

RG 2002-11

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC BIENVILLE (33P)

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 

RG 2002-11

Géologie de la région
du lac Bienville (33P)

Charles Gosselin
Patrice Roy
Jean David

Accompagne la carte
SI-33P-C2G-02K



Vue aérienne du lac Bienville.

2002

Québec 

Géologie de la région du lac Bienville (33P)

**Charles Gosselin
Patrice Roy
Jean David**

RG 2002-11
(Accompagne la carte SI-33P-C2G-02K)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable des inventaires géoscientifiques

Robert Marquis

Lecture critique

Louis Madore

Édition et mise en pages

Claude Dubé ing.

Dessin assisté par ordinateur

Christine Beausoleil, Manon Dufour et
Katy Tremblay

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2002/06/25

RÉSUMÉ

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique réalisé à l'été 2001 à l'échelle de 1:250 000. Il couvre la région du lac Bienville (SNRC 33P), située à 360 km au nord-est du village de Radisson. Cette région était auparavant incluse à l'intérieur de la Sous-province géologique de Bienville. Suite à nos travaux, nous proposons plutôt de la situer à la limite entre les sous-provinces de Minto et de La Grande.

La région du lac Bienville (33P) se compose majoritairement d'unités d'âge Archéen, à l'exception d'un lambeau de roches sédimentaires de la Formation de Sakami et de quelques dykes de diabase d'âge Paléoprotérozoïque. La Sous-province de La Grande y est essentiellement représentée par la *Suite de Brésolles* (2811±4 Ma), composée de gneiss tonalitiques anciens. La Sous-province de Minto occupe la plus grande partie du territoire. Elle comprend un ensemble intrusif de type trondhjémite-tonalite-granodiorite (TTG), composé de quatre suites lithodémiques : la *Suite de Favard* (2741±4 Ma) constituée de trondhjémites et de tonalites à biotite, la *Suite de Coursolles* (2719±4 Ma), composée de tonalites à hornblende et de diorites, la *Suite de Desbergères* (2714±12 Ma), comprenant des granodiorites et des granites à biotite puis la *Suite de Maurel* (2707±5 Ma), caractérisée par des granodiorites mégaporphyriques. Les unités tonalitiques sont affectées par un phénomène de « granitisation » qui se manifeste par des injections de matériel granodioritique, associé à la mise en place des suites granodioritiques plus jeunes. Les unités tonalitiques sont aussi recoupées par des gabbro et des ultramafites de la *Suite de Châteauguay*. Le *Complexe de Loups Marins* est également inclus dans la Sous-province de Minto. Il est composé d'une unité à orthopyroxène, formée de diorites quartzifères à hypersthène et d'enderbite, bordée d'une unité à clinopyroxène. Cette dernière est subdivisée en sous-unités comparables à certaines suites régionales, mais formées ou métamorphosées dans des conditions de pression et de température plus élevées. Les unités décrites précédemment sont recoupées par des intrusions archéennes tardives. Il s'agit de la *Suite de Tramont* (2701±4 Ma), constituée de granite à biotite, de la *Suite d'Ossant*, composée de granite à amphibole, et de la *Suite de Turbar*, comprenant des monzodiorites et des diorites grenues.

Dans la région, cinq phases de déformation ont été reconnues (D1 à D5). La phase D1 correspond à une relique de foliation préservée dans des enclaves de roche anciennes. La phase D2 est la plus importante, elle est à l'origine d'une foliation F2 qui représente l'élément structural le plus pénétratif de la région. La phase D3 a produit les plis P3 dont les traces de plan axial sont orientées NE-SW à NNE-SSW et qui sont restreints à la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto. La phase D4 est responsable de la formation des plis P4 dont les traces de plan axial sont orientées WNW-ESE à NW-SE, ainsi que d'un système de failles ductiles-fragiles orientées NW-SE. Enfin, la déformation D5 a généré un système de failles cassantes tardives, de direction ENE-WSW. Ce système semble contrôler le Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien.

Le métamorphisme régional se situe au faciès moyen des amphibolites dans l'ensemble de la région, à l'exception des secteurs correspondant au Complexe de Loups Marins, où le métamorphisme varie du faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites. Un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts a été observé localement, le long des zones de failles.

Nos travaux ont permis de mettre au jour l'*indice Sophie* (0,36 % Ni, 0,30 % Cu, 104 ppm Co et 180 ppb Au), une zone rouillée contenant moins de 5 % de sulfures disséminés (pyrite, pyrrotite, chalcopryrite) et encaissée dans un gabbro de la *Suite de Châteauguay*. Le potentiel économique des intrusions mafiques-ultramafiques avait été mis en évidence en 2000, avec la découverte de l'*indice de Qullinaaraaluk*.

La région du lac Bienville (33P) est prometteuse pour l'exploration du diamant. Elle se trouve à l'intersection de trois couloirs importants : Le Couloir d'effondrement de Saindon-Cambrien (CSC), la zone tectonique de Kapuskasing et un linéament gravimétrique majeur. De plus, la découverte récente de micro-ilménites chromifères, dans deux échantillons de sédiments fluvioglaciers situés à l'intérieur du CSC, rehausse le potentiel diamantifère du secteur.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Accès	7
Méthodologie	7
Travaux antérieurs	8
Remerciements	8
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET LOCAL	8
LITHOSTRATIGRAPHIE	10
Archéen	13
Suite de Brésolles (Abre)	13
Suite de Favard (Afav)	14
Suite de Coursolles (Acou)	15
Unité de diorite et de diorite quartzifère (Acou1)	15
Unité de tonalite et de granodiorite à hornblende « granitisées » (Acou2)	15
Suite de Châteauguay (Achg)	15
Suite de Desbergères (Adeb)	16
Suite de Maurel (Amau)	16
Complexe de Loups Marins (Alma)	17
Unité à clinopyroxène (Alma1)	17
Unité à orthopyroxène (Alma2)	18
Suite de Turbar (Nouvelle unité, Atub)	19
Suite d'Ossant (nouvelle unité, Aoss)	19
Suite de Tramont (Atra)	19
Paléoprotérozoïque	20
Formation de Sakami (pPsa)	20
Dykes de diabase	20
LITHOGÉOCHIMIE	21
Suite de Brésolles	22
Suite de Favard	24
Suites de Coursolles et de Maurel	24
Suite de Châteauguay	24
Suite de Desbergères	24
Complexe de Loups Marins	25
Suites de Tramont et d'Ossant	25
RELATIONS STRATIGRAPHIQUES RÉGIONALES	25
MÉTAMORPHISME	28
GÉOLOGIE STRUCTURALE	28
Éléments structuraux et phases de déformation	28
Compilation statistique	31

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	31
Historique	31
Résultats de la campagne de terrain.....	32
Indice Sophie (Ni-Cu-Co-Au)	32
Autres sites minéralisés	33
Potentiel diamantifère	33
Couloir structural de Saindon-Cambrien (CSC)	34
Levés géochimiques et mouvements glaciaires	34
CONCLUSIONS	35
RÉFÉRENCES	37

INTRODUCTION

Les travaux réalisés dans la région du lac Bienville, au cours de l'été 2001, s'inscrivent dans le cadre du projet Grand-Nord amorcé en 1997 par le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN). Ce vaste projet vise à compléter la cartographie géologique, à acquérir de nouvelles connaissances géoscientifiques et à ouvrir de nouveaux territoires à l'exploration minière dans la partie au nord du 55° parallèle. Le levé a été effectué à l'échelle de 1:250 000 et couvre le feuillet SNRC 33P (lac Bienville, figure 1). Ce quadrilatère s'étend sur environ 13 900 km², limité par les longitudes 72°00' et 74°00' et les latitudes 55°00' et 56°00'.

La région du lac Bienville (33P) complète la couverture géologique d'un quadrilatère de plus de 55 000 km² qui comprend les travaux de cartographie récents effectués dans les régions des lacs des Loups Marins (34A), de Maricourt (24D) et de Gayot (23M) (figure 1; Gosselin *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001; Gosselin et Simard, 2000). Selon les subdivisions tectono-stratigraphiques déjà proposées par d'autres auteurs pour la partie septentrionale de la Province du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986; Percival *et al.*, 1991; Percival *et al.*, 1992), la région du lac Bienville se situerait dans la Sous-province de Bienville (figure 1). Malgré les modifications apportées par la suite par Ciesielski (1998), notre région (33P) était toujours considérée presque entièrement à l'intérieur de cette sous-province (fi-

gure 1). Nos travaux effectués en 2001 suggèrent plutôt d'inclure la région du lac Bienville à l'intérieur de la Sous-province de Minto. En effet, les unités lithostratigraphiques du Minto rencontrées dans les régions situées plus au nord (c.f. figure 2) se poursuivent dans 33P. Nous proposons également d'assigner la partie sud-est de la région à la Sous-province de La Grande.

Accès

La région du lac Bienville (33P) est accessible uniquement par hydravion ou par hélicoptère. Les aéroports les plus près par rapport à la partie centrale de la région sont celles de Fontanges (150 km), de LG-4 (190 km) et de Umiujaq (240 km, figure 1). Deux bases d'hydravions permettent également d'atteindre la région à partir de LG-4 ou encore du lac Pau (200 km, figure 1). De vastes étendues d'eau sont présentes dans la région et facilitent le déplacement dans certains secteurs. Dans la partie sud, le lac Bienville couvre une superficie de plus de 1000 km² (c.f. figure 3). Plus au nord, les lacs Saindon, le lac d'Iberville et la Petite rivière de la Baleine forment un bassin hydrographique important qui couvre une superficie d'environ 1700 km².

Méthodologie

Les travaux de terrain de l'été 2001 ont été réalisés par une équipe de six géologues et de sept assistants, en effec-

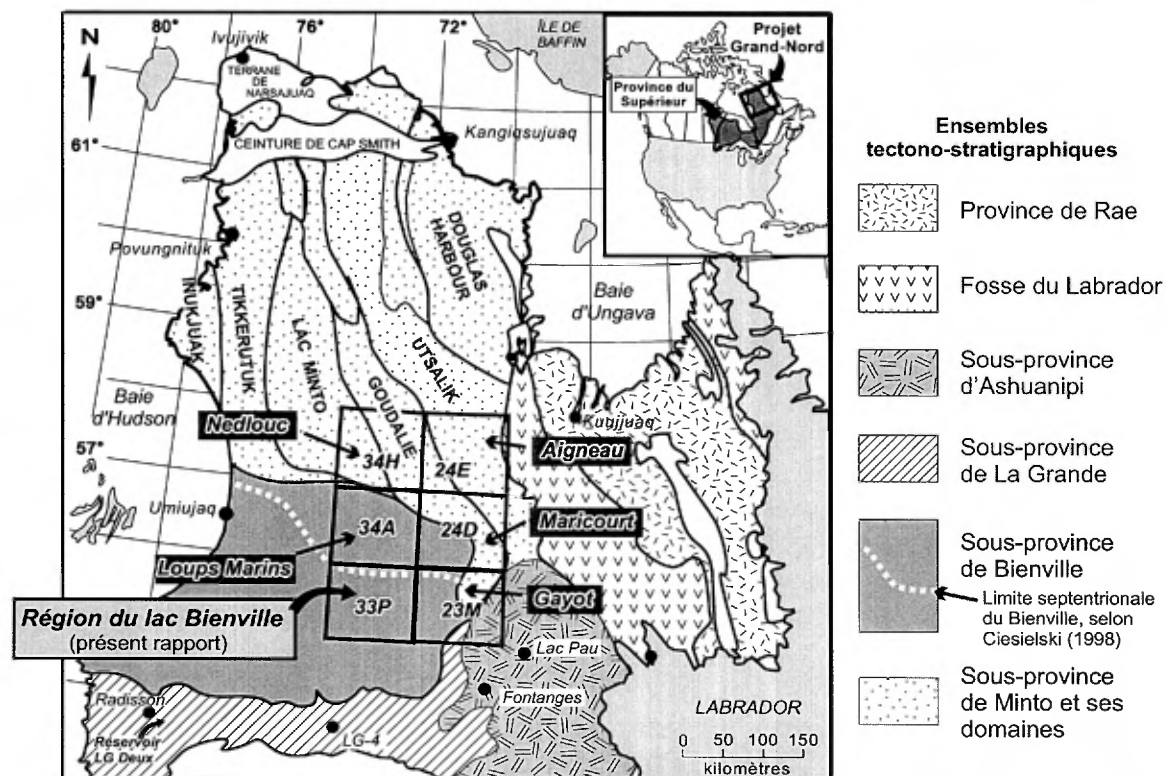


FIGURE 1 – Localisation de la région du lac Bienville (33P, présent rapport), de Gayot (23M, RG 99-06), de Maricourt (24D, RG 2000-07), de Loups Marins (34A, RG 2001-10), d'Aigneau (24E et 24F/04, RG 2001-01), de Nedlouc (34H et 24E, RG 99-13) et des principaux ensembles tectonostratigraphiques de la partie septentrionale de la Province du Supérieur (modifiée d'après Card et Ciesielski, 1986 et d'après Percival *et al.*, 1992).

tuant des cheminements à pied sur le terrain. De nombreux affleurements ont également été visités par sauts successifs en hélicoptère et le bassin des lacs Saindon, d'Iberville et de la Petite rivière de la Baleine a été couvert, en partie, à l'aide d'embarcations motorisées. En moyenne, quatorze cheminements d'environ dix kilomètres de longueur sont réalisés par feuillet SNRC au 1:50 000. De façon générale, les affleurements sont abondants et bien répartis sur l'ensemble du territoire. Toutefois, des zones de plusieurs dizaines de kilomètres carrés en sont presque entièrement dépourvues en raison du couvert de dépôts glaciaires, des marécages et des lacs, notamment dans la partie est de la carte.

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées afin de mieux définir les lithologies cartographiées et les minéralisations observées. Cent dix-sept échantillons de roches ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments en traces. Vingt-trois échantillons supplémentaires ont été analysés pour les éléments à caractère économique. L'ensemble des données analytiques a été intégré au système d'information géomineière (SIGÉOM) du ministère des Ressources naturelles du Québec. Plus de 400 lames minces de roches ont servi à l'étude pétrographique des différents assemblages lithologiques. Enfin, six échantillons ont été recueillis pour datation U-Pb (tableau 1). Ces datations ont été réalisées sur des zircons par ablation laser *in situ*, à l'aide d'un spectromètre de masse haute résolution à ionisation au plasma (ICP-HR-MS) de type ISOPROBE MicroMass. Elles ont été réalisées par Jean David au laboratoire du GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

Travaux antérieurs

Des travaux de cartographie de reconnaissance à l'échelle de 1:1 000 000 ont été réalisés dans la région du lac Bienville, entre 1957 et 1959, par la Commission géologique du Canada (Eade, 1966). Les travaux de Card et Ciesielski (1986) sur la subdivision des grands ensembles tectono-stratigraphiques de la Province du Supérieur, ceux de Percival *et al.* (1991, 1992) concernant plus spécifiquement la Sous-province de Minto, et ceux de Ciesielski (1999) dans la Sous-province de Bienville, représentent des contributions géoscientifiques importantes.

Des travaux d'exploration pour l'uranium ont été réalisés entre 1976 et 1979 par les compagnies Uranerz Exploration and Mining, Seru nucléaire Canada et Eldorado Nucléaire. Dans le centre-nord de notre région, un lambeau de sédiments protérozoïques de la Formation de Sakami (c.f. figure 3) a fait l'objet d'études sans toutefois révéler de minéralisations en uranium. Rappelons qu'un lambeau protérozoïque situé à 125 km plus à l'est, dans la région de Gayot, renferme un gîte dont les réserves sont estimées à 50 millions de tonnes métriques à une teneur de 0,10 % U₃O₈ (Marcoux, 1980).

Des travaux d'exploration régionaux pour le diamant ont également touché notre secteur entre 1994 et 2000. Ces travaux inédits ont été réalisés par Monopros en 1994 et

par le consortium Ashton Mining et Soquem entre 1996 et 1999. La région a également été couverte par un levé de sédiments de fond de lac réalisé en 1997 par le ministère des Ressources naturelles du Québec, en partenariat avec plusieurs compagnies d'exploration minière (MRN, 1998). Des cartes inédites présentant les résultats de ce levé nous ont été fournies gracieusement par Marc Beaumier de Géologie Québec (MRN). Finalement, un levé de sédiments fluvioglaciaires (eskers), accompagné d'une étude de dynamique glaciaire, a été réalisé à l'été 2001 (Parent *et al.*, 2001, 2002). La présence de micro-ilménites chromifères dans deux échantillons indique que la région du lac Bienville présente un potentiel favorable pour l'exploration du diamant.

Remerciements

Nous tenons à remercier tous les membres de l'équipe pour leur participation aux travaux de terrain de l'été 2001. Outre les auteurs, l'équipe comprenait les géologues Christine Beausoleil, Sophie Lafontaine, Geneviève Leblanc et Bronislaw Popiela ainsi que les assistants-géologues Charles Corriveau, Carl Guilmette, François Kerr-Gillespie, Rynee Kokiapik, Nancy Lafrance, Mélanie St-Arnault et Audrey Tremblay. Nous soulignons également la contribution de Guy Bouchard (homme de camp) et de Raymond Pelletier (cuisinier). Finalement, Christine Beausoleil et Manon Dufour ont participé de façon significative au dessin des cartes géologiques et des figures de ce rapport.

Enfin, nous remercions nos confrères de Géologie Québec Marc Beaumier, pour la réalisation de cartes inédites de géochimie de fonds de lacs, Denis-Jacques Dion, pour la préparation des cartes géophysiques, ainsi que Louis Madore pour la lecture critique du manuscrit de ce rapport.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET LOCAL

Notre région d'étude se trouve à l'intérieur de la Province du Supérieur. Les travaux réalisés par la Commission géologique du Canada (Card et Ciesielski, 1986; Percival *et al.*, 1991; Percival *et al.*, 1992; Ciesielski 1998 et 1999) situaient la région du lac Bienville dans la Sous-province de Bienville. Cependant, les travaux du ministère réalisés au cours de l'été 2000 dans la région des Loups Marins (34A) révélèrent que la plupart des ensembles lithologiques rencontrés étaient comparables à ceux de la région de Nedlouc située immédiatement au nord (feuillet 34H; Parent *et al.*, 2000) et pourraient être considérés comme appartenant à la Sous-province de Minto (figure 2; Gosselin *et al.*, 2001). De plus, ces travaux proposèrent d'étendre la Sous-province de La Grande jusque dans la partie est du feuillet 34A. La présente étude montre que les principales

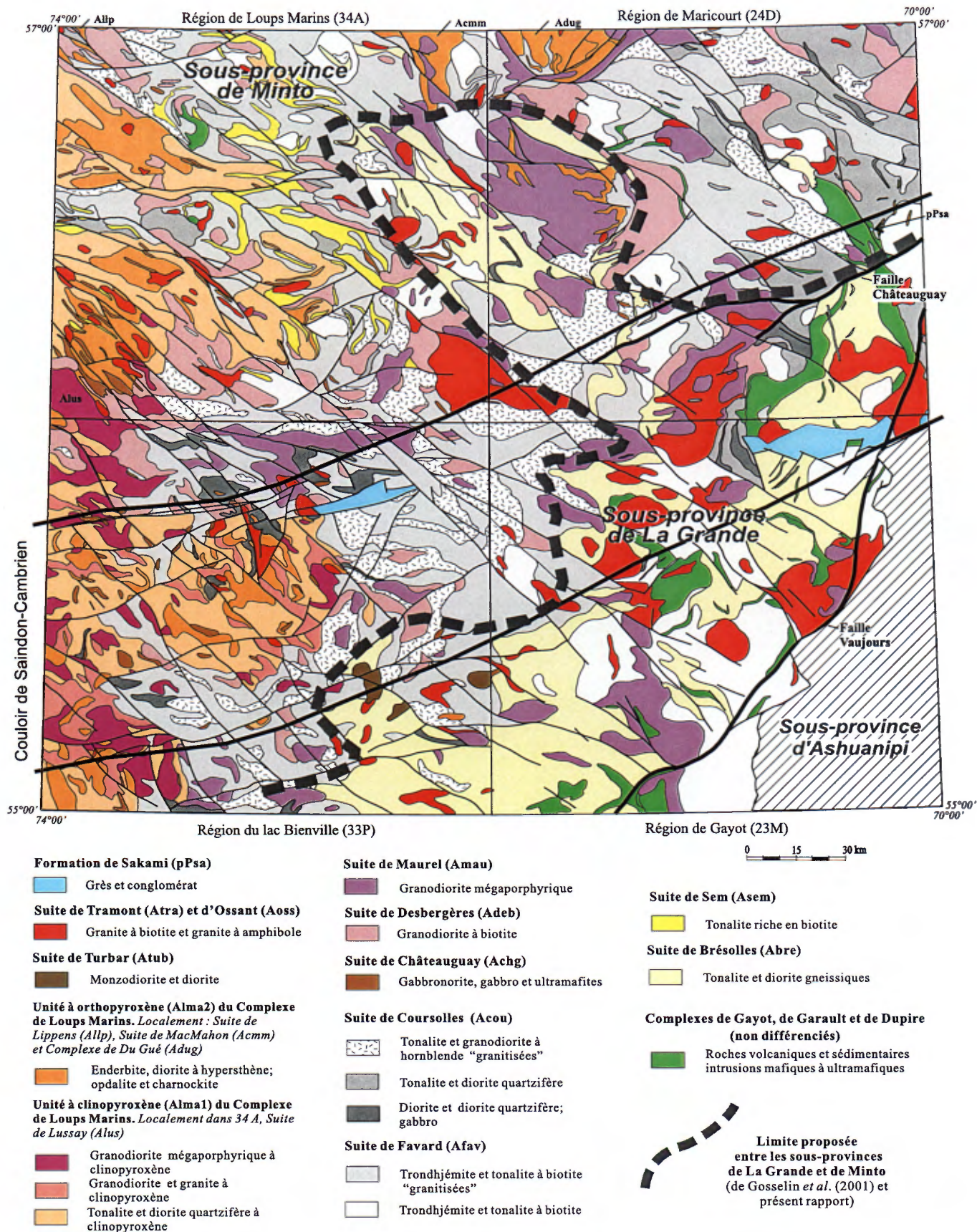


FIGURE 2 – Géologie régionale révisée des régions de Gayot, de Maricourt, de Loups Marins et du lac Bienville. Limite proposée entre les sous-provinces de La Grande et de Minto et position du Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien (CSC).

unités lithodémiques de la région du lac Bienville (33P) sont en continuité lithotectonique avec celles plus au nord (34A et 34H), ce qui suggère que la majeure partie de cette région appartient à la Sous-province de Minto. Le coin sud-est de la région, par contre, est assigné à la Sous-province de La Grande en raison de la présence de la Suite gneisso-tonalitique de Brésolles que l'on associe à cette sous-province (figure 2).

La région du lac Bienville (33P) se compose essentiellement de roches plutoniques d'âge Archéen. Les roches de composition tonalitique à granodioritique sont répandues et on rencontre également des intrusions charnockitiques, des granites ainsi que des monzodiorites, des diorites et des gabbros. Des roches d'âge Paléoprotérozoïque sont présentes en quantité mineure. On retrouve un lambeau de roches sédimentaires appartenant à la Formation de Sakami (pPsa) ainsi que des dykes de diabase de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur.

La Suite gneisso-tonalitique de Brésolles (Abre) occupe la partie sud-est de la région et correspond à l'unité lithostratigraphique la plus ancienne. Elle se compose de tonalites et de diorites gneissiques datées à 2803 ± 8 Ma et 2811 ± 4 Ma (c.f. figure 3 et tableau 1). Un important ensemble de trondhjémite-tonalite-granodiorite représenté par les suites de Favard (Afav), de Coursolles (Acou), de Desbergères (Adeb) et de Maurel (Amau) couvre les parties nord-est et centre-sud de la région (c.f. figure 3). Les âges isotopiques obtenus dans 33P pour ces différentes unités sont : 2741 ± 4 Ma pour la Suite de Favard (Afav), 2719 ± 2 Ma pour les diorites de la Suite de Coursolles (Acou1), 2709 ± 2 Ma pour une unité équivalente à celle de Desbergères (Alma1b, voir plus bas) et 2707 ± 5 Ma pour la Suite de Maurel (Amau) (tableau 1). Les suites de Favard et de Coursolles sont affectées par un phénomène de « granitisation » qui se manifeste par l'injection de matériel granodioritique à l'intérieur des tonalites. La fraction granodioritique correspond principalement à des injections tardives qui envahissent la fraction tonalitique. Ces injections semblent associées avec la mise en place des granodiorites des suites de Desbergères et de Maurel.

La partie occidentale de la région est représentée par un vaste complexe granulitique, le Complexe de Loups Marins (Alma; figure 3). Sur les cartes du champ magnétique total résiduel ombragé, ce complexe se distingue par une signature nuancée de hauts et de bas magnétiques qui lui confère un aspect tacheté caractéristique (figure 4). Le Complexe des Loups Marins se compose d'intrusions à orthopyroxène (Alma2), de composition intermédiaire à felsique (diorite à hypersthène et enderbite) et de roches à clinopyroxène (Alma1), mises en place ou métamorphisées dans des conditions de pression et de température correspondant au faciès supérieur des amphibolites ou à celui des granulites. Les roches à clinopyroxène (Alma1) ont été subdivisées en trois sous-unités : l'unité Alma1a est constituée principalement de roches tonalitiques et dioritiques considérées équivalentes aux suites de Favard (Afav) et de

Coursolles (Acou), l'unité Alma1b est caractérisée par des granodiorites homogènes équivalentes à la Suite de Desbergères (Adeb) et l'unité Alma1c se compose de granodiorites mégaporphyriques équivalentes à la Suite de Maurel (Amau) (tableau 1).

Dans la région, les intrusions archéennes mafiques à ultramafiques sont assignées à la Suite de Châteauguay (Achg). Les unités archéennes les plus tardives sont représentées par les suites de Tramont, d'Ossant et de Turbar (figure 3). La Suite de Tramont (Atra) se compose de granite à biotite, celle d'Ossant (Aoss) de granite à amphibole et celle de Turbar, de monzodiorite et de diorite grenues, à texture antiperthitique.

Sur le plan structural, la région du lac Bienville présente des caractéristiques similaires à celles des régions périphériques de Gayot, de Maricourt et des lacs des Loups Marins (c.f. tableau 2). Cinq phases de déformation (D1 à D5) peuvent être interprétées. La phase de déformation D1 est déduite à partir de vestiges de foliations anciennes observés dans des enclaves et la phase D2 est représentée par la foliation régionale F2. Les phases de déformation D3 et D4 affectent la foliation régionale F2. La phase D3 a produit des plis de direction ENE-WSW que l'on retrouve essentiellement à l'intérieur ou en périphérie de la Sous-province de La Grande. La phase D4 est responsable de la réorientation de la foliation régionale F2 en direction NW-SE. Elle est associée à un réseau de failles fragiles-ductiles et de plis de direction générale NW-SE. Finalement, une phase de déformation D5 est représentée par un réseau de failles tardives cassantes, de direction ENE-WSW à NNE-SSW, qui pourrait avoir exercé un contrôle sur le couloir de Saindon-Cambien (CSC). Les limites approximatives du CSC, basées sur la présence de lambeaux de sédiments de la formation de Sakami et de failles fragiles F5, sont indiquées sur la figure 2.

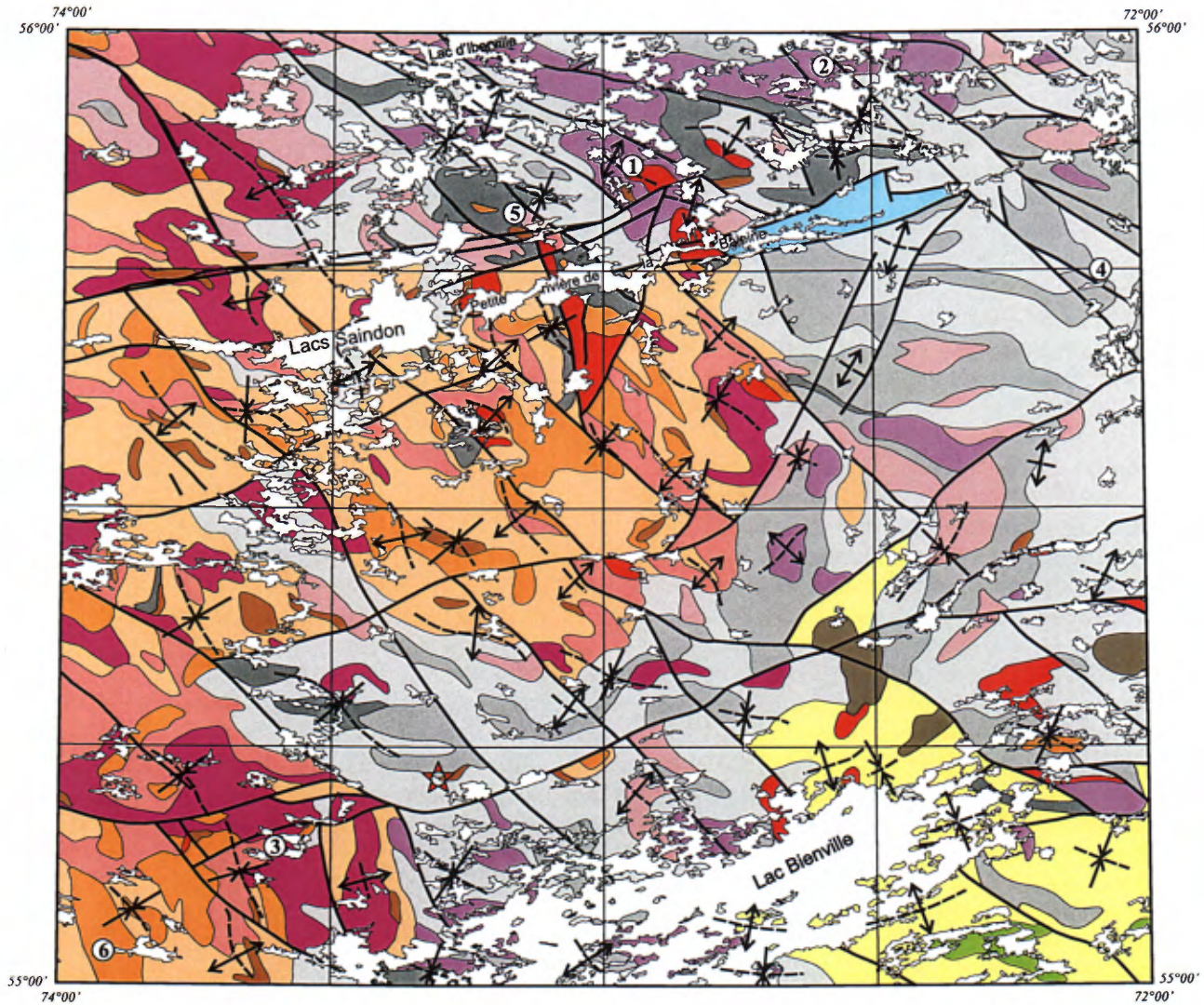
LITHOSTRATIGRAPHIE

La région du lac Bienville (33P) se compose essentiellement de roches plutoniques d'âge Archéen et d'une quantité mineure de roches d'âge Paléoprotérozoïque représentées par la Formation de Sakami (figure 3) et par quelques dykes de diabase. Les ensembles archéens ont été subdivisés en unités lithodémiques présentées à la figure 3 et au tableau 1. La nomenclature stratigraphique utilisée correspond, dans la mesure du possible, à celle définie dans les régions adjacentes lors de récentes campagnes de cartographie (Gosselin et Simard, 2000; Gosselin *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001). Dans ce chapitre, chaque unité est décrite à partir des observations de terrain et des observations pétrographiques. Elles sont présentées selon un ordre chronologique passant du plus ancien au plus récent. Cet ordre est défini à partir des âges isotopiques (présumés ou

TABLEAU 1 – Relations stratigraphiques révisées entre les principales unités présentes dans les régions de Gayot (23M), de Maricourt (24D), de Loups Marins (34A) et de Bienville (33P, présent rapport). Voir abrégés lithologiques, minéralogiques et texturaux dans Sharma (1996). Voir aussi la figure 2.

Région de Loups Marins (34A) (révisée de Gosselin <i>et al.</i> , 2001)		Région de Bienville (33P) (présent rapport)		Région de Maricourt (24D) (révisée de Simard <i>et al.</i> , 2001)		Région de Gayot (23M) (révisée de Gosselin et Simard, 2000)	
Suite de Tramont (Atra) I1B		Atra (présumée), Atub?, Aoss?		Atra		Atra	
Suite de Maurel (Amau) (T) I1C, PO		Amau (T) (présumée)	Adeb (T) (présumée)	Amau (T) (2,685 Ga)	Adeb (T) (2683 +4/-2 Ma)	Amau (T) (2,68 Ga; 2683±4 Ma)	
Complexe de Loups Marins (Alma2) I2Q; I1T; I1S (2694±3 Ma)		Alma2 I2Q; I1T; I1S (2720±2 Ma, #6)		Complexe de Du Gué (Adug)			
Amau (P) I1C, PO	Suite de Lussay (Alus) équivalent à Alma1c (2713±5 Ma)	Amau (P) I1C, PO (2707±5 Ma, #2)	Alma1c I1C, PO à Cx	Amau (P) (présumée)	I1T I1P, PO I1D à OX, (2729 Ma) M21 M4 M1(I1D)	Amau (P) (présumée)	
Suite de Desbergères (Adeb) (P) I1C (2714 ±12 Ma)	Complexe de Loups Marins (Alma1) I1D et I2I à CX	Adeb (P)	Alma1b I1C à Cx (2709±2 Ma, #3)	Adeb (P) (présumée)		Amau (P) (présumée)	
Suite de Châteauguay (Achg) I3A-I3Q		Achg	Alma1a I1D, I2I I2G et I1C à Cx	*Achg	Amau (P) (présumée)		
Suite de Coursolles (*Acou) (T) I1D à Hb, (I1B)		Acou2 (T) I1D à Hb (I1B)		*Acou2a (T) I1D à Hb, (I1B)	Amau (P) (présumée)		
*Acou (T) I2I-I2J avaient été assignées au Achg		Acou1 (T) I2J-I2I (2719±2 Ma, #5)		*Acou2 (T) I1D à Hb (2718 +11/-8 Ma)	Amau (P) (présumée)		
Suite de Favard (Afav)		Afav I1E (I1B) fraction granodioritique 2713±2 Ma et fraction tonalitique 2741±4 Ma, #4)		*Acou1 (T) I2J-I2I	Amau (P) (présumée)		
Afav1b I1E (I1B)	Complexe de Loups Marins (Alma1) I1D et I2I à CX	Afav1 I1E		Afav1b I1E (I1B)	Amau (P) (présumée)		
Afav1a I1E avec niveaux de M1 (I1D)		Afav I1E (I1B) reconnue en 2001, dans le secteur ouest	Afav1 I1E (2749 ±4, 2754 +11/-9 Ma)	Amau (P) (présumée)			
Acou (P) I1D, Hb (2756 ±8 et 2758±11 Ma)		Afav2, I1E et Afav2a, I1E magnétique (2,73 Ga)	Afav1a I1E avec niveaux de M1 (I1D)	Amau (P) (présumée)			
Suite de Brésolles (Abre) M1 (I1D) (2811±4 Ma)		Acou (P) (présumée)	Acou (P) (présumée)	Amau (P) (présumée)			
		Abre	Abre	Abre (2803 ±8 Ma)			

* = position stratigraphique modifiée par rapport à l'interprétation originale, (P) = phase précoce de l'unité, (T) = phase tardive de l'unité, (présumée) = présence possible mais incertaine, #4 = site d'échantillonnage pour datation (localisation à la figure 3)



PROTÉROZOÏQUE

Formation de Sakami (pPsa)

- Grès et conglomérat

ARCHÉEN

Suite de Tramont (Atra)

- Granite à biotite et chlorite, massif et homogène

Suite d'Ossant (Aoss)

- Granite à amphibole, massif et homogène

Suite de Turbar (Atub)

- Monzodiorite et diorite à feldspath antiperthitique de granulométrie grossière

Complexe de Loups Marins (Alma)

Unité à orthopyroxène

- (Alma2) Enderbite, diorite à hypersthène; localement opdalite et charnockite

Unité à clinopyroxène

- (Alma1c) Granodiorite, monzodiorite quartzifère et monzogranite mégaporphyriques à clinopyroxène
- (Alma1b) Granodiorite et granite à clinopyroxène
- (Alma1a) Tonalite, trondhémite et granodiorite à clinopyroxène; diorite et diorite quartzifère à clinopyroxène

Suite de Maurel (Amau)

- Granodiorite, monzodiorite quartzifère et monzogranite mégaporphyriques

Suite de Desbergères (Adeb)

- Granodiorite et granite à biotite, massifs à foliés, localement porphyriques

Suite de Châteauguay (Achg)

- Gabbrorite, gabbro et ultramafites

Suite de Coursolles (Acou)

- (Acou2) Tonalite et granodiorite à hornblende-biotite, généralement hétérogènes et plus ou moins "granitisées"
- (Acou1) Diorite, diorite quartzifère et monzodiorite porphyrique; gabbro

Suite de Favard (Afav)

- Trondhémite et tonalite à biotite plus ou moins "granitisées"

Suite de Brésolles (Abre)

- Tonalite et diorite gneissiques à foliées, localement riches en enclaves ou niveaux de diorite quartzifère et d'amphibolite

- Site d'échantillonnage pour datation (voir le tableau 1)

- Indice minéralisé

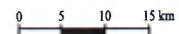


FIGURE 3 – Géologie de la région du lac Bienville (34P).

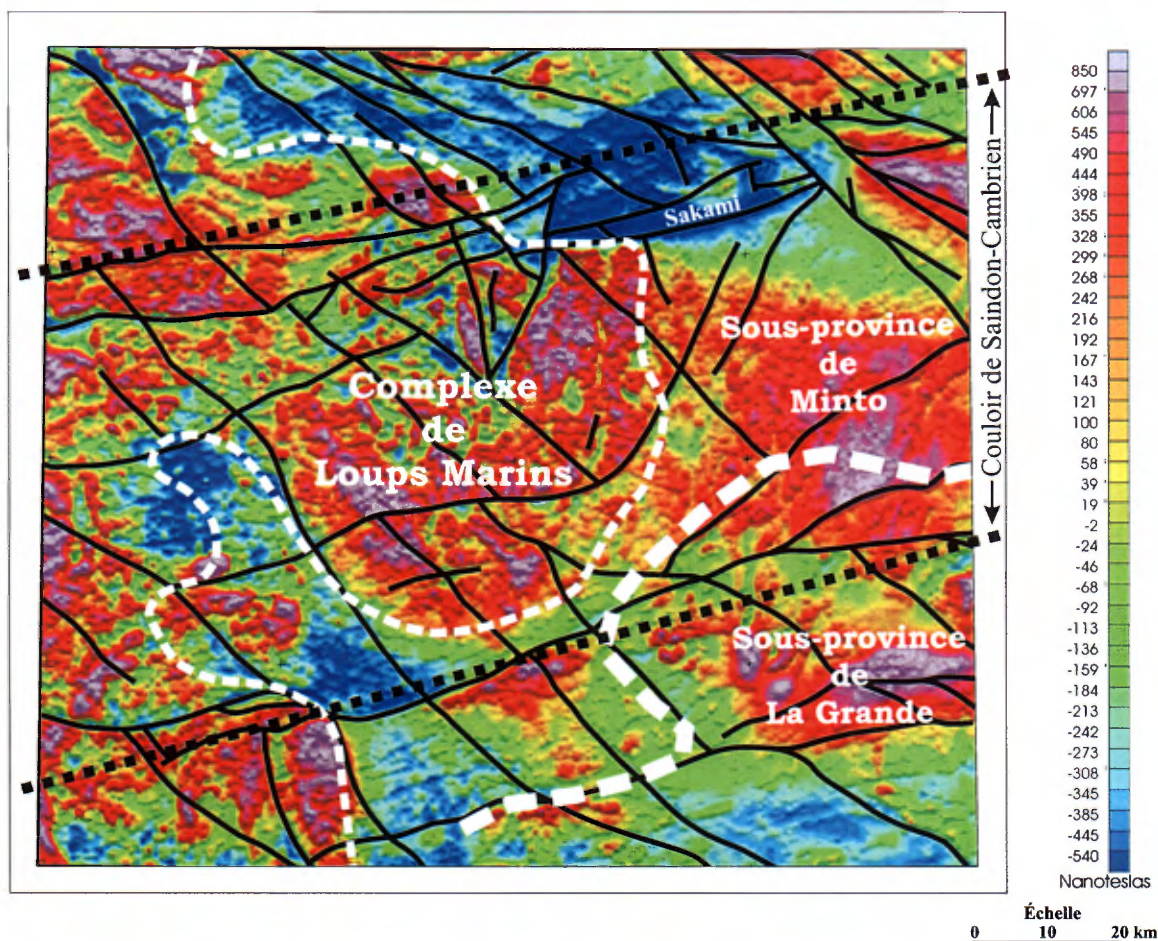


FIGURE 4 – Champ magnétique total ombragé de la région du lac Bienville (33P) et localisation : 1) du secteur occupé principalement par le Complexe de Loups Marins, 2) de la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto, 3) des limites présumées du Couloir protérozoïque de Saindon-Cambrien et 4) des principales failles. Préparée par D.J. Dion et données issues du DP 99-01 (Dion et Lefebvre, 1999).

datés) et des relations de recoupements entre les unités. Ces âges ont été obtenus à l'aide de datations U-Pb réalisées sur des zircons par ablation laser *in situ*, à l'aide d'un spectromètre de masse haute résolution à ionisation au plasma (ICP-HR-MS). Cependant, le Complexe granulitique de Loups Marins ne respecte pas tout à fait cet ordre géochronologique puisqu'il se compose de plusieurs unités à pyroxènes, équivalentes à certaines suites régionales de compositions et d'âges variés qui elles ne contiennent pas de pyroxène.

Archéen

SUITE DE BRÉSOLLES (Abre)

La Suite de Brésolles (Abre) a été introduite dans la région de Gayot (23M) pour décrire une unité de tonalite gneissique d'âge ancien que l'on associe à la Sous-province de La Grande (figure 2 et tableau 1; Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2001). Régionalement, cette suite comprend aussi des trondhjémites, des diorites et des granites intercalés dans les gneiss ainsi que des enclaves d'amphibolite. Les tonalites gneissiques du

Brésolles sont typiquement composées d'une alternance de rubans tonalitiques blancs et de rubans dioritiques gris. Deux datations isotopiques réalisées sur des rubans de composition dioritique dans les gneiss tonalitiques (Abre) des régions de Gayot et de Loups Marins ont révélé des âges de 2803 ± 8 Ma et de 2811 ± 4 Ma respectivement (tableau 1). Dans la région de Maricourt, une datation réalisée sur un niveau métrique de trondhjémite intercalée dans les gneiss a révélé un âge de $2754 \pm 11 / -9$ Ma (tableau 1). Ces niveaux trondhjémiques (IIE) seraient donc tardifs par rapport au gneiss tonalitique du Brésolles et considérés équivalents à la Suite de Favard (Afav), datée dans cette même région à 2749 ± 4 Ma (tableau 1). Dans le secteur de Bienville, on observe d'ailleurs que les injections trondhjémiques dans les roches de la Suite de Brésolles (Abre) sont plus abondantes à proximité du contact avec les roches de la Suite de Favard (Afav).

La Suite de Brésolles (Abre) a été reconnue dans le cadran sud-est de la région de Bienville. Elle se compose essentiellement de tonalites, de gneiss tonalitiques et de diorites gneissiques, dans les tons de blanc et de gris. Elle se distingue des suites plus jeunes par sa gneissosité bien développée qui produit un rubanement compositionnel.

Les rubans sont de largeur centimétrique à métrique, mais peuvent varier localement de quelques millimètres à plusieurs mètres. Ils sont généralement droits et réguliers bien que des plis complexes les affectent à plusieurs endroits.

Les tonalites, qu'elles soient foliées ou gneissiques, ont des compositions globales semblables. Elles ont une texture équigranulaire avec une granulométrie moyenne dans les roches les moins déformées et une texture granoblastique dans les gneiss. Ces roches se composent essentiellement de plagioclase (50-65 %) et de quartz (20-40 %). Les feldspaths potassiques sont absents ou en quantité infime (<3 %). Le plagioclase est subautomorphe à polygonal. Le quartz est plus abondant dans les bandes leucocrates des gneiss et se présente en chapelets de grains allongés dans le sens de la foliation. Les tonalites contiennent généralement 5 à 20 % de minéraux ferromagnésiens. La concentration de ferromagnésiens peut atteindre jusqu'à 40 % dans les rubans dioritiques. La biotite verte se trouve partout et forme des lamelles qui soulignent la foliation. La hornblende se concentre dans les rubans de diorite ou de tonalite mélanocrate. La chlorite est présente comme minéral d'altération de la biotite. Les oxydes, l'apatite, la titanite, le zircon et l'épidote sont observés en quantités accessoires. Par endroits, l'épidote présente des cœurs d'allanite.

Les enclaves d'amphibolite sont fréquemment observées à l'intérieur des tonalites. Elles sont de taille centimétrique à métrique et représentent généralement moins de 10 % des lithologies, bien que localement elles soient décimétriques et constituent plus de 50 % de l'affleurement. Ces enclaves d'amphibolite pourraient correspondre à d'anciennes unités volcaniques comme celles observées dans la région de Gayot située plus à l'est (Gosselin et Simard, 2000). En lames minces, les amphibolites ont une granulométrie fine et une texture granoblastique dans les termes gneissiques. Elles se composent en majeure partie de cristaux de hornblende (30-80 %) et de plagioclase séricitisés (1-45 %). La hornblende est poecilitique par endroits et contient des cœurs avec des reliques de clinopyroxène (≤ 10 %) et de la biotite (<8 %) en fins grains disséminés. L'épidote et l'apatite sont les minéraux accessoires les plus communs.

SUITE DE FAVARD (Afav)

La Suite de Favard (Afav) a été définie dans la région de Gayot (23M), à l'est, comme une unité de trondhjémite à biotite comprenant aussi des diorites foliées (Gosselin et Simard, 2000). Dans le secteur du lac Bienville (33P), la Suite de Favard est constituée de trondhjémites et de tonalites à biotite « granitisées » qui correspondent aux sous-unités Afav1b, dites « granitisées et migmatisées », reconnues respectivement dans les régions de Loups Marins (34A) et de Maricourt (23M). Deux datations obtenues à partir d'échantillons de trondhjémite (I1E) ont révélé des âges de 2,73 Ga dans la région de Gayot et de 2749 ± 4 Ma dans celle de Maricourt (tableau 1).

La Suite de Favard (Afav) est l'unité la plus répandue dans la région du lac Bienville (figure 3). Elle comprend des trondhjémites et des tonalites à biotite de couleur gris pâle à blanche, faiblement foliées à massives. Ces lithologies sont affectées par un phénomène de « granitisation » qui implique de 10 à 60 % du volume de la roche. Ce phénomène se manifeste le plus souvent par l'injection de matériel granodioritique ou granitique à l'intérieur de la tonalite. Ce matériel s'injecte sous forme de rubans, d'amas et de lentilles, d'épaisseur généralement millimétrique à décimétrique, aux contacts irréguliers et diffus avec la tonalite. La « granitisation » s'observe autant à l'échelle microscopique qu'à l'échelle de l'affleurement. L'analyse d'un échantillon hétérogène de trondhjémite « granitisée » (site d'échantillonnage # 4 de la figure 3 et du tableau 1) a révélé deux populations distinctes de zircons. La première population a livré un âge de 2713 ± 2 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation de la fraction granodioritique. La seconde population, associée à la fraction tonalitique, a livré un âge de 2741 ± 4 Ma qui correspond à l'âge des trondhjémites de la Suite de Favard (tableau 1). La fraction granodioritique associée au phénomène de « granitisation » est du même âge que les intrusions granodioritiques (I1C) de la Suite de Desbergères (tableau 1). Cette fraction granodioritique a aussi une composition semblable à celle des roches de la Suite de Desbergères. De plus, la proportion de matériel granodioritique contenu à l'intérieur des trondhjémites et des tonalites du Favard augmente généralement près de la bordure des intrusions de la Suite de Desbergères. Il est donc probable que la « granitisation » soit un phénomène lié, tout au moins en partie, à la mise en place de la Suite de Desbergères.

La Suite de Favard contient des enclaves d'amphibolite et de diorite. Elles sont de taille centimétrique à décimétrique. Ces enclaves composent généralement moins de 5 % du total des roches, mais constituent localement jusqu'à 40 % de l'affleurement. Elles exhibent fréquemment des couronnes de réaction, d'épaisseur variable, en contact diffus avec le matériel tonalitique. Ces couronnes sont de composition granodioritique et des cristaux grenus de hornblende s'y développent. Lorsque l'assimilation des enclaves est complète, il n'en subsiste que des rubans, lentilles ou amas de matériel granodioritique à hornblende grossière. L'assimilation des enclaves semble donc contribuer partiellement, avec la « granitisation » de la Suite de Favard, à l'aspect très hétérogène et rubané de cette unité.

En lames minces, les trondhjémites et les tonalites de la Suite de Favard sont composées en majeure partie de plagioclase séricitisé. Le quartz présente souvent une extinction roulante. Le microcline, généralement en phénocristaux, est peu abondant (<5 %). La quantité de microcline peut toutefois atteindre 40 % dans les amas ou les rubans de matériel granitique. La biotite verte (2-12 %) est le principal constituant ferromagnésien. Elle s'altère facilement en chlorite. À l'exception des endroits où il y a assimilation d'enclaves mafiques, la hornblende est peu

abondante (<2 %). Les trondhjemites et les tonalites contiennent de l'apatite, de l'épidote, de la magnétite, de la titanite et du zircon en quantités mineures.

SUITE DE COURSOLLES (Acou)

La Suite de Coursolles (Acou) a été décrite pour la première fois dans la région de Maricourt (24D), au nord-est de notre région (figure 2; Simard *et al.*, 2001). Dans ce secteur, elle se compose d'une unité de diorite (Acou1), d'une unité de tonalite à hornblende (Acou2) et d'une unité de tonalite et de granodiorite granitisées (Acou2a; tableau 1 et figure 2). Dans Maricourt, une datation U/Pb réalisée sur un échantillon de tonalite de la Suite de Coursolles (Acou2) a livré un âge de 2718±11/-8 Ma (tableau 1). Dans la région de Loups Marins (figure 2), deux échantillons de tonalite à hornblende-biotite appartenant à la Suite de Coursolles (Acou) ont livré des âges de 2758±11 Ma et de 2756±8 Ma, soit 40 Ma de plus que l'âge obtenu pour l'Acou2 dans Maricourt (tableau 1; Gosselin *et al.*, 2001). Ces âges suggèrent deux phases de magmatisme dans la Suite de Coursolles, l'une étant précoce (P) et l'autre tardive (T) par rapport à la Suite de Favard (tableau 1).

Dans la région du lac Bienville (33P), la Suite de Coursolles se divise en deux unités semblables à celles que l'on trouve dans Maricourt (24D). La première unité (Acou1) se compose principalement de diorite (I2J) et de diorite quartzifère (I2I). Elle a été datée à 2719±2 Ma (site d'échantillonnage # 5 de la figure 3 et du tableau 1), soit un âge comparable à celui obtenu pour l'unité Acou2 dans Maricourt (tableau 1). La seconde unité (Acou2) est plus répandue que la première et est constituée de tonalite et de granodiorite à hornblende et biotite. Ces roches sont plus ou moins affectées par un phénomène de « granitisation » similaire à celui observé et décrit précédemment pour la Suite de Favard (Afav). Les deux unités de la Suite de Coursolles contiennent des enclaves de taille centimétrique à métrique, composées d'amphibolite foliée et finement grenue. Ces enclaves représentent généralement moins de 5 % de l'affleurement, mais cette proportion peut atteindre 35 % par endroits. Des dykes de granite tardifs, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, recoupent localement les roches de la Suite de Coursolles.

Unité de diorite et de diorite quartzifère (Acou1)

L'unité Acou1 forme des lentilles de plusieurs kilomètres de longueur et de quelques kilomètres de largeur. Elle se concentre surtout dans la partie centre-nord de la carte (figure 3). Elle se compose principalement de diorite et diorite quartzifère mais comprend aussi des gabbros et des monzodiorites localement porphyriques. Des injections de matériel tonalitique et granodioritique vraisemblablement associées aux suites de Coursolles (Acou2) et de Maurel (Amau) recoupent localement les diorites et les diorites quartzifères (Acou1).

Les diorites et les diorites quartzifères (Acou1) sont de couleur gris moyen à pâle avec souvent des teintes de vert. Elles sont massives à bien foliées et ont un grain moyen à grossier. Ces roches sont composées essentiellement de plagioclase, mais peuvent localement contenir des phénocristaux de feldspath potassique (<7 %). Elles contiennent de 15 à 45 % de minéraux mafiques, les plus communs étant la hornblende verte (1-35 %), en phénocristaux, et la biotite verdâtre (0-10 %), qui souligne la foliation. Le clinopyroxène (0-8 %), lorsque présent, se trouve partiellement résorbé au cœur des grains de hornblende. La quantité de magnétite varie entre <1 et 7 %. L'épidote primaire est présente en faible quantité (<5 %) dans les amas de minéraux ferromagnésiens. L'apatite, la titanite et le zircon sont en traces.

Unité de tonalite et de granodiorite à hornblende « granitisées » (Acou2)

L'unité Acou2 forme des corps lenticulaires, de longueur plurikilométrique et d'aspect plus ou moins plissé, qui forment un chapelet allant du nord-est au centre-sud de la carte (figure 3). Elle se compose de tonalite et de granodiorite à hornblende et biotite ainsi que d'une faible proportion de diorite quartzifère. Ces roches sont affectées par un phénomène de « granitisation » qui peut représenter jusqu'à 60 % du volume de la roche. Ce phénomène est du même type que celui observé dans la Suite de Favard (Afav). Il se manifeste principalement par la mise en place d'amas et de lentilles de matériel granodioritique à granitique, contenant habituellement des phénocristaux de feldspath potassique dans des proportions de 2 à 20 %. Mentionnons que les injections les plus porphyriques sont de composition très semblable aux granodiorites mégaporphyriques de la Suite de Maurel (Amau).

Les tonalites et les granodiorites ont une teinte gris pâle plus ou moins rosée. Elles ont une granulométrie moyenne et une structure foliée à massive par endroits. En lames minces, elles comprennent de 20 à 30 % de quartz et jusqu'à 25 % de feldspath potassique, généralement en phénocristaux de 0,5 à 1 cm. Ces roches contiennent de 10 à 16 % de minéraux ferromagnésiens, essentiellement de la hornblende (3-11 %) et de la biotite verte (0-7 %). La hornblende se présente en phénocristaux automorphes alors que la biotite forme des lamelles qui mettent en évidence la foliation. De la chlorite se trouve généralement en traces, mais sa concentration peut atteindre 7 % lorsqu'elle est le produit de l'altération de la biotite. La magnétite xénomorphe (≤1 %) se concentre dans les amas de minéraux mafiques. L'épidote, l'allanite, la titanite, l'apatite et le zircon ont tous été observés en quantité mineure (<1 %).

SUITE DE CHÂTEAUGUAY (Achg)

La Suite de Châteauguay (Achg) a été introduite dans la région de Maricourt (24D) pour désigner des intrusions de

composition mafique à ultramafique de quelques centaines de mètres de largeur. Dans la région des lacs des Loups Marins (34A), des diorites et des diorites quartzifères avaient été incluses dans cette unité. Les observations faites dans la région de Bienville (33P) suggèrent que ces roches dioritiques sont plutôt représentatives de la Suite de Coursolles (Acou) et lui ont été assignées (figure 2 et tableau 1). Dans notre région, la Suite de Châteauguay (Achg) se trouve généralement à l'intérieur ou en bordure du Complexe de Loups Marins (Alma) et le long de linéaments importants (figure 3). Elle se compose principalement de gabbronorites mésocrates à mélanocrates et comprend aussi des gabbros, des pyroxénites et des hornblendites. Elle forme des intrusions tabulaires ou des dykes, d'un décimètre à quelques centaines de mètres de largeur, qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur. Certaines intrusions sont litées et incluent des faciès de gabbronorite à quartz, de gabbronorite et de pyroxénite. Mentionnons que la distinction entre les roches du Châteauguay (Achg) et les termes les plus mafiques associés aux diorites à orthopyroxène du Complexe de Loups Marins (Alma2) est parfois difficile à établir, tant sur le terrain qu'au microscope. En considérant l'association spatiale souvent observée entre les roches de la Suite de Châteauguay et celles de l'unité Alma2 du Complexe de Loups Marins, il est possible qu'elles soient, tout au moins en partie, contemporaines et génétiquement associées (tableau 1).

Les gabbronorites constituent la lithologie dominante de la Suite de Châteauguay dans notre région. Ces roches ont une couleur grise à vert foncé ou noir brunâtre. Elles sont généralement massives ou faiblement foliées. Leur granulométrie varie de grossière à fine. Les roches à grains grossiers sont constituées de poeciloblastes de hornblende alors que celles à grains fins sont granoblastiques. Ces gabbronorites contiennent des enclaves d'amphibolite et de diorites foliées et finement grenues, fréquemment auréolées de matériel grossier de composition intermédiaire. Des injections de granite, de pegmatite et de matériel charnockitique recourent les gabbronorites et leur confère un aspect agmatitique typique.

En lames minces, les gabbronorites se composent essentiellement de plagioclase (20-60 %), de hornblende verte (4-65 %), de clinopyroxène (2-30 %), d'orthopyroxène (4-30 %) et de biotite (1-25 %). Le plagioclase forme localement des phénocristaux allant jusqu'à 1 cm. La hornblende forme des oïkocristaux de 1 à 4 cm ou des couronnes autour du pyroxène. Ce dernier est granoblastique ou présente une auréole rétrograde de hornblende. La biotite (1-25 %) se concentre autour des amas de hornblende et de pyroxène. La magnétite, l'ilménite et la pyrite sont les principaux minéraux opaques (≤ 5 %) associés aux gabbronorites. L'épidote (≤ 5 %) et l'apatite sont disséminées au voisinage des minéraux ferromagnésiens.

SUITE DE DESBERGÈRES (Adeb)

La Suite de Desbergères (Adeb) a été définie dans la région de Maricourt (24D), au nord-est de celle du lac Bienville (figure 2). Elle comprend des granodiorites et des granites à biotite d'aspect homogène (Simard *et al.*, 2001). À l'instar des suites de Coursolles (Acou) et de Maurel (Amau), les datations U-Pb effectuées sur la Suite de Desbergères (Adeb) ont livré deux âges différents. Un échantillon de granodiorite prélevé dans la région de Maricourt a donné un âge de $2683 \pm 4/-2$ Ma, alors qu'un échantillon semblable, recueilli dans le secteur de Loups Marins, avait donné un âge de 2714 ± 12 Ma (tableau 1). Dans la région du lac Bienville, une datation a été effectuée sur une trondhémite « granitisée » de la Suite de Favard (Afav), comprenant une fraction granodioritique comparable aux roches de la Suite de Desbergères. Cette datation a livré un âge de 2713 ± 2 Ma, ce qui supporte notre hypothèse voulant que le phénomène de granitisation observé dans la Suite de Favard (Afav) origine du même événement magmatique qui a produit la Suite de Desbergères (Adeb).

Dans notre région, la Suite de Desbergères (Adeb) forme des intrusions allongées et plurikilométriques d'aspect plus ou moins plissé ou recourbé selon la foliation. Elle se compose essentiellement de granodiorite et de granite à grains moyens ou fins, massifs à foliés. La couleur de ces roches varie de rose à gris pâle selon la couleur du feldspath. Ceux-ci forment parfois des phénocristaux de 1 à 2 cm de diamètre dont la proportion dans la roche est généralement inférieure à 5 % mais peut atteindre localement jusqu'à 25 %. Des enclaves d'amphibolite de taille centimétrique à métrique sont fréquemment encaissées dans les roches de la Suite de Desbergères (Adeb) et représentent moins de 5 % des lithologies. Des enclaves de tonalite foliée à gneissique ont aussi été observées localement.

En lames minces, le microcline et la perthite sont les variétés dominantes de feldspath potassique. La concentration de quartz varie de 20 % à 40 %. Il exhibe des sous-grains, une extinction roulante et s'associe avec le plagioclase pour former des textures myrmékitiques. La biotite est le minéral ferromagnésien dominant (0-5 %). Elle est de couleur verte et s'altère souvent en chlorite. La hornblende verte (0-3 %) a été observée dans quelques échantillons. Des grains de magnétite xénomorphe sont souvent collés aux autres ferromagnésiens. L'épidote, l'apatite, le mica blanc, la titanite et le zircon sont en traces.

SUITE DE MAUREL (Amau)

La Suite de Maurel (Amau) a été décrite pour la première fois dans le secteur de Gayot (23M), pour représenter une unité de granodiorite mégaporphyrique (figure 2; Gosselin et Simard, 2000). Elle a aussi été reconnue dans

les régions de Maricourt (24D) et de Loups Marins (34A) (Simard *et al.*, 2001 ; Gosselin *et al.*, 2001). Les datations U-Pb effectuées dans les régions de Gayot (23M) et de Maricourt (24D) ont livré des âges de 2683 ± 4 Ma et $2,685$ Ga respectivement (tableau 1). Dans la région du lac Bienville (33P), une granodiorite mégaporphyrique (11C,PO) de la Suite de Maurel (Amau) a livré un âge de 2707 ± 5 Ma (site d'échantillonnage # 2 de la figure 3; tableau 1). Cet âge est plus ancien que ceux obtenus dans les régions du lac Gayot et de Maricourt et il suggère deux épisodes de mise en place (précoce et tardif) pour les roches de la Suite de Maurel (Amau). Toutefois, les masses granodioritiques associées à ces épisodes n'ont pu être distinguées sur le plan mégascopique, pétrographique ou géochimique.

Dans la région du lac Bienville (33P), la Suite de Maurel (Amau) forme des masses de grandes dimensions particulièrement abondantes dans la partie centre-nord de la carte (figure 3). Elle forme également des injections métriques et des intrusions restreintes, intimement associées avec les intrusions de l'unité Acou2 de la Suite de Coursolles. La Suite de Maurel (Amau) se compose principalement de granodiorite mégaporphyrique à hornblende-biotite, mais elle comprend aussi des faciès de monzodiorite quartzifère et de monzogranite. Elle se distingue des autres unités granodioritiques par l'omniprésence de phénocristaux de feldspath potassique (1 à 5 cm), qui constituent entre 10 et 40 % de la roche. La granodiorite du Maurel contient aussi des enclaves d'amphibolite finement grenue, de taille centimétrique à pluridécimétrique, en proportion généralement inférieure à 5 % mais qui peut atteindre jusqu'à 40 % à certains endroits. Des injections décimétriques de granite tardif, dont la concentration peut atteindre 20 %, recoupent par endroits les roches de la Suite de Maurel.

La granodiorite mégaporphyrique a une couleur gris pâle avec une teinte rosée à orangée plus ou moins intense. Sa granulométrie est moyennement à grossière et sa structure est massive à faiblement foliée. En lames minces, le plagioclase forme la matrice qui lie les phénocristaux de microcline et de perthite. Les grains de quartz (20-30 %), de forme irrégulière, sont interstitiels aux feldspaths et présentent souvent des extinctions roulantes. Les minéraux mafiques observés sont la hornblende verte et automorphe (1-10 %) ainsi que la biotite verdâtre (0-7 %), qui s'altère fréquemment en chlorite. La magnétite (1-2 %) est disséminée dans les amas de minéraux ferromagnésiens. La titanite (≤ 2 %) se trouve en cristaux losangiques de taille variable. L'allanite, l'apatite, l'épidote et le zircon constituent les phases accessoires.

COMPLEXE DE LOUPS MARINS (Alma)

Le Complexe de Loups Marins (Alma) a été défini dans la région des lacs des Loups Marins (34A) pour désigner un ensemble composé de roches à clinopyroxène et de roches intrusives à orthopyroxène (figure 2; Gosselin *et*

al., 2001). Ce complexe s'étend jusque dans notre région où il occupe le tiers du territoire, dans les parties centrale et occidentale de la carte (figures 2 et 3). Sur les cartes de champ magnétique total ombragé, le Complexe de Loups Marins (Alma) se distingue par une signature très nuancée, constituée de hauts et de bas magnétiques, qui lui confère un aspect tacheté distinctif (figure 4). Le Complexe de Loups Marins (Alma) a été divisé en deux unités : l'unité *Alma1* qui se compose de divers assemblages lithologiques caractérisés par la présence de clinopyroxène et l'unité *Alma2* qui est constituée essentiellement de roches granulitiques et intrusives à orthopyroxène, de composition enderbitique à dioritique.

L'unité à clinopyroxène (Alma1) est généralement comparable à certaines unités lithodémiques régionales, mais elle a été formée ou métamorphisée dans des conditions plus élevées de pression et de température qui se situent à la limite entre les faciès des amphibolites et des granulites. Deux datations ont été réalisées à l'intérieur de cette unité. Dans la région de Bienville (33P), un granite assigné à la sous-unité Alma1b (voir plus bas) et considéré équivalent à la Suite de Desbergères (Adeb), a livré un âge de 2709 ± 2 Ma (site d'échantillonnage # 3 de la figure 3 ; tableau 1). Dans la région de Loups Marins (34A), une granodiorite porphyrique de la Suite de Lussay (Alus), similaire à la sous-unité Alma1c et équivalente à la Suite de Maurel (Amau), a donné un âge de 2713 ± 5 Ma (tableau 1; Gosselin *et al.*, 2001). L'unité à orthopyroxène (Alma2) a également fait l'objet de deux datations. Dans la région de Loups Marins (34A) (Gosselin *et al.*, 2001), une diorite à hypersthène (I2Q) a livré un âge de 2694 ± 3 Ma tandis que dans la région du lac Bienville (33P), une autre diorite à hypersthène (I2Q) a donné un âge de 2720 ± 2 Ma (site d'échantillonnage # 6 de la figure 3; tableau 1).

Unité à clinopyroxène (Alma1)

L'unité à clinopyroxène (Alma1) forme un assemblage lithologique complexe divisé en trois sous-unités qui présentent plusieurs caractéristiques communes. En plus du clinopyroxène qui est caractéristique, cette unité contient de la biotite rougeâtre et des plagioclases dont la teinte varie du rose saumon au vert pâle. La biotite rouge se reconnaît aisément à ses reflets rougeâtres sous une lumière vive. Le plagioclase saumon est également diagnostique de cette unité et sa proportion varie de < 1 % à plus de 30 %. Par contre, lorsque le plagioclase est verdâtre, l'unité (Alma1) est difficile à distinguer de celle à orthopyroxène (Alma2). Des enclaves de diorite et d'amphibolite, d'épaisseur décimétrique à métrique, ont été observées dans cette unité, comme dans toutes les autres unités de la région. Ces enclaves peuvent cependant contenir de la biotite rouge et du clinopyroxène (Gosselin *et al.*, 2001).

Les sous-unités Alma1a, Alma1b et Alma1c sont considérées équivalentes à une ou plusieurs suites lithodémiques régionales (tableau 1), mais elles se sont formées ou

ont été métamorphisées dans des conditions de pression et de température correspondant au faciès supérieur des amphibolites ou au faciès inférieur des granulites. La sous-unité Alma1a se compose de tonalites et de diorites à clinopyroxène considérées équivalentes aux suites de Favard (Afav) et de Coursolles (Acou). La sous-unité Alma1b est constituée de granodiorite à clinopyroxène correspondant à la Suite de Desbergères (Adeb) et la sous-unité Alma1c est caractérisée par des granodiorites mégaporphyriques équivalentes à la Suite de Maurel (Amau).

Sous-unité de tonalite (Alma1a)

La sous-unité de tonalite à clinopyroxène (Alma1a) est la plus répandue du Complexe de Loups Marins (figure 3). Elle se compose principalement de tonalite, de trondhémite, de granodiorite, de diorite et de diorite quartzifère à clinopyroxène. Elle est considérée comme un équivalent des suites de Favard (Afav) et de Coursolles (Acou) (tableau 1). Ces roches ont une granulométrie moyenne et présentent une texture ignée ou granoblastique avec, localement, moins de 10 % de phénocristaux de feldspaths. La couleur de l'Alma1a est très variable, passant du gris beige au gris verdâtre et au vert moyen. Les cristaux de plagioclase de couleur rose saumon, millimétriques à centimétriques, sont caractéristiques de l'unité.

En lames minces, les tonalites et les diorites ont une texture allotriomorphe à granoblastique. Elles contiennent jusqu'à 30 % de quartz souvent en intercroissances myrmékitiques avec le plagioclase. Les principaux minéraux mafiques rencontrés sont la biotite rougeâtre (2-8 %), le clinopyroxène (≤ 5 %) et la hornblende verte (≤ 5 %). Ils se concentrent en amas centimétriques avec la magnétite (≤ 3 %). L'apatite, le zircon et la titanite sont les minéraux accessoires les plus communs.

Sous-unité de granodiorite (Alma1b)

La sous-unité Alma1b se compose de granodiorite et de granite à clinopyroxène. Ces roches sont considérées comme des équivalents de la Suite de Desbergères (Adeb) (tableau 1). Une datation radiométrique, effectuée par la méthode U-Pb sur un granite de la sous-unité Alma1b, a livré un âge de 2709 ± 2 Ma (#3; tableau 1). Les granodiorites et granites de la sous-unité Alma1b sont de couleur gris ou rose brunâtre à verdâtre. Le plagioclase est vert ou rose saumon alors que le feldspath potassique prend une teinte rose orangé à brunâtre. La biotite a des reflets rouges. Ces roches ont une granulométrie qui varie de moyenne à fine et sont localement porphyriques. Elles présentent une structure massive ou une faible foliation soulignée par la biotite. Dans la partie sud-ouest de la région, les roches de la sous-unité Alma1b forment fréquemment des rubans ou des amas injectés à l'intérieur de l'unité à orthopyroxène Alma2 qui est datée à 2720 ± 3 Ma dans ce secteur.

En lames minces, la granodiorite et le granite présentent une texture ignée ou granoblastique. Ils comprennent de 5 à 60 % de microcline et de perthite, localement en phénocristaux, et jusqu'à 40 % de quartz. Les minéraux mafiques sont représentés par la biotite rouge (1-7 %) et le clinopyroxène (≤ 4 %). La hornblende verte (0-3 %) et la chlorite (0-5 %) ont aussi été observées par endroits. La magnétite xénomorphe représente moins de 3 % de la roche. L'apatite et le zircon sont disséminés en petite quantité.

Sous-unité de granodiorite mégaporphyrique (Alma1c)

La sous-unité de granodiorite mégaporphyrique à clinopyroxène (Alma1c) du Complexe de Loups Marins est équivalente à la Suite de Lussay (Alus) telle que définie dans la région de Loups Marins (tableau 1; Gosselin *et al.*, 2001). De plus, l'unité Alma1c et la Suite de Lussay (Alus) sont maintenant considérées comme des équivalents de la Suite de Maurel (Amau), qui sont des roches formées ou métamorphisées dans des conditions de pression et de température plus élevées permettant de former du clinopyroxène. Pour cette raison, nous avons inclus la sous-unité Alma1c à l'intérieur du Complexe de Loups Marins, au même titre que les sous-unités Alma1a et Alma1b. Rappelons que dans la région de Loups Marins (34A), une datation provenant d'un échantillon de granodiorite de la Suite de Lussay (Alus; équivalente à l'unité Alma1c) a donné un âge U-Pb sur zircons de 2713 ± 5 Ma (tableau 1).

La sous-unité Alma1c se compose surtout de granodiorite mégaporphyrique à clinopyroxène, mais elle comprend aussi des monzodiorites quartzifères et des monzogranites. La granodiorite est gris rosâtre ou orangé à brun verdâtre. Sa fraction principale est à grain moyen ou grossier et les phénocristaux de feldspath potassique (5-30 %) mesurent de 1 à 5 cm de longueur. L'unité est caractérisée par une forte susceptibilité magnétique et se démarque nettement sur les levés aéromagnétiques régionaux (figure 4).

En lames minces, la granodiorite de l'Alma1c contient entre 10 et 80 % de feldspath potassique, essentiellement du microcline. Le quartz, en quantité variant de 3 à 35 %, forme des mosaïques de grains interstitiels aux feldspaths. La granodiorite renferme entre 5 et 20 % de minéraux mafiques, notamment de la biotite rouge (3-12 %), de la hornblende verte (0-6 %) et du clinopyroxène (0-5 %). Les grains de magnétite représentent jusqu'à 4 % du volume de la roche et se concentrent avec les minéraux mafiques. Des cristaux xénomorphes de sphène sont parfois présents en quantité notable (≤ 3 %). L'apatite, l'épidote et le zircon représentent les phases accessoires les plus fréquentes.

Unité à orthopyroxène (Alma2)

L'unité à orthopyroxène (Alma2) a été définie dans la région de Loups Marins (34A). Dans la région de Bienville, elle forme des masses intrusives de quelques dizaines de

kilomètres de longueur et d'aspect plus ou moins plissé (figure 3). L'unité à orthopyroxène (Alma2) se compose principalement de diorites à hypersthène (plus ou moins quartzifères) et d'enderbites. On y trouve aussi, en quantité moindre, des charnockites, des opdalites, des jotunités et des gabbronorites. Une datation réalisée sur une diorite à orthopyroxène a donné un âge de 2720 ± 2 Ma (site d'échantillonnage # 6 de la figure 3; tableau 1). Rappelons que dans la région de Loups Marins (34A), une diorite à hypersthène (ou norite quartzifère) a livré un âge de 2694 ± 3 Ma.

Les intrusions felsiques à orthopyroxène de l'unité Alma2 ont une couleur « vert bouteille » caractéristique et les lithologies de composition intermédiaire ont une teinte généralement plus foncée. Lorsqu'elles sont altérées, ces roches ont une couleur brun cassonade. Au niveau d'altération ultime, elles se désagrègent en granules. Les roches à orthopyroxène sont moyennement à finement grenues et leur texture varie de massive à foliée. Les faciès potassiques contiennent souvent jusqu'à 25 % de phénocristaux de microcline de teinte orangé à brunâtre. L'unité Alma2 est fréquemment recoupée par des injections centimétriques à métriques de granodiorite à clinopyroxène de type Alma1b. Des enclaves de roches finement grenues, de composition dioritique à pyroxénitiques, sont répandues partout dans l'unité. Elles sont de dimensions centimétriques à décimétriques et représentent généralement de 1 à 10 % du volume de l'affleurement; cette proportion peut toutefois atteindre jusqu'à 50 % par endroits.

En lames minces, les enderbites et les diorites à orthopyroxène ont une texture généralement granoblastique, bien que l'on observe par endroits des textures ignées préservées et des pyroxènes automorphes. La quantité de quartz varie d'un secteur à l'autre; certaines diorites en sont dépourvues alors que les enderbites peuvent en contenir jusqu'à 45 %. Les roches les plus potassiques ne contiennent pas plus de 35 % de feldspath potassique. La quantité de minéraux ferromagnésiens varie de 3 %, dans les charnockites et enderbites, à environ 30 % dans les diorites. Ces minéraux sont surtout de la biotite brune à rouge (≤ 15 %), de l'orthopyroxène (≤ 10 %), du clinopyroxène (≤ 10 %), et de la hornblende verte (0-5 %). La magnétite peut représenter jusqu'à 5 % de la roche. L'apatite et le zircon sont omniprésents mais en quantité mineure.

SUITE DE TURBAR (NOUVELLE UNITÉ, Atub)

La Suite de Turbar (Atub) est une unité monzodioritique localisée dans le cadran sud-est de la carte, près de la limite nord des gneiss de la Suite de Brésolles (figure 3). Elle comprend trois intrusions relativement trapues et de taille plurikilométrique. La Suite de Turbar (Atub) n'a pas été datée. Cependant sa structure homogène et massive à faiblement foliée ainsi que sa texture grossière et antiperthitique, suggèrent que ces roches sont relativement jeunes par rapport aux autres suites de la région (tableau 1).

La Suite de Turbar (Atub) est composée de monzodiorites, de diorites et de monzonites. La roche présente une surface d'aspect satiné caractéristique, bien que sa couleur varie énormément; les teintes les plus fréquentes étant le gris bleuté, le beige et le rose. La suite se distingue également par sa granulométrie grossière ou sa texture porphyrique avec des feldspaths antiperthitiques qui ressortent en coloration. Sa structure est massive ou présente une faible foliation soulignée par les minéraux tabulaires, essentiellement les feldspaths et les amphiboles.

En lames minces, la monzodiorite et la diorite sont composées essentiellement de feldspath avec de fines textures d'exsolutions antiperthitiques à perthitiques. Ces textures témoignent d'une cristallisation à haute température. Les roches de la Suite de Turbar (Atub) comprennent aussi une fraction fine de feldspath potassique et peu ou pas de quartz. Les minéraux mafiques (5-35 %) forment des amas de grains compacts qui sont interstitiels aux feldspaths grossiers. Les minéraux ferromagnésiens les plus abondants sont la hornblende et la biotite alors que le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont présents en faibles quantités. La hornblende forme le cœur des amas de minéraux ferromagnésiens et la biotite se trouve en inclusions ou en couronnes autour des autres minéraux mafiques. La magnétite, l'ilménite, la titanite, l'apatite et les sulfures sont aussi associés à ces amas.

SUITE D'OSSANT (NOUVELLE UNITÉ, Aoss)

La Suite d'Ossant (Aoss) représente une unité peu répandue de granite à amphiboles qui se concentre dans le secteur SE de la région. Elle se compose d'intrusions granitiques plurikilométriques mises en place et confinées à l'intérieur de la Suite gneissique de Brésolles (Abre, figure 3). La Suite d'Ossant n'a pas été datée. Le granite d'Ossant (Aoss) se distingue par sa couleur rose et gris qui lui confère un aspect tacheté. Il est homogène, massif à très faiblement folié et présente une texture porphyroïde. Ce granite est composé principalement de phénocristaux de feldspath perthitique dans une matrice de quartz et de plagioclase. Il contient entre 5 à 10 % de minéraux mafiques, essentiellement des amas d'amphiboles sodiques (5-8 %). La biotite et la chlorite se développent aux bordures ou en remplacement des amphiboles. L'épidote, l'allanite, l'apatite, la titanite et les oxydes de fer sont associés aux amas de minéraux mafiques.

SUITE DE TRAMONT (Atra)

La Suite granitique de Tramont (Atra) a été définie dans la région de Gayot (23M), à l'est de notre région (figure 2; Gosselin et Simard, 2000). Par la suite, elle a été reconnue dans les régions de Maricourt (24D), de Loups Marins (34A) (figure 2) et de Hurault (23L) (Thériault et Chevé, 2001), au sud de Gayot. Le granite de Tramont (Atra) a été

daté dans notre région à 2701 ± 4 Ma (site d'échantillonnage # 1 de la figure 3; tableau 1) et représente l'unité archéenne la plus récente du secteur d'étude.

La Suite de Tramont (Atra) se situe dans les portions centre, sud-est et sud-ouest de la région (figure 3). Cette suite se compose d'intrusions de granite leucocrate de formes ovales qui peuvent atteindre plus de 10 km de longueur et environ 5 km de largeur. Elle se compose aussi de dykes et d'injections granitiques, de taille décimétrique à décamétrique, qui coupent l'ensemble des unités archéennes. Ces injections sont particulièrement nombreuses aux bordures des masses granitiques. Les dykes de pegmatite abondent et représentent probablement une phase tardive de cette suite. Le granite peut renfermer des enclaves centimétriques à métriques d'amphibolite foliée ou de roches provenant des lithologies encaissantes. La proportion des enclaves augmente vers la bordure des intrusions.

Le granite de Tramont est de couleur rose pâle à blanc. Sa structure est homogène et massive à faiblement foliée. Dans les zones de déformation, où il se trouve fréquemment, le granite développe une structure mylonitique de type « *striped gneiss* ». La granulométrie du granite est moyenne à grossière dans les grandes masses intrusives alors qu'elle est généralement fine dans les dykes, les injections et les plutons de petite taille.

En lames minces, le granite de Tramont (Atra) est composé essentiellement de feldspath potassique et, dans une moindre mesure, de quartz et de plagioclase en proportions semblables. Le feldspath potassique, le plus souvent du microcline, forme jusqu'à 5 % de phénocristaux. Le quartz présente souvent des sous-grains et une extinction roulante. Le plagioclase est séricitisé et comprend des textures de myrmékite. Le granite contient moins de 5 % de minéraux mafiques, essentiellement la chlorite et la biotite chloritisée. La muscovite est présente en moindre quantité. L'apatite et l'épidote se trouvent en faibles quantités au voisinage des minéraux mafiques. On observe parfois de l'allanite, de la titanite et du zircon dans ces roches.

Paléoprotérozoïque

FORMATION DE SAKAMI (pPsa)

La Formation de Sakami a été définie par Eade (1966), pour désigner une séquence de roches sédimentaires d'âge Protérozoïque qui se présentent en lambeaux isolés, déposés en discordance sur les roches archéennes. Selon les relations de recoupement observées entre cette formation et les différentes familles de dykes de gabbro, l'âge du Sakami se situe entre 2500 Ma et 2216 Ma (Goutier *et al.*, 2001). Dans la partie nord-est de notre région ont retrouvé un lambeau de la Formation de Sakami (figure 3). Eade (1966) a nommé ce dernier « lambeau de la Petite rivière de la Baleine » (*Litte Whale River*) bien que le terme « lambeau de Mildred » soit parfois utilisé dans certaines publications (Holmstead *et al.*, 1981; Moorhead *et al.*, 1999).

Dans notre région, la Formation de Sakami (pPsa) est représentée par un lambeau de roches qui s'étend sur environ 30 km sur un axe orienté ENE-WSW et dont la largeur atteint 7 km (figure 3). La limite sud de la Formation de Sakami correspond à un escarpement de granitoïdes archéens qui coïncide avec une discontinuité sur le levé aéromagnétique (figure 4). Cette limite sud est interprétée comme une faille importante, d'orientation ENE-WSW, associée au Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien (figures 2 et 4). La limite nord de la Formation de Sakami a aussi été interprétée d'après le levé aéromagnétique comme étant une faille ENE-WSW alors que les contacts est et ouest sont interprétés comme des failles NW-SE. Les roches sédimentaires du lambeau forment une séquence homoclinale de direction ENE avec un pendage vers le sud inférieur à 40° .

La stratigraphie interne du « lambeau de Sakami » n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée lors de nos travaux. Toutefois, les travaux de Eade (1966) décrivent de façon complète la séquence rencontrée dans notre région. Eade (1966) divise la formation en deux groupes distincts séparés par une discordance, soit une séquence inférieure de lits rouges, comprenant des conglomérats, des grès arkosiques et des mudstones, et une séquence supérieure composée de grès quartzitique orangé. De façon plus détaillée, il indique que la séquence inférieure débute par un conglomérat polygénique, d'une épaisseur d'environ 30 m, séparé du socle archéen par une zone de régolite. Le conglomérat est composé de galets de granitoïdes variés, provenant probablement du soubassement archéen, supportés par une matrice gréseuse composée de feldspath et de quartz avec une hématisation importante qui lui confère une teinte rouge. Il est surmonté de grès conglomératiques et arkosiques interlités avec des shales sur une épaisseur de 150 m, suivi de 100 m de mudstone gréseux puis de 150 m de conglomérat à fragments de quartz et de granite rose. Eade (1966) interprète les dépôts de la séquence inférieure comme représentatifs d'un environnement de bassin continental de dimension probablement restreinte. La séquence supérieure, d'une épaisseur d'environ 600 m, est entièrement constituée d'un grès quartzitique de teinte orangée. Il est essentiellement composé de grains de quartz très arrondis cimentés par une matrice argileuse. Le grès est lité et forme par endroits des laminations de 2 à 10 mm d'épaisseur. Il est parfois coupé de veines de quartz blanc. Eade (1966) associe le grès quartzitique à un milieu de déposition épicontinental alors que Holmstead et Orr (1981) proposent une origine éolienne.

DYKES DE DIABASE

Les dykes de diabase sont peu abondants et généralement concentrés dans la moitié nord de la région. Leur épaisseur varie de quelques cm à 25 m et ils ne peuvent être représentés sur les cartes à l'échelle de nos travaux.

Ces dykes ont différentes orientations selon leur position géographique. Dans la partie nord de la carte, ils se divisent en deux essais, soit un essai orienté NNW-SSE et un essai orienté E-W à ENE-WSW. Dans la portion sud-est de la carte, les dykes sont orientés NW-SE à WNW-ESE.

Les diabases sont de couleur gris foncé plus ou moins verdâtre ou rougeâtre avec une surface d'altération brune à orangée. Elles forment des corps homogènes. Leur granulométrie est très fine à moyenne avec une texture ophitique à subophitique. Les diabases se composent essentiellement de plagioclase, de clinopyroxène et de magnétite avec des traces de pyrite. Elles sont généralement massives, mais peuvent aussi présenter une déformation fragile-ductile qui se manifeste par le développement d'une schistosité, soulignée par l'apparition de chlorite. Des zones de cisaillement conjuguées, auxquelles est associée de l'hématite, oblitèrent la texture d'origine.

LITHOGÉOCHIMIE

Les éléments majeurs et les éléments en traces ont été analysés sur 117 échantillons de roches représentant les lithologies les plus caractéristiques des principales unités lithostratigraphiques de la région. Les analyses de roches ont été effectuées au Consortium de Recherche minérale (COREM). Les éléments majeurs et certains éléments en traces (Ga, Nb, Rb, Sr, Ta, Y, et Zr) ont été analysés par fluorescence X (XRF) et les éléments Ag, As, Au, Ba, Br, Co, Cr, Cs, Ir, Mo, Ni, Sb, Sc, Th, Se, U, et W analysés par activation neutronique (INAA). Les résultats sont disponibles via la base de données du SIGÉOM et sont partiellement présentés sur les diagrammes des figures 5, 6 et 7.

La plupart des suites identifiées dans la région sont constituées de roches intermédiaires à felsiques (figure 5).

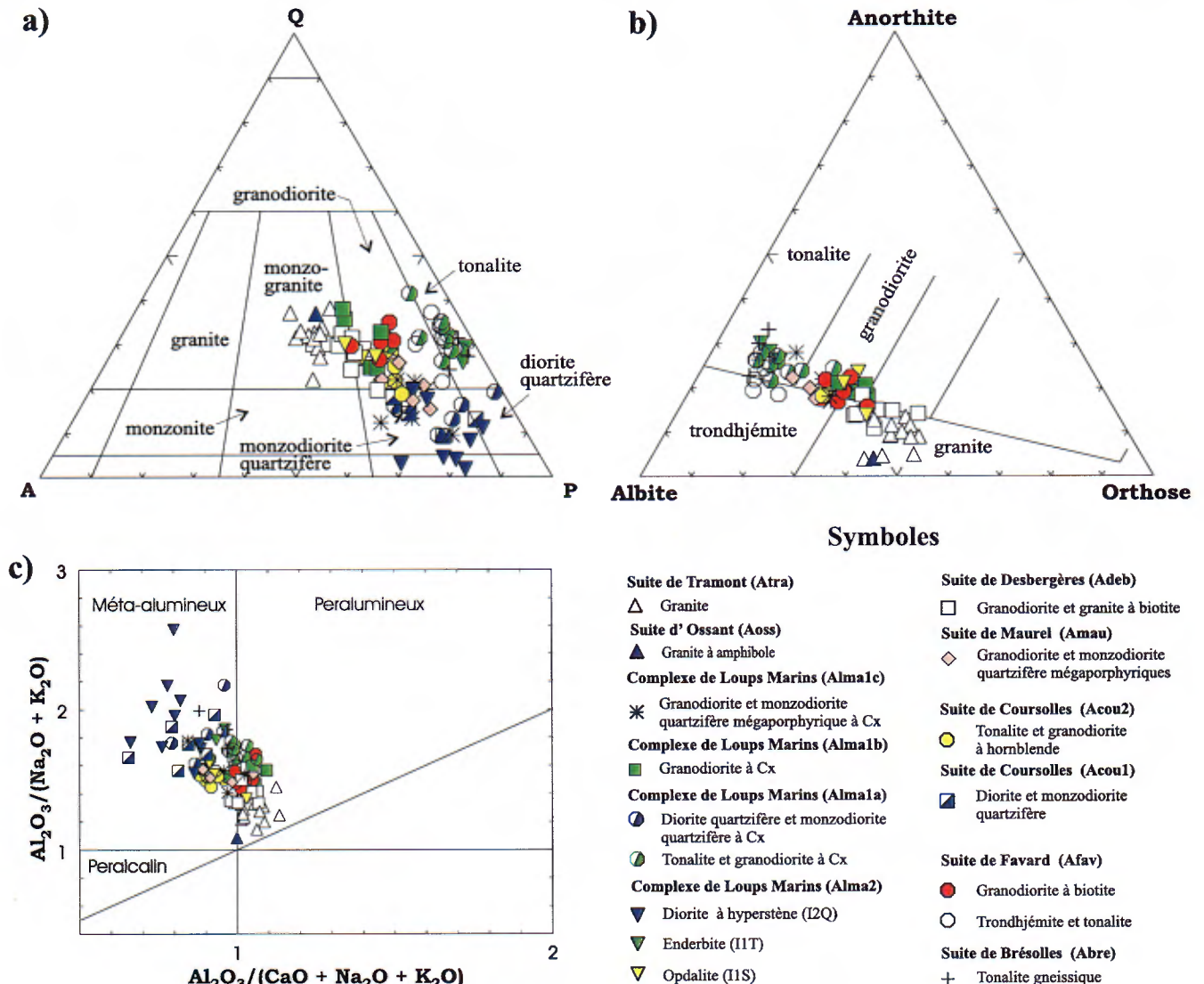


FIGURE 5 – Principales suites intrusives felsiques à intermédiaires de la région du lac Bienville (33 P) dans les diagrammes : a) de Le Maître (1989), b) d'O'Connor (1965) et c) de Maniar et Piccoli (1989).

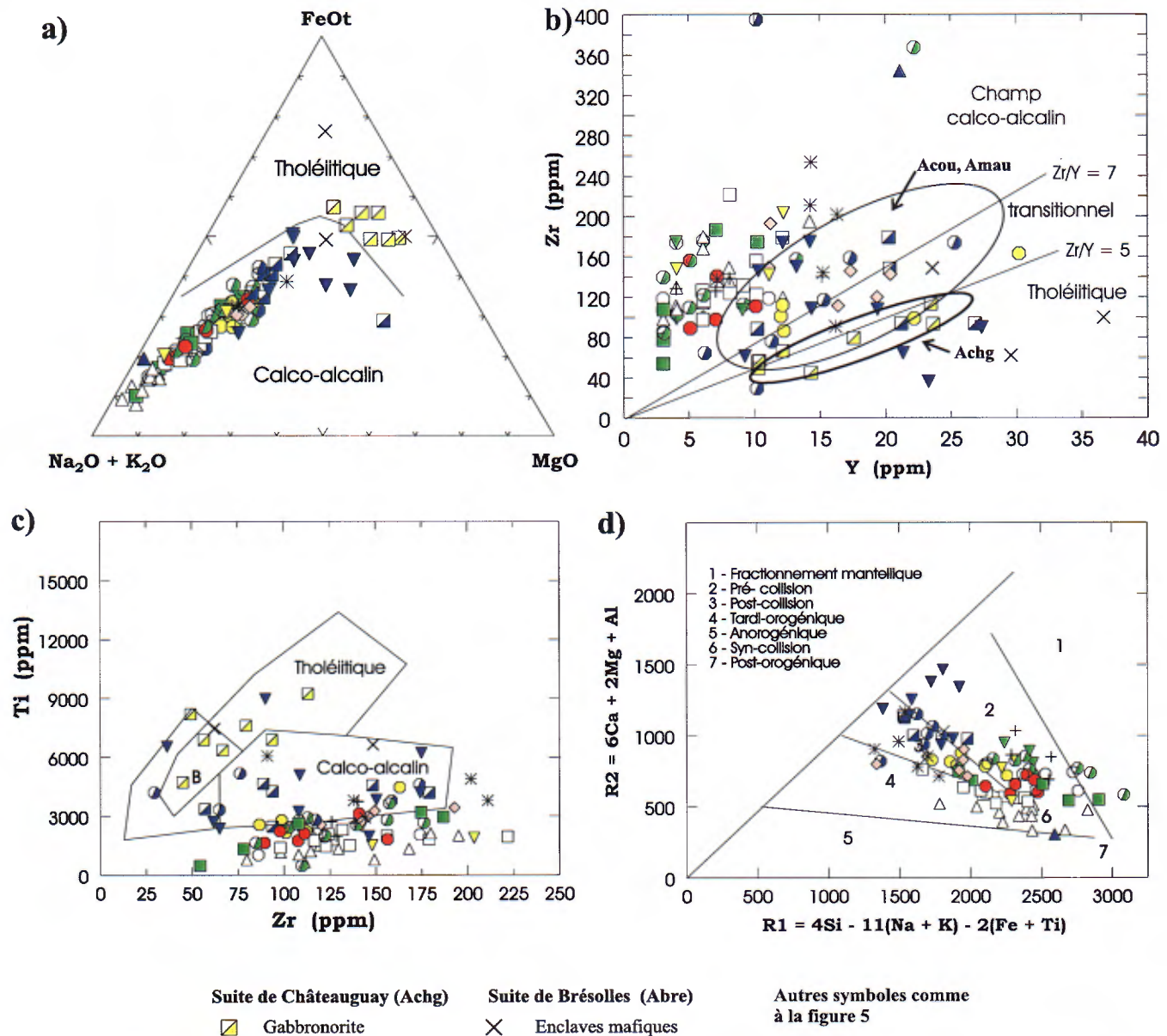


FIGURE 6 – Les suites intrusives de la région du lac Bienville (33P) dans : **a)** le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971), **b)** le diagramme Zr vs Y, **c)** le diagramme Ti vs Zr de Pearce et Cann (1973) et **d)** le diagramme discriminant de Bachelor et Bowden (1985).

Les roches felsiques ont une composition normative qui varie de tonalitique à granitique et les roches intermédiaires, de dioritique à monzodioritique (figures 5a et 5b). Les lithologies felsiques varient de peralumineuses à méta-alumineuses et celles de composition intermédiaire sont méta-alumineuses (figure 5c). L'affinité magmatique des roches felsiques et intermédiaires est calco-alkaline tandis que les intrusions mafiques de la Suite de Châteauguay (Achg) sont d'affinité tholéitique (figures 6a, 6b et 6c). Dans le diagramme discriminant de Bachelor et Bowden (figure 6d), les résultats d'analyses situent les roches de la région dans des environnements géotectoniques variant de pré-collision à tardi-orogénique. Finalement, les diagrammes binaires Al₂O₃, CaO, MgO, TiO₂ et Fe₂O₃ versus SiO₂ indiquent, pour les roches intermédiaires à felsiques, des corrélations en pentes négatives (figures 7a, 7b, 7c, 7d, et

7e), tandis que la teneur en K₂O augmente avec celle en SiO₂ (figure 7f). Les principales caractéristiques géochimiques seront discutées sommairement pour chacune des unités, à l'exception de la Suite monzodioritique de Turbar qui n'a pas été analysée.

Suite de Brésolles

La Suite de Brésolles (Abre) se compose d'une alternance de rubans centimétriques dont la composition varie de tonalitique à dioritique. Dans les diagrammes normatifs de Le Maître (1989) et d'O'Connor (1965) les échantillons choisis pour analyses se situent dans le champ des tonalites (figures 5a et 5b). Ils ont une composition en éléments majeurs et en traces semblable à celle des roches de composition tonalitique de la Suite de Favard et du Complexe

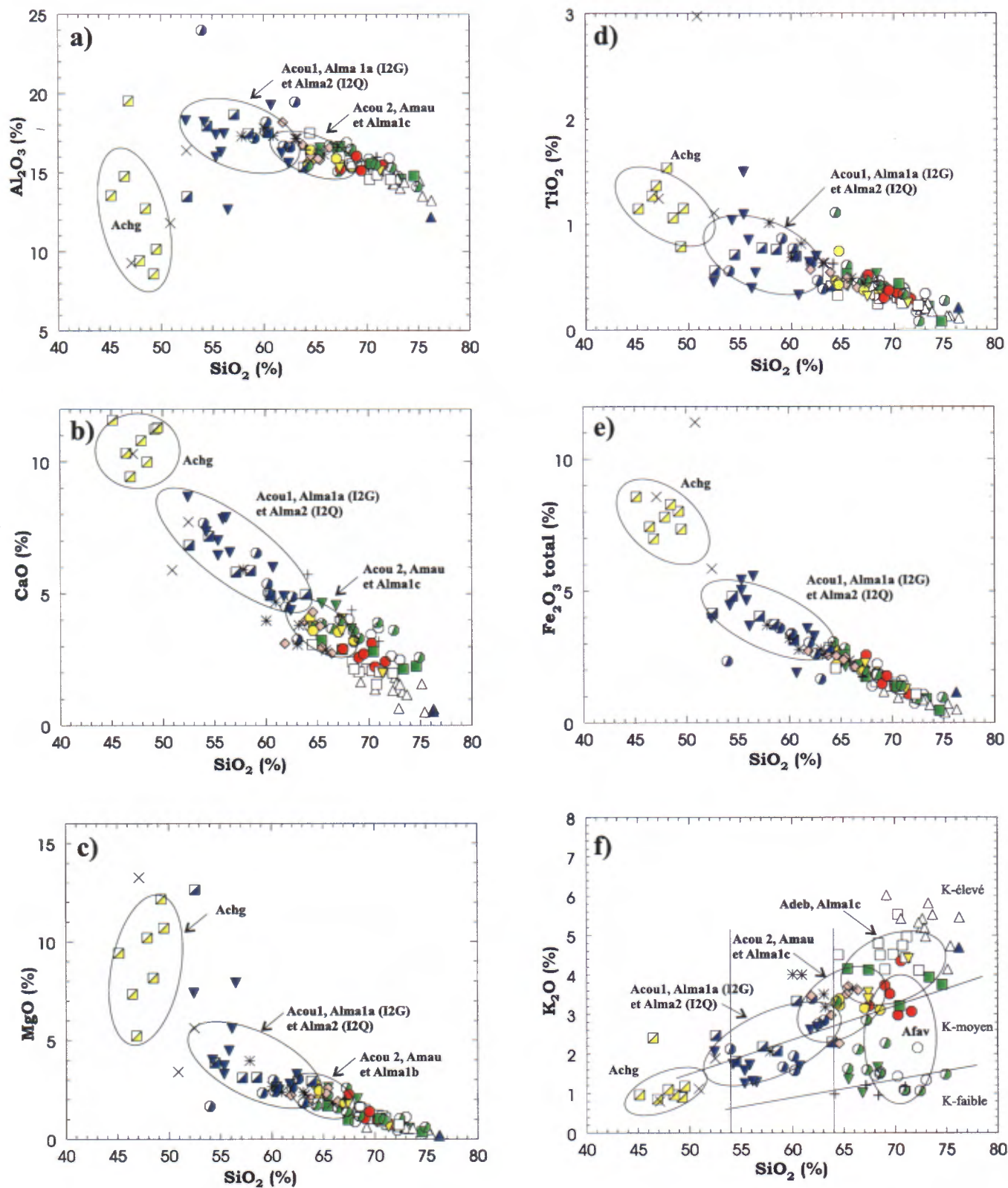


FIGURE 7 – Diagrammes binaires montrant les variations en Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 et K_2O en fonction des concentrations en SiO_2 pour les principales unités lithostratigraphiques de la région du lac Bienville (mêmes symboles que les figures 5 et 6)

de Loups Marins (figures 6 et 7). Ces roches sont faiblement potassiques ($<1,2\%$ K_2O) et leur contenu en SiO_2 varie entre 64 et 71 % (figure 7). Dans le diagramme de Bachelor et Bowden (figure 6d), elles se retrouvent dans le champ correspondant à un environnement tectonique pré-collision.

Des enclaves ou des horizons métriques de composition mafique, encaissés dans la Suite de Brésolles, ont également été analysés (figures 6 et 7). Ces roches sont d'affinité magmatique tholéiitique à transitionnelle (figure 6b) et possèdent un contenu en silice entre 47 et 51 % (figure 7). Bien que l'origine intrusive ou effusive de ces roches mafiques soit indéterminée, leur composition chimique s'apparente à celle des ceintures volcaniques du Complexe de Gayot, rencontrées à l'est de notre région (Gosselin et Simard, 2000).

Suite de Favard

Dans notre région, la Suite de Favard (Afav) se compose de deux fractions lithologiques distinctes mais intimement associées, tel que décrit précédemment. Les échantillons de la fraction tonalitique se situent dans les diagrammes normatifs à l'intérieur du champ des tonalites (figures 5a et 5b) et parfois celui des trondhjémites (figure 5b). La fraction granodioritique, que l'on associe à des injections tardives dans les tonalites, a également été analysée. Dans le diagramme normatif d'O'Connor (figure 5b), ces échantillons se concentrent dans un secteur restreint voisinant le point de rencontre des champs granodiorite, trondhjémite et granite. Ces granodiorites sont identiques sur le plan mégascopique aux granodiorites à biotite de la Suite de Desbergères (Adeb) et sont considérées comme des équivalents. Elles sont toutefois moins potassiques avec une concentration en K_2O se situant généralement entre 2,9 et 3,8 % plutôt qu'entre 4 et 5 % (figure 7f). De plus, les granodiorites de la Suite de Favard possèdent dans la plupart des diagrammes une composition moyenne entre les tonalites de cette même suite et les granodiorites de la Suite de Desbergères (figures 5 et 6d), ceci étant possiblement relié à l'assimilation d'une certaine quantité de matériel tonalitique dans le magma granodioritique. Dans le diagramme de Bachelor et Bowden (figure 6d), les tonalites et les granodiorites de la Suite de Favard se trouvent majoritairement dans le champ correspondant à un environnement tectonique pré-collision. Généralement, les résultats d'analyse lithogéochimique font bien ressortir la composition mixte de la Suite de Favard. Rappelons que ces mêmes particularités ont été rencontrées dans les régions de Loups Marins et de Maricourt (sous-unité Afav1b de la Suite de Favard dans Gosselin *et al.*, 2001 et Simard *et al.*, 2000).

Suites de Coursolles et de Maurel

Les observations de terrain suggèrent qu'il existe une relation génétique étroite entre les suites de Coursolles (Acou) et de Maurel (Amau). La Suite de Coursolles se

compose d'une unité constituée principalement de diorites et de monzodiorites quartzifères (Acou1) et d'une unité hétérogène (Acou2) constituée de tonalite à hornblende (I1D à Hb) injectée par une phase tardive de granodiorite plus ou moins porphyrique. La Suite de Maurel (Amau) correspond à de larges intrusions (figure 3) qui se composent essentiellement de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à texture mégaporphyrique. Ces roches du Maurel sont considérées comme appartenant à la même phase granodioritique que celle observée en injections dans les unités de la Suite de Coursolles. Mentionnons que ces unités se composent généralement de plus de 10 % de minéraux mafiques (hornblende et biotite), ce qui peut influencer le calcul de la norme et la position des échantillons analysés à l'intérieur des diagrammes normatifs de classification des figures 5a et 5b.

Les échantillons analysés de l'unité Acou1 ont une composition normative variant de diorite quartzifère à monzodiorite quartzifère et ceux de l'unité Acou2 se composent essentiellement de granodiorite avec certaines analyses à la limite des champs monzodioritique (figure 5a) ou trondhjémitique (figure 5b). La Suite de Maurel montre une composition fort semblable variant de granodiorite à monzodiorite quartzifère (figure 5a). Dans les diagrammes de Irvine et Baragar (figure 6a) et de Pearce et Cann (figure 6c), les suites de Coursolles et de Maurel montrent une affinité magmatique calco-alkaline tandis que dans le diagramme Zr vs Y (figure 6b) plusieurs échantillons se retrouvent à l'intérieur du champ transitionnel (rapport Zr/Y entre 5 et 7). Mentionnons que cette affinité magmatique particulière, à la limite entre les champs calco-alkalin et transitionnel, a aussi été observée pour la Suite de Coursolles dans la région de Loups Marins (voir figure 6g dans Gosselin *et al.*, 2001) ainsi que dans celle de Maricourt (voir figure 6b dans Simard *et al.*, 2000). Dans le diagramme de Bachelor et Bowden (figure 6d), les échantillons de la Suite de Coursolles se retrouvent dans un champ correspondant à un environnement tectonique pré-collision à post-collision tandis que ceux du Maurel sont majoritairement dans le champ post-collision.

Suite de Châteauguay

La Suite de Châteauguay (Achg) correspond à des intrusions mafiques à ultramafiques. Les échantillons analysés montrent une affinité magmatique tholéiitique, près du champ transitionnel, avec un rapport Zr vs Y moyen d'environ 4,5 (figures 6a, 6b et 6c). Leur contenu en MgO varie de 5 à 12 % (figure 7) ce qui les classe parmi les gabbros et les gabbros magnésiens.

Suite de Desbergères

La Suite de Desbergères (Adeb) est définie dans les régions avoisinantes comme une unité granodioritique (Gosselin *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001). Dans notre

région, elle semble légèrement plus potassique. En effet, les échantillons analysés ont une composition normative variant de granodioritique à monzogranitique (figures 5a et 5b). Ils se distinguent néanmoins des granites appartenant aux suites de Tramont (Atra) et d'Ossant (Aoss) par une concentration généralement plus faible en SiO_2 et en K_2O (figure 7f) et légèrement supérieure en Al_2O_3 , CaO , TiO_2 et Fe_2O_3 (figures 7a, 7b, 7d et 7e). Dans le diagramme de Bachelor et Bowden (figure 6d), ils se concentrent dans les champs représentant un environnement tectonique syn-collision à tardi-orogénique.

Complexe de Loups Marins

Le Complexe de Loups Marins (Alma) correspond à un ensemble granulitique constitué d'une unité à clinopyroxène (Alma1) et d'une unité à orthopyroxène (Alma2). Les observations et relations de terrain suggèrent que les sous-unités à clinopyroxène Alma1a, Alma1b et Alma1c sont équivalentes à différentes suites rencontrées dans la région (tableau 1). Les résultats lithogéochimiques appuient également cette interprétation. Les tonalites et granodiorites à clinopyroxène de la sous-unité Alma1a du Complexe de Loups Marins montrent des particularités lithogéochimiques similaires aux tonalites de la Suite de Favard (Afav) et parfois aux granodiorites de l'unité Acou2 de la Suite de Coursolles (figures 5, 6, 7). Les diorites et monzodiorites quartzifères à clinopyroxène de cette même sous-unité (Alma1a) se comparent plus particulièrement aux roches dioritiques de l'unité Acou1 de la Suite de Coursolles (figures 5, 6 et 7). De même, les granodiorites de la sous-unité Alma1b du Complexe de Loups Marins se comparent chimiquement à la Suite de Desbergères (Adeb). Enfin, les granodiorites et monzodiorites quartzifères mégaporphyriques de la sous-unité Alma1c se comparent aux granodiorites de la Suite de Maurel (Amau).

Le Complexe de Loups Marins contient des intrusions à orthopyroxène qui sont représentées par l'unité Alma2. Les échantillons appartenant à cette unité qui ont été analysés se composent principalement de diorites à hyperstène (I2Q), d'enderbite (I1T) et, plus rarement, d'opdalite (I1S). Il semble difficile de distinguer ces lithologies chimiquement des autres unités régionales de même nature (figures 5, 6 et 7). Mentionnons néanmoins que les diorites à hyperstène et les enderbites possèdent généralement des concentrations légèrement moins élevées en SiO_2 et en K_2O (figure 7f) comparativement aux lithologies semblables rencontrées dans les autres unités.

Suites de Tramont et d'Ossant

Les suites de Tramont (Atra) et d'Ossant (Aoss) se composent de granite respectivement caractérisé par la biotite et l'amphibole. Dans la majorité des diagrammes représentés aux figures 5, 6 et 7, les échantillons provenant de la Suite de Tramont montrent une composition relativement

homogène et distincte des autres unités. Un seul échantillon appartenant à la Suite d'Ossant a été analysé. Les résultats obtenus indiquent une composition chimiquement similaire aux granites de la Suite de Tramont quoique les concentrations en zirconium et yttrium de l'Ossant soient plus élevées (figure 6b), ce qui pourrait refléter une source plus évoluée et possiblement plus tardive.

RELATIONS STRATIGRAPHIQUES RÉGIONALES

Les travaux réalisés depuis 1998 dans les régions de Gayot, de Maricourt, de Loups Marins et de Bienville complètent la couverture géologique d'un quadrilatère de plus de 55 000 km². La figure 2 présente une compilation géologique révisée de ces régions. La légende identifie chaque unité selon sa composition lithologique et son appartenance à une entité lithodémique régionale. Le tableau 1 précise les relations stratigraphiques suggérées entre les principales unités et sous-unités définies et décrites dans chacune de ces quatre régions. Dans ce tableau, les codes stratigraphiques (Afav, Acou etc.) font référence autant que possible à ceux utilisés dans les rapports antérieurs concernant chacune de ces régions (Gosselin et Simard, 2000; Gosselin *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001). Toutefois, les données cartographiques acquises depuis quelques années ont amené, dans certains cas, à reconsidérer certaines interprétations. Lorsque la position stratigraphique est modifiée par rapport à l'interprétation originale présentée dans ces rapports, le code stratigraphique est précédé d'un astérisque comme par exemple *Acou1. La compilation des âges isotopiques obtenus dans ces régions indique que des lithologies identiques et assignées à la même unité lithodémique peuvent être reliées à des phases intrusives d'âges différents. Ces phases sont identifiées à l'intérieur du tableau 1 par (T) pour phase tardive et (P) pour phase précoce. Finalement, la mention « *présumée* » signifie que la présence de l'unité dans la région est possible mais interprétative et qu'elle ne peut être vérifiée à partir des données actuelles.

Cette synthèse préliminaire se base essentiellement sur les caractéristiques et les associations lithologiques rencontrées, sur les relations de recoupement observées ainsi que sur les données géochronologiques obtenues. Elle vise à uniformiser l'ensemble des données recueillies dans ces quatre régions et à faciliter la compilation régionale des travaux réalisés dans le cadre du projet Grand-Nord, depuis 1998.

La Suite de Brésolles (Abre) est une unité distinctive, relativement facile à identifier. Elle a été reconnue dans toutes les régions considérées dans cette synthèse (figure 2).

Les âges isotopiques obtenus sont cohérents et la situent entre 2803 ± 4 et 2811 ± 8 Ma (tableau 1).

La *Suite de Sem* (Asem) a été identifiée uniquement dans la région de Loups Marins (figure 2). Elle représente une unité tonalitique particulière, riche en biotite et d'étendue restreinte. Sa relation temporelle avec les autres unités demeure inconnue et elle n'est donc pas représentée dans le tableau 1.

La *Suite de Favard* (Afav) couvre une portion importante du territoire (figure 2). Bien qu'elle soit caractérisée principalement par des trondhjémites et des tonalites à biotite, ces roches sont souvent envahies par une fraction granodioritique à granitique importante, associée à un phénomène de « granitisation » (voir le chapitre sur la Lithostratigraphie). D'abord décrite comme des trondhjémites « migmatisées » dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001), puis comme trondhjémites « granitisées » dans les régions de Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) et du lac Bienville (présent rapport), cette unité de composition hétérogène constitue l'essentiel de la Suite de Favard dans ces trois régions (figure 2). Elle a de plus été identifiée au cours de l'été 2001, après vérification sur le terrain, dans le secteur ouest de la région de Gayot (figure 2, tableau 1). Dans la région du lac Bienville, l'analyse d'un échantillon provenant de l'unité granitisée de la Suite de Favard (site d'échantillonnage # 4 de la figure 3) a révélé deux populations distinctes de zircons. La première population a livré un âge de 2713 ± 2 Ma interprété comme représentant l'âge de cristallisation de la fraction granodioritique. Le phénomène de « granitisation » qui affecte le Favard semble donc d'âge comparable à celui de la Suite granodioritique de Desbergères (Adeb), datée dans la région de Loups Marins (34A) à 2714 ± 12 Ma (tableau 1). La seconde population de zircons a livré un âge de 2741 ± 4 Ma, ce qui correspond approximativement aux âges obtenus pour les trondhjémites du Favard dans les régions de Gayot ($2,73$ Ga) et de Maricourt (2749 ± 4 Ma et $2754 \pm 11/-9$ Ma; tableau 1).

Dans la région de Gayot (23M), une unité dioritique (Afav1; I2J-I2J) avait été assignée à la Suite de Favard (Gosselin et Simard, 2000). Cette unité est maintenant considérée comme appartenant à la phase tardive de la Suite de Coursolles (Acou) en raison de nouvelles observations et données obtenues au cours des travaux subséquents (tableau 1). Dans les régions de Maricourt et de Loups Marins, une sous-unité relativement restreinte de trondhjémite (Afav1a; I1E) a été définie (tableau 1). Cette unité est caractérisée par la présence de nombreux niveaux de gneiss tonalitiques (M1) représentant probablement des enclaves de la Suite de Brésolles (Abre).

La *Suite de Coursolles* (Acou) se compose principalement de tonalites et de granodiorites à hornblende, communément associées avec des diorites quartzifères. La compilation des données géochronologiques et les associations lithologiques rencontrées dans l'ensemble des régions nous permettent de diviser le Coursolles en deux phases intrusives distinctes soit une phase précoce (P) et une phase tardive

(T; tableau 1). Celles-ci sont toutefois lithologiquement semblables et n'ont pu être différenciées sur le terrain et sur les cartes (figure 2). La phase précoce de la Suite de Coursolles (Acou-P) a été reconnue dans la partie NE de la région de Loups Marins (34A). Deux intrusions de tonalite à hornblende y ont été datées (sites d'échantillonnages No 2 et 3 à la figure 3 dans Gosselin *et al.*, 2001) et des âges isotopiques de 2756 ± 8 et de 2758 ± 11 Ma ont été obtenus (tableau 1). Ces intrusions assignées au Coursolles pourraient correspondre à une phase précoce de la Suite de Favard, ce qui expliquerait certaines relations de recoupement observées ponctuellement dans la région de Maricourt et montrant des tonalites à hornblende de type « Coursolles » injectées par des trondhjémites de type « Favard » (Simard *et al.*, 2001). La phase tardive du Coursolles (Acou-T) semble constituée la plus grande proportion de cette suite et l'association « diorite quartzifère et tonalite à hornblende » y est plus manifeste. Dans la région de Maricourt (24D), où la Suite de Coursolles a été définie, une tonalite à hornblende a livré un âge isotopique de $2718 \pm 11/-8$ Ma (tableau 1). Dans la région du lac Bienville (33P), la Suite de Coursolles montre les mêmes associations lithologiques que dans Maricourt et un nouvel âge isotopique de 2719 ± 2 Ma a été obtenu sur une diorite (I2J) de l'unité Acou1. Mentionnons que les diorites et les diorites quartzifères (I2J-I2I) qui avaient été assignées à la Suite de Châteauguay dans la région de Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) sont maintenant considérées comme appartenant au Coursolles. Il en va de même pour l'unité Afav1 qui avait été assignée à la Suite de Favard dans la région de Gayot (tableau 1).

La Suite de Coursolles, à l'instar de la Suite de Favard, comprend une unité de tonalites à hornblende « granitisées » (figure 2). Le phénomène de granitisation affectant ces tonalites se compare à celui décrit à l'intérieur de la Suite de Favard. L'unité se compose d'une fraction tonalitique envahie par une fraction granodioritique plus ou moins importante. La fraction granodioritique est tardive et se caractérise souvent par la présence de phénocristaux de feldspath potassique. Elle se compare lithologiquement aux intrusions mégaporphyriques de la Suite de Maurel (Amau) et semble, tout au moins en partie, génétiquement associée à cette suite.

La *Suite de Châteauguay* (Achg), telle que définie dans la région de Maricourt (24D), représente des intrusions peu étendues, de composition mafique à ultramafique. On ne dispose d'aucune donnée isotopique spécifique sur cette unité. Toutefois, diverses observations permettent de la positionner approximativement par rapport aux autres suites (tableau 1). Dans la région de Maricourt (24D), les intrusions de la Suite de Châteauguay sont considérées comme étant tardives par rapport aux suites de Favard et de Coursolles (Simard *et al.*, 2001). Elles sont donc probablement plus jeunes que $2718 \pm 11/-8$ Ma, soit l'âge obtenu dans ce secteur pour la phase tardive de la Suite de Coursolles (Acou2, tableau 1). Dans la région des Loups Marins (34A) ainsi que dans celle de Bienville (33P), ces

intrusions sont souvent injectées par des intrusions à orthopyroxène (Alma2) associées au Complexe de Loups Marins, soulignant un âge plus ancien que 2694 ± 3 Ma, soit l'âge le plus jeune obtenu pour cette unité (tableau 1). De plus, dans la région de Loups Marins, des enclaves gabbroïques ont été observées à l'intérieur de granodiorites appartenant à la phase précoce de la Suite de Desbergères (voir plus bas) et datée dans cette région à 2714 ± 12 Ma (Adeb-P, tableau 1). Si ces enclaves de gabbro appartiennent effectivement à la Suite de Châteauguay, cette relation restreint l'âge du Châteauguay entre celui de la phase précoce de la Suite de Desbergères (2714 ± 12 Ma) et celui de la phase tardive du Coursolles ($2718 \pm 11/-8$ Ma, dans Maricourt et 2719 ± 2 Ma dans Bienville; tableau 1).

Les suites de Desbergères (Adeb) et de Maurel (Amau) sont les principales unités granodioritiques de la région. Les résultats géochronologiques indiquent que chacune de ces suites est représentée par deux phases intrusives distinctes : une phase précoce (P) et une phase tardive (T). La phase précoce de la Suite de Desbergères (Adeb) a été identifiée dans la région de Loups Marins (34A) et datée à 2714 ± 12 Ma (tableau 1). Dans la région de Bienville (33P), la présence de cette phase du Desbergères est déduite à partir d'un âge de 2709 ± 2 Ma obtenu sur des granodiorites à clinopyroxène de l'unité Alma1b du Complexe de Loups Marins, unité considérée équivalente au Desbergères (tableau 1). La phase précoce associée à la Suite de Maurel a été identifiée au cours de la présente étude dans la région de Bienville où un âge de 2707 ± 5 Ma a été obtenu (tableau 1). Dans la région de Loups Marins, la Suite de Lussay (Alus), considérée équivalente à l'unité Alma1c du Complexe de Loups Marins ainsi qu'à la Suite de Maurel, a fourni un âge comparable de 2713 ± 5 Ma (tableau 1).

La phase tardive associée aux suites de Desbergères et de Maurel a été la première à être identifiée lors des travaux réalisés dans les régions de Gayot et de Maricourt (Gosselin et Simard, 2000; Simard et al., 2001). Les intrusions assignées à ces suites ont rendu des âges isotopiques se situant aux environs de 2685 Ma (tableau 1), ce qui correspond à des âges beaucoup plus jeunes que ceux de la phase précoce (tableau 1). Sur le plan lithologique, toutefois, on ne peut distinguer ces deux phases. Il apparaît donc difficile avec les données actuelles d'élaborer sur la distribution régionale de l'une ou l'autre de ces phases. Mentionnons néanmoins, qu'il semble que les intrusions associées à la phase précoce du Desbergères et du Maurel soient plus abondantes dans les régions de Loups Marins et de Bienville bien qu'aucune indication ne permette de confirmer ou d'infirmer la présence d'intrusions reliées à la phase tardive. Inversement, dans les régions orientales de Maricourt et de Gayot, la phase tardive semble prédominer tandis que la présence de la phase précoce ne peut être que présumée (tableau 1).

Le Complexe de Loups Marins représente un ensemble lithodémique important qui couvre la partie occidentale des régions de Loups Marins et de Bienville (figure 2). Il

est constitué d'intrusions à orthopyroxène (Alma2) et de roches à clinopyroxène (Alma1).

L'unité à clinopyroxène (Alma1) du Complexe est équivalente à d'autres unités régionales de composition et d'âges variés (tableau 1). Une granodiorite (IIC à CX) de la sous-unité Alma1b, considérée équivalente à la Suite de Desbergères (Adeb-P), a donné un âge de 2709 ± 2 Ma (tableau 1). Dans la région de Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001), la Suite de Lussay (Alus) qui est équivalente à la sous-unité Alma1c de la région de Bienville, a livré un âge isotopique de 2713 ± 5 Ma (tableau 1). Comme mentionné plus haut, cet âge se compare à celui de 2707 ± 5 Ma obtenu sur une granodiorite porphyrique de la Suite de Maurel (Amau) dans la région de Bienville (tableau 1).

L'unité à orthopyroxène du Complexe de Loups Marins (Alma2) a été datée dans la région du même nom à 2694 ± 3 Ma et dans celle de Bienville, à 2720 ± 2 Ma (tableau 1). Ces résultats indiquent que la mise en place de ces intrusions pourrait correspondre : 1) à deux phases intrusives distinctes d'âges différents, 2) à des intrusions charnockitiques mises en place sur une période plus ou moins continue s'étalant sur environ 25 Ma. Cette seconde interprétation est privilégiée au tableau 1 en raison des âges de $2709 \pm 3/-2$ et de 2697 ± 8 Ma (David, communication personnelle) obtenues plus au nord, dans la région de Nedlouc (34H, figure 1), pour les suites charnockitiques de Lippens et de MacMahon. Ces âges soulignent différentes périodes d'intrusions charnockitiques à l'intérieur de cet intervalle.

Le Complexe de Du Gué (Adug), défini dans la région de Maricourt (24D), montre plusieurs points communs avec celui de Loups Marins. On y retrouve des phases primaires à orthopyroxènes (enderbites, charnockites mégaporphyriques) ainsi que des roches métamorphosées équivalentes aux unités régionales avoisinantes (Simard *et al.*, 2001; tableau 1). Toutefois, ces roches métamorphosées sont caractérisées par l'omniprésence de l'orthopyroxène, ce qui indique un faciès métamorphique plus élevé que celui représenté par les unités à clinopyroxène du Complexe de Loups Marins. De plus, le Complexe de Du Gué se compose de nombreux lambeaux de roches volcano-sédimentaires granulitiques ainsi que de diatexites. Un échantillon de tonalite à orthopyroxène du Du Gué a livré un âge d'environ 2729 Ma (tableau 1). L'origine ignée ou métamorphique de cette roche à orthopyroxène n'a toutefois pu être déterminée.

La Suite de Tramont (Atra) a été définie dans la région de Gayot (23M) et correspond à des intrusions granitiques tardives qui recoupent l'ensemble des autres unités archéennes (tableau 1). Les relations de recoupement de ces intrusions suggèrent un âge relatif plus jeune que 2685 Ma, soit l'âge de la phase tardive de la Suite de Maurel (Amau-T, tableau 1). Toutefois, dans la région de Bienville, un âge isotopique de 2701 ± 4 Ma a été obtenu sur une masse granitique assignée à la Suite de Tramont, ce qui indique qu'une certaine proportion de ces granites appartient à une

phase intrusive plus précoce (tableau 1). Cette situation se compare à celle des suites de Coursolles, de Desbergères et de Maurel. Les âges obtenus indiquent que ces unités lithodémiques sont associées à plus d'une phase intrusive. L'âge bimodal de chacune de ces suites souligne également les limites que représentent les divisions essentiellement lithologiques à l'intérieur d'un cadre intrusif régional complexe.

Finalement, les *suites d'Ossant* (Aoss) et de *Turbar* (Atub) sont restreintes à la région de Bienville. Elles correspondent à des lithologies particulières et rarement rencontrées. Bien qu'il semble s'agir d'intrusions tardives par rapport aux autres unités archéennes régionales, on ne dispose d'aucune information géochronologique permettant de les situer à l'intérieur du tableau 1.

MÉTAMORPHISME

Les roches volcano-sédimentaires renferment généralement les assemblages minéralogiques les plus diagnostiques du faciès métamorphique. Dans la région du lac Bienville, l'absence de ces roches rend l'interprétation des conditions de métamorphisme plus difficile. Les roches exposées sont essentiellement des intrusions felsiques et leur minéralogie ne permet pas toujours d'identifier le faciès métamorphique avec certitude. Les textures de recristallisation jouent donc un rôle important dans l'évaluation des conditions du métamorphisme.

Les roches de la région sont caractérisées par des assemblages métamorphiques variant du faciès des amphibolites à celui des granulites. Aux limites de certaines zones de failles, un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts est associé à la déformation et à la circulation de fluides hydrothermaux tardifs.

Les roches à l'extérieur du Complexe de Loups Marins sont généralement affectées par un métamorphisme au faciès moyen des amphibolites. Elles sont caractérisées par l'assemblage minéralogique à biotite verte + hornblende verte + plagioclase + quartz \pm épidote \pm muscovite. Localement, les roches du secteur oriental atteignent le faciès supérieur des amphibolites ou celui des granulites. Ces phénomènes locaux, non cartographiables à l'échelle de nos travaux, ont notamment été observés dans les gneiss de la Suite de Brésolles (Abre) et dans les suites de Favard (Afav) et de Coursolles (Acou). Ils se caractérisent par l'apparition de roches contenant du clinopyroxène, de la biotite rouge et du plagioclase de teinte rouge saumon.

Le Complexe de Loups Marins, qui occupe les secteurs occidental et central de la région, est caractérisé par des assemblages minéralogiques typiques d'un métamorphisme élevé. En général, l'unité à orthopyroxène (Alma2) se situe au cœur du complexe. Les roches de cette unité sont représentées par l'assemblage à orthopyroxène + clinopyroxène + biotite brun-rouge + plagioclase + quartz \pm hornblende

verte. La texture granoblastique, qui domine dans ces roches, témoigne d'une recristallisation dans des conditions de pression et température élevées et typiques du faciès des granulites. Cependant, certains secteurs exhibent une texture ignée primaire avec des pyroxènes automorphes bien préservés. Cette texture indique que des intrusions à orthopyroxène primaire, d'origine charnockitique, se sont mises en place dans le complexe. La coexistence de ces faciès indique aussi que les conditions de pression et de température élevées se sont poursuivies après la mise en place des intrusions à orthopyroxène, ce qui a entraîné une recristallisation métamorphique. L'unité à orthopyroxène (Alma2) est entourée d'une auréole plurikilométrique formée par l'unité à clinopyroxène (Alma1). Cette dernière est caractérisée par l'assemblage à clinopyroxène + biotite rougeâtre + plagioclase + quartz \pm hornblende verte. Les textures ignées sont dominantes dans l'unité à clinopyroxène, bien que des textures granoblastiques soient souvent observées. L'assemblage minéralogique et les textures indiquent que ces roches se sont formées ou ont été métamorphisées dans des conditions de pression et de température typiques du faciès supérieur des amphibolites ou inférieur des granulites. Tel que mentionné au chapitre de la « Lithostratigraphie », l'unité à clinopyroxène (Alma1) pourrait être un équivalent des suites comportant des assemblages minéralogiques au faciès des amphibolites, mais qui ont été métamorphisées ou formées dans des conditions de pression et de température plus élevées. Cette hypothèse est appuyée par des compositions chimiques semblables entre les roches à clinopyroxène et celles au faciès amphibolite, bien que leurs minéralogies soient différentes.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Sur le plan structural, la région du lac Bienville (33P) se compare, à bien des égards, à celles de Gayot (23M) à l'est, de Maricourt (24D) au nord-est et de Loups Marins (34A) au nord. Dans ces régions, le grain structural dominant est orienté NW-SE, direction qui caractérise la partie sud de la Sous-province de Minto (Percival *et al.*, 1992). Le tableau 2 compare sommairement les principaux éléments structuraux associés aux phases de déformation régionale. La figure 8 donne un aperçu de l'attitude de la foliation régionale F2 de la région du lac Bienville ainsi que la distribution des failles et des plis régionaux. La figure 9 donne les limites des domaines structuraux de la région et une compilation des mesures de la foliation régionale (F2).

Éléments structuraux et phases de déformation

Les événements tectoniques qui ont affecté la région peuvent être associés à cinq phases de déformation (tableau 2).

TABEAU 2 – Présentation des principaux éléments structuraux associés aux phases de déformation (D1 à D5) qui ont affecté les régions de Gayot (Gosselin et Simard, 2000), de Maricourt (Simard *et al.*, 2001), de Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) et celle de Bienville (présent rapport).

Phases	Région de Loups Marins (33A)	Phases	Région de Bienville (33P)	Phases	Régions de Gayot (23M) et de Maricourt (24D)
	Descriptions		Descriptions		Descriptions
D5	-Failles F5 tardives, ENE-WSW à NNE-SSW, peu développées, mouvement indéterminé.	D5	-Failles F5 tardives, ENE-WSW à NNE-SSW, bien développées, associées à une déformation fragile, mouvement indéterminé. Pourraient avoir exercées un contrôle sur le Couloir de Saindon-Cambrien.	D5	- Failles F5, ENE-WSW à NNE-SSW, mouvement inverse. Les failles de Châteauguay et de Vaujours seraient associées à cette phase.
D4	- Failles F4 anastomosées, NW-SE à E-W. Fabrique mylonitique bien développée avec zones sulfurées dans le secteur de la faille d'Alegrain. La faille régionale de Loups Marins représente un segment de direction E-W du système principal généralement NW-SE. - Plis P4, WNW-ESE à NW-SE, ouverts à serrés, entraînés le long des failles NW-SE.	D4	- Failles F4, NW-SE, correspondant à des zones de cisaillement fortement foliées à mylonitiques. - Plis P4, NW-SE, ouverts à serrés, entraînés le long des failles NW-SE.	D4	- Failles F4, NW-SE, avec développement local d'un clivage de crénulation. - Plis P4, WNW-ESE à NW-SE, ouverts à serrés, entraînés le long des failles NW-SE.
D3	- Présence locale de plis ENE-WSW possiblement reliés à cette phase.	D3	-Plis P3, ENE-WSW à NNE-SSW (sans foliation associée), réorientés localement par la phase de déformation D4.	D3	- Plis P3, NE-SW à NNE-SSW (sans foliation associée), réorientés localement par la phase de déformation D4.
D2	- Foliation régionale F2.	D2	- Foliation régionale F2	D2	- Foliation régionale F2
D1	- Reliques d'une foliation précoce F1 antérieure à la foliation régionale dans des enclaves.	D1	- Reliques d'une foliation précoce F1 antérieure à la foliation régionale dans des enclaves.	D1	- Reliques d'une foliation précoce F1 antérieure à la foliation régionale dans des enclaves.

La phase D1 est interprétée à partir d'une foliation précoce F1, à angle par rapport à la foliation régionale. Elle a été observée dans quelques enclaves mafiques contenues dans les gneiss de la Suite de Brésolles. Cette foliation précoce (F1) avait aussi été notée dans les enclaves des gneiss des régions avoisinantes et représente le seul vestige de la phase D1 (tableau 2).

La phase D2, associée à la foliation régionale F2, affecte toutes les roches archéennes de la région et se manifeste avec une intensité variable. Les unités plus jeunes sont généralement moins bien foliées que les plus anciennes. La distinction entre la gneissosité présente à l'intérieur des enclaves du Brésolles (F1) et la foliation régionale F2 n'a pu être déterminée. Ces structures sont orientées parallèlement l'une à l'autre et aucune relation de recoupement n'a été observée. Cependant, des plis isoclinaux, localement replissés, affectent la gneissosité observée dans la Suite de Brésolles. Ce type de déformation n'est pas observé au niveau de la foliation F2 qui affecte les unités plus jeunes de la région. Des phases de déformation subséquentes (D3 et D4) ont réorienté, plissé ou accentué la foliation régionale F2.

La phase D3 a été identifiée principalement dans les régions de Gayot (23M) et de Maricourt (24D). Elle se caractérise par des plis dont les traces de plan axial, sans schistosité associée, sont orientées ENE-SSW à NNE-SSW. Ces plis sont souvent oblitérés par la déformation D4 (tableau 2). Dans la région de Bienville cette phase de déformation D3 est restreinte aux domaines structuraux 2a et 2b, localisés dans la partie sud-est de la région (figures 8 et 9). Ces deux domaines correspondent à la limite approximative de la Sous-province de La Grande (figure 2) à laquelle sont associés les plis P3 (figures 8 et 9).

La phase D4 est à l'origine de l'orientation dominante NW-SE de la majorité des éléments structuraux rencontrés dans les régions de Gayot, de Maricourt, de Loups Marins et de Bienville (tableau 2). Cette phase de déformation a plissé la foliation régionale F2 et produit des plis P4 de direction NW-SE, ouverts à serrés et sans schistosité de plan axial. Un réseau bien développé de failles F4 de même orientation est également associé à cette phase (domaines 3 et 4, figures 8 et 9). Ces failles définissent des couloirs de quelques dizaines de kilomètres de largeur dans

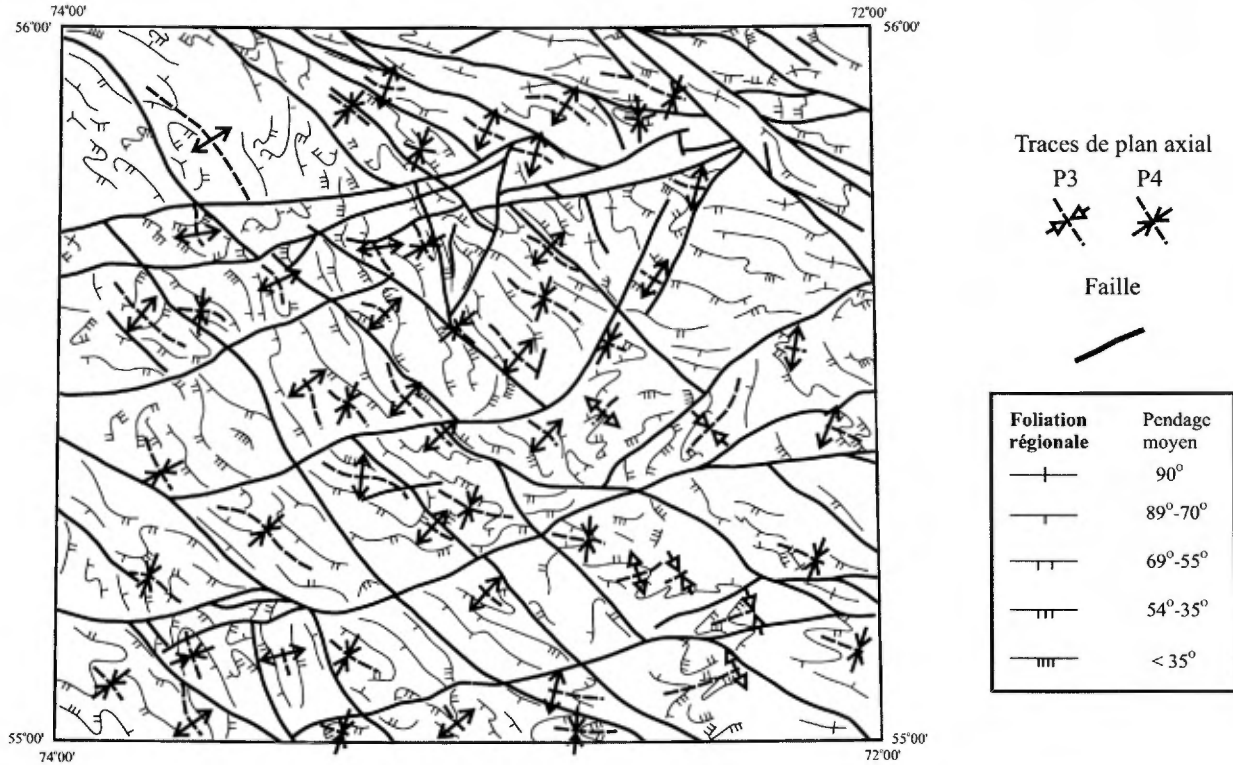


FIGURE 8 – Présentation de l'attitude de la foliation régionale (F2), des failles et des plis de la région du lac Bienville (33P).

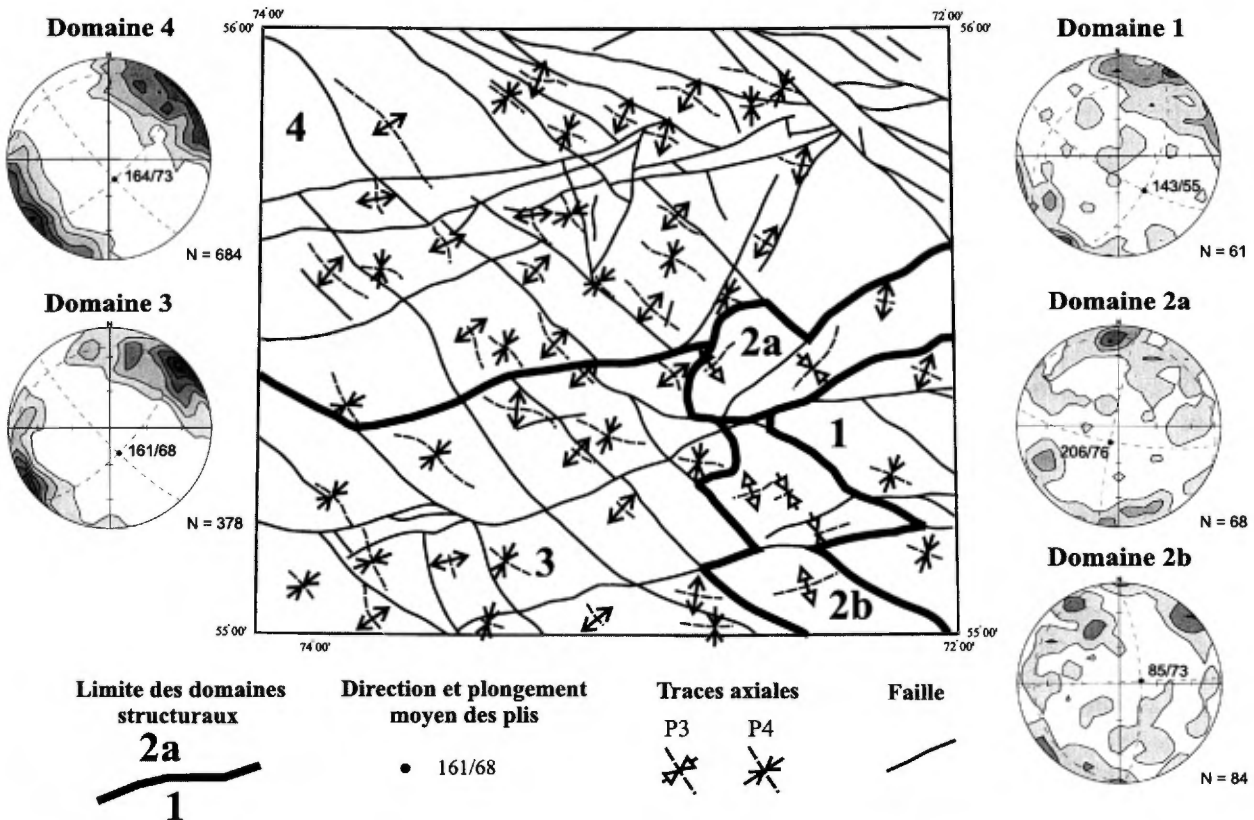


FIGURE 9 – Limites des domaines structuraux dans la région du lac Bienville (33P) et compilation statistique sur stréréogrammes (Schmidt) des mesures de la foliation régionale F2. N = nombre de mesures.

lesquels sont distribués les plis P4. Les traces de plans axiaux P4 forment généralement un angle faible par rapport à l'orientation de ces failles. Elles sont généralement entraînées ou recoupées par les failles, indiquant que ces dernières sont tardives ou postérieures à l'épisode de plissement. La plupart des failles F4 sont interprétées à partir de linéaments observés sur les cartes aéromagnétiques (figure 4). Sur le terrain, elles correspondent à des zones de cisaillement à l'intérieur desquelles les roches sont fortement foliées ou mylonitisées. Dans ces zones, on observe divers types d'altération, tels que l'hématite, l'épidotisation, la chloritisation et la silicification. Le mouvement le long des failles F4 n'a pu être déterminé.

La phase D5 est essentiellement représentée par le développement de failles tardives de direction ENE-WSW à NNE-SSW (tableau 2). Ces failles sont particulièrement bien développées dans la région de Bienville et se poursuivent vers le nord-est dans les régions de Gayot et de Maricourt (figure 2). Elles sont généralement mal exposées et interprétées par méthodes indirectes, à l'aide de cartes aéromagnétiques et topographiques. Contrairement aux failles F4 qui entraînent les structures plus anciennes dans leur sillage, les failles F5 occupent des plans discrets qui n'ont pas d'influence sur l'orientation des fabriques qu'elles recoupent. Les failles F5 correspondent à une déformation fragile de type cataclastique, caractérisée par des structures en mortier et une fracturation intense des roches qui produit des veinules d'hématite, de chlorite, d'épidote et de quartz. Rappelons que la Faille Vaujourn, dans la région de Gayot, et la Faille Châteauguay, dans celle de Maricourt, sont deux structures régionales majeures rattachées à ce système de failles (F5) (figure 2; Simard *et al.*, 2001). Mentionnons également que l'association de ces failles avec le Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien est probable (figure 2).

Le *Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien* (CSC) est défini par l'alignement de lambeaux de la formation de Sakami (figure 2). Il est bordé au nord par de grandes failles régionales ENE qui pourraient se prolonger dans la région de Maricourt, jusqu'à la Faille de Châteauguay. Un petit lambeau protérozoïque de la Formation de Sakami a d'ailleurs été reconnu dans ce secteur (Simard *et al.*, 2001). La limite méridionale du couloir est proposée à partir d'un important linéament magnétique ENE-WSW avec lequel coïncide une faille régionale F5 (figures 4 et 8). Cette grande faille semble se poursuivre vers l'est, jusqu'à un lambeau appartenant à la Formation de Sakami au nord de la région de Gayot (figure 2). Le CSC contient trois familles de failles secondaires orientées ENE-WSW, NNE-SSE et NW-SE. Ces failles peuvent avoir été réactivées au Protérozoïque, plusieurs dykes protérozoïques s'étant d'ailleurs mis en place dans leur voisinage. Le CSC traverse aussi la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto dans le secteur sud-est de Bienville et au nord de Gayot (figure 2).

Compilation statistique

La région a été subdivisée en quatre domaines structuraux (figure 9). Les pôles des plans de foliation régionale F2 sont représentés sur des stéréogrammes (projections équiaires) pour chacun des domaines structuraux. Cette analyse stéréographique met en évidence le grain structural régional dominant d'orientation NW-SE ainsi que l'attitude moyenne des axes de plis régionaux P3 et P4. Les domaines 1, 3 et 4 représentent plus de 85 % de la superficie de la région. Les résultats indiquent que les axes des plis P4 de ces trois domaines ont des orientations moyennes variant de 143° à 164° avec un plongement de 55° à 73° SE. Le domaine 2 se situe en bordure de la Sous-province de La Grande et a été défini afin de préciser la nature des plissements reliés à la phase D3. La compilation des foliations et des gneissosités du sous-domaine 2a indique la présence de plis NNE-SSW, dont les axes ont une orientation moyenne à 206°/76°. Celle du sous-domaine 2b met en évidence des plis ENE-WSW, dont les axes sont orientés en moyenne à 085°/73°. La divergence des axes des plis P3 entre ces deux sous-domaines serait due à l'influence de la phase de déformation D4, orientée NW-SE, et bien développée de part et d'autre du domaine 2.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Historique

Des travaux d'exploration ont été réalisés dans la région du lac Bienville (33P) entre 1976 et 1979 par les compagnies Uranerz Exploration and Mining, Seru Nucléaire Canada et Eldorado Nucléaire. Ces travaux avaient comme objectif la mise au jour de gîtes d'uranium. Des travaux de cartographie géologique ainsi que des levés de spectrométrie et de géochimie (sédiments de fond de lac, d'eau de lac et de sols) ont couvert la région entourant le lambeau de sédiments de la Formation de Sakami (MRN, 1976; Beauchamp, 1977; Belair *et al.*, 1976; Fouques *et al.*, 1977; Holmstead et ORR, 1978). Ces travaux ont permis d'identifier des anomalies géochimiques en Cu, Ni, Co et U, sans toutefois révéler de minéralisations en uranium dans notre région. Un gîte a cependant été mis au jour dans la région de Gayot (23M) située plus à l'est (figure 2). Les réserves ont été estimées à 50 millions de tonnes métriques à une teneur de 0,10 % U₃O₈, comprenant 10 à 15 millions de tonnes à 0,25 % U₃O₈ (Marcoux, 1980).

Un important levé de géochimie de sédiments de fond de lac (MRN, 1998), réalisé par SIAL en 1997 dans le cadre du projet Grand-Nord, a couvert l'ensemble de la région du lac Bienville (33P). Ce levé, financé par le MRN et cinq compagnies partenaires, a incité plusieurs sociétés à pren-

dre des permis d'exploration dans les régions avoisinantes de Gayot (23m) et de Maricourt (24D). Des travaux d'exploration pour le diamant ont touché la région de Bienville entre 1994 et 2000. Ces travaux inédits ont été réalisés par la compagnie Monopros et le consortium composé d'Ashton Mining et de SOQUEM. Un levé de sédiments fluvio-glaciaires (eskers) accompagné d'une étude de dynamique glaciaire ont été réalisés à l'été 2001 (Parent *et al.*, 2001). Suite à ce levé, deux occurrences de micro-ilménite chromifère, un minéral caractéristique des kimberlites, ont été identifiées (Parent *et al.*, 2002). Outre ces travaux, aucune autre campagne d'exploration n'a été réalisée dans la région et aucun indice minéralisé n'a été rapporté avant nos travaux.

Résultats de la campagne de terrain

Nos travaux ont permis de localiser trois sites pouvant présenter un intérêt pour l'exploration minérale, dont un indice de Ni-Cu-Co-Au (indice Sophie, figure 10). Il s'agit de zones rouillées qui ont été mises au jour lors de cheminement sur le terrain. Ces différentes zones minéralisées ont été échantillonnées et analysées pour les métaux usuels, l'or et l'argent. Chacune des zones minéralisées est associée à un environnement géologique distinct : 1) l'*indice Sophie* est associé à une intrusion gabbroïque, 2) le *site 1* est associé à une zone d'altération dans une tonalite et 3) le *site 2* est associé à une zone de cisaillement.

INDICE SOPHIE (Ni-Cu-Co-Au)

L'indice Sophie est encaissé dans une intrusion gabbroïque associée à la Suite de Châteauguay (figure 10). Il correspond à une zone rouillée de 50 cm de largeur contenant des sulfures disséminés. L'échantillon recueilli dans cette zone a révélé des teneurs anormales en Ni (0,36 %), Cu (0,30 %), Co (104 ppm), Pd (0,20 g/t), Pt (0,33 g/t) et Au (0,18 g/t). Ces teneurs sont relativement élevées, compte tenu de la faible quantité de sulfures présente dans la zone minéralisée (<5 %). Les sulfures disséminés sont dominés par la pyrrhotite, la pyrite et la chalcopryrite.

En lames minces, le gabbro se compose essentiellement d'actinote (trémolite) et de plagioclase avec de faibles quantités de phlogopite et de sulfures. L'actinote forme des prismes allongés qui s'enchevêtrent sans orientation préférentielle. Le plagioclase, interstitiel à l'actinote, est altéré en séricite. Les sulfures observés sont la chalcopryrite (1 %), la pyrrhotite (1 %), la pyrite (1 %) et la millérite (<1 %). Un grain d'or a été observé au contact entre la chalcopryrite et la pyrrhotite. La magnétite est présente en traces. La prépondérance de l'actinote suggère que le gabbro ait subi un métamorphisme au faciès inférieur des amphibolites, possiblement relié à un événement hydrothermal local. Les intrusions mafiques-ultramafiques, associées à la suite de Châteauguay, sont abondantes dans la région (figure 10) et présentent un bon potentiel pour l'exploration minière. À titre d'exemple, l'indice de Qullinaaraaluk situé dans la

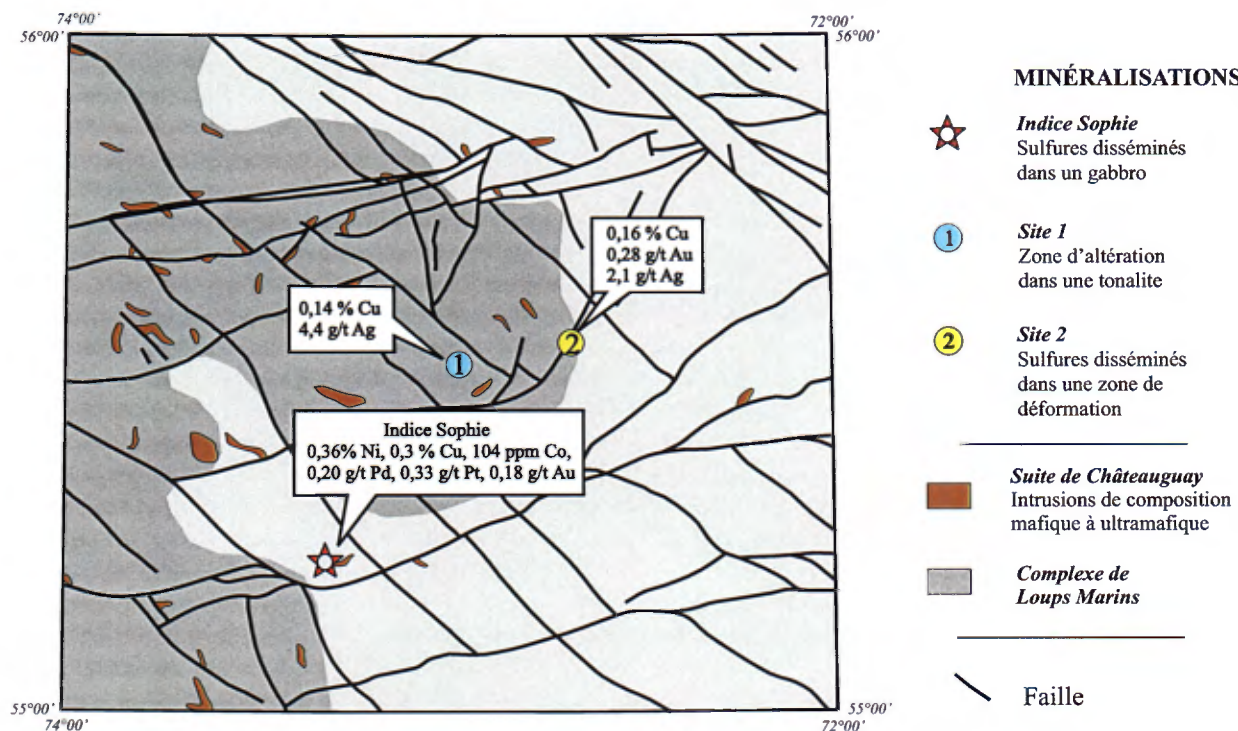


FIGURE 10 – Localisation des principaux sites d'intérêt économique pour les métaux identifiés dans la région du lac Bienville (33P).

région du lac Minto (34G) plus au nord et composé de sulfures massifs associés à une pyroxénite, a retourné des teneurs qui atteignent 2,60 % de Ni, 1,80 % de Cu, 0,27 % de Co (Labbé *et al.*, 2000).

AUTRES SITES MINÉRALISÉS

Le *site 1* (figure 10) est composé de sulfures disséminés associés à une zone d'altération contenue dans une tonalite. L'altération se présente sous forme de chlorite, d'épidote et d'hématite. La minéralisation est caractérisée par de la pyrite disséminée et de la chalcopryrite en traces. Les résultats d'analyse sur un échantillon révèlent des teneurs anormales en Cu (0,14 %) et en Ag (4,4 g/t). Le *site 2* correspond à un horizon de sulfures disséminés dans une zone de cisaillement de direction NNE-SSW (figure 10). Cette zone de cisaillement d'envergure régionale coupe une diorite à orthopyroxène au niveau du site minéralisé. L'horizon de sulfures disséminés (2-5 %) est essentiellement composé de pyrite et présente une surface rouillée sur l'affleurement. Des teneurs de 0,16 % de Cu et 0,28 g/t d'Ag et de 2,1 g/t d'Ag ont été obtenues sur un échantillon choisi.

Potentiel diamantifère

L'exploration pour le diamant au Québec a atteint de nouveaux sommets depuis la découverte de macrodiamants dans les roches kimberlitiques (figure 11) de la région des monts Otish (Ashton Mining Canada, communiqué de presse du 17 décembre 2001). Elle avait été ravivée en 1998 par la découverte de kimberlites diamantifères dans les monts Torngats (Twin Mining Corporation, communiqué de presse de l'automne 1999) puis d'un diamant dans un lamprophyre près du lac Yasinski dans le territoire de la Baie-James (Ressources Dianor, communiqué de presse du 4 juin 2001). Les régions de Yasinski et des Torngats sont traversées par le prolongement vers le NE de la zone tectonique de Kapuskasing, qui intersecte également la partie ouest du Couloir de Saindon-Cambrien (CSC) dans la région du lac Bienville (figure 11). Les champs de kimberlites sont généralement associés à de tels couloirs structuraux qui recoupent les cratons archéens stables (Moorhead *et al.*, 1999; Moorhead *et al.*, 2000).

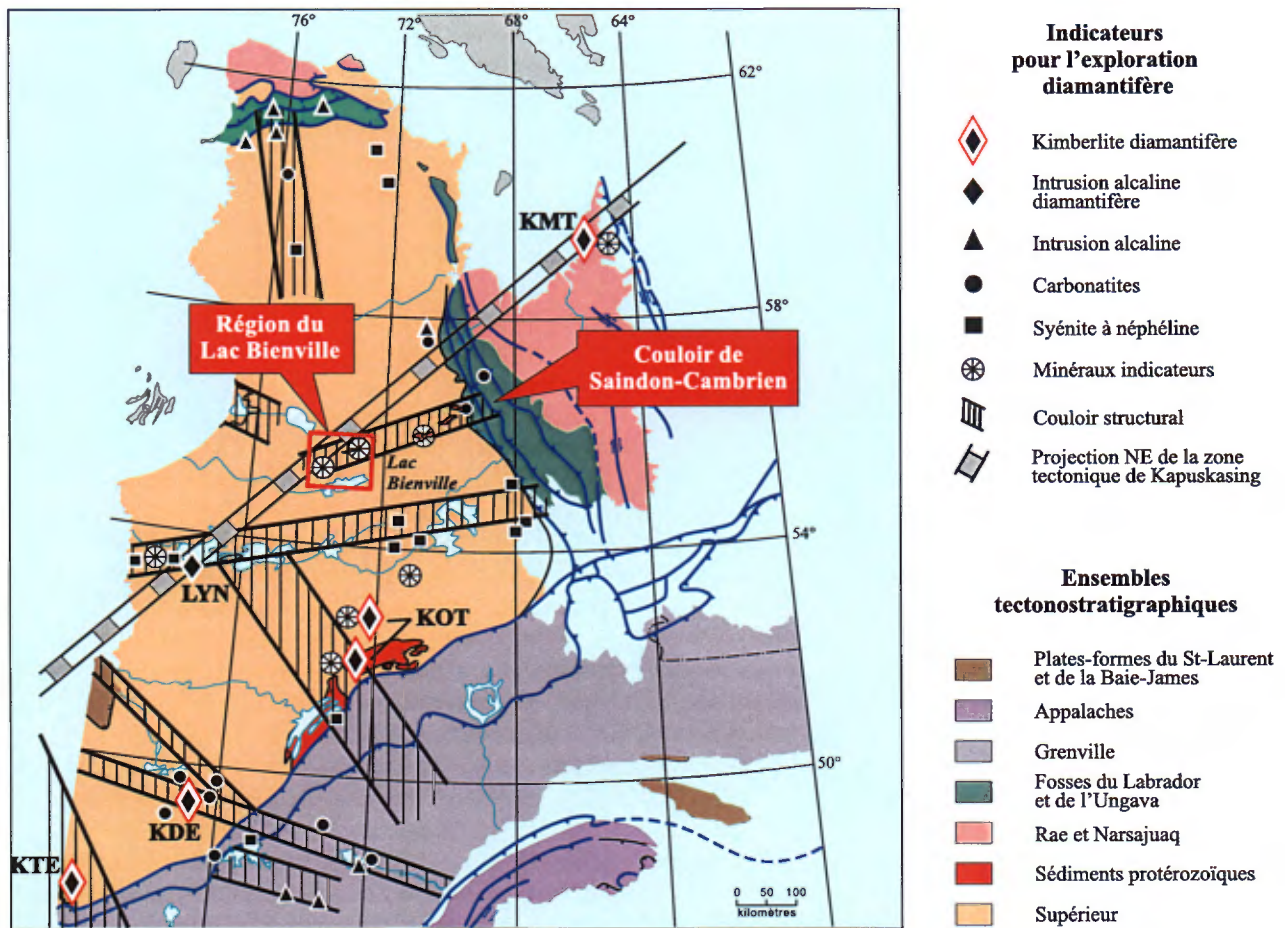


FIGURE 11 – Ensembles tectonostratigraphiques avec la localisation des principaux couloirs structuraux et indicateurs pour l'exploration diamantifère (modifiée de Moorhead *et al.*, 2000). Champs de kimberlites : Desmaraisville (KDE); Monts Torngats (KMT); Monts Otish (KOT); Témiscamingue (KTE). Intrusion alcaline diamantifère : Lamprophyre de Yasinski Nord (LYN).

COULOIR STRUCTURAL DE SAINDON-CAMBRIEN (CSC)

Le CSC s'étend sur une distance de 350 km en direction ENE-WSW, entre la Fosse du Labrador et la région au sud du lac à l'Eau Claire (figure 11). Il a été défini par l'alignement de sept lambeaux de sédiments protérozoïques de la Formation de Sakami et de deux complexes de carbonatites localisés dans la Fosse du Labrador (figure 11; Moorhead *et al.*, 1999; 2000). Ces entités géologiques ont souvent une association spatiale avec des kimberlites (Dawson, 1964; Kirkley *et al.*, 1992).

Dans la région du lac Bienville (33P), le CSC présente plusieurs éléments favorables à la mise en place de champs kimberlitiques (figure 12). Ce couloir : 1) forme un bassin d'effondrement circonscrit par des failles ENE, à l'intérieur duquel un lambeau de sédiments protérozoïques a été préservé, 2) intersecte un linéament structural et gravimétrique majeur, de direction NW-SE, qui se distingue sur les levés aéromagnétique et gravimétrique, 3) comprend des failles secondaires fragiles-ductiles, d'orientations NW-SE et NNE-SSW, qui représentent des conduits favorables pour l'arrivée de magma alcalin et 4) contient le plus grand nombre de dykes de diabase protérozoïques, identifiés lors de notre campagne de cartographie.

LEVÉS GÉOCHIMIQUES ET MOUVEMENTS GLACIAIRES

Dans les sédiments de fond de lac, la proximité des kimberlites peut être signalée par l'augmentation des teneurs en Ba, en éléments lithophiles (Al, Mg, Na, K), en éléments sidérophiles (Fe, Ni, Cr) et en terres rares légères (Ce) (Beaumier *et al.*, 1993; Moorhead *et al.*, 1999). Dans la région du lac de Gras (T.N.O.), des échantillons de sédiments de fond de lac montrent des anomalies en Ba, Ce et Cr qui se concentrent autour du champ de kimberlites (Kjarsgaard *et al.*, 1992; Moorhead *et al.*, 2000). Un levé de sédiments de fond de lac, effectué en 1997 par le MRN en partenariat avec l'entreprise privée, couvre l'ensemble de notre région (MRN, 1998). Les anomalies en Ba, Ce, Cr et Ni sont présentées à la figure 12 et se concentrent dans la portion nord de la région de Bienville (33P), à l'intérieur du CSC.

Un levé de 33 échantillons de sédiments fluvioglaciaires (eskers) a été réalisé à l'été 2001 par Parent *et al.* (2001), dans le cadre d'un projet conjoint CGQ-MRN. Ce levé a permis d'identifier deux échantillons contenant de la picro-ilménite chromifère, un minéral caractéristique des kimberlites. Les deux grains ont été découverts dans des sédiments prélevés à l'intérieur du Couloir de Saindon-Cambrien :

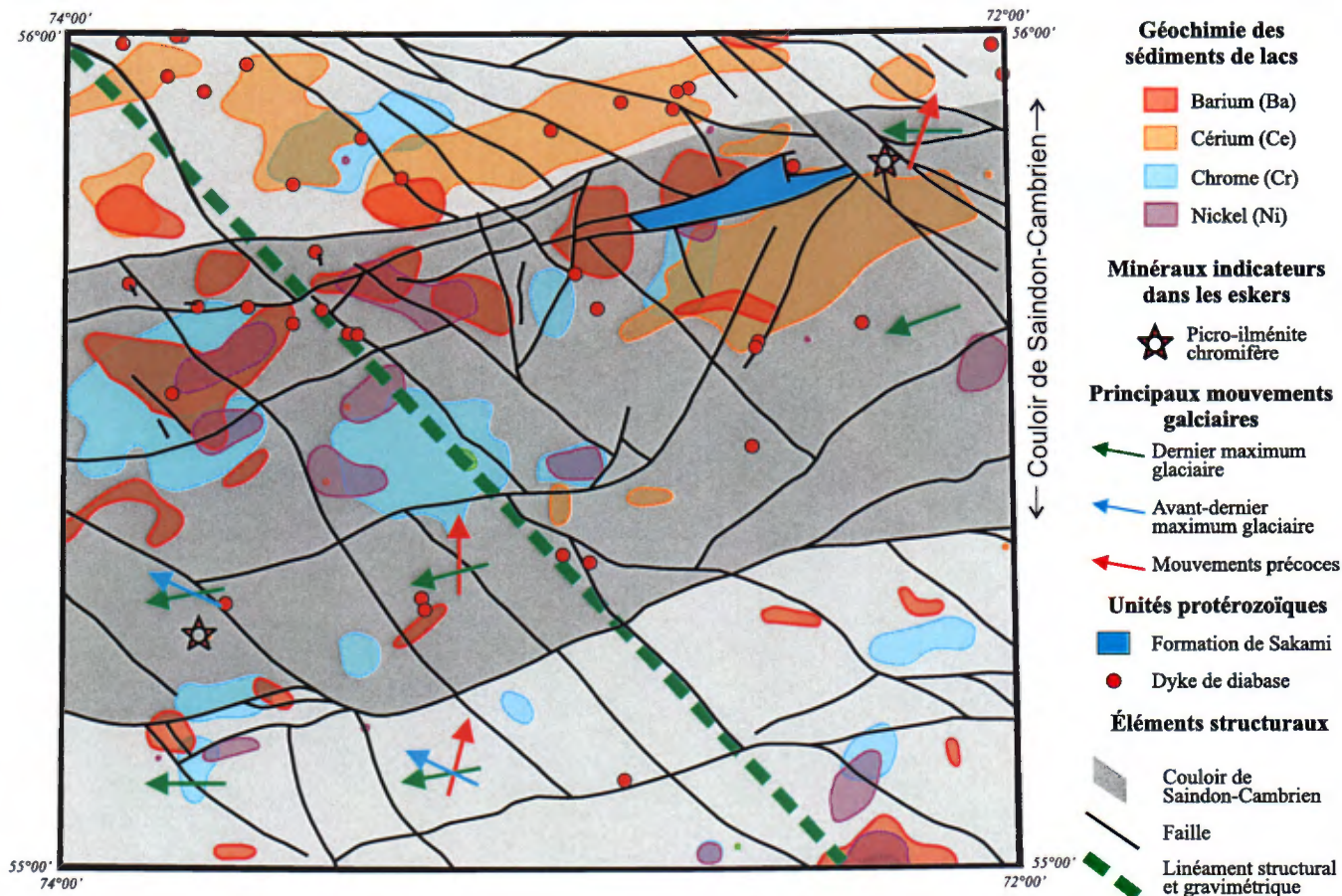


FIGURE 12 – Principaux indicateurs du potentiel diamantifère dans la région du lac Bienville (33P) et principaux mouvements glaciaires tirés de Parent *et al.* (2002). Géochimie modifiée des cartes préparées par Marc Beaumier (MRN) à partir du DP 98-01 (MRN, 1998).

un dans le secteur nord-est de la région et l'autre dans le secteur sud-ouest (figure 12). Cette découverte a suscité l'intérêt des compagnies et plus de 500 permis d'exploration ont été acquis dans la région.

Les trois principaux mouvements glaciaires observés dans la région de Bienville, au voisinage des micro-ilménites, sont présentés sur la figure 12. Le mouvement le plus récent a une direction de N 260°. Il a produit une imposante trainée de dispersion vers l'ouest des sédiments de la Formation de Sakami. Un mouvement intermédiaire est de direction nord-ouest mais ses effets sur les petites sources comme les kimberlites sont peu connus. Les mouvements les plus anciens (précoces) varient de 360° à 035° (Parent *et al.*, 2002). La superposition de ces trois mouvements glaciaires pourrait se traduire par la présence de cônes de dispersion relativement obtus dans la région (Parent *et al.*, 2002). En conséquence, les sources des grains de micro-ilménites chromifères se trouvent probablement dans le secteur couvrant l'est et le sud-est de chacun des sites d'échantillonnage.

CONCLUSIONS

La région du lac Bienville était depuis longtemps considérée comme appartenant au domaine tectono-stratigraphique de la Sous-province de Bienville. Nos travaux suggèrent plutôt de la situer à la limite des sous-provinces de Minto et de La Grande. Cette interprétation s'appuie principalement sur la présence d'unités lithostratigraphiques typiques de la Sous-province de Minto et sur l'occurrence des gneiss anciens de la Suite de Brésolles (2,80 - 2,81 Ga) que l'on associe à la Sous-province de La Grande.

Notre région se compose principalement d'unités d'âge Archéen, à l'exception d'un lambeau de roches sédimentaires de la Formation de Sakami et de quelques dykes de diabase d'âge Paléoprotérozoïque. Les roches archéennes sont représentées par : une suite de gneiss tonalitiques anciens (Suite de Brésolles), un ensemble important de trondhjémite-tonalite-granodiorite (suites de Favard, de Coursolles, de Desbergères et de Maurel), un ensemble de roches granulitiques et d'intrusions à pyroxènes (Complexe de Loups Marins), des intrusions de composition mafique à ultramafique (Suite de Châteauguay) ainsi que par des unités tardives composées de granites (suites de Tramont et d'Ossant) ou de diorites et de monzodiorites (Suite de Turbar).

La Suite de Brésolles (Abre) (2811±4 Ma et 2803±8 Ma; tableau 1) se compose de tonalites et de diorites, d'aspect gneissique, recoupées par des injections plus jeunes de composition tonalitique à granitique. Cette suite se compare en âge et en composition à certaines unités rencontrées à l'intérieur de la Sous-province de La Grande. Elle contient de nombreuses enclaves mafiques qui représen-

tent probablement les vestiges de roches volcaniques comme celles appartenant au Complexe de Gayot, datées à environ 2,86 Ga (Gosselin et Simard, 2000).

La Suite de Favard (Afav) se compose de trondhjémite et de tonalite à biotite dont l'âge est interprété, dans la région du lac Bienville, à 2741±4 Ma. Ces roches sont envahies par une fraction de composition granodioritique, associée à un phénomène de « granitisation » régional qui affecte l'ensemble de l'unité. Cette « granitisation » se manifeste par de nombreuses injections de matériel granodioritique à granitique, dont l'âge est estimé à 2713±2 Ma.

La Suite de Coursolles (Acou) se compose d'une unité de roches dioritiques (Acou1) et d'une unité hétérogène (Acou2) de tonalite et de granodiorite à hornblende. Cette dernière unité est affectée par un phénomène de « granitisation » régional, similaire à celui retrouvé dans la Suite de Favard (Afav). L'interprétation des données isotopiques régionales suggère que la Suite de Coursolles soit représentée par deux phases intrusives de même composition mais d'âges différents. La phase précoce, datée dans la région de Loups Marins, a livré des âges de 2756±8 et de 2758±11 Ma (tableau 1), tandis que la phase tardive a été datée à 2718+11/-8 Ma et à 2719±2 Ma dans les régions de Maricourt et de Bienville respectivement.

La Suite de Desbergères (Adeb) est constituée de granodiorites à biotite, datées dans la région des lacs de Loups Marins à 2714±12 Ma. La composition ainsi que l'âge de cette unité sont semblables à la fraction granodioritique datée dans la région de Bienville et reliée au phénomène de « granitisation » qui affecte la Suite de Favard (Afav). Dans la région de Maricourt, la Suite de Desbergères a livré un âge de 2683+4/-2 Ma, indiquant qu'une partie des granodiorites assignées à cette suite pourrait appartenir à une phase plus tardive.

La Suite de Maurel (Amau) est composée de granodiorites caractérisées par une texture mégaporphyrique. Elle a été datée dans notre région à 2707±5 Ma. Toutefois, des âges plus récents aux environs de 2685 Ma ont été obtenus dans les régions de Gayot et de Maricourt. À l'instar des suites de Desbergères et de Coursolles, la Suite de Maurel (Amau) présente aussi deux phases intrusives distinctes. Sur un plan régional, il semble que les phases intrusives associées aux suites de Desbergères et de Maurel soient plus jeunes dans les secteurs de Gayot et de Maricourt (2685 Ma) que dans ceux de Loups Marins et de Bienville (2714 à 2707 Ma; tableau 1).

Le Complexe de Loups Marins (Alma) couvre une superficie importante du territoire. Il se compose d'une unité à clinopyroxène (Alma1), que l'on retrouve généralement en périphérie de l'unité à orthopyroxène (Alma2; figure 3). L'unité à clinopyroxène (Alma1) est subdivisée en trois sous-unités comparables à certaines suites régionales importantes, mais mises en place ou métamorphosées dans des conditions de pression et de température équivalentes au faciès supérieur des amphibolites ou à celui inférieur des granulites. La sous-unité Alma1a est composée de tonalites

ainsi que de diorites considérées équivalentes aux suites de Favard et Coursolles. La sous-unité Alma1b est composée de granodiorites équivalentes à la Suite de Desbergères et la sous-unité Alma1c est composée de granodiorites mégaporphyriques. L'Alma1c remplace la Suite de Lussay (Alus) décrite dans la région de Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) et est considérée équivalente à la Suite de Maurel (Amau). L'unité Alma2 comprend des intrusions à orthopyroxène composées principalement de diorite quartzifère à hypersthène et d'enderbite. Dans notre région, une datation réalisée sur une diorite à hypersthène de l'Alma2 a livré un âge de 2720 ± 2 Ma, alors qu'une roche similaire avait livré un âge de 2694 ± 3 Ma dans la région de Loups Marins (tableau 1).

La Suite de Châteauguay (Achg) représente des intrusions mafiques à ultramafiques de dimensions relativement restreintes. Elle se compose principalement de gabbro, de hornblende et de pyroxénite. La distinction entre ces roches et les termes les plus mafiques de l'unité à orthopyroxène Alma2 est parfois difficile à établir, tant sur le terrain qu'en microscopie. En considérant l'association spatiale souvent observée sur le terrain entre ces deux unités, il est possible qu'elles soient génétiquement associées, la Suite de Châteauguay représentant un terme plus primitif des intrusions à orthopyroxène du Complexe de Loups Marins.

Les unités archéennes les plus tardives sont représentées par les suites de Tramont, d'Ossant et de Turbar. La Suite de Tramont (Atra) se compose de granite homogène à biotite et d'injections pegmatitiques. Dans la région du lac Bienville, les granites de Tramont ont rendu un âge de 2701 ± 4 Ma et recoupent, entre autres, la Suite de Maurel datée à 2707 ± 5 Ma. Dans les régions de Gayot et de Maricourt, par contre, les relations de recoupement observées avec la Suite de Maurel, datée dans ces secteurs à environ 2,685 Ga indiqueraient un âge plus récent. Les suites d'Ossant et de Turbar (nouvelles unités) sont restreintes au secteur sud-est de la région et semblent tardives; aucune relation de recoupement ou de données isotopiques ne confirment toutefois cette hypothèse. La Suite d'Ossant (Aoss) est constituée de granite à amphibole et à texture grossière tandis que la Suite de Turbar (Atub) se compose de diorites et de monzodiorites grenues à feldspath perthitique caractéristique.

Dans la région du lac Bienville, cinq phases de déformation (D1 à D5) ont été identifiées. Les reliques d'une phase précoce de déformation D1 sont interprétées à partir d'une foliation ancienne F1, qui affecte des enclaves encaissées dans les gneiss de Brésolles. Une phase de déformation D2 est à l'origine de la foliation régionale F2 qui est l'élément structural le plus pénétratif de la région. La phase D3 a été identifiée dans un secteur restreint à la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto. Cette phase a produit des plis P3 dont les traces axiales sont orientées NE-SW à ENE-WSW. Ces plis n'ont pas de schistosité de

plan axial et reprennent la foliation F2. La phase D4 est responsable de la réorientation du grain structural régional en direction NW-SE. On y associe des plis P4 dont les traces axiales sont orientées WNW-ESE à NW-SE ainsi qu'un système bien développé de failles ductiles-fragiles orientées NW-SE. Enfin, la phase D5 est à l'origine d'un système de failles cassantes tardives et mal exposées, de direction ENE-WSW à NE-SW. Ce système semble contrôler, du moins en partie, le Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien.

Le métamorphisme régional se situe généralement au faciès moyen des amphibolites, à l'exception des secteurs correspondant au Complexe de Loups Marins où le métamorphisme varie du faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites. Un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts a été observé localement, principalement le long des zones de failles.

Nos travaux ont permis de localiser trois sites minéralisés pouvant présenter un intérêt pour l'exploration minière. Les deux premiers sites minéralisés sont respectivement associés à une zone d'altération dans une tonalite et à une zone de cisaillement contenant des sulfures disséminés. Ils ont donné des valeurs anormales en cuivre, en or et en argent. L'indice Sophie (0,36 % Ni, 0,30 % Cu, 104 ppm Co, 0,20 g/t Pd, 0, /t Pt et 0,18 g/t Au) correspond à une zone rouillée contenant moins de 5 % de sulfures disséminés (pyrite, pyrrotite, chalcopryrite) et encaissée dans un gabbro de la Suite de Châteauguay. Les intrusions mafiques-ultramafiques de ce type représentent des cibles de choix pour l'exploration des métaux, comme en témoigne l'indice de Qullinaaraaluk (2,60 % Ni, 1,80 % Cu et 0,27 % Co; Labbé *et al.*, 2000) situé plus au nord, dans la région du lac Minto.

Le secteur du lac Bienville (33P) a été identifié par Moorhead *et al.* (1999; 2000) comme l'un des plus prometteurs pour l'exploration du diamant au Québec. Plusieurs éléments mettent ce potentiel en évidence : 1) la région se trouve à l'intersection du Couloir structural de Saindon-Cambrien (CSC), de la zone tectonique de Kapuskasing et d'un linéament structural et gravimétrique important 2) le CSC correspond à un bassin d'effondrement d'âge Paléoproterozoïque dans lequel ont été préservés des lambeaux de roches sédimentaires (Formation de Sakami), 3) dans notre région, le CSC est découpé par plusieurs failles secondaires, 4) la présence de dykes de diabase souligne un contexte favorable à la mise en place d'intrusions tardives d'âge Protérozoïque ou plus récent, 5) plusieurs anomalies en Ba, Ni, Cr et Ce ont été observées dans des sédiments de fond de lac prélevés dans notre région, à l'intérieur du CSC. De plus, la découverte de picro-ilménites chromifères (minéraux indicateurs d'intrusions kimberlitiques) dans deux échantillons de sédiments fluvio-glaciaires (Parent *et al.*, 2002) rehausse davantage le potentiel diamantifère de la région du lac Bienville (33P).

RÉFÉRENCES

- MRN, 1976 – 6 plans (3 locations, 3 geology and geochemistry). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34306, 6 cartes.
- BACHELOR, R.A. – BOWDEN, P., 1985 – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*; volume 48, pages 43-55.
- BEAUCHAMP, D.A., 1977 – Rapport des levés géologique, géochimique et radiométrique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 33711, 73 pages.
- BEAUMIER, M. – DION, D.J. – LASALLE, P. – MOORHEAD, J., 1993 – Exploration du diamant au Témiscamingue. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 93-08.
- BELAIR, R. – CLASEN, D. – PHILLIPS, P. – STARKE, B. – VOULTSIDIS, V., 1976 – Final report of the 1976 exploration programme. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 32767, 154 pages.
- BERCLAZ, A. – CADIEUX A.-M. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J. – LECLAIR, A. – PARENT, M., 2001 – Géologie de la région du lac Aigneau (SNRC 24E et 24F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-01, 49 pages.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CIESIELSKI, A., 1998 – Compilation géologique de la partie orientale de la Province du Supérieur, Québec. Commission géologique du Canada; dossier public 3580, échelle 1:1 000 000.
- CIESIELSKI, A., 1999 – Géologie et lithogéochimie de la Sous-province de Bienville et des zones adjacentes dans l'est de la Province du Supérieur, Québec. Commission géologique du Canada; dossier public 3550, 90 pages.
- DAWSON, J.B., 1964 – An aide to prospecting for kimberlites. *Economic Geology, scientific communications*; volume 59, pages 1385-1386.
- DION, D.-J. – LEFEBVRE, D., 1999 – Données numériques (profils) des levés aréomagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 99-01.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-arcas, New Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339 (map 1155A), 84 pages.
- FOUQUES, J.P. – LAVOIE, S. – LAROSE, M., 1977 – Rapport des levés géologique et radiométrique (scintillométrique) aériens, région entre les lacs Neret et Gayot, joint venture. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34157, 16 pages.
- GOSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOSELIN, C. – SIMARD, M. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région des lacs des Loups Marins (34A). Ministère des Ressources naturelles; RG 2001-10, 42 pages.
- GOUTIER, J. – BUCHAN, K.L. – HAMILTON, M.K. – ERNST, R.E., 2001 – Les essaims de dykes de gabbro protérozoïques de la Baie-James et leur implication stratigraphique. *Dans* : L'exploration minérale au Québec, de brillantes perspectives, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés 2001. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2001-08, page 38.
- HOLMSTEAD, W. – ORR, R., 1978 – Report on exploration works. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34313, 29 pages.
- HOLMSTEAD, W. – ORR, R. – GEHRISCH, W., 1981 – Yearly report 1980 project 71-86 Gayot Lake. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 57807, 41 pages.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-545.
- KIRKLEY, M.B. – GURNEY, J.J. – LEVINSON, A.A., 1992 – Age, origin and emplacement of diamonds: a review of scientific advances in the last decade. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 84, pages 48-57.
- KJARSGAARD, B. – FRISKE, P.W.B. – MCCURDY, M.W. – LYNCH, J.J. – DAY, S.J. – DURHAM, C.C., 1992 – Reanalysis of selected lake sediment samples from the Bear-Slave Operation, Northwest Territories (NTS 76 B NW and 76 D NE). Geological Survey of Canada; Open file 2578.
- LABBÉ, J.Y. – LACOSTE, P. – LECLAIR, A. – PARENT, M. – DAVY, J., 2000 – L'indice de Ni-Cu-Co de Qullinaaraaluk : un nouveau type de minéralisation dans les roches archéennes de Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-11, 12 pages.
- LE MAÎTRE, R.W., 1989 – A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms, Blackwell, Oxford; 193 pages.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARCOUX, P., 1980 – Rapports des géologues résidents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-814, pages 103-115.
- MOORHEAD, J. – BEAUMIER, M. – LEFEBVRE, D. – BERNIER, L. – MARTEL, D., 1999 – Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-35, 50 pages.
- MOORHEAD, J. – PERREAULT, S. – BERCLAZ, A. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – CADIEUX, A.-M., 2000 – Kimberlites et diamants dans le Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-05, 9 pages.
- MRN, 1998 – Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01 (données numériques).
- O'CONNOR, J.T., 1965 – Classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey; Professional paper 525-B, pages 79-84.
- PARENT, M. – LECLAIR, A. – DAVID, J. – SHARMA, K.N.M., 2000 – Géologie de la région du lac Nedluc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.
- PARENT, M. – BEAUMIER, M. – PARADIS, S.J., 2001 – Dynamique glaciaire polyphasée et prospection pour le diamant dans les régions du lac Anuc (34O), du lac Vernon (34J) et du lac Bienville (33P), nord du Québec. *Dans* : L'exploration minérale au Québec, de brillantes perspectives : Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et ré-

- sumés 2001. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2001-08, page 24.
- PARENT, M. – BEAUMIER, M. – PARADIS, S.J., 2002 – Nouvelle cible à potentiel élevé pour l'exploration du diamant dans le nord du Québec – Picro-ilménites chromifères dans les sédiments d'esker de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2002-02, 4 pages.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D. – STERN, R.A. – BÉGIN, N.J., 1991 – A geologic transect of the Leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Quebec. *In* : Current Research, Part C., Geological Survey of Canada; Paper 91-1C, pages 55-63.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A., CARD, K.D. – BÉGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique - édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 50 pages.

Résumé

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique réalisé à l'été 2001 à l'échelle de 1:250 000. Il couvre la région du lac Bienville (SNRC 33P), située à 360 km au nord-est du village de Radisson. Cette région était auparavant incluse à l'intérieur de la Sous-province géologique de Bienville. Suite à nos travaux, nous proposons plutôt de la situer à la limite entre les sous-provinces de Minto et de La Grande.

La région du lac Bienville (33P) se compose majoritairement d'unités d'âge Archéen, à l'exception d'un lambeau de roches sédimentaires de la Formation de Sakami et de quelques dykes de diabase d'âge Paléoprotérozoïque. La Sous-province de La Grande y est essentiellement représentée par la Suite de Brésolles (28114 Ma), composée de gneiss tonalitiques anciens. La Sous-province de Minto occupe la plus grande partie du territoire. Elle comprend un ensemble intrusif de type trondhjemite-tonalite-granodiorite (TTG), composé de quatre suites lithodémiques : la Suite de Favard (27414 Ma) constituée de trondhjemites et de tonalites à biotite, la Suite de Coursolles (27194 Ma), composée de tonalites à hornblende et de diorites, la Suite de Desbergères (271412 Ma), comprenant des granodiorites et des granites à biotite puis la Suite de Maurel (27075 Ma), caractérisée par des granodiorites mégaporphyriques. Les unités tonalitiques sont affectées par un phénomène de « granitisation » qui se manifeste par des injections de matériel granodioritique, associé à la mise en place des suites granodioritiques plus jeunes. Les unités tonalitiques sont aussi recoupées par des gabbro et des ultramafites de la Suite de Châteauguay. Le Complexe de Loups Marins est également inclus dans la Sous-province de Minto. Il est composé d'une unité à orthopyroxène, formée de diorites quartzifères à hypersthène et d'enderbite, bordée d'une unité à clinopyroxène. Cette dernière est subdivisée en sous-unités comparables à certaines suites régionales, mais formées ou métamorphosées dans des conditions de pression et de température plus élevées. Les unités décrites précédemment sont recoupées par des intrusions archéennes tardives. Il s'agit de la Suite de Tramont (27014 Ma), constituée de granite à biotite, de la Suite d'Ossant, composée de granite à amphibole, et de la Suite de Turbar,

comprenant des monzodiorites et des diorites grenues.

Dans la région, cinq phases de déformation ont été reconnues (D1 à D5). La phase D1 correspond à une relique de foliation préservée dans des enclaves de roche anciennes. La phase D2 est la plus importante, elle est à l'origine d'une foliation F2 qui représente l'élément structural le plus pénétratif de la région. La phase D3 a produit les plis P3 dont les traces de plan axial sont orientées NE-SW à NNE-SSW et qui sont restreints à la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto. La phase D4 est responsable de la formation des plis P4 dont les traces de plan axial sont orientées WNW-ESE à NW-SE, ainsi que d'un système de failles ductiles-fragiles orientées NW-SE. Enfin, la déformation D5 a généré un système de failles cassantes tardives, de direction ENE-WSW. Ce système semble contrôler le Couloir d'effondrement protérozoïque de Saindon-Cambrien.

Le métamorphisme régional se situe au faciès moyen des amphibolites dans l'ensemble de la région, à l'exception des secteurs correspondant au Complexe de Loups Marins, où le métamorphisme varie du faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites. Un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts a été observé localement, le long des zones de failles.

Nos travaux ont permis de mettre au jour l'indice Sophie (0,36 % Ni, 0,30 % Cu, 104 ppm Co et 180 ppb Au), une zone rouillée contenant moins de 5 % de sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) et encaissée dans un gabbro de la Suite de Châteauguay. Le potentiel économique des intrusions mafiques-ultramafiques avait été mis en évidence en 2000, avec la découverte de l'indice de Qullinaaraaluk.

La région du lac Bienville (33P) est prometteuse pour l'exploration du diamant. Elle se trouve à l'intersection de trois couloirs importants : Le Couloir d'effondrement de Saindon-Cambrien (CSC), la zone tectonique de Kapuskasing et un linéament gravimétrique majeur. De plus, la découverte récente de micro-ilménites chromifères, dans deux échantillons de sédiments fluvioglaciers situés à l'intérieur du CSC, rehausse le potentiel diamantifère du secteur.

