RG 99-06

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC GAYOT

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC GAYOT

(SNRC 23M)

Charles Gosselin
Martin Simard

RG 99-06

Accompagne la carte
SI-23M-C2G-99K



Campement en bordure du lac Gayot.

2000

Québec

Géologie de la région du lac Gayot (23M)

Charles Gosselin
Martin Simard

RG 99-06
(Accompagne la carte SI-23M-C2G-99K)

RÉSUMÉ

Ce rapport contient les résultats d'un levé géologique réalisé au cours de l'été 1998 à l'échelle de 1 : 250 000. Le levé couvre la région représentée par le feuillet SNRC 23M (Lac Gayot) qui est situé à quelques dizaines de kilomètres au NW du réservoir Caniapiscau, à la Baie James. La région de Gayot est à la jonction de quatre sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur soit celles d'Ashuanipi, de La Grande, de Bienville et de Minto, cette dernière étant représentée dans notre région par le domaine de Goudalie. Nos travaux précisent la nature et les limites de ces grandes divisions régionales. La sous-province de La Grande et le domaine de Goudalie ont été considérés dans ce rapport comme une même entité tectono-stratigraphique, soit l'ensemble Goudalie-La Grande.

Les roches de la région sont d'âge Archéen à l'exception d'un lambeau sédimentaire paléoprotérozoïque de la Formation de Sakami et de quelques dykes de diabase protérozoïques assignés à la Suite de Bouteille. L'ensemble Goudalie-La Grande se compose en majeure partie de gneiss tonalitique de la Suite de Brésolles (2,79 Ga) et de tonalites foliées de la Suite de Favard (2,73 Ga). Il se distingue également par la présence de nombreuses ceintures volcano-sédimentaires assignées au Complexe de Gayot (2,70 à 2,86 Ga ?) et de quelques bandes métasédimentaires de la Formation d'Aubert. La sous-province de Bienville est représentée par la Suite de La Bazinière qui se compose principalement de roches granodioritiques (2,70 Ga). La sous-province d'Ashuanipi est caractérisée par des diatexites de composition granodioritique appartenant à la Suite d'Opiscotéo (2,64 Ga) ainsi que par les paragneiss de la Formation de Grosbois et les tonalites de la Suite de Beausac (2,70 Ga).

Des suites plutoniques tardives ont également été définies. Il s'agit des suites de Maurel, de Dervieux et de Tramont. La Suite de Maurel (2,68 Ga) et celle de Dervieux se caractérise par des granodiorites porphyriques possédant une forte susceptibilité magnétique. La Suite de Tramont se compose de granites généralement massifs mais localement affectés par des zones de déformation tardives. Cette suite semble correspondre aux roches archéennes les plus jeunes.

Dans la région de Gayot, plusieurs phases de déformation se sont succédées. Des reliques d'une phase précoce de déformation D1 sont décelées, entre autres, à l'intérieur d'enclaves observées dans les gneiss et les tonalites foliées de l'ensemble Goudalie-La Grande. Une phase de déformation D2 serait à l'origine de la foliation régionale F2 qui correspond à l'élément structural le plus pénétratif de la région. Cette foliation a été réorientée et plissée par aux moins deux phases de déformation ultérieures. La phase D3 affecte plus particulièrement le secteur à l'est de la faille de Vaujours. Elle a produit des plis P3 orientés de NNW-SSE à NE-SW. La phase P4 se manisfeste principalement à l'ouest de cette faille et se caractérise par des plis orientés WNW-ESE à NW-SE ainsi que par un système de failles NW-SE bien développé.

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédante)

Les travaux de cartographie régionale ont mené à la découverte de plusieurs sites et indices minéralisés. Les minéralisations les plus importantes sont associées aux différentes ceintures volcaniques du Complexe de Gayot rencontrées à l'intérieur de l'ensemble Goudalie-La Grande. Elles correspondent à des zones de sulfures disséminés ou semi-massifs dans des basaltes ou dans des horizons de tufs felsiques, à des zones sulfurées associées aux roches ultramafiques ou encore à des formations de fer oxydées, localement sulfurées et aurifères. Durant l'été 1998, les compagnies Mines d'Or Virginia et Makamikex ont également mis à jour des nouveaux indices minéralisés dans ces différents contextes. Finalement, mentionnons la présence sur le territoire étudié du gîte uranifère paléoprotérozoïque du lac Gayot, découvert en 1976 par Uranerz. Les réserves estimées de ce dépôt étaient évaluées en 1980 à 50 millions de tonnes métriques à 0.10 % U_3O_8.

PUBLIÉ PAR « GÉOLOGIE QUÉBEC »

Direction
Jean-Louis Caty

Responsable des inventaires géologiques
Alain Simard

Lecture critique
Pierre Pilote

Édition et mise en pages
Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur
Charles Gosselin
Martin Simard
Isabelle Lafrance
Manon Dufour

Supervision technique
A. Beaulé

Dépôt légal – Bibliothèque nationale du Québec
ISBN : 2-551-18885-7
© Gouvernement du Québec, 1999

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 5
Accès 5
Méthodologie 5
Travaux antérieurs 6
Remerciements 9
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 9
LITHOSTRATIGRAPHIE 11
Ensemble Goudalie-La Grande 11
Suite de Brésolles 12
Complexe de gayot 12
Formation d'Aubert 13
Suite de Favard 14
Sous-province de Bienville 15
Suite de la Bazinière 15
Sous-province d'Ashuanipi 15
Formation de Grosbois 17
Suite de Beausac 17
Suite d'Opiscotéo 17
Les suites intrusives tardives 18
Suite de Maurel 18
Suite de Dervieux 18
Suite de Tramont 19
Les roches d'âge Protérozoïque 19
Formation de Sakami 19
Suite de Bouteille 20
LITHOGÉOCHIMIE 20
Les granitoïdes 20
Le Complexe de Gayot 20
Les enclaves et roches mafiques à ultramafiques 22
GÉOLOGIE STRUCTURALE 22
Les phases de déformation 23
L'attitude de la foliation régionale 24
Les failles majeures 24
La faille Vaujours 25
Relation entre le Sakami et les roches archéennes 25
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 26
Historique 26
Le gîte uranifère du lac Gayot 26
Découvertes par les compagnies minières en 1998 26

(suite à la page suivante)

(Suite - Table des matières)

Les résultats de notre campagne de terrain 27
Les minéralisations de l'ensemble Goudalie-La Grande 27
Les formations de fer dans l'Ashuanipi 27
CONCLUSION 27
RÉFÉRENCES 28

INTRODUCTION

Les travaux réalisés au cours de l'été 1998 s'inscrivent dans le cadre du projet Grand-Nord amorcé en 1997 par le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ). 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 au nord du 55e parallèle. Le levé a été effectué à une échelle de 1 : 250 000 et correspond au feuillet SNRC 23M (figures 1 et 2). Ce quadrilatère représente une superficie d'environ 14 000 km² limitée par les longitudes 70°00' et 72°00' et les latitudes 55°00' et 56°00'.

La région de Gayot se trouve à la rencontre de quatre sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986) soit celles d'Ashuanipi à l'est, de La Grande dans le centre sud, de Bienville à l'ouest et de Minto dans le centre nord (figure 1). La sous-province de Minto est représentée dans notre région par le domaine de Goudalie (Percival *et al.*, 1991, 1992). Nos travaux précisent la nature et les limites de ces grandes divisions régionales. La sous-province de La Grande et le domaine de Goudalie semblent de natures comparables et seront considérés dans ce rapport comme une même entité tectono-stratigraphique, soit l'ensemble Goudalie-La Grande (figure 2). Cet ensemble se caractérise par la présence de nombreuses ceintures volcano-sédimentaires archéennes qui suscitent notre intérêt sur le plan économique.

Accès

La région étudiée n'est accessible que par hydravion ou par hélicoptère. La base d'hydravion du lac Pau se situe à moins de 25 km au SE, près du réservoir Caniapiscau (figure 1). On y trouve également une piste d'atterrissage gravelée. Ces installations sont opérationnelles pendant la saison estivale. Une route gravelée importante et de bonne qualité se rend au lac Pau en passant par Brisay. Le tronçon Brisay – lac Pau n'est toutefois praticable que durant l'été.

Méthodologie

Les travaux de terrain de l'été 1998 ont été réalisés par une équipe de sept géologues et de six assistants. Le campement de base était localisé en bordure du lac Gayot dans la partie centre nord de la région (figure 2). Le levé a été réalisé en effectuant des cheminements traditionnels à pied ainsi que des séries de sauts à l'aide de l'hélicoptère dans

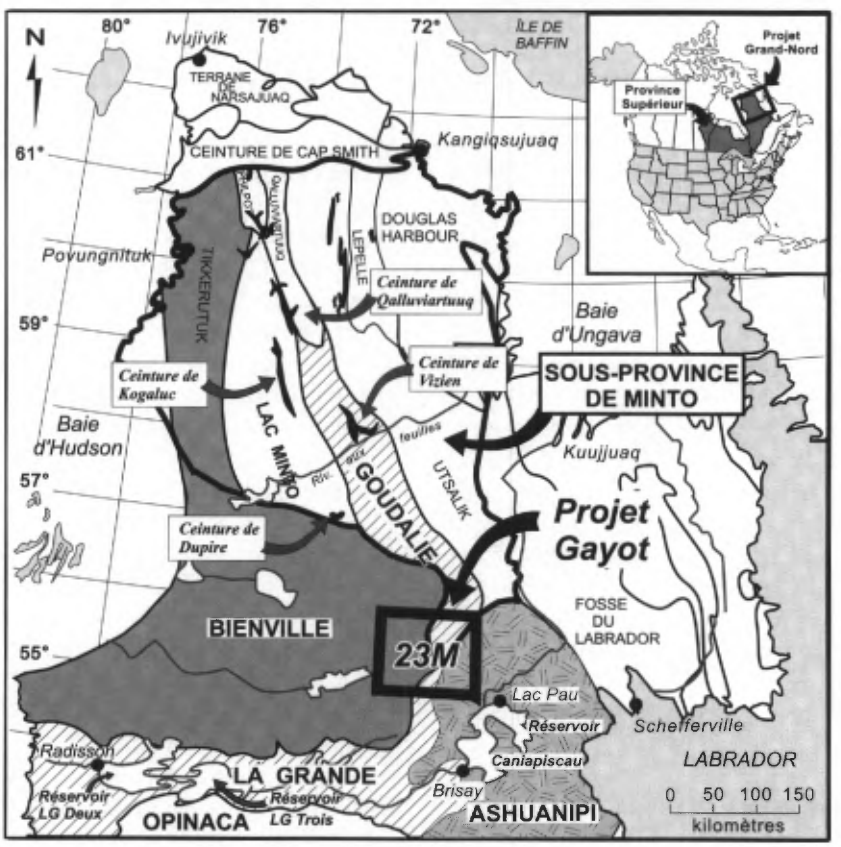


Figure 1 – Localisation de la région étudiée (Projet Gayot) et sa position par rapport aux principaux ensembles tectono-stratigraphiques de la partie septentrionale de la Province du Supérieur (modifiée d'après Card et Cieselski, 1986, et d'après Percival *et al.*, 1992).

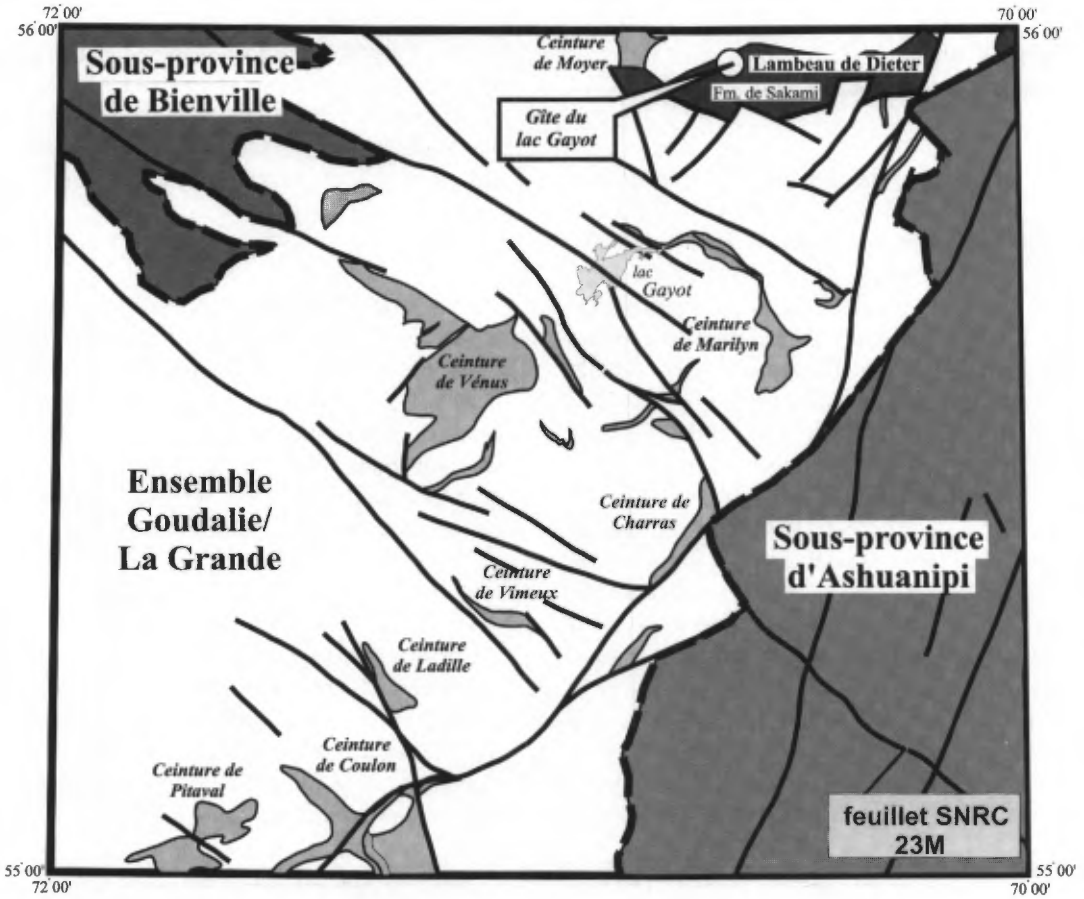


Figure 2 – Limites des principaux ensembles tectono-stratigraphiques définis dans ce rapport; localisation et identification des principales ceintures volcano-sédimentaires du Complexe de Gayot.

les régions les plus éloignées. En moyenne, quatorze cheminements ont été réalisés par feuillet SNRC au 1 : 50 000. De façon générale, les affleurements sont bien répartis sur l'ensemble du territoire. Toutefois, des zones de plusieurs centaines de kilomètres carrés sont totalement recouvertes par les dépôts glaciaires, particulièrement dans le quart SW de la carte ainsi que dans le coin NW.

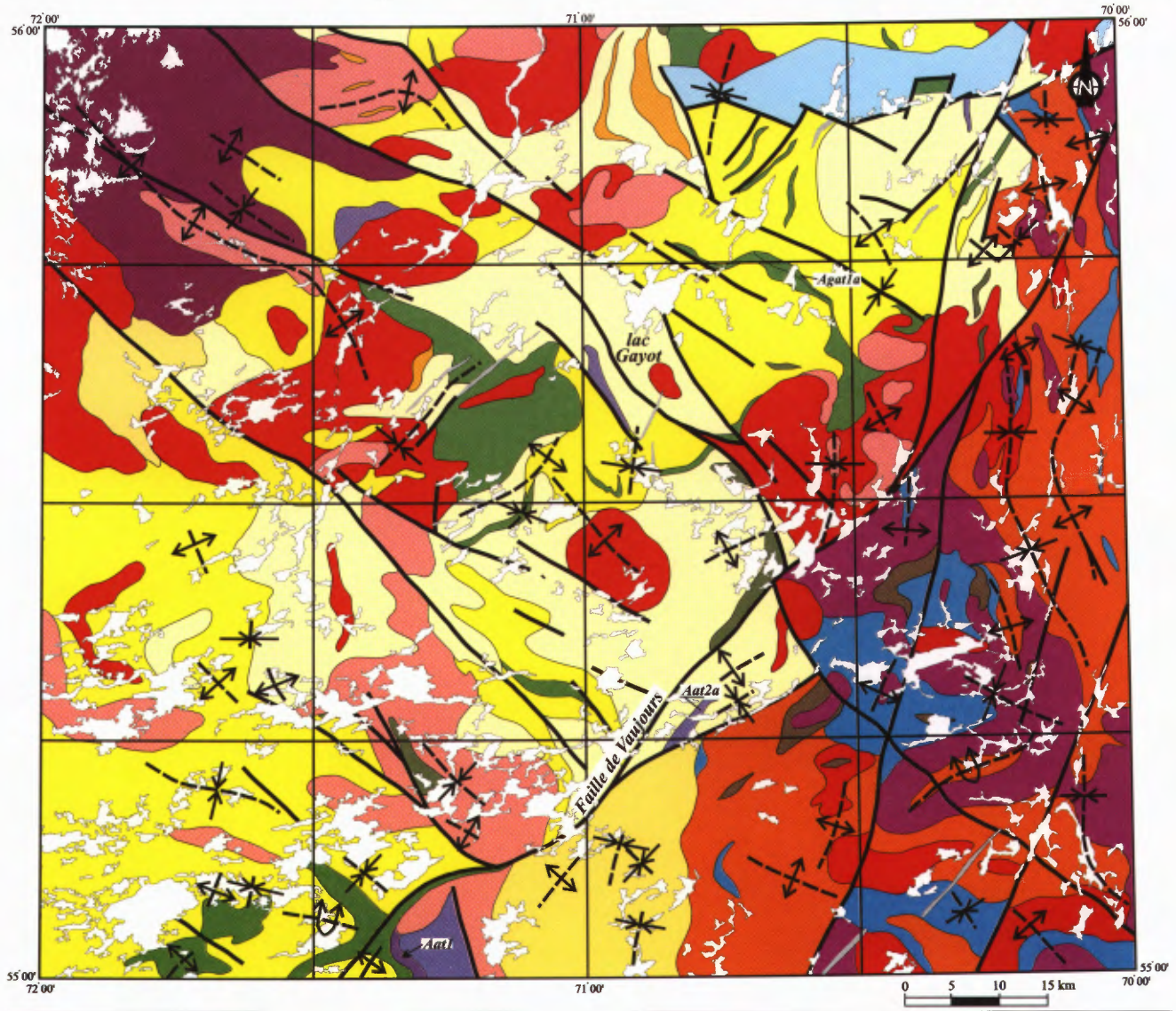
Pour mieux définir les lithologies cartographiées ainsi que pour constituer une base de données sur les roches de cette région éloignée, cent vingt-cinq (125) échantillons de roches ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les terres rares. Cent vingt-trois (123) échantillons supplémentaires ont également été analysés pour les éléments mineurs à caractère économique. L'ensemble des données analytiques a été intégré au système d'information géominière (SIGÉOM) du Ministère des Ressources naturelles du Québec. Une dizaine d'échantillons ont été recueillis pour la datation U-Pb et ont été traités dans le laboratoire de l'Université du Québec à Montréal par Jean David.

Travaux antérieurs

Des travaux de cartographie de reconnaissance ont été réalisés par la Commission géologique du Canada à l'échelle de 1 : 1 000 000 vers la fin des années 50 (Eade, 1966). Les travaux de Card et Ciesielski (1986), sur la subdivision des grands ensembles tectono-stratigraphiques de la Province du Supérieur, et ceux de Percival *et al.* (1991, 1992), concernant plus spécifiquement la sous-province de Minto, sont des contributions importantes qui permettent de situer la région de Gayot à l'intérieur d'un cadre global.

La région a également été couverte par deux levés de sédiments de fonds de lacs. Le premier a été réalisé en 1983 dans la région de la rivière Caniapiscau et il couvre la moitié est de la région (Beaumier, 1986). Le second levé a été réalisé en 1997 par le Ministère des Ressources naturelles du Québec, en partenariat avec plusieurs compagnies d'exploration minière (Géologie Québec, 1998). Il couvre la moitié ouest de la région ainsi que la majeure partie du territoire québécois, au nord de la latitude 55° 00'.

D'importants travaux d'exploration ont été réalisés de 1976 à 1981 par la compagnie Uranerz dans la région de Gayot. Ces travaux ont été effectués afin d'évaluer le potentiel du gîte uranifère du lac Gayot découvert en 1976 près du lac Dieter (figure 2). Ce gîte est associé à la séquence sédimentaire paléoprotozoïque de la Formation de Sakami. Les ressources ont été évaluées à 50 Mt à 0,10 % U_3O_8. Eldorado Nucléaire a également été actif dans ce même secteur de 1977 à 1979. Récemment, plu-



PROTÉROZOÏQUE

suite de Bouteille (Pboe) informelle

Dyke de diabase

Formation de Sakami (pPsa)

Orthoquartzite, grès quartzitique, mudshale et conglomérat

ARCHÉEN

Intrusions tardives

Suite de Tramont (Atra)

Granite massif, fin à grossier; pegmatite

Suite de Dervieux (Ader)

Granodiorite et granite porphyrique, magnétite; enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo

Suite de Maurel (Amau)

Granodiorite et granite porphyrique, magnétique

Sous-province d'Ashuanipi

Suite d'Opiscotéo (Aopi)

Diatexite granodioritique avec enclaves de paragneiss

Suite de Beausac (Abea)

Tonalite à granodiorite finement foliée

Formation de Grosbois (Ags)

Paragneiss migmatisé; niveaux de formation de fer oxydée

Sous-province de Bienville

Suite de La Bazinière (Abaz)

Granodiorite et monzodiorite quartzifère bien foliées, localement gneissiques

Ensemble Goudalie-La Grande

Suite de Favard (Afav)

Tonalite massive à foliée, très magnétique (Afav2a)

Tonalite plus ou moins foliée, localement gneissique (Afav2)

Diorite, diorite quartzifère et un peu de gabbro (Afav1)

Formation de Aubert (Aat)

Paragneiss à hornblende et à biotite (Aat2); sous-unité de paragneiss à orthopyroxène (Aat2a); conglomérat polygénique, grès quartzitique et wacke à la base de l'unité (Aat1)

Complexe de Gayot (Agat)

Basalte; roches ultramafiques; tufs de composition felsique à intermédiaire; formation de fer oxydée (Agat1); sous-unité de roches fragmentaires restreinte à la ceinture de Marilyn (Agat1a)

Pyroxénite et péridotite; un peu de basalte et de gabbro (Agat2); quelques dykes de gabbro et de diorite (Agat2a)

Suite de Brésolles (Abre)

Gneiss tonalitique à biotite-hornblende

Figure 3 – Géologie simplifiée de la région étudiée (feuillet 23M).

sieurs permis d'exploration ont été obtenus dans la région, suite à la diffusion des résultats du levé de sédiments de fonds de lacs de 1997.

Remerciements

Nous tenons à remercier tous les membres de l'équipe pour leur participation aux travaux de terrain de l'été 1998. Sans eux, ce projet n'aurait pu être réalisé. Outre les auteurs, l'équipe comprenait les géologues Isabelle Lafrance, Jeanne Lebel, Gabriel Machado et Ehouman N'Dah, les assistants géologues Christine St-Laurent, Mireille Paris, Louise Duchesne, Geneviève Leblanc, Pierre Nadeau et Jonathan De Serres et finalement l'homme de camp Guy Bouchard et le cuisinier Paul-Émile Cyr. De plus, Isabelle Lafrance a participé au dessin des cartes géologiques et des figures de ce rapport. Nous remercions particulièrement Jean David du MRN qui a participé aux travaux de terrain et qui nous a fourni des résultats préliminaires concernant les datations de diverses lithologies. Nous exprimons notre gratitude envers Michel Chapdelaine de Mines d'Or Virginia qui nous a fourni plusieurs renseignements inédits concernant la ceinture de Vénus. Enfin, nous remercions Pierre Pilote du MRN qui a réalisé la lecture critique de ce manuscrit.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région de Gayot se compose de quatre sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986). Il s'agit des sous-provinces d'Ashuanipi, de Bienville, de La Grande et de Minto (Percival *et al.*, 1991, 1992). Cette dernière est représentée ici par le domaine de Goudalie (figure 1). Dans la région étudiée, les limites de ces sous-provinces avaient été tracées principalement à partir de la distribution des pourtours sur les cartes aéromagnétiques régionales. Nos travaux ont donc permis de mieux définir et parfois de déplacer les limites de ces grands ensembles (figures 2 et 3). La figure 4 présente, dans un cadre chronologique, certaines des principales unités qui caractérisent la partie NE de la Province du Supérieur incluant celles définies dans la région de Gayot.

La sous-province d'Ashuanipi correspond à une région de haut grade métamorphique du faciès des granulites caractérisée par la présence distinctive d'orthopyroxène. Cette sous-province se compose essentiellement de diatexites grenues de composition granodioritique nommées, dans la région du lac Bermen, Suite d'Opiscotéo (Leclair *et al.*, 1998). Ces intrusions se sont mises en place pendant une période allant de 2682 à 2650 Ma (figure 4 ; Chevé et Brouillette, 1991 ; Percival *et al.*, 1992 ; Leclair *et al.*, 1998), période qui semble s'étendre dans notre région jusqu'à 2637 Ma (David, 1999 ; figure 4). On trouve également dans l'Ashuanipi des roches supracrustales préservées, plus ou moins migmatisées et constituées principalement de paragneiss et parfois de volcanites mafiques à felsiques (2707-2711 Ma, Leclair *et al.*, 1998).

Dans notre région, la sous-province d'Ashuanipi se compose également des mêmes unités. Elle est en contact intrusif avec l'ensemble Goudalie-La Grande (figure 2). Cette limite correspond, en gros, au passage du faciès métamorphique des granulites à celui des amphibolites. Elle est également définie, en partie, par la présence d'une zone de faille régionale majeure, la faille de Vaujours (figure 3).

La sous-province de Bienville se caractérise par des assemblages plutoniques constitués principalement d'orthogneiss et d'intrusions tonalitiques et granodioritiques (Card et Ciesielski, 1986 ; Hocq, 1994 ; Percival *et al.*, 1992). Sa nature ainsi que ses limites régionales demeurent toutefois imprécises à bien des égards. Sa limite septentrionale avec la sous-province de Minto est encore peu définie. Il semble, à partir d'interprétations tirées des cartes aéromagnétiques, que le domaine de Tikkerutuk pourrait représenter le prolongement du Bienville vers le nord (figure 1 ; Hocq, 1994). Ce domaine se compose principalement de granodiorite à hornblende-biotite, massive à foliée, localement gneissique (Percival *et al.*, 1992). Il contient également de nombreuses enclaves de diorite, de gabbro et de pyroxénite. Percival *et al.*(1992) y rapportent un âge de 2693 +13/-11 Ma dans un granite coupant une granodiorite.

Le contact méridional du Bienville avec la sous-province de La Grande est mieux défini. Il est marqué par la suite plutonique porphyrique tardi-tectonique de Bienville (Hocq, 1994), dont un exemple est le pluton monzonitique de Radisson (Goutier *et al.*, 1998a) daté à 2712 +/-3 Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987). La limite orientale du Bienville se trouve dans notre région (figure 1). Un gneiss tonalitique de type « La Grande » (Suite de Brésolles) et daté à 2794 Ma (figure 4 ; David, 1999) a été observé dans la partie SW de la région du feuillet 23M. La présence de ce gneiss nous incite à modifier considérablement les limites du Bienville à cet endroit (figure 2). De ce fait, les séquences volcano-sédimentaires reconnues dans le sud de la région par Eade (1966) et correspondant aux ceintures de Pitaval et de Coulon (figure 2) ne sont plus considérées comme faisant partie du Bienville (Hocq, 1994). La suite granodioritique de La Bazinière, datée à 2,70 Ga (David, 1999), est donc la seule unité du Bienville observée dans le secteur étudié (figure 3).

La sous-province volcano-plutonique de La Grande se compose, en majeure partie, de roches ignées variablement métamorphisées et, en quantité moindre, de bandes volcano-sédimentaires. Plus spécifiquement, dans la région du bassin de la Grande Rivière, la sous-province se compose d'un socle tonalitique ancien, de séquences volcano-sédimentaires plus ou moins préservées et continues, et d'un cortège d'intrusions de tonalites, de granodiorites et de granites qui introduisent toutes ces roches (figure 4 ; Gauthier

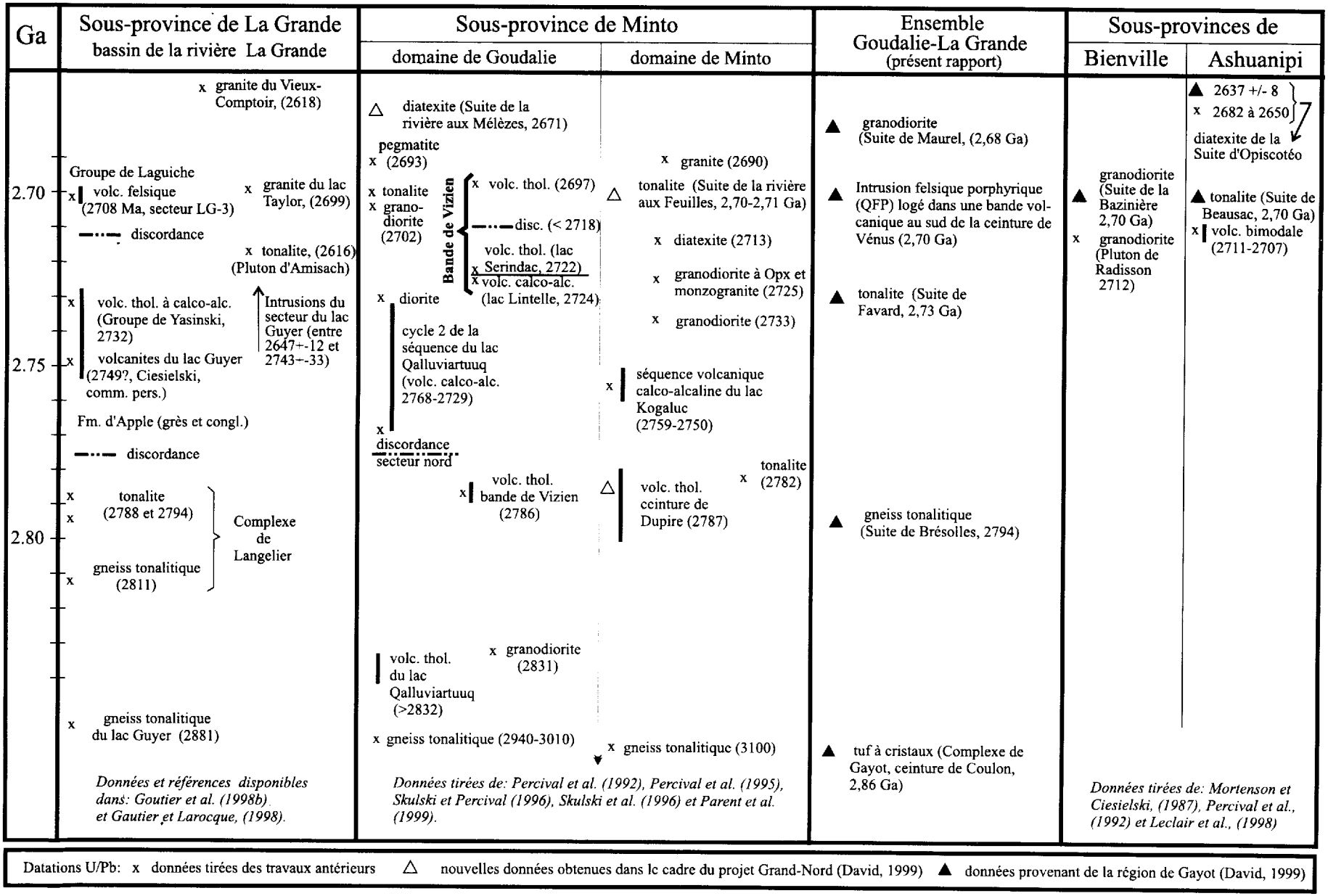


Figure 4 - Principales unités qui composent les grands ensembles tectono-stratigraphiques de la partie NE de la Province du Supérieur et leur relation temporelle avec celles de la région de Gayot.

et al., 1997 ; Gauthier et Laroque, 1998 ; Goutier *et al.*, 1998b).

Le socle tonalitique est daté entre 2881 et 2788 Ma (Gauthier et Larocque, 1998) et nommé Complexe de Langelier au sud de Radisson (figure 4; Goutier *et al.*, 1998a). À cet endroit, il est recouvert en discordance par les grès et conglomérats uranifères de la Formation d'Apple, (Goutier *et al.*, 1998b). Viens ensuite une séquence volcano-sédimentaire qui comprend deux cycles volcaniques distincts. Le premier cycle mafique-felsique correspond aux volcanites du lac Guyer, datées à 2749 Ma (Ciesielski, communication personnelle), ainsi qu'aux volcanites du Groupe de Yasinski, datées à 2732 Ma (figure 4 ; Goutier *et al.*, 1998b). Le second cycle intermédiaire-felsique reconnu par Skulski *et al.* (1984), dans la région de LG-3, est daté à 2708 Ma (David et Parent, 1997). Finalement, la plupart des intrusions tardives décelées dans la sous-province de La Grande se sont mises en place pendant la période allant de 2750 à 2618 Ma.

De direction générale E-W, la sous-province de La Grande s'étend vers l'est jusque dans le secteur du réservoir Caniapiscau (figure 1). Dans ce secteur, l'extension vers le nord du La Grande jusque dans la région de Gayot se base essentiellement sur une interprétation des cartes aéromagnétiques et reste à valider par des travaux de cartographie sur le terrain.

Le domaine de Goudalie de la sous-province de Minto est décrit (Percival *et al.*, 1992) comme un ensemble de roches tonalitiques incluant un socle ancien de gneiss tonalitique avec des ceintures de roches supracrustales d'origine volcano-sédimentaire ainsi que des intrusions tardives de tonalites, de granodiorites et de granites (figure 4). Le gneiss tonalitique est daté dans le secteur de la rivière aux Feuilles (figure 1) à 2940 et 3010 Ma (Percival *et al.*, 1992). Les nombreuses bandes volcano-sédimentaires se composent de lithologies variées comparables à celles du La Grande. Les datations obtenues dans plusieurs de ces bandes permettent de constater que des épisodes volcaniques ont été présentes à différentes époques dans le domaine de Goudalie et dans la sous-province de Minto (figure 4).

Les suites intrusives tardives du Goudalie se composent de granodiorite à hornblende-biotite (2702 Ma), de tonalites légèrement foliées (2700 Ma) et de divers types de granites, dont une pegmatite tardive datée à 2693 Ma (figure 4).

La distinction entre la sous-province de La Grande et le domaine de Goudalie n'a pu être établie dans notre région car ces entités présentent plusieurs similitudes (figure 4). En effet, dans l'ensemble Goudalie-La Grande, on retrouve un socle tonalitique ancien (2794 Ma), de nombreuses ceintures volcano-sédimentaires ainsi que plusieurs intrusions tardives de tonalite, de granodiorite et de granite. Dans la région de Gayot, l'ensemble Goudalie-La Grande s'oriente NE-SW à NNE-SSW et il est affecté par un système de déformation très pénétratif de direction NW. Cette région apparaît donc, en quelques sortes, comme une zone intermédiaire entre la sous-province de La Grande dont l 'orientation dominante est essentiellement est-ouest, et le Goudalie qui s'oriente NW-SE à NNW-SSE (figure 1). Nous proposons donc d'unifier pour l'instant, ces grandes entités tectono-stratigraphiques à l'intérieur d'une même entité « l'ensemble Goudalie-La Grande ». Toutefois, il est possible que la limite entre ces deux grands ensembles soit située au sud ou au nord de la région de Gayot.

Des dépôts paléoprotérozoïques appartenant à la Formation de Sakami ont été observés dans la partie nord de la région (lambeau de Dieter, figure 2). Cette formation a été définie par Eade (1966) pour désigner un ensemble de lambeaux de roches sédimentaires d'âge protérozoïque déposées en discordance (discordance aphébienne) sur le socle archéen. On considère ces lambeaux isolés comme étant des vestiges préservés à l'intérieur d'un bassin qui s'étendait à partir de la région du lac Cambrien situé à environ 75 km au NE de notre région, jusque dans la région de la baie James (Marcoux, 1979). Les lambeaux de Sakami se trouvent à l'intérieur de deux zones principales orientées ENE-WSW. La première correspond approximativement au bassin de la Grande Rivière et la seconde se trouve à la hauteur de la latitude 56°00' entre les longitudes 69°00' et 73°00'.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Outre les grandes divisions tectono-stratigraphiques régionales de la partie NE de la Province du Supérieur, définies à partir de travaux de reconnaissance à très grande échelle (Eade, 1966), la région de Gayot n'avait pas encore fait l'objet de travaux permettant une représentation globale des principaux ensembles lithostratigraphiques. La figure 3 donne un aperçu des différentes unités définies dans ce rapport ainsi que leur distribution régionale. L'ordre stratigraphique présenté dans la légende de cette figure et de la carte accompagnant ce rapport a été évalué à partir des résultats préliminaires de datations U/Pb sur zircons (David, 1999) et des relations de recoupement observées sur le terrain.

Ensemble Goudalie-La Grande

L'ensemble Goudalie-La Grande occupe une bande d'environ 60 kilomètres de largeur qui traverse toute la région étudiée selon une direction NE-SW à NNE-SSW (figure 2). Il est représenté, en majeure partie, par la suite de gneiss tonalitique de Brésolles (Abre) et par les tonalites foliées de la Suite de Favard (Afav1 et Afav2). L'ensemble Goudalie-La Grande comprend également plusieurs bandes de roches supracrustales appartenant au Complexe volcani-

que de Gayot (Agat) et à la Formation métasédimentaire d'Aubert (Aat).

Suite de Brésolles (nouvelle unité, Abre)

La Suite de Brésolles est introduite pour désigner une unité de gneiss rubanés de composition tonalitique localisée principalement dans la partie ouest et dans la partie NE de la région. Cette unité a aussi été reconnue dans la partie centrale où elle occupe une superficie moins importante (figure 3). La Suite de Brésolles représente une séquence ancienne car une datation U/Pb réalisée sur un gneiss dioritique a donné un âge préliminaire de 2794 Ma (David, 1999).

Les gneiss de la Suite de Brésolles possèdent souvent un aspect rubané produit par la présence de bandes blanchâtres tonalitiques et de bandes gris foncé de composition intermédiaire à mafique. Dans l'ensemble les bandes leucocrates sont plus larges et plus abondantes bien que les rubans foncés soient localement abondants. Certain de ces rubans mélanocrates pourraient correspondre à des enclaves d'amphibolite intensément étirées. D'ailleurs, les enclaves d'amphibolite sont très répandues à l'intérieur de l'unité. Elles ont quelques centimètres à quelques décimètres de largeur et leur proportion varie entre 1 et 30 %. Des niveaux d'amphibolites métriques, plus ou moins continus, ont également été observés. Finalement, certains rubans d'épaisseur centimétrique, riches en hornblende et en biotite, pourraient résulter d'une ségrégation minérale. La gneissosité à l'intérieur de la Suite de Brésolles est souvent très déformée et elle présente des patrons de plis complexes.

En lames minces, les rubans foncés renferment entre 20 et 35 % de minéraux mafiques dominés par de la hornblende verte, avec une quantité moindre de biotite souvent verdâtre. De l'épidote et du sphène sont pratiquement toujours associés aux minéraux mafiques et ils traversent souvent les grains de biotite et de hornblende. Les rubans leucocrates contiennent moins de 5 % de minéraux mafiques, prenant la forme de petits bâtonnets de biotite. En général, les plagioclases sont plus altérés à l'intérieur de ces rubans leucocrates. L'apatite est toujours présente et de l'allanite est observée occasionnellement dans les plages d'épidote.

Un granite ancien et fortement folié forme localement des niveaux décimétriques à métriques, parallèles ou légèrement à angle par rapport à la gneissosité régionale, principalement dans la partie ouest de la région. Ce granite pourrait représenter un mobilisat ancien lié à une refonte partielle des gneiss. Les gneiss de Brésolles sont abondamment injectés par des dykes de granite et de pegmatite de la Suite de Tramont, ainsi que par des tonalites foliées appartenant vraisemblablement à la Suite de Favard. Ces dernières sont particulièrement abondantes dans les gneiss localisés dans la partie NE de la région.

Complexe de Gayot (nouvelle unité, Agat)

Le Complexe de Gayot désigne l'ensemble des ceintures de roches d'origine volcanique rencontrées dans la région (figure 2). De façon générale, ces roches sont métamorphisées au faciès des amphibolites, bien que le faciès des schistes verts supérieurs soit localement observé. Le complexe se compose surtout de roches volcaniques effusives, d'intrusions mafiques-ultramafiques ainsi que de roches pyroclastiques. Des horizons de roches sédimentaires et de formations de fer oxydées sont également observées dans la séquence. Cependant, ces diverses lithologies ne constituent pas d'horizons cartographiables à l'échelle de nos travaux.

Des unités informelles ont été introduites pour faire ressortir les caractéristiques lithologiques dominantes des différentes ceintures (figure 3 ; Simard et Gosselin, 1999). L'unité Agat1 désigne les ceintures caractérisées par plusieurs lithologies et généralement dominées par des basaltes plus ou moins amphibolitisés, telles les ceintures de Pitaval, de Coulon, de Vimeux, de Vénus, de Marilyn, et de Moyer (figures 2 et 3). La ceinture de Marilyn comprend aussi un horizon de roches fragmentaires d'origine incertaine d'une dizaine de kilomètres de longueur (Agat1a). L'unité Agat2 se caractérise par la prédominance de roches intrusives et possiblement effusives de composition ultramafique, dont des exemples sont les ceintures de Ladille et de Charras. Quelques dykes de gabbro localisés dans la partie NE de la région ont été inclus dans l'unité Agat2a.

Deux datations U/Pb ont été réalisées sur des roches prélevées à l'intérieur du Complexe de Gayot. Une première provient d'un tuf à cristaux de la ceinture de Coulon et livre un âge particulièrement ancien de 2,86 Ga (David, 1999 ; figure 4). La seconde, provient d'un niveau de roches de composition felsique, probablement un horizon de QFP ou de tuf à cristaux, intercalé entre des coulées de basaltes à l'intérieur d'une bande située au sud de la ceinture de Vénus. Cette roche donne un âge relativement jeune d'environ 2,70 Ga. Pour l'instant, ces résultats préliminaires laissent présager une histoire relativement complexe, en ce qui concerne l'évolution du volcanisme dans le Complexe de Gayot. Mentionnons néanmoins qu'il peut être déduit que le complexe serait principalement constitué de roches plus vieilles que 2,73 Ga. Cet âge correspond à l'âge probable des dykes tonalitiques associés à la Suite de Favard et qui coupent en de nombreux endroits les séquences volcaniques.

Les roches volcaniques effusives sont principalement représentées par des basaltes plus ou moins amphibolitisés. Ceux-ci constituent la lithologie dominante du complexe. Ils sont généralement déformés et souvent rubanés. Des textures primaires peuvent être localement préservées lorsque la déformation est moins importante. Des coussins ainsi que des amygdules ont été observés dans les ceintures

de Coulon et de Vénus. Des komatiites contenant des textures de spinifex ont été observées dans la ceinture de Vénus (Michel Chapdelaine, Mines d'Or Virginia, communicayion personnelle). Mentionnons que des résultats d'analyses lithogéochimiques effectuées sur des laves, originellement décrites comme des basaltes rubanés, nous permettent de conclure que des coulées de composition ultramafique sont également présentes dans la ceinture de Marilyn et dans celle de Coulon, au sud de la faille de Vaujours. Des niveaux métriques de laves rhyolitiques ont été observés, à quelques endroits, associés à des roches pyroclastiques de composition felsique.

Les intrusions mafiques et ultramafiques ont été observées dans toutes les ceintures. Les intrusions ultramafiques, en particulier, sont la seconde lithologie la plus abondante du Complexe de Gayot. Elles constituent la lithologie dominante des ceintures de Ladille et de Charras et elles sont particulièrement abondantes dans les ceintures de Vimeux, de Marilyn et de Vénus. Dans la ceinture de Coulon, des roches ultramafiques sont concentrées au sud de la faille de Vaujours.

Les intrusions ultramafiques sont des pyroxénites et des péridotites qui constituent des filons-couches dont l'épaisseur varie de 3 à 30 mètres. Il s'agit de roches à grains fins à moyens, de couleur gris foncé à noirâtre et qui possèdent une couleur d'altération brun foncé, très caractéristique et facilement identifiable. Les péridotites contiennent régulièrement entre 15 et 20 % de cristaux arrondis d'olivine, très serpentinisés, de 1 à 3 cm de diamètre. Ces cristaux produisent une « texture à boules » sur les surfaces altérées. Des textures primaires de cumulats ont aussi été observées à plusieurs endroits. Ces intrusions contiennent également des rubans ou veinules plus ou moins continus de magnétite généralement parallèles à la foliation régionale.

Les gabbros sont moins abondants mais se retrouvent dans toutes les ceintures. Ils ont une texture massive, moyennement grenue et sont de couleur gris verdâtre avec une patine d'altération vert brunâtre. Ils forment des filons-couches insérés dans la séquence avec les basaltes ou en encore ils se présentent en alternance avec les intrusions ultramafiques. Dans ce dernier cas, il serait possible que les gabbros soient la partie sommitale de filons-couches ultramafiques différenciés. Dans le secteur au sud de la Formation de Sakami, quelques lentilles de gabbro d'extension pluri-kilométrique orientées NE-SW à NNE-SSW ont été assignées à l'unité Agat2a (figure 3).

Les roches pyroclastiques sont courantes mais ne comptent que pour une faible proportion de la séquence. Elles forment des horizons décimétriques à décamétriques constitués principalement de tufs à cendres rubanés et de tufs à cristaux de composition felsique parfois intermédiaire. Des roches rhyolitiques possiblement effusives ont également été décrites. Plusieurs horizons de tufs à lapilli et de tufs à lapilli et à blocs ont été observés en alternance avec les intrusions ultramafiques dans la ceinture de Vénus. Finalement, l'horizon pyroclastique le plus important a été décelé dans la ceinture de Coulon. Il possède une épaisseur de plus de 90 mètres.

Une unité particulière de roches fragmentaires d'origine incertaine a été suivie sur une dizaine de kilomètres dans la partie nord de la ceinture de Marilyn (Agala). Il s'agit d'une roche constituée de 30 à 50 % de fragments de composition felsique baignant dans une matrice d'amphibolite moyennement grenue. Les fragments sont sub-arrondis à sub-angulaires et ils possèdent un diamètre qui varie de 1 à 10 centimètres. Ces roches forment des horizons de un à plusieurs mètres d'épaisseur qui alternent avec des niveaux d'amphibolite massive métriques à décamétriques, probablement des gabbros. L'origine de ces roches fragmentaires demeure ambiguë en raison de l'altération avancée des fragments felsiques. Il pourrait s'agir de niveaux de brèches volcaniques ou encore de gabbros à glomérocristaux de feldspath complètement altérés.

Les formations de fer observées dans le Complexe de Gayot forment des horizons métriques à décamétriques intercalés dans la séquence de basaltes ou plus rarement associés aux roches felsiques. Il s'agit de formations de fer oxydées et parfois sulfurées formées d'une alternance de rubans centimétriques à décimétriques de magnétite et de chert. Dans la partie centrale de la ceinture de Coulon, une formation de fer pyriteuse et grenatifère d'environ 5 m d'épaisseur à été suivie sur près de 5 km. Une formation de fer rencontrée dans la ceinture de Vimeux, forme un horizon massif de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Elle est constituée presque exclusivement de magnétite. Un niveau de formation de fer dans lequel on a décelé jusqu'à 5,6 g/t Au a été suivi sur plus de 10 km par Mines d'Or Virginia inc. dans la ceinture de Vénus (Michel Chapdelaine, comm. pers.). Cet horizon riche en magnétite et en pyrrhotite pourrait être à l'origine de l'anomalie aéromagnétique régionale extrêmement forte qui est centrée sur la ceinture de Vénus.

Les roches sédimentaires sont peu abondantes dans le Complexe de Gayot. De rares niveaux de paragneiss de quelques mètres d'épaisseur ont été vus dans les ceintures de Marilyn et de Vénus. La société Virginia rapporte également la présence d'un conglomérat à fragments de gneiss tonalitique dans la ceinture de Vénus (Michel Chapdelaine, communication personnelle).

Formation d'Aubert (nouvelle unité, Aat)

La Formation d'Aubert désigne une séquence métasédimentaire qui forme des bandes dont la superficie varie de 15 à 100 km^2. Elle a été divisée en deux unités informelles, soit les unités Aat1 et Aat2.

L'unité Aat1 se limite au secteur de la ceinture de Coulon, dans la partie SW de la région (figures 2 et 3). Elle est constituée de bancs épais de conglomérat polygénique à fragments de basalte amphibolitisé, de tuf à cristaux, de gneiss tonalitique et de formation de fer. Les fragments sont étirés dans le sens de la foliation et leur dimension varie de 1 à 8 cm. Les conglomérats alternent avec des bancs de grès quartzitique et de grés argileux (wacke) variant de 1 à 4 m d'épaisseur.

Les relations de terrain ainsi que la composition des fragments dans les conglomérats permettent de conclure que la Formation d'Aubert se superpose au Complexe de Gayot et s'est accumulée suite à une période d'érosion qui a affecté la séquence volcanique à cet endroit. Une situation comparable se retrouve à la Baie James où les conglomérats du Groupe de Laguiche reposent en discordance sur des unités volcaniques (Gauthier *et al.*, 1997). Rappelons que les conglomérats de Laguiche sont considérés comme un horizon repère important dans cette région (Chartrand et Gauthier, 1995) et ils sont associés localement à des roches volcaniques felsiques dans le secteur de LG-3 (figure 1; Gauthier *et al.*, 1997).

L'unité Aat2 est la plus répandue. Elle est constituée de paragneiss à grains fins à moyens, gris foncé, rubanés, légèrement migmatisés et abondamment injectés de matériel granitique. Ces paragneiss se composent de 15 à 35 % de minéraux mafiques comprenant de la hornblende et de la biotite. L'épidote, omniprésente, constitue jusqu'à 2 % du total de la roche. Des petits cristaux d'allanite sont souvent associés à l'épidote. Du sphène et des feldspaths potassiques ont été observés à quelques endroits. Des schistes à cordiérite+andalousite+grenat ont également été observés dans cette unité au sud de la ceinture de Coulon.

Une sous-unité particulière de paragneiss (Aat2a) a été observée à environ 12 km au SSW de la ceinture de Charras, à l'est de la faille de Vaujours (figures 2 et 3). Elle forme une bande allongée, très peu affleurante, dont la superficie est estimée à environ 20 km^2. Elle est associée à une forte anomalie aéromagnétique. On y trouve des paragneiss à biotite souvent rouillés et localement riches en magnétite. Cette séquence de paragneiss renferme également plusieurs niveaux de formations de fer oxydées et sulfurées, d'épaisseur décimétriques à métriques. La présence d'orthopyroxène indique que ces roches sont au faciès métamorphique des granulites, ce qui est atypique des roches observées dans l'ensemble Goudalie-La Grande.

Suite de Favard (nouvelle unité, Afav)

La Suite de Favard occupe une partie importante de l'ensemble Goudalie-La Grande (figure 3). Elle comprend deux unités : une unité plus ancienne et peu répandue de diorite foliée (Afav1) et une unité principale de tonalite foliée (Afav2) qui comprend une sous-unité de tonalite foliée magnétique (Afav2a). Une datation U/Pb de l'unité Afav2 a livré un âge de 2,73 Ga (David, 1999 ; figure 4).

L'unité de diorite foliée (Afav1) forme de petites masses lenticulaires qui sont restreintes à la partie nord de la région. Les plus importantes se trouvent à l'ouest de la Formation de Sakami (figure 3). Elle a aussi été rencontrée sous forme d'enclaves de dimension cartographiable à l'intérieur d'une granodiorite de la Suite de Maurel dans la partie NW de la région. Cette unité se compose surtout de diorite et de diorite quartzifère avec localement un peu de gabbro. La roche a une couleur gris moyen à gris foncé et elle a un aspect massif à folié, parfois même gneissique.

Il semble que les diorites foliées de l'unité Afav1 représentent une phase intrusive précoce appartenant à la Suite tonalitique de Favard. En effet, des dykes tonalitiques ont été vus à plusieurs endroits coupant les diorites. De plus, des enclaves dioritiques appartenant vraisemblablement à l'unité Afav1 ont été observées dans les tonalites de l'unité Afav2.

La tonalite foliée (Afav2) est l'unité principale de la Suite de Favard et elle occupe une superficie importante de l'ensemble Goudalie-La Grande (figure 3). Elle se compose d'une tonalite à granulométrie moyenne, de couleur blanchâtre à légèrement rosée et qui contient moins de 10 % de minéraux mafiques dominés par de la biotite. L'aspect de la tonalite peut varier grandement à l'intérieur d'un même affleurement, passant de massif à fortement folié ou même gneissique. Ces variations semblent généralement associées à une augmentation de la déformation en bordure de plutons tardifs ou à proximité de zones de failles. Toutefois, la tonalite possède généralement un aspect plus ou moins rubané produit par la concentration de biotite le long de niveaux centimétriques mal définis. Il peut être difficile de distinguer les tonalites de Favard des gneiss anciens de Brésolles lorsqu'elles possèdent un aspect gneissique. Toutefois, des lambeaux préservés de gneiss tonalitique appartenant à la Suite de Brésolles ont été observés, coupés par les tonalites de Favard. Une tonalite à hornblende-biotite contenant entre 15 et 25 % de minéraux mafiques a été vue à quelques endroits. Celle-ci est particulièrement abondante dans la partie NE de la région, dans le secteur occupé par les diorites de l'unité Afav1.

De nombreuses enclaves centimétriques à métriques d'amphibolite et de diorite amphibolitisées sont présentes dans l'unité Afav2. Leur pourcentage est variable et augmente généralement près des ceintures de roches volcanosédimentaires ou encore en bordure des lentilles de l'unité de diorite Afav1. L'augmentation du pourcentage des enclaves d'amphibolite s'accompagne souvent d'une augmentation du pourcentage des minéraux mafiques, et principalement des amphiboles, à l'intérieur de la tonalite. Les enclaves sont souvent étirées et contiennent généralement une foliation interne parallèle à la foliation régionale bien que quelques-unes aient montré une foliation précoce

crénulée par la foliation régionale. Finalement, des enclaves de gneiss tonalitiques de Brésolles ainsi que des paragneiss d'Aubert sont également observés localement.

En lames minces, la tonalite contient moins de 5 % de biotite partiellement chloritisée. La hornblende verte est présente mais en faible quantité. De l'épidote et du sphène sont souvent accolés aux grains de biotite et, à quelques endroits, de l'allanite a été observée dans les plages d'épidote. Les grains de quartz possèdent presque toujours une extinction roulante prononcée et les plagioclases sont altérés. Les feldspaths potassiques constituent moins de 1 % du total de la roche. Ils se trouvent dans les interstices entre les grains de quartz et de plagioclase. L'apatite est assez fréquente et de forme idiomorphe.

La sous-unité de tonalite foliée magnétique (Afav2a) a été définie pour désigner deux masses tonalitiques qui se distinguent par leur forte susceptibilité magnétique sur les cartes aéromagnétiques. La première est dans la partie NW de la région, près du contact avec la sous-province de Bienville, et la seconde dans la partie sud, en contact avec la sous-province d'Ashuanipi. Mis à part le magnétisme, cette unité est très semblable à l'unité Afav2 décrite plus haut. Toutefois, la tonalite possède fréquemment une teinte rosâtre qui lui donne l'aspect d'une granodiorite. En lames-minces, la biotite est plus abondante et dépasse parfois 10 %. Mentionnons que la quantité de sphène augmente généralement avec le pourcentage de biotite. L'épidote apparaît par contre absente de cette unité tandis que l'on trouve systématiquement de 1 à 2 % de magnétite. Celle-ci est localisée principalement dans les craquelures des grains de biotite et de sphène.

Sous-province de Bienville

La sous-province de Bienville (Card et Ciesielski, 1986) se trouve dans la partie NW de la carte (figures 2 et 3). Elle est représentée dans notre région par la Suite intrusive de La Bazinière (nouvelle unité), laquelle se compose principalement de granodiorite bien foliée.

La nature du contact Bienville-Goudalie-La Grande semble essentiellement intrusive et aucune particularité structurale ou métamorphique n'a pu être définie. De plus, ce contact est tracé de façon plus ou moins précise, dû à la présence de lithologies souvent très apparentées à l'intérieur des deux grands ensembles lithotectoniques.

Suite de La Bazinière (nouvelle unité, Abaz)

La Suite de La Bazinière a été cartographiée dans une région où les affleurements sont très rares et de mauvaise qualité. L'interprétation générale de la carte dans ce secteur et la nature même de cette suite doivent donc être considérées avec réserve. La Suite intrusive de la Bazinière se compose principalement de granodiorite et en moindre importance de monzodiorite et monzodiorite quartzifère. Ces roches ont une couleur gris rosâtre à gris blanchâtre et une granulométrie moyenne à grossière. Elles ont parfois une texture porphyrique donnée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 3 centimètres de longueur. Elles ont un aspect qui varie rapidement de massif à gneissique. Cette variation peut s'observer localement sur un même affleurement. La quantité de magnétite est également très variable à l'intérieur de ces roches qui passent de non magnétiques à très magnétiques. De rares enclaves métriques de diorite et d'amphibolite ont été observées ici et là. Cette rareté contraste avec les secteurs du lac Bienville (Ciesielski, 1984) et de Poste-de-la-Baleine (Ciesielski, 1983) où des cortèges d'enclaves très variées ont été rapportés dans le Bienville. On trouve aussi à l'intérieur de la Suite de La Bazinière quelques affleurements de diorite, de diorite quartzifère et de tonalite.

Deux échantillons représentatifs de la Suite de La Bazinière ont été analysés et étudiés en lames minces. Dans le diagramme de classification Q-A-P de Le Maître (figure 5a), ils se situent dans la partie supérieure du champ des monzodiorites quartzifères (I2G). Ces roches possèdent une granulométrie hétérogène définie par des xénomorphes de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. Le quartz est doté d'une extinction roulante très prononcée. La biotite et la hornblende verte constituent environ 15 à 20 % de le roche. On trouve également de l'épidote et du sphène bien cristallisé. Une datation U/Pb réalisée sur une granodiorite porphyrique massive à foliée, appartenant vraisemblablement à la Suite de La Bazinière, a livré un âge d'environ 2,70 Ga (David, 1999 ; figure 4) comparativement à 2,712 Ga dans la région de Radisson (Mortensen et Ciesielski, 1987).

Sous-province d'Ashuanipi

La sous-province d'Ashuanipi occupe la partie orientale de la région du lac Gayot. On y reconnaît trois unités principales : la Formation de Grosbois, la Suite de Beausac et la Suite d'Opiscotéo (Leclair *et al.*, 1998; figure 3). La Formation de Grosbois qui est l'unité la plus ancienne se compose de paragneiss migmatisés. Ces roches sont coupées à quelques endroits par des intrusions finement foliées de composition tonalitique à granodioritique que nous assignons à la Suite de Beausac. La Suite d'Opiscotéo correspond à des diatexites de composition granodioritique qui se sont injectées dans les deux unités précédentes.

On observe une diminution du métamorphisme, du sud vers le nord dans la sous-province d'Ashuanipi, passant du faciès granulite à celui des amphibolites. Cette variation se traduit surtout par la disparition de l'orthopyroxène dans les diatexites et les paragneiss qui s'accompagne d'une variation de la teinte de la biotite qui passe graduellement de brun rougâtre foncé à brun clair du sud vers le nord.

La limite entre la sous-province d'Ashuanipi et l'ensemble Goudalie-La Grande est assez nette. Il s'agit d'un contact intrusif des diatexites d'Opiscotéo, plus jeunes, dans les différentes unités du Goudalie-La Grande. On y obser-

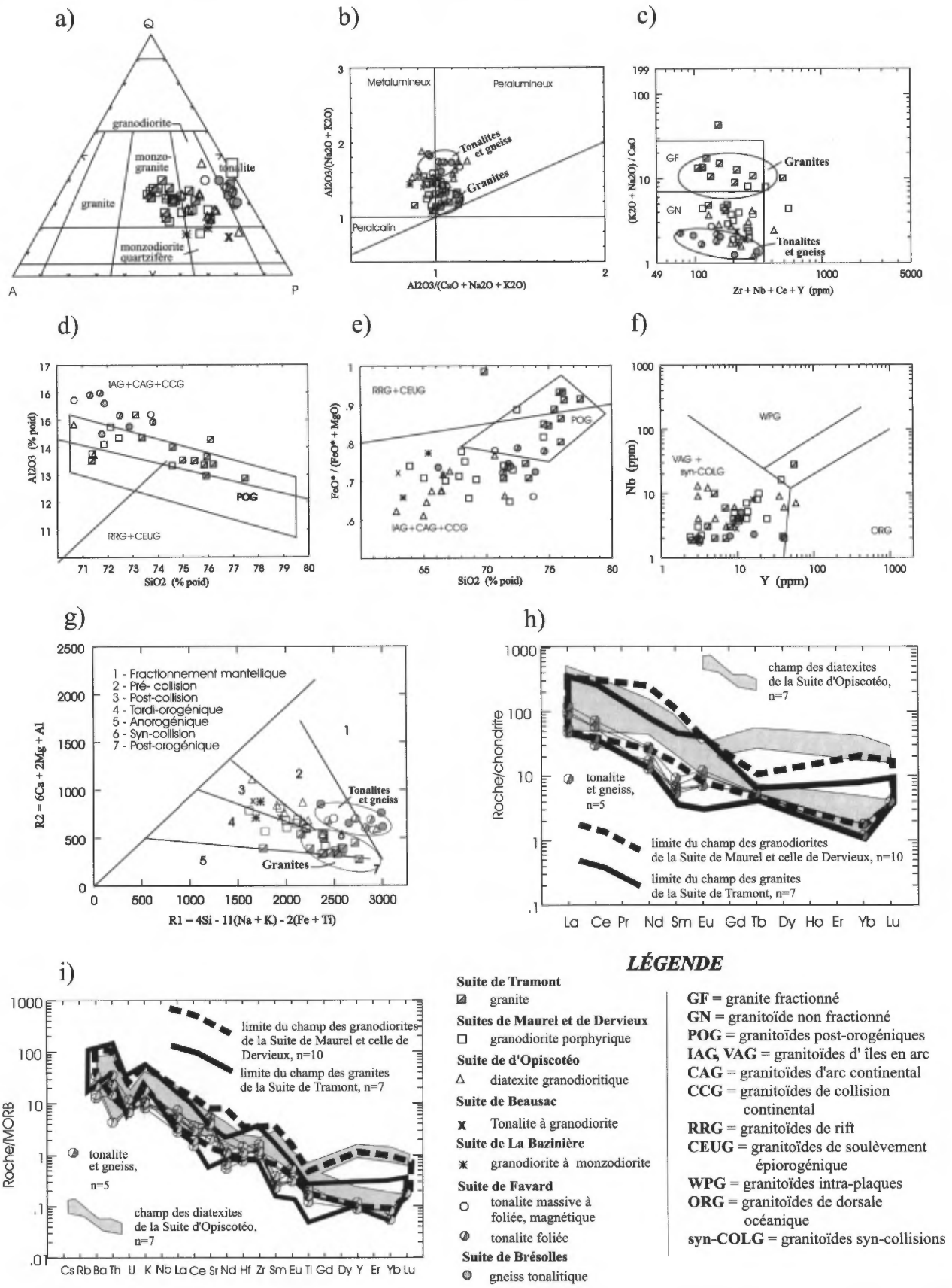


Figure 5 – Principales suites intrusives felsiques dans le diagramme : **a)** de Le Maître (1989), **b)** de Maniar et Piccoli (1989), **c)** de Whalen *et al.* (1987), **d)** de Maniar et Piccoli (1989), **e)** de Maniar et Piccoli (1989), **f)** de Pearce *et al.* (1984), **g)** de Bachelor et Bowden (1985), **h)** de terres rares normalisées aux chondrites (valeurs normatives de Sun et McDonough (1989), **i)** multi-éléments aux teneurs normalisées aux MORB.

ve généralement une diminution rapide du métamorphisme, passant du faciès des granulites dans les unités de l'Ashuanipi à celui des amphibolites dans celles du Goudalie-La Grande. Une bonne partie de ce contact est toutefois masquée dans la partie centre-est de la région par la faille de Vaujours et la présence d'une importante intrusion granodioritique porphyrique qui semble post-Opiscotéo et assignée à la Suite de Dervieuxl (figure 3).

Formation de Grosbois (nouvelle unité, Ags)

La Formation de Grosbois est constituée de lambeaux de paragneiss, plus ou moins migmatisés, préservés à l'intérieur de l'Ashuanipi. Ces roches sont semblables à celles qui ont été décrites ailleurs dans cette sous-province et où le protolite est interprété comme une séquence de sédiments clastiques dominée par un grauwacke (Percival *et al.*, 1992 ; Leclair *et al.*,1998). La Formation de Grosbois est probablement équivalente aux roches du Groupe de Hublet (Leclair *et al.*, 1998) observé dans l'Ashuanipi au sud de cette région ainsi qu'aux roches de la Formation de Mercator présente dans l'extrémité orientale de la sous-province d'Opinaca (Lamothe *et al.*, 1998 ; Lamothe, 1998). Comme la Formation de Mercator serait aussi un équivalent latéral des métasédiments migmatisés du Groupe de Laguiche (Simard et Gosselin, 1998) qui caractérisent la sous-province d'Opinaca, on peut conclure que la Formation de Grosbois serait équivalente aux paragneiss de l'Opinaca.

Les paragneiss de Grosbois forment des lambeaux dont la superficie varie de quelques kilomètres à plus de 200 kilomètres carrés (figure 3). Ces paragneiss sont migmatisés et leur aspect est rubané à cause d'une alternance de paléosome gris foncé à gris brunâtre et de leucosome gris clair à blanchâtre. Le paléosome est à granulométrie fine à moyenne ; il est bien folié et sa surface d'altération est de couleur rouille. En lames minces, on constate une texture granoblastique et une proportion de 15 à 25 % de minéraux mafiques constitués de biotite, d'orthopyroxène et, en moindre quantité, de hornblende verte. Le leucosome forme entre 5 et 50 % du volume total de la roche. Sa granulométrie varie de moyenne à grossière et parfois elle est même pegmatitique. Sa composition varie de tonalitique à granitique. Il forme des bandes d'épaisseur millimétrique à décimétrique, continues ou lenticulaires, parallèles à la foliation régionale. Ces bandes de mobilisat sont très déformées et elles contiennent à plusieurs endroits des plis ptygmatiques.

Des horizons décimétriques à décamétriques de formations de fer oxydées ont également été observés localement dans les séquences de paragneiss de la Formation de Grosbois. Elles sont rubanées et formées d'une alternance de lits centimétriques de magnétite et de chert. La présence de pyrite et de pyrrhotite dans ces formations produit souvent une surface de couleur rouille facilement repérable en affleurement.

Leclair *et al.* (1998) et Lamothe *et al.* (1998) ont divisé respectivement les paragneiss du Groupe de Hublet et ceux de la Formation de Mercator en deux unités distinctes, selon la présence ou non de grenats dans le paléosome. Dans les paragneiss de notre région, le grenat est plutôt rare et distribué aléatoirement. Il ne constitue donc pas un critère de cartographie. Là où le grenat est observé, il s'est concentré généralement en bordure ou à l'intérieur des bandes de mobilisat. On trouve aussi localement quelques horizons centimétriques à métriques de paragneiss très riches en grenats et associés aux horizons de formation de fer. Dans la Formation de Grosbois, l'orthopyroxène est abondant dans la partie sud de la sous-province mais pratiquement absent dans la partie nord. Ces observations pourraient s'expliquer par une diminution du degré de métamorphisme en allant vers le nord. De plus, cette variation régionale de la distribution de l'orthopyroxène a aussi été observée dans les diatexites de la Suite d'Opiscotéo.

Suite de Beausac (nouvelle unité, Abea)

La Suite de Beausac est le nom qui a été proposé pour désigner des roches intrusives très foliées, de composition tonalitique à granodioritique. Ces roches ont été observées en enclaves de dimensions pluri-kilométriques dans les intrusions de la Suite de Dervieux et parfois de la Suite de Tramont. Lorsqu'elles sont en contact avec les paragneiss de la Formation de Grosbois, ces roches intrusives prennent la forme de bandes métriques à l'intérieur des paragneiss. Ces bandes sont parallèles à la foliation régionale. Ailleurs, cette suite est souvent abondamment injectée par du matériel granitique tardif. Une datation U/Pb a livré un âge de 2,70 Ga pour cette unité (David, 1999).

Les roches de la Suite de Beausac sont de couleur grisâtre, finement à moyennement grenues et très fortement foliées à rubanées. Elles contiennent environ 10 % de hornblende verte et de biotite. Quelques grains d'orthopyroxène ont aussi été observés. La roche a une texture granoblastique mal définie. Deux échantillons analysés ont donné des compositions de monzodiorite quartzifère et de granodiorite (figure 5a). Toutefois, plusieurs échantillons dont les feldspaths ont été teintés ont une composition tonalitique.

Suite d'Opiscotéo (Aopi)

La Suite d'Opiscotéo a été définie par Leclair *et al.* (1998) dans la région du lac Bermen située au SSE du réservoir Caniapiscau (figure 1). Elle est constituée principalement de diatexites de composition granodioritique. Ces roches sont équivalentes aux diatexites qui caractérisent la sous-province d'Ashuanipi dans son ensemble et leur formation s'étendrait sur l'interval allant de 2650 à 2682 Ma (figure 4 ; Chevé et Brouillette, 1991 ; Percival *et al.*, 1992). Dans notre région, une datation réalisée sur ces

roches a livré un âge préliminaire de 2637 +/- 8 Ma (David, 1999).

La diatexite est une roche intrusive formée par anatexie et dans laquelle la fusion peut être totale. Percival (1991) mentionne que la minéralogie et la composition des diatexites et des paragneiss de l'Ashuanipi sont comparables. Il considère donc que les diatexites pourraient provenir de la fusion partielle d'un protolite semblable aux paragneiss cartographiés dans la sous-province d'Ashuanipi.

Dans notre région, les diatexites d'Opiscotéo forment des masses dont la superficie atteint plusieurs centaines de kilomètres carrés et leur susceptibilité magnétique varie de faible à très forte. Ces roches sont de couleur gris blanchâtre à gris verdâtre. En surface altérée, des teintes brunâtres à brun orangé sont produites par l'altération des biotites. Elles possèdent une granulométrie hétérogène qui varie de fine à pegmatitique. Des phénocristaux de feldspaths potassiques de 1 à 8 cm de longueur donnent souvent une texture porphyrique à la roche. Les diatexites sont généralement bien foliées. Cette foliation est accentuée par la présence de schlieren de biotite et d'enclaves étirées de paragneiss qui donnent à la roche un aspect rubané, irrégulier et discontinu. Les dimensions des enclaves de paragneiss varient de quelques centimètres à quelques mètres. Ils représentent généralement entre 5 et 25 % du volume total de la roche mais cette proportion peut localement être plus importante, particulièrement près des contacts avec les paragneiss de la Formation de Grosbois. Les enclaves sont migmatisées et leur foliation est souvent à angle par rapport à la foliation régionale. De rares enclaves d'amphibolite et de roches ultramafiques ont aussi été observées. Elles sont généralement plus petites et moins déformées que les enclaves de paragneiss.

La composition des diatexites est essentiellement granodioritique (11C, figure 5a). Elles se composent de quartz, souvent enfumé, de plagioclases, de feldspaths potassiques et de 10 à 25 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite avec de l'orthopyroxène et plus rarement de la hornblende verte. L'orthopyroxène est omniprésent dans la moitié sud de notre région. Dans la partie nord, par contre, il n'a pas été observé en lames minces quoique sa présence ait été constatée sur certains affleurements. On remarque également une variation de la couleur de la biotite qui passe de brun rougeâtre dans la partie sud à brun verdâtre dans la partie nord. Ces observations suggèrent, comme dans le cas des paragneiss de la Formation de Grosbois, une diminution régionale de l'intensité du métamorphisme en allant vers le nord.

Le grenat a été observé à quelques rares endroits dans notre région. Dans celle du lac Bermen par contre, Leclair *et al.* (1998) ont pu définir des sous-unités à l'intérieur de l'Opiscotéo sur la base de l'abondance de ce minéral. Le grenat est également abondant dans le secteur de Schefferville localisé dans la partie NE de la sous-province d'Ashuanipi (Percival *et al.*, 1992).

Les suites intrusives tardives

Les roches plutoniques tardives sont distribuées sur le territoire sans égard aux limites des domaines lithotectoniques. Ces roches intrusives appartiennent à trois suites distinctes, soit : la Suite granodioritique de Maurel, la Suite granodioritique de Dervieux et la Suite granitique de Tramont.

Suite de Maurel (nouvelle unité, Amau)

Les roches de la Suite de Maurel sont des granodiorites porphyriques possédant une forte susceptibilité magnétique. Elles forment des masses intrusives aux dimensions pluri-kilométriques et elles se présentent également sous forme d'injections et de dykes à l'intérieur des unités plus anciennes. Ces derniers n'apparaissent pas sur les cartes à cause de leur taille restreinte. Une datation réalisée sur un échantillon provenant d'un pluton situé dans la partie NW de la région a livré un âge préliminaire d'environ 2,68 Ga (figure 4).

La Suite de Maurel se compose principalement de granodiorite (figure 5a) et elle se distingue des autres unités par une texture porphyrique causée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. Le pourcentage des phénocristaux varie de 5 à 25 % mais il peut atteindre localement 50 % du volume de la roche. Les roches de cette suite sont de couleur gris rosâtre à rose foncé et leur granulométrie varie de moyenne à grossière. Leur aspect est massif ou faiblement folié, sauf dans les zones de failles où la foliation est très forte. Les enclaves sont peu abondantes. Elles sont de dimension décimétrique et elles se composent de lithologies variées qui correspondent à la nature de l'encaissant.

En lames minces, les roches de la Suite de Maurel ont une granulométrie hétérogène et les bordures des grains sont souvent dendritiques. Les textures graphiques sont très répandues. Les roches renferment entre 5 et 15 % de biotite et de hornblende verte en proportions variables mais généralement dominées par la biotite. Celle-ci possède une teinte verdâtre et est plus ou moins remplacée par de la chlorite. La roche contient toujours de la magnétite associée à la biotite ce qui explique le caractère très magnétique de cette unité. On y trouve également des grains idiomorphes à hypidiomorphes de sphène ainsi que de l'apatite et parfois de l'épidote.

Suite de Dervieux (nouvelle unité, Ader)

La Suite de Dervieux est restreinte à la sous-province d'Ashuanipi. Elle se compose de granodiorites et de granites caractérisés par une forte susceptibilité magnétique et par une texture porphyrique très répandue produite par la présence de phénocristaux de feldpaths potassiques de 1 à 5 cm de longueur. Elles ont une couleur gris rosâtre et leur

granulométrie varie de moyenne à grossière. Elles ont un aspect massif à faiblement folié. Les enclaves sont plus ou moins répandues et correspondent surtout à des diorites, à des tonalites foliées et à des paragneiss de la Formation de Grosbois. Des enclaves de diatexites de la Suite d'Opiscotéo ont aussi été observées à quelques endroits. En lame-mince, la roche renferme entre 5 et 10 % de biotite et de hornblende, avec une quantité plus importante de biotite plus ou moins chloritisée. Quelques lames ne contenaient pas de hornblende. La magnétite, omniprésente, est associée à la biotite.

Il est difficile de distinguer la Suite de Dervieux de celle de Maurel tant sur le plan mégascopique qu'en lame-mince. La seule distinction se base sur la présence d'enclaves de diatexites de la Suite d'Opiscotéo dans les granodiorites de la Suite de Dervieux. Ces enclaves suggèrent que la Suite de Dervieux serait plus jeune que la Suite d'Opiscotéo datée à 2637+/- 8 Ma alors qu'une datation réalisée sur une granodiorite de la Suite de Maurel a donné un âge préliminaire plus ancien de 2,68 Ga (figure 4).

Suite de Tramont (nouvelle unité, Atra)

La Suite granitique de Tramont est très répandue dans toutes les sous-provinces de la région. Elle constitue la lithologie archéenne la plus jeune. La présence d'enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo dans ces granites suggère un âge plus jeune que 2637+/- 8 Ma. La Suite de Tramont est formée de masses de dimensions pluri-kilométriques ou encore de dykes et d'injections multiples de tailles métriques à décamétriques. Les roches de cette suite se sont injectées à l'intérieur des autres unités où elles constituent souvent plus de 10 % des affleurements. Près des contacts des masses plutoniques, le phénomène d'injection devient si important qu'il isole de nombreuses enclaves de roches encaissantes donnant à la roche un aspect de mégabrèche d'intrusion.

La composition des roches de la Suite de Tramont est très homogène et se situe dans le champ des monzogranites (IIM, figure 5a). La roche est rosâtre, homogène, massive à légèrement foliée, sauf dans les zones de déformation où une texture presque gneissique se développe. La granulométrie qui peut varier de fine à grossière demeure constante au niveau d'un même affleurement. Des injections pegmatitiques sont fréquemment observées et celles-ci semblent correspondre à une phase tardive de cette suite.

Le granite de Tramont contient moins de 1 % de biotite ou de chlorite. Il renferme un peu de mica blanc qui provient de l'altération des plagioclases. Les cristaux de feldspath potassique sont fréquemment perthitiques. Quelques petits grains de grenat idiomorphes ont été observés localement. De façon générale, on trouve dans les granites entre 1 et 10 % d'enclaves centimétriques à métriques provenant des lithologies encaissantes.

Les roches d'âge Protérozoïque

Formation de Sakami (pPsa)

La Formation de Sakami a été définie par Eade (1966) pour regrouper plusieurs lambeaux de roches sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque datées à environ 2,0 Ga (Séguin *et al.*, 1981). Cette formation est présente dans la partie NE de notre région, où l'on trouve le lambeau du lac Dieter qui s'étend d'est en ouest sur plus de 40 kilomètres ainsi que le lambeau du lac Pons dont on ne voit qu'une partie dans le coin NE de la carte.

Dans le lambeau du lac Dieter, la Formation de Sakami forme une séquence monoclinale régulière orientée E-W avec un pendage d'environ 20° vers le sud. Eade (1966) l'a subdivisée en deux unités : une séquence inférieure de dépôts continentaux constitués de lits rouges, de conglomérat, d'arkose, de mudstone et de siltstone et une séquence supérieure épicontinentale de grès quartzeux. La base de la séquence inférieure est occupée par une unité d'environ 55 m d'épaisseur qui a été associé à un environnement torrentiel et lacustre (Meusy, 1982). Elle débute avec un conglomérat rouge et se caractérise par une alternance de grès et argilites rouges avec des grès et argilites verts à gris verdâtre. Cette unité est surmontée par une séquence de 135 m de grès blanchâtre plus ou moins homogène associé à un environnement fluviatile puis par une séquence épaisse (au moins 700 m) d'orthoquartzite et de grès quartzeux deltaïques, massifs et à stratifications obliques. Des mesures de paléocourant réalisées dans le secteur du lac Dieter (Orr, 1979), ont permis d'observer des directions d'écoulement provenant du nord ou du NW. Plus au sud, des directions provenant du NE ont été obtenues (Meusy, 1982).

L'orthoquartzite représente, de loin la lithologie la plus abondante. Elle forme des lits de 2 à 10 cm d'épaisseur, généralement massifs et rarement laminaires, dont la couleur varie de blanchâtre à rouge orangé. De minces lits de 1 à 2 cm de mudshale rouge sont observés occasionnellement et Eade (1966) note la présence de quelques lentilles de conglomérats à cailloux de quartz bien arrondis dans la séquence. En lame mince, l'orthoquartzite se compose à 99 % de grains de quartz équigranulaires, très bien arrondis et d'une quantité infime de matrice argileuse. On observe aussi quelques rares grains de plagioclases et de roches quartzeuses recristallisées.

La Formation de Sakami repose en discordance sur les roches archéennes mais la nature de ce contact est souvent oblitérée par des failles tardives. Les travaux de Uranerz ont permis d'identifier une zone uranifère associée à l'unité inférieure du lambeau du lac Dieter (Orr, 1977; Orr et Holmstead, 1979). Le principal horizon minéralisé est localisé au sommet d'une séquence de shale vert silteux près d'une zone de transition avec un grès impur.

Suite de Bouteille (nouvelle unité informelle, Pboe)

La suite de Bouteille est proposée pour désigner de façon informelle l'ensemble des dykes de diabase de la région. Ces dykes ont été observés sur une soixantaine d'affleurements et ils possèdent des épaisseurs variant de quelques décimètres à plus de cent mètres. Leur extension latérale est généralement assez limitée et seulement quelques-uns d'entre eux ont pu être tracés sur la carte. Ces dykes sont en général très magnétiques mais rarement visibles sur les cartes aéromagnétiques régionales en raison de leur dimension restreinte. Dans le secteur du lac Bouteille, ces dykes coupent la Formation de Sakami et un âge K-Ar de 1598 +/- 92 Ma a été obtenu (Meusy,1982), soit à la limite entre le Paléo et le Mésoprotérozoïque.

Les dykes de diabase ont trois orientations principales, soit : NE-SW, N-S et NW-SE. Quelques-uns ont une orientation E-W dans l'extrémité occidentale de la région. Les diabases ont un aspect massif et aucune déformation ne semble les avoir affectées. Elles ont une couleur gris foncé à gris verdâtre avec une patine d'altération brun foncé. Leur granulométrie varie de fine à moyenne. En lames minces, elles ont une texture subophitique et se composent de grains de plagioclase allongés, de clinopyroxène et de magnétite interstitielle. Elles contiennent également quelques grains d'olivine partiellement serpentinisés.

LITHOGÉOCHIMIE

Les éléments majeurs, les éléments traces ainsi que les terres rares ont été analysés sur 125 échantillons de roches provenant des principales lithologies de la région. Les résultats de ces analyses ont été reportés sur les diagrammes des figures 5 et 6 et ils seront discutés sommairement selon trois grands groupes, soient : 1- les granitoïdes 2- le Complexe volcanique de Gayot et 3- les enclaves et les horizons de roches mafiques à ultramafiques observés à l'intérieur des granitoïdes.

Les granitoïdes

La région de Gayot contient, en majeure partie, des roches ignées plus ou moins métamorphisées qui ont été assignées aux différentes suites intrusives et métamorphiques décrites plus haut. Les résultats des analyses lithogéochimiques effectuées sur des échantillons de ces différentes suites ont été reportés sur les diagrammes de la figure 5. Le diagramme mésonormatif de Le Maître (1989, figure 5a) a permis de préciser la nature des roches constituant chacune des suites. La plupart des diagrammes mettant en corrélation des associations d'éléments majeurs, permettent de subdiviser les granitoïdes en trois grands groupes (figures 5b, 5c, 5d, 5e et 5g) : le premier correspond aux granites de la suite de Tramont, le second comprend les tonalites de Favard et les gneiss tonalitiques de Brésolles et finalement le troisième englobe des roches de composition granodioritique appartenant aux suites de Dervieux, de Maurel, de Beausac et d'Opiscotéo.

De façon générale, les granitoïdes de la région sont légèrement peralumineux bien que plusieurs échantillons soient un peu à l'intérieur du champ des roches métalumineuses (figure 5b). Dans le diagramme de Whalen *et al.* (1987 ; figure 5c), les granites de Tramont sont dans le champ des granites fractionnés tandis que les analyses des autres suites sont dans le champ des granitoïdes peu ou non fractionnés.

Dans les diagrammes permettant de discriminer les environnements géotectoniques, les analyses des granites de Tramont sont groupées dans le champ des granitoïdes post-orogéniques (figures 5d et 5e) tandis que les analyses de roches tonalitiques et granodioritiques pourraient être associées à un environnement d'îles en arc, d'arc continental ou de collision continentale (figures 5d, 5e et 5f). Dans la figure 5g, les tonalites semblent associées à l'époque pré-collision, les roches granodioritiques à un temps syn à post-collision et les granites aux phénomènes post-orogénique à syn-collision.

Les diagrammes mettant en corrélation des éléments traces sont peu discriminants comparativement aux diagrammes des éléments majeurs (figures 5c et 5f). Cette constatation s'applique également aux diagrammes d'abondance des terres rares et des éléments mineurs (figures 5h et 5i). Bien que les patrons liés à ces derniers reflètent des particularités intrinsèques à chacune des suites, les profils généraux sont relativement semblables. On remarque néanmoins que les granites de Tramont contiennent des teneurs moins élevées en Sr, Sm et Eu comparativement aux roches granodioritiques de Dervieux, de Maurel et d'Opiscotéo. Le profil associé aux tonalites et gneiss tonlitiques est légèrement appauvri en terres rares légères par rapport aux autres granitoïdes. Il contient également une légère anomalie positive en Eu. Pour ce qui est des diatexites d'Opiscotéo, trois échantillons contiennent des teneurs anormalement enrichies en terres rares lourdes (Yb et Lu), ce qui produit un patron en forme de « fourche » (figures 5h et 5i). Ces échantillons sont également anomaux au niveau de leur rapport Zr/Y qui est de 3,5 comparativement à une valeur qui se situe généralement aux environs de 15 pour l'ensemble des granitoïdes analysés. La particularité géochimique de ces trois échantillons n'a pu être expliquée pour le moment.

Le Complexe de Gayot

L'échelle à laquelle ont été réalisés nos travaux permet d'étudier le Complexe de Gayot de façon globale. En effet, le complexe représente un ensemble de ceintures de roches volcaniques, isolées les unes des autres, dont la structure

interne n'est pas encore définie. Conséquemment, les échantillons recueillis doivent être considérés comme faisant parti d'un échantillonnage aléatoire d'une séquence volcanique plus ou moins démembrée. Ces échantillons ont été recueillis dans toutes les bandes volcaniques cartographiées et ont été choisis de manière à préciser les principales lithologies constituant le complexe.

Les laves le plus fréquemment observées dans le Complexe de Gayot sont des basaltes d'affinité tholéiitique (figures 6a, 6b, et 6d). Ils possèdent un rapport Zr vs Y distinctif d'environ 2,8 et un profil des terres rares typiquement plat (figure 6e). Dans le diagramme Ti vs Zr (figure 6c) la distribution des basaltes indiquerait un environnement géotectonique correspondant, soit à un milieu d'îles en arcs, soit à celui de fond océanique. Deux échantillons provenant de la ceinture de Vénus sont des ferrotholéiites appartenant vraisemblablement à la même suite volcanique. Ces ferrotholéiites montrent une différenciation avancée (figure 6b) et sont légèrement appauvries en terres rares légères (figure 6e). Toujours dans la ceinture de Vénus, deux analyses indiquent la présence d'andésites calco-alcalines dans la séquence (figures 6a et 6d). Leur rapport Zr vs Y est supérieur à 7 et leur profil en terres rares est nettement enrichi en terres rares légères (figure 6e). Finalement, deux échantillons semblent présenter les caractéristiques d'un basalte d'affinité transitionnelle (Zr/Y de 5 et un léger enrichissement en terres rares légères).

Les tufs de ce complexe sont de composition dacitique à rhyolitique et leur affinité est nettement calco-alcaline (figures 6a, 6b et 6d). Ils sont enrichis en terres rares légères (figure 6f) tout comme les andésites calco-alcalines. Il semble donc que la région ait connu une activité volcanique calco-alcaline effusive et extrusive.

Les roches ultramafiques du Complexe de Gayot appartiennent généralement à des filons-couches intercalés dans la séquence volcano-sédimentaire et parfois à des coulées komatiitiques. Dans les diagrammes Zr vs Y et Ti vs Zr, ces roches sont sur la même droite de cristallisation fractionnée que les basaltes tholéiitiques (figures 6b et 6c). La présence de laves ultramafiques a d'abord été reconnue à partir de structures en spinifex observées dans la ceinture de Vénus par le personnel de Mines d'Or Virginia (Michel Chapdelaine, communication perssonnelle). Deux roches décrites sur le terrain comme des basaltes rubanés seraient, selon nos analyses, des laves komatiitiques déformées. Tout en étant un peu plus évoluées, ces roches possèdent des caractéristiques géochimiques très semblables à celles des filons-couches ultramafiques (figures 6a, 6b, 6c et 6g).

Les enclaves et roches mafiques à ultramafiques

Des analyses ont été réalisées sur des échantillons provenant d'enclaves et d'horizons mafiques à ultramafiques de trois contextes différents : les masses mafiques-ultramafiques généralement observées dans les zones de failles régionales orientées NW-SE, les niveaux d'amphibolites situés à l'intérieur des gneiss de Brésolles et les enclaves mafiques identifiées dans les granitoïdes.

Les masses mafiques-ultramafiques ont une largeur de quelques dizaines de mètres et ne sont donc pas mises en carte à l'échelle de nos travaux. Elles sont néanmoins identifiées sur la carte SIGEOM (Simard et Gosselin, 1999) par les codes lithologiques I3A ou I4B placés près des affleurements où elles ont été observées. Ces roches sont déformées et peuvent parfois être confondues sur le plan mégascopique avec les roches ultramafiques du Complexe de Gayot. Toutefois, elles s'en distinguent par un net enrichissement en terres rares légères (figure 6g) et une composition moins magnésienne (entre 15 et 19 % MgO).

Les amphibolites appartenant à des niveaux de quelques mètres d'épaisseur ou à des enclaves dans les gneiss tonalitiques de la Suite de Brésolles sont de composition mafique à intermédiaire (figures 6a et 6d). Leur affinité magmatique varie de tholéiitique à transitionnelle sauf pour un échantillon dioritique d'affinité calco-alcaline (figure 6b). La plupart des échantillons analysés sont enrichis en terres rares légères sauf un échantillon possédant un patron « plat » comparable à celui de basaltes tholéiitiques (figure 6f). Ces quelques caractéristiques ne sont pas suffisantes pour déterminer la nature de ces amphibolites. Toutefois, une origine volcanique serait envisageable compte tenu de l'âge relativement ancien (2,86 Ga) du volcanisme associé à la ceinture de Coulon (figure 4).

Deux échantillons d'enclaves mafiques ont été recueillis à l'intérieur d'une granodiorite porphyrique de la Suite de Maurel et d'un granite de Tramont. Ces enclaves possèdent une composition mafique (figures 6a et 6d) et une affinité magmatique transitionnelle à calco-alcaline (figure 6b) ce qui souligne une origine probablement différente de celle des volcanites mafiques du Complexe de Gayot. De plus, ces échantillons sont particulièrement enrichis en terres rares légères (figure 6f). Cette particularité permet d'envisager une provenance ignée qui pourrait se comparer à celle des masses mafiques-ultramafiques qui sont également fortement enrichies en terres rares légères (figure 6g).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Au point de vue des grandes structures régionales, la région de Gayot se distingue de la sous-province de La Grande. Le grain structural NE-SW à E-W qui caractérise le La Grande n'est pas identifié dans la région. Le seul élément comparable est le système de failles tardives dextres, de direction NW-SE, développé localement dans la région de la rivière La Grande (Chartrand et Gauthier, 1995). Ce système pourrait correspondre à un système semblable très bien développé dans la région du lac Gayot.

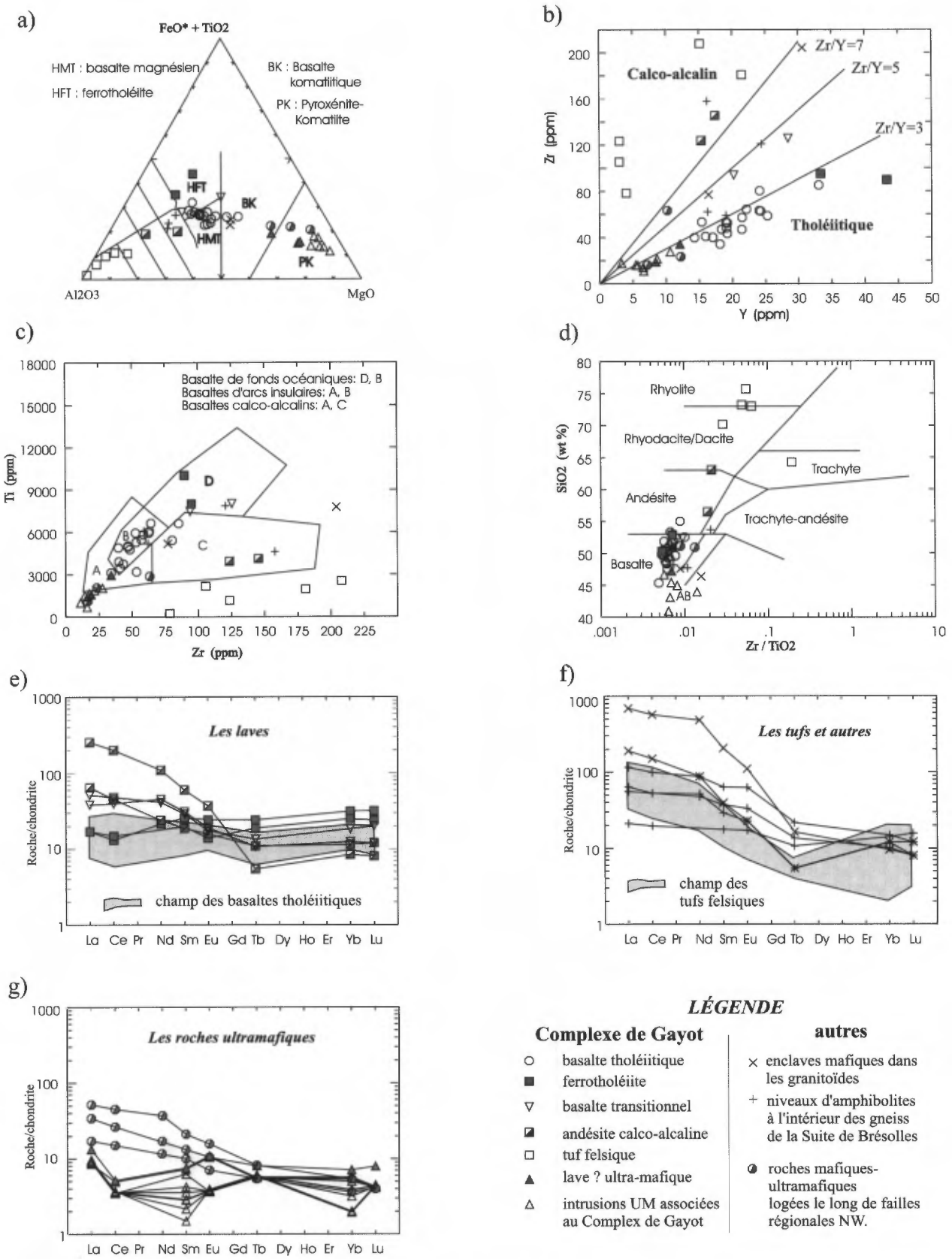


Figure 6 – Diagrammes géochimiques de différentes lithologies rencontrées dans le Complexe de Gayot ainsi que d'échantillons provenant de niveaux, d'enclaves et de masses mafiques à ultramafiques; **a)** diagramme de Jensen (1976), **b)** diagramme Zr vs Y, **c)** diagramme de Pearce et Cann (1973), **d)** diagramme de Winchester et Floyd (1977), **e), f)** et **g)** diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites (valeurs normatives de Sun et McDonough, 1985).

En ce qui concerne le domaine de Goudalie, les orientations NNW-SSE qui caractérisent ce domaine sont omniprésentes dans notre région. Percival *et al.* (1992) considèrent la déformation associée à ce grain structural comme s'étant développée avant une phase intrusive importante s'étalant de 2725 à 2693 Ma. Il mentionne que la distribution en feuillet d'intrusions relativement massives suggère des injections contrôlées par un grain structural préexistant d'orientation NW-SE. Dans la région de Gayot, cette situation ne semble pas avoir prévalu ou encore ne peut être identifiée. Les principales phases de déformation ont affecté, à des degrés divers, toutes les roches archéennes de la région. Elles contribuent à créer une histoire structurale complexe qui pourrait s'étendre sur une longue période. La Formation de Sakami d'âge paléoprotérozoïque n'est toutefois pas déformée si ce n'est le long de failles cassantes tardives correspondant généralement au réajustement de structures plus anciennes.

Les phases de déformation

Dans la région de Gayot, plusieurs phases de déformation se sont succédées. On observe, entre autre, les reliques d'une phase précoce de déformation D1 à l'intérieur des enclaves d'amphibolite décelées dans les gneiss de Brésolles et les tonalites foliées du Goudalie-La Grande. Les enclaves de paragneiss dans les diatexites de l'Ashuanipi contiennent également une foliation antérieure à la foliation régionale.

La foliation régionale est l'élément structural le plus répandu et le plus pénétratif qui affecte les roches archéennes de la région. Elle se présente sous forme d'une foliation minérale discrète, d'une schistosité ou d'une gneissosité dépendant du type de roche qu'elle affecte et de l'intensité de la déformation. D'ailleurs, les variations de l'intensité de la déformation s'observent souvent à l'échelle de l'affleurement. La foliation régionale est considérée comme appartenant à une phase de déformation D2, bien que dans les faits, l'histoire des déformations anciennes semble beaucoup plus complexe. Par exemple, la gneissosité rencontrée dans la Suite de Brésolles ne peut se comparer à la foliation développée dans les diatexites de la Suite d'Opiscotéo compte tenu de la différence importante d'âge entre les deux suites. Quoiqu'il en soit, la ou les phases de déformations à l'origine de la foliation régionale F2 ont été oblitérées par aux moins deux phases de déformation ultérieures qui ont affectées toutes les roches archéennes de la région. Les phases D3 et D4 ont réorienté et plissé la foliation régionale F2 (figure 7). La phase P3 dominant nettement le domaine structural à l'est de la faille de Vaujours tandis que la phase P4 affecte particulièrement le domaine à l'ouest (figures 7 et 8).

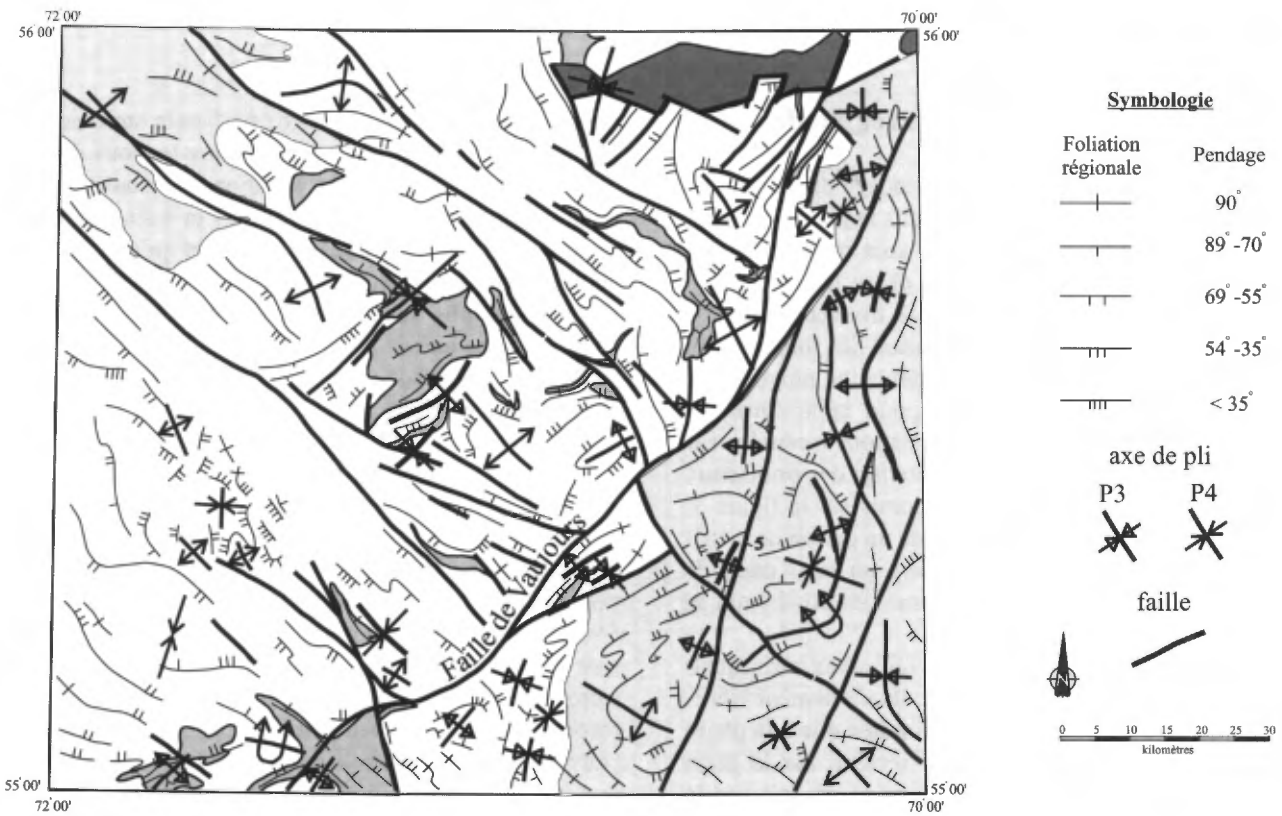


Figure 7 – Attitude de la foliation régionale et distribution des failles importantes et des principaux plis affectant la foliation (se référer à la figure 8 pour la localisation des sous-domaines structuraux).

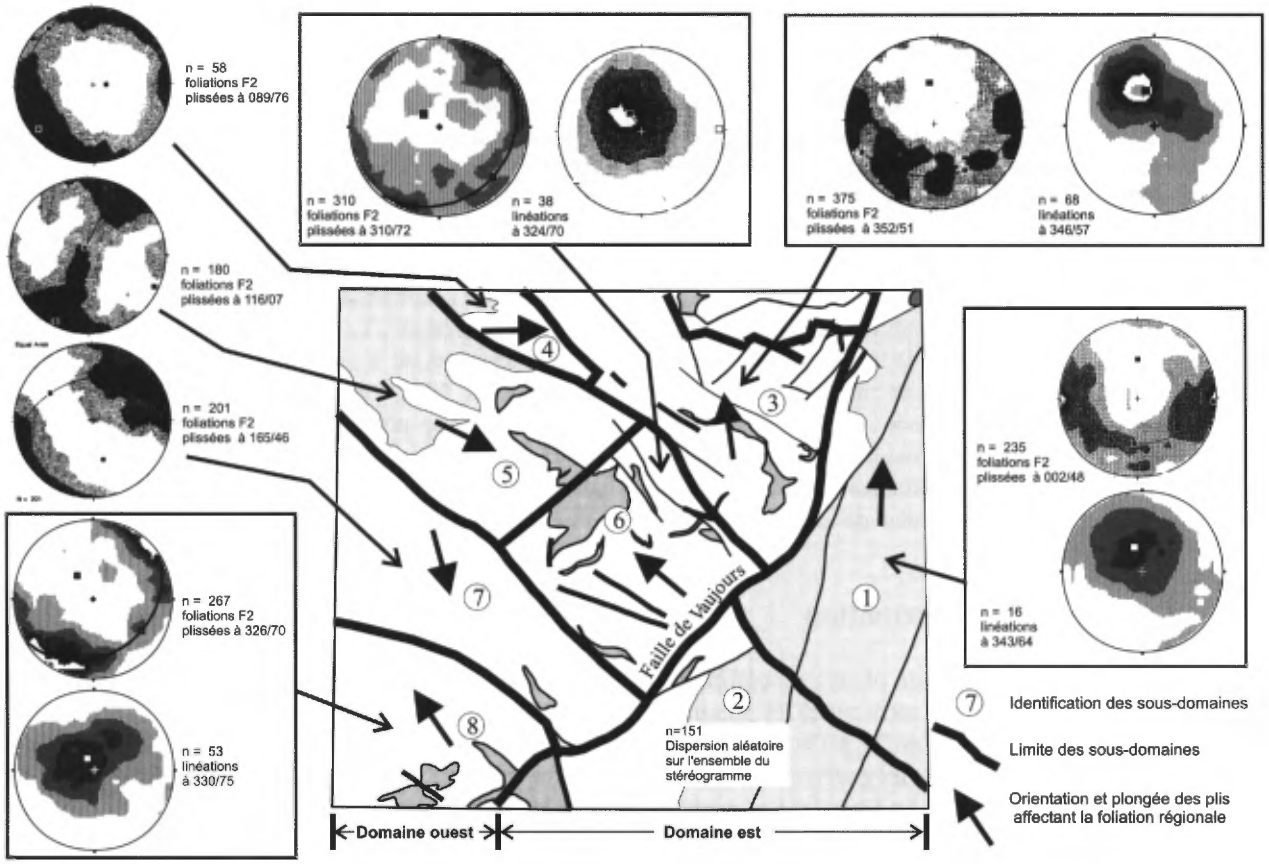


Figure 8 – Compilation statistique sur stéréogrammes des mesures de la foliation régionale et des linéations.

L'attitude de la foliation régionale

Les variations d'orientation et de pendage de la foliation régionale ont permis d'identifier les plis associés aux phases D3 et D4 (figure 7). Les plis P3 sont orientés NNW-SSE à NE-SW tandis que ceux de la phase D4 s'orientent WNW-ESE à NW-SE. Les plis P3 se trouvent surtout à l'est de la faille Vaujours. La compilation des foliations du sous-domaine 1 a fait ressortir une orientation moyenne de plissement à 002/48, ce qui correspond approximativement à l'orientation moyenne des linéations mesurées sur le terrain (figure 8) ainsi qu'à l'orientation des principaux axes de plis tracés sur la carte et reportés sur la figure 7. Plus au sud, le sous-domaine 2 possède un patron de distribution des foliations qui est aléatoire ou en « coup de fusil » due à l'influence plus importante des plis P4 qui se superposent aux plis P3.

Dans les domaines à l'ouest de la faille Vaujours, quelques axes de plis P3 sont interprétés. Ils s'orientent NNE-SSW à NE-SW et leur extension est limitée due à la phase D4 qui exerce un contrôle, dans ce secteur, sur le grain structural. Un patron en dômes et bassins produit par la superposition des phases P3 et P4 a été préservé dans le secteur du sous-domaine 6 (figure 7). La compilation des données fait également ressortir un bassin structural indiqué par la convergence des plis P4 entre les sous-domaines 5 et 6 (figure 8). D'autres situations de convergence se remarquent entre les sous-domaines 7 et 8 ainsi que probablement entre les domaines 3 et 4. Bien qu'une étude plus approfondie serait nécessaire, ces convergences dans la plongée des plis suggèrent que l'ensemble Goudalie-La Grande corresondrait à un bassin structural orienté NNE-SSW. Celui-ci serait associé à la phase P3 et replissé à angle droit par la phase P4.

Les failles majeures

La région de Gayot est traversée par un important réseau de failles orthogonales comprenant un système d'orientation NW-SE et un second de direction NNE-SSW à NE-SW. Ce dernier système compte, entre autre, la faille régionale de Vaujours, faille qui représente une discontinuité tectonique majeure. Les deux systèmes de failles semblent recouper les plis de générations P3 et P4 (figure 7). Ils peuvent donc être reliés à une phase ultime de la déformation D4 ou encore à une phase distincte D5. La relation entre les deux systèmes de failles n'a pu être déterminée. Mentionnons toutefois que les failles d'orientation NW-SE

sont beaucoup mieux développées dans le domaine à l'ouest de la faille de Vaujours et la plupart ne semblent pas franchir cette limite.

La plupart des failles ont été interprétées à partir de linéaments observés sur les cartes aéromagnétiques et sur les photos landsat. Sur le terrain, elles correspondent à des zones cisaillées ou très fortement foliées qui affectent toutes les unités archéennes. Les roches traversées par ces zones sont également fortement hématisées, épidotisées et chloritisées. La foliation régionale y est souvent réorientée parallèlement aux zones de déformation. Il est probable cependant que les zones de failles aient engendré leur propre système planaire associé à une phase tardive D4 ou D5. Ce système se confond généralement avec la foliation régionale F2. À de rares occasions toutefois, un clivage de crénulation affectant la foliation régionale a été observé. Le développement d'une foliation tardive associée aux failles est également suggéré par la présence d'une foliation souvent intense concentrée dans des zones restreintes à l'intérieur des granitoïdes tardifs généralement peu foliés.

La faille Vaujours

La faille Vaujours est la faille la plus importante de la région. Les observations obtenues dans les secteurs des ceintures de Charras et de Coulon suggèrent qu'il s'agit d'une faille archéenne à mouvement inverse vers le SE (N'Dah, É. et Goulet, N., communication personnelle). Elle correspondrait donc, en gros, à une zone de chevauchement de l'ensemble Goudalie-La Grande sur la sous-province d'Ashuanipi. L'ampleur du déplacement n'est toutefois pas connue pour le moment. Vers le nord, la faille se divise en deux branches. La branche est est la mieux définie sur les cartes aéromagnétiques et sur les photos landsat. La branche ouest limite l'extrémité est du bassin sédimentaire du Sakami ce qui indique que cette faille aurait rejoué au Protérozoïque, du moins dans ce secteur.

Relation entre le Sakami et les roches archéennes

La limite entre la Formation de Sakami et les roches archéennes correspond essentiellement à une discordance angulaire majeure. Le lambeau de Dieter (figure 2) est limité au nord par la discordance, bien qu'à une échelle plus détaillée, des failles NE-SW affectent son tracé (figure 9 ; Orr, 1978). La limite sud du lambeau de Dieter, par contre, est nettement affectée par des failles (Meusy, 1977). On y reconnaît les deux systèmes de failles régionales, NNE-SSW et NW-SE (décrit plus haut) qui se seraient réactivées au Protérozoïque. Des failles orientées ENE-WSW s'y retrouvent également. Leur orientation est atypique des structures régionales observées dans les roches archéennes de la région, ce qui suggère une relation directe avec le Sakami. Dans ce secteur, Meusy (1982) évalue à quelques centaines de mètres la profondeur de la discordance. Cette situation indique que les failles ENE-WSW pourraient correspondre à l'orientation générale d'une zone d'effondrement reliée à la présence d'un graben protérozoïque. Rappelons que les lambeaux de Sakami sont, sur le plan régional, à l'intérieur de deux zones principales orientées ENE-WSW. La première correspond approximativement au bassin de la Grande Rivière et la seconde se trouve à la hauteur de la latitude 56°00' entre les longitudes 69°00' et 73°00'. L'orientation d'un bassin sédimentaire s'approfondissant vers le sud serait en accord avec les directions de paléocourant obtenues dans la région et variant de SE-NW à SW-NE (Orr, 1979; Meusy, 1982). Ces failles d'effondrement syn à post-sédimentation seraient à l'origine de la préservation des dépôts du Sakami de l'érosion (Eade, 1966 ; Orr, 1977).

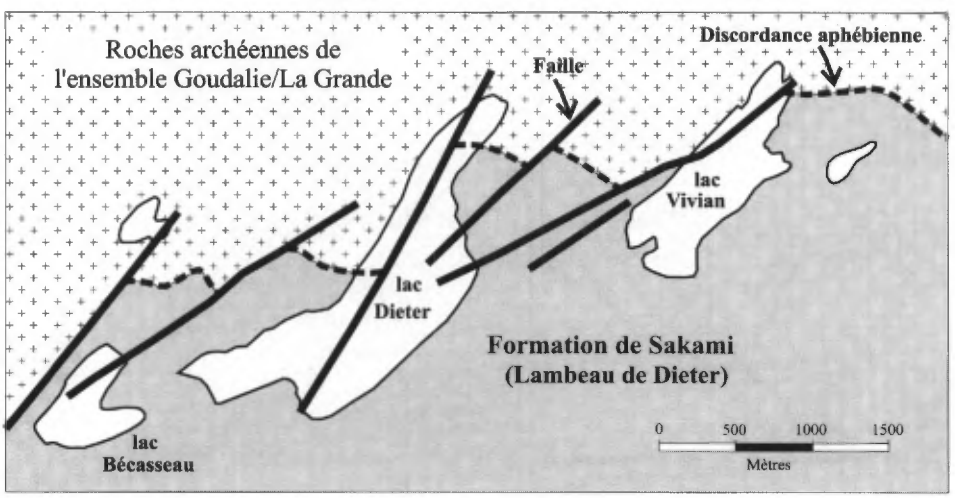


Figure 9 – Contact discordant entre la Formation de Sakami (nord du lambeau de Dieter) et les roches archéennes (tirée de Orr, 1978).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Historique

Eade (1966) avait rapporté la présence d'une faible minéralisation de chalcopyrite dans des roches volcaniques localisées dans la partie sud de la région (ceinture de Coulon). Cette minéralisation constituait le seul indice de métaux usuels connu dans la région de Gayot avant notre campagne de terrain. Les principaux travaux d'exploration avaient été réalisés au cours des années 70 et ils visaient la découverte de gîtes d'uranium dans les roches sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami. Ces travaux, réalisés par les compagnies Eldorado nucléaire et Uranerz, avaient mené à la mise à jour d'un gîte d'uranium localisé dans la partie nord de la région (figure 10).

Le gîte uranifère du lac Gayot

Le gîte uranifère paléoprotérozoïque du lac Gayot a été découvert en 1976 par la compagnie Uranerz dans le lambeau de Dieter situé dans la partie nord de notre région (figure 10). Les réserves possibles de ce gîte étaient évaluées en 1980 à 50 millions de tonnes métriques à 0,10 % U_3O_8 ou encore entre 10 à 15 millions de tonnes à 0, 25 % U_3O_8 (Marcoux, 1980). La principale zone minéralisée se situe entre 20 et 40 m au-dessus de la discordance, à l'intérieur de l'unité inférieure de la Formation de Sakami. Elle est associée à une séquence de mudshale rouge et vert, chloriteux et carbonaté. La minéralisation se présente sous forme d'une fine dissémination de pitchblende avec, en quantité mineure, de la chalcopyrite, de la pyrite et de la galène. Selon Gehrisch (1987) le gîte uranifère du lac Gayot est une minéralisation syngénétique ayant subi un processus d'enrichissement de nature intermédiaire entre les gîtes plus anciens, purement détritiques, de type Elliot Lake et ceux, plus récents, d'origine chimique, principalement d'âge paléozoïque précoce.

Découvertes par les compagnies minières en 1998

La région de Gayot a été couverte par un important levé de géochimie de sédiments de fonds de lacs (Géologie Québec, 1998) réalisé par SIAL en 1997 dans le cadre du projet Grand Nord. Ce levé, financé par le MRN et cinq de ses partenaires, a incité plusieurs intervenants à prendre des permis d'exploration dans la région de Gayot et à y

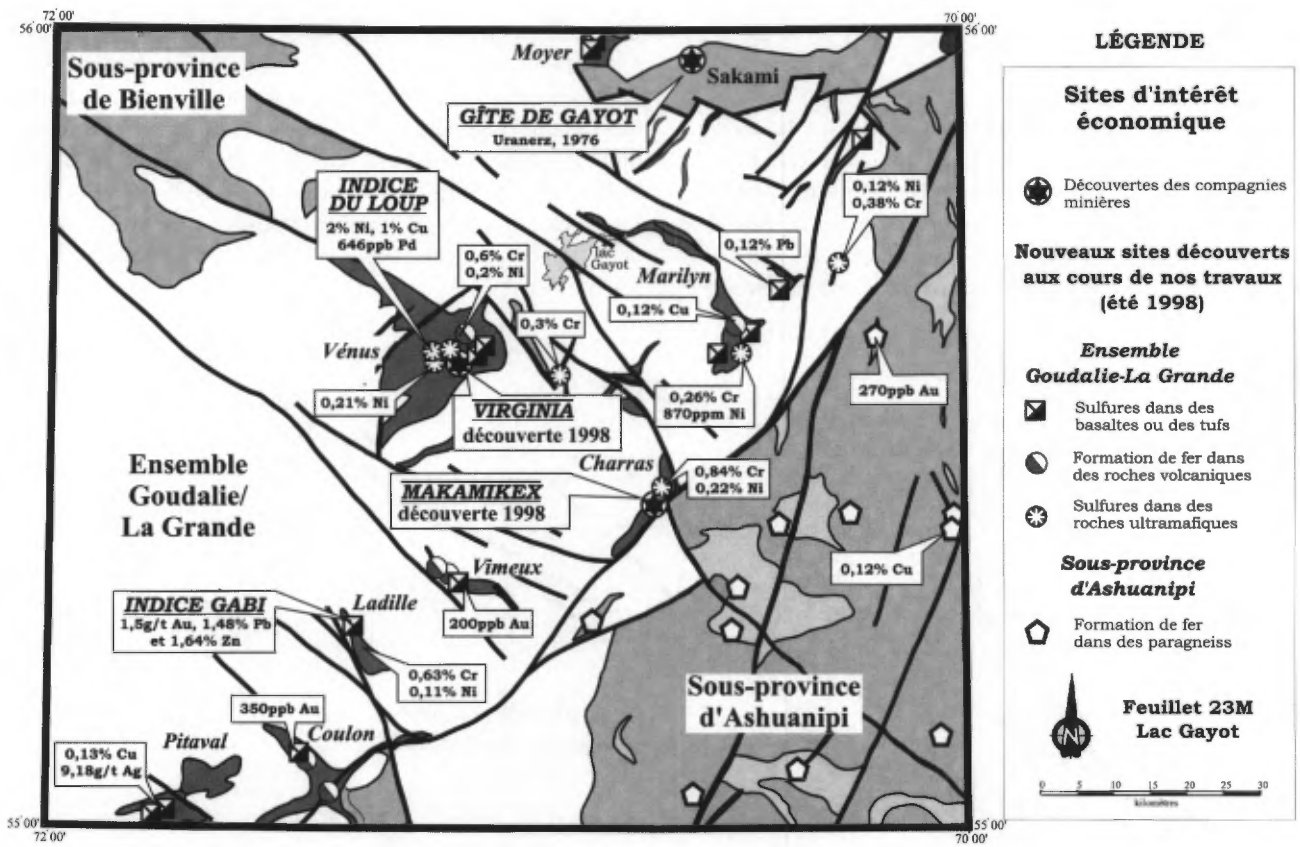


Figure 10 – Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région et présentation des meilleurs résultats analytiques.

réaliser des travaux. Les principales découvertes portées à notre connaissance ont été faites au cours de l'été 1998 par Mines d'Or Virginia dans la ceinture volcanique de Vénus et par Makamikex L.G. dans celle de Charras (figure 10).

Les meilleurs indices de Virginia ont été décelés dans plusieurs contextes différents. Une minéralisation de type SMV associée à un niveau exhalatif contient des teneurs de 0,3 % Cu, 0,2 % Zn, 2,18 g/t Au et 2,7 g/t Ag. Des teneurs intéressantes de 0,24 % Ni, 0,27 % Cr et 0,3 % Co ont été rapportées en association avec des komatiites et des intrusions ultramafiques. Un indice aurifère associé à une formation de fer oxydée contient des teneurs variant entre 0,4 et 5,6 g/t Au et, finalement, des teneurs en argent (35,2 g/t), en plomb (3,8 %) et en zinc (2,7 %) ont été obtenues dans une zone cisaillée de schiste à quartz-séricite.

Dans la ceinture de Charras, l'indice « Isabel » de Makamikex correspond à une importante minéralisation en chalcopyrite et en bornite associée à des roches ultramafiques. L'attitude et l'étendue de la zone n'ont pas encore été définies mais un échantillon en rainure a donné à l'analyse 13,8 % Cu, 8,3 g/t Ag et 1 g/t Au sur une longueur de 6 mètres, dont 1,9 g/t Au sur 3 mètres.

Les résultats de notre campagne de terrain

Nos travaux de cartographie régionale ont mené à la découverte de plusieurs sites et indices minéralisés localisés dans la sous-province d'Ashuanipi et dans l'ensemble Goudalie-La Grande (figure 10). Ces travaux ont aussi permis de mettre à jour de nouvelles ceintures volcano-sédimentaires (ceintures de Vénus, de Moyer, de Ladille et de Vimeux) et de mieux circonscrire celles qui étaient déjà connues, soit : les ceintures de Pitaval, de Coulon, de Charras et de Marylin. La mise à jour de nouvelles ceintures volcano-sédimentaires a contribué à mettre en évidence le potentiel minéral de la région de Gayot puisque la majorité des sites d'intérêt économique parmi les plus prometteurs sont associés aux roches volcaniques.

Les minéralisations de l'ensemble Goudalie-La Grande

Les minéralisations dans l'ensemble Goudalie-La Grande sont associées essentiellement aux différentes ceintures volcaniques du Complexe de Gayot (figure 10). Nous les avons subdivisées en 3 types. Le premier et le plus répandu correspond à des zones de sulfures disséminés ou semi-massifs, dans des basaltes ou dans des horizons de tufs felsiques. Ces zones ont des épaisseurs variant de 1 m à quelques mètres. On y trouve principalement de la pyrite avec parfois de la pyrrhotite. Les résultats des analyses jugés significatifs sont présentés à la figure 10. Des teneurs anomales en or, en cuivre, en plomb et en argent ont été obtenues. L'indice Gabi, situé dans la ceinture de Ladille, contient les meilleures teneurs. Un échantillon légèrement minéralisé en sulfures a donné 1,5 g/t Au, 1,48 % Pb et 1,64 % Zn. Il provient d'un niveau felsique cisaillé, probablement une tonalite ou un tuf, intercalé entre des coulées ou des intrusions de roches ultramafiques.

Le second type correspond à des formations de fer de quelques mètres d'épaisseur intercalées dans les roches volcaniques. Il s'agit de formations de fer au faciès oxyde contenant souvent des sulfures. Ces formations de fer sont semblables à celles que l'on trouve dans l'Ashuanipi. Dans la ceinture de Marilyn, une de ces zones a donné 0,12 % Cu (figure 10). Rappelons que Mines d'Or Virginia a obtenu, dans une formation de fer de la ceinture de Vénus, des teneurs aurifères variant de 0,4 à 5,0 g/t Au, confirmant ainsi leur potentiel.

Le dernier type de minéralisation correspond à des zones sulfurées associées aux roches ultramafiques (figure 10). Il s'agit de zones rouillées, de 2 à 8 m d'épaisseur, riches en pyrite et en pyrrhotite. Dans la ceinture de Vénus, l'indice du Loup contient des teneurs allant jusqu'à 2 % Ni, 1 % Cu, 646 ppb Pd et 195 ppb Pt. Ces teneurs proviennent d'une zone sulfurée et silicifiée contenue dans une intrusion ultramafique. Dans la bande de Charras, un échantillon de roche ultramafique provenant d'une zone cisaillée et entièrement épidotisée contient 0,84 % Cr et 0,22 % Ni. Rappelons également la découverte de l'indice « Isabel » (décrit plus haut) par la cie Makamikex à l'intérieur de la ceinture de Charras.

Les formations de fer dans l'Ashuanipi

Les sites d'intérêt observés dans l'Ashuanipi correspondent à des horizons métriques de formations de fer intercalés dans les séquences de paragneiss (figure 10). On y retrouve fréquemment des zones rouillées contenant des sulfures et par endroit des veines de quartz enfumé. Les analyses des éléments économiques contenus dans ces zones ont donné des résultats plutôt modestes. Un des sites a livré une teneur de 270 ppb en or et un second de 0,12 % en cuivre. Toutefois, le potentiel réel de ces zones reste encore à être évalué par des travaux d'exploration plus détaillés. La recherche de pièges structuraux associés à ces zones serait certainement un élément important à considérer.

CONCLUSION

Les limites entre les grands ensembles lithotectoniques de la Province du Supérieur dans le Grand-Nord québécois sont surtout basées sur une extrapolation, à l'aide des données géophysiques, des connaissances acquises par des levés géologiques dans des secteurs très limités. Selon ces divisions, la région de Gayot représentait le point de jonction entre quatre grands ensembles géologiques, soit : la

sous-province de La Grande, la sous-province de Bienville, la sous-province d'Ashaunipi et la sous-province de Minto qui est représentée dans notre région par le domaine de Goudalie (figure 1).

Nos travaux n'ont pas permis de distinguer la sous-province de La Grande du domaine de Goudalie, et ce, aussi bien du point de vue lithologique, structural que métamorphique. Le contact entre ces deux grands ensembles pourrait donc se trouver plus au nord ou plus au sud. Il est possible, également, que le Goudalie soit le prolongement du La Grande vers le nord et que les deux entités appartiennent à un seul et même ensemble lithotectonique. Nos travaux indiquent également que la sous-province de Bienville occupe une superficie beaucoup moins importante que celle qui avait été interprétée antérieurement. La présence même de la sous-province de Bienville dans le coin NW de la région est incertaine. Cette partie de la région est pauvre en affleurements et les assemblages granitiques et granodioritiques foliés à gneissiques qui ont été inclus dans la Suite de La Bazinière pourraient correspondre en partie aux suites tardives de Tramont et de Maurel. Toutefois, une datation réalisée sur une granodiorite de la Suite de La Bazinière a donné un âge préliminaire (2,70 Ga) plus ancien que celui obtenu dans une granodiorite de la Suite de Maurel (2,68 Ga).

Finalement nos travaux ont mis en évidence le potentiel économique de la région de Gayot. De nombreux indices et sites minéralisés ont été découverts ainsi que plusieurs ceintures de roches volcano-sédimentaires localisées dans l'ensemble Goudalie-La Grande. Ces ceintures représentent des cibles de choix pour la prospection et l'exploration minière puisque la majeure partie des indices minéralisés sont associés aux roches volcaniques de la région. L'ensemble Goudalie-La Grande se poursuit au-delà des limites nord, ouest et sud de notre région suscitant un intérêt économique accru pour les futurs projets de cartographie des secteurs limitrophes à la région de Gayot. De plus, les découvertes récentes de Mines d'or Virginia dans la ceinture de Vénus et de Makamikex dans celle de Charras ont démontré que la réalisation de travaux d'exploration détaillés dans les bandes volcano-sédimentaires permettent de mettre à jour des nouveaux indices de métaux de base et précieux dans des contextes géologiques variés.

RÉFÉRENCES

BATCHELOR, R.A. - BOWDEN, P., 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology ; volume 48, pages 43-55.

BEAUMIER, M., 1986 - Géochimie des sédiments de lac - région de la rivière Caniapiscau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 86-23, 40 cartes.

CARD, K.D. - CIESIELSKI, A., 1986 - DNAG N° 1 Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada ; volume 13, pages 5-13.

CHARTRAND, F. - GAUTHIER, M., 1995 - Cadre géologique et potentiel minéral des roches archéennes du bassin de La Grande Rivière, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 95-06.

CHEVÉ, S.R. - BROUILLETTE, P., 1991 - Radiogenic age constraints on the geological evolution of the northeastern Ashuanipi complex Superior Province, New Quebec. Geological Association of Canada, Program with Abstracts ; Volume 16, page A23.

CIESIELSKI, A., 1983 - Cartographie d'une partie de la sous-province archéenne d'Ungava à la hauteur de Poste-de-la-Baleine, Québec ; *In:* Current Research, Part B, Geological Survey of Canada; Paper 83-1B, pages 109-119.

CIESIELSKI, A., 1984 - Pétrologie des gneiss du domaine du lac Bienville, sous-province archéenne d'Ungava, Québec . Rapport d'étape dans Recherches en cours, partie B, Commission géologique du Canada ; Étude 84-1B, pages 1-10.

DAVID, J., 1999 - Géochronologie U-Pb/ Projet Grand-Nord 1998 : les régions des lacs Gayot, Nedlouc, Peters et de la rivière Koroc. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB en préparation.

DAVID, J. - PARENT, M., 1997 - Géochronologie du Moyen-Nord. Géotop (Université du Québec à Montréal) ; rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles du Québec, 88 pages.

EADE, K.E., 1966 - Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New Quebec. Geological Survey of Canada ; Memoir 339 (map 1155A), 84 pages.

GAUTHIER, M. - LAROCQUE, M. - CHARTRAND, F., 1997 - Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, territoire de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-30.

GAUTHIER, M. - LAROCQUE, M., 1998 - Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de la basse et de la moyenne Eastmain, territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-10, 86 pages.

GEHRISCH, W., 1987 - Late Aphebian syngenetic uranium mineralization at Gayot Lake, northern Quebec, Canada. Mineral Deposits ; volume 27, pages 49-57.

GÉOLOGIE QUÉBEC, 1998 - Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01.

GOUTIER, J. - DION, C. - LAFRANCE, I. - DAVID, J. - PARENT, M. - DION, D.J., 1998a – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 52 pages.

GOUTIER, J. - DOUCET, P. - DION, C. - BEAUSOLEIL, C. - DAVID, J. - PARENT, M. - DION, D.J., 1998b – Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.

HOCQ, M., 1994 - La province du Supérieur. *Dans* La Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, Pages 7-20.

JENSEN, L. S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; Miscellaneous paper 66.

LAMOTHE, D., 1998 - Nitchequon (23E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-23E-C2G-98B.

LAMOTHE, D., - LECLAIR, A., - CHOINIÈRE, J., 1998 - Géologie de la région du lac Vallard. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-13, 29 pages.

LECLAIR, A. - LAMOTHE, D. - CHOINIÈRE, J. - PARENT, M., 1998 - Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages.

LE MAÎTRE, R.W. (editor), 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., 1979 - Rapports des géologues résidents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-737, pages 81-94.

MARCOUX, P., 1980 - Rapports des géologues résidents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-814, pages 103-115.

MEUSY, G.X., 1977 - Projet 523 Villemure. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM 33713.

MEUSY, G.X., 1982 - Projet 523 Villemure, Québec, permis 651 et 652, rapport de synthèse SNRC 23M, 24D. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM 38502.

MORTENSEN, J.K. - CIESIELSKI, A., 1987 - U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. *In* : Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 129-134.

ORR, R. 1977 - Gayot lake area project no. 71-86, final report 1977. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-34307.

ORR, R. 1978 - Assessment report 1978 project 71-86, Gayot lake - Dieter lake claim group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-34793.

ORR, R. 1979 - Gayot lake area project no. 71-86, Assessment report 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-36171.

ORR, R. - HOLMSTEAD, W. , 1979 - Assessment report 1979 project 71-86, Gayot lake - Dieter lake claim group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-36497.

PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K., 1999 - Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13.

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

PEARCE, J.A. - HARRIS, N.B.W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.

PERCIVAL, J.A., 1991 - Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Desliens igneous suite, Ashuanipi granulite complex, Quebec, Labrador, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 28, pages 743-753.

PERCIVAL, J.A. - CARD, K.D. - STERN, R.A. - BÉJIN, N.J., 1991 - A geological transect of the Leaf River area, northwestern Superior Province, Ungava Peninsula, Quebec. *In:* Current Research, Part C, Geological Survey of Canada; paper 91-1C, pages 55-63.

PERCIVAL, J.A. - MORTENSON, J.K. - STERN, R.A. - CARD, K.D. - BÉJIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 29, numéro 10, pages 2287-2308.

PERCIVAL, J.A., - SKULSKI, T., - LIN, S., - CARD, K.D., 1995 - Granite-greenstone terranes of the northern Goudalie domain, northeastern Superior Province, Quebec. *In:* Current Research 1995-C, Geological Survey of Canada ; pages 141-150.

SEGUIN, M.K., - SHARMA, K.N.M., - WOUSSEN, G., 1981 - Étude paléomagnétique des roches Protérozoïques de la formation de Sakami, région de la Grande Rivière, Territoire du Nouveau-Québec, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 18, pages 1893-1899.

SIMARD, M. - GOSSELIN, C., 1998 - Géologie de la région du lac Lichteneger. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-15, 25 pages.

SIMARD, M. - GOSSELIN, C., 1999 - Lac Gayot (23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-23M-C2G-99K.

SKULSKI, T., - PERCIVAL, J.A., 1996 - Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence; Vizien greenstone belt, northeastern Superior Province, Canada. Lithos; volume 37, pages 163-179.

SKULSKI, T., - HYNES, A., - FRANCIS, D., 1984 - Stratigraphic and lithogeochemical characterization of cyclic volcanism in the LG-3 area, La Grande river greenstone belt, Quebec. *In:* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des mines et de la métallurgie; édité par Guha, J. et Chown, E.H. ; Volume Special 34, pages 57-72.

SKULSKI, T., - PERCIVAL, J.A., - STERN, R.A., 1996 - Archean crustal evolution in the central Minto block, northern Quebec. *In:* Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 9, Geological Survey of Canada; Current Research 1995-F, pages 17-31.

SUN, S.S. ET McDONOUGH, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. *In:* Magmatism in the ocean basins. Geological Society of America ; Special Publication 42, pages 313-345.

WHALEN, J.B. - CURRIE, K.L. - CHAPPELL, B.W., 1987 - A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 95, pages 407-419.

WINCHESTER, J.A., - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.

Québec

Ministère des
Ressources naturelles