.

- _____ 1984c — **Metamorphic mineral chemistry, petrology, and sulfide mineralogy of the Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec.** Université de Georgie (Athens, Georgia, U.S.A.); thèse de doctorat, 147 pages.
- KROGH, T.E.; 1982 — **Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion techniques.** *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 46, no 4, pages 637-649.
- KROGH, T.E., - DAVIS, G.L.; 1971 — **Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield.** Carnegie Institution; Annual Report Geophysical Laboratories, pages 241-242.
- LACOSTE, P.; 1982 — **Demie est du canton de Bignell.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-893; 28 pages.
- LAGARDE J.-L. - RODDAZ, B.; 1983 — **Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas Occidental, Maroc): un diapir syntectonique.** *Bulletin de la Société Géologique de France*; volume 25, pages 389-395.
- LAIRD, J.; 1980 — **Phase equilibria in mafic schist from Vermont.** *Journal of Petrology*; volume 21, pages 1-37.
- LAPALLO, C.M.; 1988 — **Petrographic and geochemical relations between the rocks on the north and south limbs of the Chibougamau anticline: assimilation of roof rocks, crystallization and residual liquid compositions in the Doré Lake Complex, Quebec, Canada.** Université du Georgie (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, inédit, 175 pages.
- LAPALLO, C.M. - ALFARO, M. - RODEN, M.F. - ALLARD, G.O.; 1987 — **Correlation of residual liquid composition with roof rock composition in the Doré Lake Complex, Québec.** *EOS*; volume 68, no 16, page 430 (abstract).
- LAUZIÈRE, K. - CHOWN, E.H. - SHARMA, K.M.N.; 1989 — **Rapport intérimaire du projet Caopatina, Secteur lac Remick.** Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (sous presse).
- LAVOIE, S.J.; 1972 — **Geology of Opemiska mines.** Texte préparé pour l'excursion A41-C41 du 24^e Congrès géologique international, Montréal. Inédit.
- LAWSON, A.C.; 1885 — **Annual Report Survey, Canada; Part CC, pages 10-15.**
- LEAKE, B.E.; 1978 — **Nomenclature of amphiboles.** *Canadian Mineralogist*; volume 16, pages 501-520.
- LEDRU, P. - BRUN, J.-P.; 1977 — **Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusions granitiques: exemple du granite de Flamanville (Manche).** *C.R. Académie Science Paris*; volume 285, pages 1199-1202.
- LEEMAN, W.P. - GOLES, G.G. - MCBIRNEY, A.R. - DASCH, E.; 1973 — **Elemental and isotopic indicators of interaction between Skaergaard intrusion and host granitic gneiss, East Greenland.** *Geological Society of America; Abstracts with programs*, volume 5, no 7, pages 710-711.
- LOFGREN, G.E. - DONALDSON, C.H.; 1975 — **Curved branching crystals and differentiation in comb-layered rocks.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 49, pages 309-319.
- LONG, D.F.; 1974 — **Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Québec.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 11, pages 1236-1252.
- LONGLEY, W.W.; 1958* — **Région de Rinfret.** Ministère des Mines, Québec; RG-81, 24 pages.
- LOW, A.P.; 1906* — **Rapport géologique sur la région minière de Chibougamau.** Commission géologique du Canada; no 955.
- LUDDEN, J. - FRANCIS, D. - ALLARD, G.O.; 1983 — **Stratigraphie et évolution géochimique des séries volcaniques de la région de Chibougamau.** *IN Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances.* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11; pages 19-20.
- _____ 1984 — **The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la métallurgie; volume 34, pages 20-34.
- LYALL, H.B., 1959* — **Région de Brongniart-Lescure.** Ministère des Mines, Québec; RG-85; 36 pages.
- MAILLET, J.; 1978 — **Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, Québec.** Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, inédit, 150 pages.
- MALOUF, S.E. - HINSE, R.; 1975 — **Campbell Chibougamau Mines in structural geology of Canadian ore deposits.** *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; volume 2, pages 441-449.
- MARCHAND, K.: (en prép.) — **Étude d'éléments structuraux dans la demie nord du canton de McKenzie, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise.
- MARESCHAL, J.C. - WEST, G.F.; 1980 — **A model for Archean tectonism - Part 2. Numerical model of vertical tectonism in a greenstone belt.** *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 17, pages 60-71.
- MAWDSLEY, J.B.; 1927* — **Lake David area, Chibougamau district, Québec.** Commission géologique du Canada; Summary Report 1927, part C, pages 1-22.

- MAWDSLEY, J.B. – NORMAN, G.W.H.; 1935* — **Chibougamau Lake map-area, Québec.** Commission géologique du Canada; Memoir 185; 95 pages.
- MAYBIN, A.H.; 1976 — **Geology of the Opawica River Complex, Québec.** Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, inédit, 141 pages.
- McBIRNEY, A.R. – NAKAMURA, Y.; 1974 — **Differentiation of the Skaergaard intrusion.** EOS; volume 55, page 459.
- McBIRNEY, A.R. – NOYES, R.M.; 1979 — **Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion.** Journal of Petrology; volume 20, part 3, pages 487-554.
- McCALLUM, I.S. – RAEDEKE, L.D. – MATHEZ, E.A.; 1980 — **Investigations in the Stillwater Complex: Part 1, stratigraphy and structure of the banded zone.** American Journal of Sciences; 280-A, pages 59-87.
- McCARTHY, T.S. – CAWTHORN, R.G.; 1983 — **The geochemistry of vanadiferous magnetite in the Bushveld Complex: Implications for crystallization mechanisms in layered complexes.** Mineralium Deposita; volume 18, pages 505-518.
- McKENZIE, D.E. – CHAPPELL, B.W.; 1972 — **Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New Guinea.** Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 35, pages 50-62.
- McMILLAN, R.H.; 1972 — **Petrology, geochemistry and wallrock alteration at Opemiska, a vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic-mafic sill.** Université Western (London, Ontario); thèse de doctorat, inédite; 169 pages.
- MER; 1986 — **Code stratigraphique nord-Américain** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV-02, 58 pages.
- MER; 1988 — **Levé gravimétrique dans la région de Chibougamau-Chapais.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 5 cartes (échelle 1/50 000 /12 F MB 88-26, 80 pages.
- MERQ-OGS; 1983 — **Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince.** Ontario Geological Survey/Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 1:500 000; carte 2484 en Ontario et DV 83-16 au Québec.
- MIDRA, R.; 1989 — **Concentration mechanisms for plagioclase megacrysts in lavas of the Obatogamau Formation, Chibougamau, Québec.** Annual meeting of the Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, program with abstracts, vol 14, p. A35.
- MOLYNEUX, T.G.; 1970 — **The geology of the area in the vicinity of Magnet Heights, Eastern Transvaal, with special reference to the magnetic iron ore;** (J.L. Visser & G. Von Gruenewaldt, editors). Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions, Special Publication No 1, Geological Society of South Africa, pages 228-241.
- MORITZ, H.W.; 1975 — **Muscovite-paragonite relationships in altered and mineralized meta-anorthosite at Chibougamau, Québec.** Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, inédit, 118 pages.
- MORSE, S.A.; 1979 — **Kiglapait geochemistry. I: systematics, sampling and density. II: petrography.** Journal of Petrology; volume 20, partie 3, pages 555-590 et 591-624.
- MUELLER, W. – DIMROTH, E.; 1984 — **Sedimentology and depositional history of the Blondeau and Chebistuan formations in the Waconichi syncline, Chibougamau, Québec.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha et E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 137-152.
- _____ 1986 — **A terrestrial – shallow marine transition in the Archean Opemisca Group east of Chapais, Quebec.** Precambrian Research, vol 37, pages 29-55.
- MUELLER, W. – CHOWN, E.H. – TAIT, L. – ROCHELEAU, M. – SHARMA, K.N.M. (in preparation) — **Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement controlled supracrustal sequence, Chibougamau, Québec.**
- NALDRETT, A.J.; 1984 — **Ni-Cu ores of the Sudbury Igneous Complex – Introduction.** *IN The geology and ore deposits of the Sudbury Structure* (E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin, editors). Ontario Geological Survey; Special volume 1, pages 309-325.
- NEALE, E.R.W.; 1959* — **Région de Dollier-Charron.** Ministère des Mines, Québec; RG-82; 57 pages.
- NORMAN, G.W.H.; 1937* — **East half Opémisca map-area, Québec.** Commission géologique du Canada; paper 37-11.
- _____ 1940 — **Thrust faulting of Grenville gneisses northwestward against the Mistassini series of Mistassini Lake, Québec.** Journal of Geology; 1, volume 48, pages 512-526.
- _____ 1941a — **East half Opemisca.** Commission géologique du Canada; carte 401A.
- _____ 1941b — **West half Opemisca.** Commission géologique du Canada; carte 602A
- _____ 1948 — **Major faults, Abitibi region.** *IN Structural geology of Canadian ore deposits.* Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; symposium, pages 822-839.

- OLIVEIRA, J.A.L.; 1973 — **The petrology of the Chibougamau greenstone belt volcanics**. Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, inédit; 96 pages.
- PICARD, C.; 1984 — **Evolution génétique et géodynamique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais (Abitibi est – Québec)**. Université Claude Bernard (Lyon, France); Thèse de doctorat 3ème cycle, 233 pages.
- 1985 — **Géologie de la région du lac Inconnu, Abitibi est – Québec**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, ET 83-16; 48 pages + 2 cartes géologiques 1/20 000.
- PICARD, C. – PIBOULE, M. – CHARBONNEAU, J.M.; 1984 — **Pétrogenèse des volcanites archéennes hautement potassiques du Groupe d'Opémisca (région de Chapais, Abitibi-Est)**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Bulletin volume 34, pages 35-47.
- PICHÉ, M.; 1984 — **The Haüy Formation: subaerial volcanism in a braided stream environment**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 153-162.
- PILOTE, P.; 1984 — **Gîtologie et stratigraphie de la région du lac Berrigan, Chibougamau**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP, DP 84-17 (carte annotée).
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DIMROTH, E. – TREMBLAY, A. –; 1984 — **Stratigraphic positions of mineralized occurrences in the Mount Bourbeau and Lac Berrigan regions and their significance**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 288-299.
- PITCHER, W.C.; 1979 — **The nature, ascent and emplacement of granite magmas**. *Journal of Geological Society of London*; volume 136, pages 627-662.
- POITRAS, A.; 1984 — **The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section, Chibougamau, Québec**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 163-177.
- POULIOT, G.; 1963* — **Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton McCorkill**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-479; 13 pages.
- POULSEN, K.H. – BORRADAILE, G.J. – KEHLENBECK, M.M.; 1980 — **An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario**. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 17, pages 1358-1369.
- PYE, E.G. – NALDRETT, A.J. – GIBLIN, P.E.; 1984 — **Editors of: The geology and ore deposits of the Sudbury structure**. Ontario Geological Survey; special volume 1, 603 pages. Accompanied by map 2491, at a scale of 1:50 000; map NL-16/17 – AM Sudbury, at a scale of 1:1 000 000, and 3 charts.
- RACICOT, D.; 1980 — **Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-758; 20 pages.
- 1981 — **Géochimie et métallogénie des parties occidentales et centrale du pluton de Chibougamau**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-834, 26 pages.
- RACICOT, D. – CHOWN, E.H. – HANEL, T.; 1984 — **Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt: a preliminary survey**. *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 178-197.
- RAEDEKE, L.D. – McCALLUM, I. S.; 1984 — **Investigations in the Stillwater Complex. Part II: Petrology and petrogenesis of the Ultramafic Series**. *Journal of Petrology*; volume 25, partie 2, pages 395-420.
- RAMSAY, G.J.; 1967 — **Folding and fracturing of rocks**. McGraw Hill; 568 pages.
- RAMSAY, G.J. – GRAHAM, R.H.; 1970 — **Strain variation in shear belts**. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 7, pages 786-813.
- RAMSAY, G.J. – HUBER, M.I.; 1987 — **The techniques of modern structural geology; volume 2, Folds and Fractures**. Academic Press, 700 pages.
- RETTY, J.; 1930* — **Township of McKenzie, Chibougamau region**. Bureau des Mines, Québec; Annual Report, 1929, part D, pages 41-73.
- RICHARD, N.; 1975 — **Magnétite vanadifère de Chibougamau. Séparations magnétiques au tube Davis (3^e partie)**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport du projet 777 du Centre de recherches minérales.
- RICHARDSON, J.; 1872 — **Report on the country north of Lake St. John (Quebec)**. Commission géologique du Canada. Progress Report, 1870-1871, pages 283-308.
- RIDLER, R.H.; 1970 — **Relationship of mineralization to volcanic stratigraphy in the Kirkland Lake – Larder Lakes area, Ontario**. Association géologique du Canada; Proceedings, volume 21, pages 33-42.
- RIVERS, T.; 1983 — **The northern margin of the Grenville Province in western Labrador; anatomy of an ancient orogenic front**. *Precambrian Research*; volume 22, pages 41-73.

- RIVERS, T. - CHOWN, E.H.; 1986 — **The Grenville Orogen in eastern Québec and western Labrador: definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes.** *IN New perspectives on the Grenville problem* (J. M. Moore and A. Davidson, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 31, pages 31-50.
- RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C.F. - DAVIDSON, A.; 1989 — **A new tectonic subdivision of the Grenville Province.** *Tectonics*, volume 8, pages 63-84.
- SABOURIN, R.J.E.; 1956 — **Rapport préliminaire sur la région de Blaiklock.** Ministère des Mines, Québec RP-323, 7 pages.
- SAUNDERS, J.; 1978 — **Petrochemistry, volcanic stratigraphy and economic geology of the Waconichi Formation in Scott township, Chibougamau, Québec.** Université de Géorgie (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, inédite; 141 pages.
- SCHILLING, J.G.; 1971 — **Sea floor evolution: rare earth evidence.** Royal Society, London; Transactions, Serie A268, pages 663-706.
- SCHOLTZ, D.L.; 1936 — **The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland.** Geological Society of South Africa; Transactions, volume 39, pages 1-210.
- SCHWERDTNER, W.M.; 1984 — **Archaean gneiss domes in the Wabigoon Subprovince of the Canadian Shield, northwestern Ontario.** *Precambrian Tectonics Illustrated.* *IN:* A. Kröner and R. Greiling (editors), Stuttgart: Schweizerbart, pages 129-134.
- SCHWERDTNER, W.M. - STONE, D. - OSADETZ, K. - MORGAN, J. - STOTT, G.M.; 1979 — **Granitoid complexes and the Archean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario.** *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 16, pages 1965-1977.
- SHARMA, K.M.N. - GOBEIL, A. - MUELLER, W.; 1987 — **Stratigraphie de la région du Lac Caopatina.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-19, 16 pages.
- SHARPE, J.; 1968* — **Geology and sulphide deposits of the Matagami area, Abitibi-East county.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GR-137; 122 pages.
- SHAW, D.M.; 1960 — **The geochemistry of scapolite. Part II: trace elements, petrology and general geochemistry.** *Journal of Petrology*; volume 1, pages 261-285.
- SIGURDSON, H.; 1982a — **Volcanogenic sediments in island arcs.** *IN Pyroclastic volcanism and deposits of Cenozoic intermediate to felsic volcanic islands with implications for Precambrian greenstone-belt volcanoes* (L.D. Ayres, editor). Association géologique du Canada; notes de cours; volume 2, pages 221-293.
- _____ 1982b — **Subaqueous volcanogenic sediments in ocean basins.** *IN Pyroclastic volcanism and deposits of Cenozoic intermediate to felsic volcanic islands with implications for Precambrian greenstone-belt volcanoes* (L.D. Ayres, editor). Association géologique du Canada; notes de cours; volume 2, pages 294-342.
- SIMS, P.K. - CARD, K.D. - LUMBERS, S.B.; 1981 — **Evolution of early Proterozoic basins of the Great Lakes region.** pages 379-397 in *Proterozoic Basins of Canada* (F.H.A. Campbell, editor), Geological Survey of Canada, paper 81-10.
- SMITH, J.R.; 1960* — **Quart SW et moitié nord du quart SE du canton de McKenzie.** *IN Moitié sud du canton de McKenzie.* Ministère des Mines, Québec; RG-95; pages 1-44.
- SOULA, J.-C.; 1982 — **Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees.** *Journal of Structural Geology*; volume 4, pages 313-342.
- ST-JULIEN, P. - HUBERT, C.; 1975 — **Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians.** *American Journal of Science*, volume 275 A, pages 337-362.
- STRECKEISEN, A.; 1976 — **To each plutonic rock its proper name.** *Earth Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- TAIT, L. - CHOWN, E.H.; 1988 — **Petrographic and structural anisotropy within the polyphase Eau Jaune Complex; Chibougamau, Québec.** GAC, MAC, CGU; Programs with abstracts, volume 13, pages 122.
- TAYLOR, H.P.; 1968 — **The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 19, pages 1-71.
- TAYLOR, H.P. - EPSTEIN, S.; 1963 — **O¹⁸/O¹⁶ ratios in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion.** *Journal of Petrology*; volume 4, pages 51-74.
- TAYLOR, S.R. - GORTON, M.P.; 1977 — **Geochemical applications of spark source mass. Spectrography III: element-sensitivity, precision and accuracy.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 41, pages 1375-1380.
- THIBAUT, P. - DAIGNEAULT, R.; 1984 — **Partie sud-ouest du Canton de Queylus, région de Chibougamau.** Ministère de l'Énergie et Ressources, Québec; DP 85-11 (carte annotée).
- THORPE, R.I. - GUHA, J. - CIMON, J.; 1981 — **Evidence from lead isotopes regarding the genesis of ore deposits in the Chibougamau region, Québec.** *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 18, no 4, pages 708-723.

- THORPE, R.I. - GUHA, J. - FRANKLIN, J.M. - LOVERIDGE, W.D.; 1984 — **Use of the Superior Province lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Bulletin volume 34, pages 496-516.
- TILLEY, C.E.; 1950 — **Some aspects of magmatic evolution.** Geological Society of London; Quarterly Journal, volume 106, no 421, pages 37-61.
- TODD, S.G. - KEITH, D.W. - LEROY, L.W. - SCHISSEL, D.J. - MANN, E.L. - IRVINE, T.N.; 1982 — **The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana.** Stratigraphy and petrology. Economic Geology 77, pages 1454-1480.
- TOLMAN, C.; 1930* — **Obatogamau River area, Abitibi territory, Québec.** Commission géologique du Canada; Summary Report, 1929, part C, pages 20-32.
- TRUDEL, P. - CLOUTIER, M.A.; 1984 — **Lithochemistry of the Gilman and Blondeau Formations in the Chibougamau region.** *IN Chibougamau: stratigraphy and mineralization* (J. Guha and E.H. Chown, editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 34, pages 120-136.
- TUTTLE, O.F. - BOWEN, N.L.; 1958 — **Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O .** Geological Society of America; Memoir 74.
- VISSER, D.J.L. - VON GRUENEWALDT, G. (editors); 1970 — **Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions.** Geological Society of South Africa; Special Publication 1, 763 pages.
- VOLLO, N.; 1959 — **The geology of the Henderson copper deposit, Chibougamau region, Québec.** Université McGill (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, inédit, 69 pages.
- VON GRUENEWALDT, G.; 1972 — **The origin of the roof-rocks of the Bushveld Complex between Tauteshoogte and Paarkedop in the Eastern Transvaal.** Geological Society of South Africa; Transactions, volume 75, part 2, pages 121-134.
- _____ 1973 — **The modified differentiation index and the modified crystallization index as parameters of differentiation in layered intrusions.** Geological Society of South Africa; Proceedings, volume 76, pages 53-61.
- VON PLATEN, H.; 1965 — **Kristallisation granitischer Schmelzen.** Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 11, pages 334-381.
- WADSWORTH, W.J.; 1961 — **The ultrabasic rocks of southwest Rhum.** Philosophical Transactions of the Royal Society of London; B244, pages 21-64.
- _____ 1973 — **Magmatic sediments.** Minerals Sci. Eng.; volume 5, pages 25-35.
- WAGER, L.R. - BROWN, G.N.; 1967 — **Layered igneous rocks.** W.H. Freeman and Co; 588 pages.
- WAGER, L.R. - DEER, W.A.; 1939 — **Geological investigations in East Groënland. Part III: the petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland.** Meddelelser om Grønland; volume 105, pages 1-352.
- WAGER, L.R. - WADSWORTH, W.J.; 1960 — **Types of igneous cumulates.** Journal of Petrology; volume 1, pages 73-85.
- WALKER, G.P.L.; 1973 — **Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme.** Geologische Rundschau; volume 62, pages 431-446.
- WILLEMSE, J.; 1966 — **The geology of the Bushveld Igneous Complex, the largest repository of magmatic ore deposits in the world.** Economic Geology; volume 61, pages 792-793 (abstract).
- _____ 1969 — **The geology of the Bushveld Igneous Complex, the largest repository of magmatic ore deposits in the world.** *IN Symposium on magmatic ore deposits* (H.D.B. Wilson, editor). Economic Geology; monograph 4, pages 1-22.
- WINCHESTER, J.A.; - FLOYD, P.A.; 1977 — **Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.** Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.
- WINKLER, H.G.F.; 1957 — **Experimentelle gesteine Metamorphose. I- Hydrothermale metamorphose Karbonatfrier Tone.** Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 13, pages 42-69.
- WOLHUTER, L.E.; 1962 — **Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Daubrée.** Ministère des Richesses naturelles Québec, RP-474; 17 pages.
- _____ 1971* — **Le pluton d'Opémisca.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-6; 122 pages.
- WOOD, D.A. - JORON, J.L. - TREVIL, M.; 1979 — **A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.** Earth and Planetary Science Letters; volume 45, pages 326-336.
- WORST, B.G.; 1960 — **The Great Dyke of southern Rhodesia.** Bulletin Geological Survey South Rhodesia, 47, pages 1-234.
- WYNNE-EDWARDS, H.R.; 1972 — **The Grenville Province, *IN Variations in tectonic styles in Canada*** (R.A. Price, and R.J.W. DOUGLAS, editors): Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 263-334.
- YODER, H.S.; 1976 — **Generation of basaltic magma.** National Academy of Sciences, Washington; 265 pages.
- YODER, H.S. - TILLEY, C.E.; 1962 — **Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.** Journal of Petrology; volume 3, pages 343-532.
- YOUNG, G.M.; 1970 — **An extensive early Proterozoic glaciation in North America.** Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology; volume 7, pages 85-101.

Annexe 1 – Liste du personnel

- 1952: Roy, Raymond
- 1953: Freedman, Richard – Lavoie, Ferdinand – Néron, Raymond – Weiss, Ralph
- 1954: Hallessey, William – Martineau, Bern
- 1966: Bélanger, Joseph – Lawton, Dave – Marion, Pierre – Vallières, Marc
- 1967: Blouin, Jean-Yves – Caty, Jean-Louis – Fortin, Jean-Louis – Garzon, Nessim – Marion, André – Marion, Pierre – Rusedski, Tom.
- 1968: André, Paul – Beauchesne, Denis – Dorr, André – Kalmanovitch, Norman
- 1969: Feuerbach, Manfred – Kériel, Hubert – Laplante, Bernard – Vallières, Marc
- 1970: Baskin, David – Dufour, Gilles – Dufour, Marcel – Hinse, Normand
- 1971: Oliveira, José Auto Lancaster
- 1972: Blackburn, Michel – d'Aragon, André
- 1973: Moritz, Harold – Paré, Donald
- 1974: Baker, Donald – Dumais, Yvon – Girard, Jean – Henry, Richard
- 1975: Castonguay, Jean
- 1976: Gauthier, Jacquelin – Savard, Jean-Yves
- 1977: Lacoste, Pierre – Roy, Hector
- 1978: Corthésy, Robert
- 1979: Otis, Michel – Thiboutot, Hervé – Trudeau, Yvon
- 1981: Dudich, Endre Dr – Fortin, Louis – Lemieux, Paul
- 1982: Campeau, Pierre – Rioux, Luc
- 1983: Campeau, Pierre – Dallaire, Jean-François – Landry, Murielle – Marchand, Kateri
- 1984: Auclair, Marie – Beauregard, Marc – Gurgurewicz, Susan – Joly, Mario – Marchand, Kateri – Rousseau, Patrice – Tanguay, Sonya – Thibault, Pierre – Vallée, Jean-Baptiste
- 1985: Blain, Mario – Cruciat, Paula – Rousseau, Patrice – Vallée, Jean-Baptiste
- 1986: Anctil, Lucienne – Arthur, Dario – Boulanger, Jules – Cantin, Nancy – Chidiac, Yasmine – Clara, Giovanni – Cyr, Gilles – Lauzière, Kathleen – Panagiotidis, George – Paquin, Pierre – Rousseau, Patrice – Vallée, Jean-Baptiste

Annexe 2 – Liste des thèses et mémoires sur la région de Chibougamau

- ALLARD, G.-O.; 1953 – **Structure and mineralization in the Chibougamau area.** Université Queen's (Kingston, Ontario); mémoire de maîtrise; 126 pages.
- ALLARD, G.-O.; 1956 – **The geology of a portion of McKenzie township, Chibougamau district, Québec.** Université Johns Hopkins (Baltimore, Maryland, U.S.A.); thèse de doctorat, 168 pages.
- ARCHER, P.; 1983 – **Interprétation de l'environnement volcano-sédimentaire de la Formation de Blondeau dans la section stratigraphique du lac Barlow, Chibougamau, Québec.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 160 pages.
- ARCHIBALD, G.M.; 1960 – **General geology and mineral deposit of Chibougamau district.** Université du Michigan (Ann Arbor, Michigan, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 89 pages.
- BAKER, D.J.; 1980 – **The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Québec.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); thèse de doctorat, 344 pages.
- BASKIN, G.D.; 1975 – **The petrology and chemistry of a portion of the north limb of the Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec, Canada.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 174 pages.
- BÉLANGER, J.; 1979 – **Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 83 pages.
- BÉLANGER, J.; 1979 – **Caractérisation pétrographique et géochimiques de la zone cupro-zincifère «8-5» et de ses roches encaissantes: secteur Cooke, mine Opémiska, Chapais.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 145 pages.
- BELLAVANCE, Y.; (en préparation) – **Relation entre les phases intrusives dans les vieux gneiss de Lapparent et le pluton du lac Haughton.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise.
- BLECHA, M.; 1966 – **A study of the variation in chemical composition of certain dykes at the Campbell Chibougamau mine.** Université McGill (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 65 pages.
- BOUDREAU, A.; 1977 – **Pétrographie et géochimie des laves et des filons-couches mafiques et ultramafiques du canton de Richardson, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 117 pages.
- BROWN, A.; 1973 – **Fracture analysis on Opemiska mine.** Université Queen's (Kingston, Ontario); thèse de doctorat, 415 pages.
- BOUCHARD, G.; 1986 – **Environnement géologique du gisement aurifère de Gwillim.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 83 pages.
- BUREAU, S.; 1980 – **Zones de brèches associées à des gîtes de porphyres cuprifères dans la région de Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 103 pages.
- CARMICHAEL, A.D.; 1940 – **Geology of the Norbeau Mine.** Université Queen's (Kingston, Ontario); mémoire de maîtrise, 40 pages.
- CATY, J.L.; 1970 – **Pétrographie et pétrologie du flanc sud-est du Complexe du Lac Doré.** Université de Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 227 pages.
- CATY, J.L.; 1976 – **Stratigraphie et pétrologie de la Formation de Papaskwasati (Aphébien) de la région du lac Mistassini.** Université de Montréal (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 235 pages.
- CHRISTMANN, P.; 1979 – **Étude métallogénique de la mine Copper Cliff (Cu-Au), Chibougamau, comté d'Abitibi-est, Province de Québec, Canada.** Université de Grenoble (France); thèse de 3^e cycle, 396 pages.
- CLOUTIER, M.A.; 1985 – **Lithogéochimie-pédogéochimie comme outils d'évaluation du potentiel minéral d'un grand axe conducteur dans la région de Richardson, région de Chibougamau.** École Polytechnique (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise.
- COLLINS, J. A.; 1974 – **The sedimentary copper universal. From sedimentologic and stratigraphic syntheses of: the Proterozoic of Icon, Québec; the Grenoble Formation, Alberta; The Nonesuch shale, Michigan; and the Mississippian Horton-Windsor Formation of Nova Scotia.** Université Queen's (Kingston, Ontario); thèse de doctorat, 259 pages.

- COUTURE, J. F.; 1986 — **Géologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du canton de Roy, Chibougamau Québec.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 138 pages.
- DILABIO, R. N. W.; 1976 — **Glacial dispersal of rocks and minerals in the Lac Mistassini – Lac Waconichi area.** Université de Western Ontario (London, Ontario); thèse de doctorat, 148 pages.
- DONAHUE, J. C.; 1982 — **The geology and petrochemistry of the Patino-Lemoine deposit and its host rocks, Lemoine Township, Québec.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 275 pages.
- DORR, A.; 1969 — **Magnetite deposits in the northern part of the Doré Lake Complex, Chibougamau.** Université McGill (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 57 pages.
- DUBÉ, B.; 1985 — **Géologie, pétrographie et métallogénie d'indices aurifères localisés dans le filon-couche de Bourbeau, centre-nord du canton de Barlow, Chibougamau, Québec.** Université Laval (Québec, Québec); mémoire de maîtrise, 191 pages.
- DUROCHER, M.E.E.; 1985 — **The geology of Opémisca township, Québec, Canada.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); thèse de doctorat, 379 pages.
- ECKSTRAND, R.; 1963 — **Crystal chemistry of chlorite.** Harvard (Boston, U.S.A.); thèse de doctorat.
- FRITH, R. A.; 1971 — **Rb-Sr isotopic studies of the Grenville structural province in the Chibougamau and Lac Saint-Jean area, Québec.** Université McGill (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 65 pages.
- GAUCHER, E.H.; 1960 — **The magnetic anomaly of the magnetite serpentinite at the Montagne du Sorcier, Chibougamau district.** Harvard (Boston, U.S.A.); thèse de doctorat, 77 pages.
- GEBEL, R. F.; 1976 — **A petrographic and petrochemical study of some of the Archean lavas of the Chibougamau district.** Université Brock, (St. Catharines Ontario); thèse de baccalauréat.
- HAWKINS, W. M.; 1960 — **A spectrochemical study of rocks associated with the sulphide ore deposits of the Chibougamau district, Quebec.** Université McGill (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 226 pages.
- HÉBERT, C.; 1978 — **Contexte géologique régional du gisement aurifère de Chibex, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 106 pages.
- HORSCROFT, F. D. M.; 1957 — **The petrology of gabbroic sills in the volcanic series of Roy and McKenzie townships, Chibougamau region.** Université McGill (Montréal, Québec); thèse de doctorat.
- JEFFERY, W. G.; 1959 — **The geology of the Campbell Chibougamau mine, Québec.** Université McGill (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 186 pages.
- KLINE, S.W.; 1984 — **Metamorphic mineral chemistry, petrology and sulfide mineralogy of the Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); thèse de doctorat, 147 pages.
- LACOSTE, P.; 1985 — **Aspects pétrologiques et géochimiques de zones minéralisées dans le canton de Duberger, région de Chibougamau, en rapport avec le contexte métamorphique Grenville-Supérieur.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 238 pages.
- LAPALLO, C.M.; 1988 — **Petrographic and geochemical relations between the rocks on the north and south limbs of the Chibougamau anticline: assimilation of roof rocks, crystallization and residual liquid compositions in the Doré Lake Complex, Quebec, Canada.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 175 pages.
- LONG, D.; 1973 — **The stratigraphy and sedimentology of the Chibougamau formation.** Université Western (London, Ontario); mémoire de maîtrise, 305 pages.
- MAILLET, J.; 1978 — **Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, Québec.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 150 pages.
- MARCHAND, K.; (en prép.) — **Étude d'éléments structuraux dans la demie nord du canton de McKenzie, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise.
- MAYBIN, A. H.; 1976 — **The geology of the southwest quarter of Guercheville and north half La Ronde township.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 141 pages.
- McMILLAN, R.H.; 1972 — **Petrology, geochemistry and wall rock alteration at Opemiska: a vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic-mafic sill.** Western University (London, Ontario); thèse de doctorat, 169 pages.
- MILLER, R. J. M.; 1957 — **Geology and ore deposits of the Cedar Bay mine area.** Université Laval (Québec, Québec); thèse de doctorat, 184 pages.
- MORITZ, H.W.; 1975 — **Muscovite-paragonite relationships in altered and mineralized meta-anorthosite at Chibougamau, Québec.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 118 pages.
- MUELLER, W.; 1986 — **Sedimentology, volcanology, petrography and paleogeography of Greenstone Belt, Chibougamau.** Dissertation inaugurale, Ruprecht, Karls Universität, 285 pages.
- OLIVEIRA, J.A.L.; 1973 — **The petrology of the Chibougamau Greenstone Belt volcanics.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 96 pages.

- PICARD, C.; 1984 — **Évolution génétique et géodynamique du sillon de roches vertes archéennes de Mata-gami – Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais.** Université Claude Bernard (Lyon I, France.); thèse de doctorat, 233 pages.
- PILOTE, P.; (1987) — **Stratigraphie et signification des minéralisations dans le secteur du mont Bourbeau, canton de McKenzie, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 167 pages.
- POITRAS, A.; 1983 — **Caractérisation géochimique du complexe de Cummings, région de Chibougamau-Chapais.** Université du Québec à Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 147 pages.
- PROCHNAU, J. F.; 1971 — **Distribution and mode of occurrences of gold in Chibougamau.** Université McGill (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 134 pages.
- RACICOT, D.; 1979 — **Pétrographie et géochimie du Pluton de la Rivière Barlow, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec), mémoire de maîtrise, 115 pages.
- RAYCHAUDHURI, S.; 1959 — **Trace elements in the sulphide deposits of the Chibougamau district.** Université McGill (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 252 pages.
- SAUNDERS, J.A.; 1978 — **Petrochemistry, volcanic stratigraphy and economic geology of the Waconichi Formation in Scott township, Chibougamau, Québec.** University of Georgia (Athens, Georgia, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 141 pages.
- SUTTON, W.J.; 1959 — **Geology of the Copper Rand mine, Chibougamau.** Université du Michigan (Ann Arbor, Michigan, U.S.A.); mémoire de maîtrise, 38 pages.
- TAIT, L.; (1987) — **Comportement géochimique des éléments associés aux composés organiques et aux minéraux argileux de la Formation de Blondeau, région de Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 140 pages.
- TREMBLAY, A.; 1980 — **Étude du contrôle structural de la minéralisation dans la «Zone du Toit» de la mine Copper Rand à Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 166 pages.
- TRUDEAU, Y.; 1981 — **Pétrographie et géochimie des roches de secteur environnant de la mine Bruneau, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 117 pages.
- VOLLO, N.B.; 1959 — **The geology of the Henderson copper deposit, Chibougamau region, Québec.** Université McGill (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 69 pages.
- WAGNER, W. R.; 1978 — **Geology of the Chibex gold deposit, Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi (Chicoutimi, Québec); mémoire de maîtrise, 105 pages.
- WOLHUTER, L. E.; 1968 — **The Opemisca Lake Pluton: a geochemical and petrological study.** Université McGill (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 184 pages.



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



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

