

RG 2000-11

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC HURALT (23L)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC HURAULT (SNRC 23L)

Robert Thériault
Serge Chevé

RG 2000-11

Accompagne la carte
SI-23L-C2G-01C



Géologue en quête de beaux affleurements dans la région de Caniapiscau.

Géologie de la région du lac Hurault (23L)

Robert Thériault

Serge Chevé

RG 2000-11

(Accompagne la carte SI-23L-C2G-01C)

RÉSUMÉ

Les travaux effectués à l'été 1999 dans la région du lac Hurault (feuillelet SNRC 23L) consistaient en un levé géologique à l'échelle de 1 : 250 000 dont le but était de mettre en évidence les contextes géologiques les plus favorables à la découverte de gîtes métallifères. Le secteur cartographié est situé directement à l'ouest du réservoir Caniapiscou, à environ 175 km à l'ouest de Schefferville.

La région du lac Hurault contient des roches archéennes appartenant à deux grands ensembles lithotectoniques, soit la Sous-province de La Grande, qui occupe la moitié ouest de la région, et le Complexe d'Ashuanipi, situé dans la partie est. La limite entre ces deux ensembles est en grande partie masquée par l'invasion d'intrusions granitiques tardi-tectoniques, rendant difficile l'interprétation paléotectonique de ce secteur.

La Sous-province de La Grande se compose essentiellement de roches tonalitiques, foliées à gneissiques, des suites de Brésolles et de Favard et de quelques bandes de roches volcano-sédimentaires appartenant au Complexe de Gayot et à la Formation d'Aubert. Ces roches sont coupées par des intrusions tardi- à post-tectoniques de monzogranite leucocrate de la Suite de Tramont. L'ensemble des roches de cette sous-province sont métamorphosées au faciès des amphibolites, à l'exception des roches observées dans un secteur situé à proximité du Complexe d'Ashuanipi, où elles sont au faciès des granulites.

Le Complexe d'Ashuanipi est constitué en grande partie de diatexite à biotite+orthopyroxène± grenat±hornblende de la Suite d'Opiscotéo qui a été injectée par des intrusions syn-tectoniques de monzogranite porphyrique appartenant à la Suite de Gamart. Des lambeaux plurikilométriques formés de paragneiss de la Formation de Grosbois et de filons-couches tonalitiques à gabbroïques de la Suite de Beausac sont préservés à de nombreux endroits à l'intérieur des diatexites. Ces roches supracrustales ainsi que les roches intrusives des suites d'Opiscotéo et de Gamart sont généralement métamorphosées au faciès des granulites, sauf le long de la limite avec la Sous-province de La Grande ainsi que dans la partie nord de la région, où un métamorphisme au faciès des amphibolites est observé. Un cortège de roches intrusives tardi- à post-tectoniques composées principalement de monzogranite leucocrate (Suite de Tramont), de syénite à néphéline (Suite de Niaux) ainsi que de granite alcalin et de syénogranite à fluorine et à titanite (Suite de Viau) est formé de plutons ovales à irréguliers qui coupent les diatexites et les roches supracrustales.

La structure des roches de la région du lac Hurault reflète une déformation complexe de nature polyphasée. Elle résulte d'au moins quatre phases de déformation ductile et d'une phase de déformation cassante. La présence de roches mylonitiques à linéations sub-horizontales le long de la limite entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi suggère une déformation compressive oblique à décrochement senestre. Cette déformation semble postérieure au pic thermique du métamorphisme associé au faciès des granulites.

Quelques zones minéralisées en sulfures ont été observées à l'intérieur de formations de fer, d'exalites, de paragneiss et de filons-couches mafiques à ultramafiques. Les meilleures teneurs obtenues sont de 0,13 % Cu dans un niveau d'exalite associé à des metabasaltes de la Ceinture de Pitaval (Sous-province de La Grande) et de 340 ppb Au dans une formation de fer à oxydes du Complexe d'Ashuanipi.

PUBLIÉ PAR « GÉOLOGIE QUÉBEC »

Direction

Alain Simard

Chef du service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géologiques

Robert Marquis

Lecture critique

Louise Corriveau

Michel Hocq

Édition et mise en pages

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Robert Thériault

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2000/10/12

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Localisation, accès et nature du terrain	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	7
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	8
Introduction	8
Subdivisions lithotectoniques	9
Sous-province de La Grande	9
Complexe d'Ashuanipi	10
DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	10
Sous-province de La Grande	10
Suite de Brésolles	13
Gneiss tonalitique et trondhjémitique (Abre)	13
Complexe de Gayot	13
Métabasalte (Agat1)	14
Métagabbro et diorite amphibolitique (Agat2)	14
Formation d'Aubert	15
Conglomérat polygénique (Aat1)	15
Paragneiss (métawacke) à biotite±hornblende±grenat (Aat2)	16
Paragneiss (méta-arénite) à : sillimanite+cordiérite+biotite+muscovite±tourmaline (Aat3)	16
Suite de Favard	17
Tonalite, trondhjémite (Afav2)	17
Suite de Druillon (nouvelle unité, Adru)	17
Complexe d'Ashuanipi	18
Formation de Grosbois	18
Paragneiss (métawacke) à biotite+grenat+orthopyroxène±hornblende±cordiérite (Ags1)	19
Paragneiss (métawacke) à biotite+orthopyroxène±hornblende (Ags2)	19
Suite de Beausac	19
Gabbro, gabbronorite, et pyroxénite (Abea1)	20
Tonalite, diorite quartzifère, monzodiorite quartzifère et granodiorite (Abea2)	20
Suite d'Opiscotéo	20
Diatexite (Aopi2 et Aopi5)	21
Roches intrusives tardi- et post-tectoniques	21
Suite de Gamart	21
Monzogranite et granodiorite porphyrique (Agam1)	22
Suite de Tramont	22
Monzogranite et syénogranite leucocrate (Atra)	22
Suite de Niaux (nouvelle unité, Anix)	22
Monzodiorite (Anix1)	23
Monzonite (Anix2)	25
Syénite à néphéline (Anix3)	25
Suite de Viau	26
Syénogranite et monzogranite (Avia2)	26
Granite alcalin (Avia3)	26
Essaim de Mistassini	26
Diabase et gabbro (Pmib)	26

(suite à la page suivante)

(Suite - Table des matières)

MÉTAMORPHISME	27
Sous-province de La Grande	27
Complexe d'Ashuanipi	28
Métamorphisme rétrograde tardif	28
LITHOGÉOCHIMIE	28
Roches intrusives felsiques	29
Roches volcaniques et intrusives intermédiaires à ultramafiques	32
GÉOLOGIE STRUCTURALE	34
Contexte régional	34
Éléments structuraux et phases de déformation	35
Déformation D1	35
Déformation D2	35
Déformation D3	37
Déformation D4	37
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	38
1 – Formation de fer silicatée de type Algoma à sulfures disséminés	38
2 – Exhalite à sulfures disséminés	38
3 – Paragneiss cisailé à sulfures disséminés	39
4 – Filon-couche mafique à ultramafique à sulfures disséminés	39
5 – Granite enrichi en éléments des terres rares	40
6 – Paragneiss à sillimanite	40
DISCUSSION	40
CONCLUSIONS	41
RÉFÉRENCES	42
ANNEXE : PHOTOGRAPHIES	47

INTRODUCTION

La cartographie géologique à l'échelle de 1 : 250 000 est un moyen efficace d'établir le cadre géologique régional et de mettre rapidement en valeur le potentiel minéral de vastes territoires. Intégrée aux travaux de compilation de diverses données (géophysique, géochimie et télédétection), elle procure, à court terme, une vue synoptique importante pour orienter l'exploration minérale.

Le projet de cartographie du lac Hurault a été entrepris par le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN) dans le but de mettre en valeur le potentiel minéral d'un secteur peu connu qui est compris entre les latitudes 54°00' et 55°00' nord. Le projet consiste à cartographier, à l'échelle de 1 : 250 000, les roches archéennes localisées dans la région représentée par le feuillet SNRC 23L (figure 1) et de mettre en évidence les contextes géologiques qui sont les plus favorables à la découverte de gîtes métallifères. Le secteur visé comprend la partie ouest du complexe métamorphique-plutonique d'Ashuanipi ainsi que la partie est de la sous-province volcano-plutonique de La Grande.

Au printemps 1999, une compilation et une interprétation des travaux et des données existants ont été effectuées sur la région couverte par le feuillet SNRC 23L. Le présent rapport contient les observations et les interprétations qui découlent du levé géologique réalisé par la suite dans ce secteur au cours de l'été 1999.

Localisation, accès et nature du terrain

La région du lac Hurault est située dans la partie centrale de la province de Québec, à environ 175 km à l'ouest de Schefferville, et elle couvre la bordure ouest du réservoir Caniapiscou (figure 1). L'aéroport de Fontanges est situé approximativement au centre de la région cartographiée. La route gravelée Trans Taïga (non localisée sur les figures), qui relie Radisson au réservoir Caniapiscou, la traverse du sud-ouest vers le nord-est et procure un très bon accès routier. La superficie couverte est de quelque 14 410 km², entre les latitudes 54°00' et 55°00' nord et les longitudes 70°00' et 72°00' ouest.

La région du lac Hurault se situe à la limite entre la taïga et la forêt boréale et est parsemée de collines relativement arrondies produisant un relief faible à modéré. La dénivellation maximale est de 200 mètres et le point le plus élevé de la région culmine à 735 mètres au-dessus du niveau de la mer. De façon générale, la moitié est de la région (Complexe d'Ashuanipi) possède un relief modéré, alors que la partie ouest (Sous-province de La Grande) présente une topographie relativement plane. La forêt est en grande partie peuplée d'épinettes noires et est habituellement absente sur le

haut des collines, facilitant grandement les déplacements à pied sur le terrain. Les affleurements sont généralement nombreux dans la partie est de la région, mais beaucoup plus rares dans la partie ouest, où d'importants dépôts glaciaires couvrent une superficie supérieure à 2 500 km².

Méthode de travail

La première phase du projet, réalisée au printemps 1999, a consisté en une compilation des travaux d'exploration minière, de cartographie géologique et de géochimie de sédiments de fond de lacs effectués dans la région d'étude. Une évaluation des données de géophysique et de télédétection a également été réalisée préalablement aux travaux de terrain. Ces travaux ont permis une meilleure planification de la campagne de cartographie en orientant les interventions sur le terrain vers les secteurs d'intérêts, tant au niveau des problèmes géologiques que du potentiel minéral.

Les travaux de cartographie géologique à l'échelle de 1 : 250 000 ont été effectués par une équipe de cinq géologues et se sont échelonnés sur une période d'un peu moins de 11 semaines (74 jours) entre le début juin et la fin août 1999. Un hélicoptère Astar modèle 350-D assurait le transport des équipes à partir des installations de l'Hydro-Québec à Brisay, lieu de résidence situé aux abords du réservoir Caniapiscou dans la partie est du feuillet 23L. Les levés géologiques ont été effectués principalement à l'aide de traverses dont la longueur variait entre 5 et 15 km. Ces cheminements étaient espacés de 3 à 6 km, leur emplacement étant fonction de la complexité de la géologie, du potentiel économique et de la densité des affleurements. Des relevés ponctuels, en « saut-de-mouton », sur de nombreux sites atteints par hélicoptère ont été effectués en complémentarité avec les traverses. De plus, environ 400 km de routes de terre secondaires ont été parcourus en camion sur l'ensemble du territoire, menant à la découverte de nombreux affleurements-clés peu altérés qui ont facilité l'interprétation géologique. D'autres, localisés en bordure du réservoir Caniapiscou à proximité de Brisay, ont été visités par bateau pneumatique. Au total, 319 échantillons de roches ont été prélevés pour la fabrication de lames minces, desquels 156 échantillons ont été choisis pour fins d'analyse géochimique. Enfin, 29 échantillons minéralisés ont été analysés afin d'évaluer leurs teneurs en métaux. La carte géologique produite pour cette région ainsi que les données recueillies sur le terrain sont contenues dans la base de données informatisée du système SIGÉOM du MRN.

Travaux antérieurs

L'information géoscientifique disponible pour la région du lac Hurault se résume au levé géologique de reconnaissance à l'échelle de 1 : 1 000 000 effectué par la Commission géologique du Canada à la fin des années 1950 (Eade, 1966).

CARTE TECTONIQUE

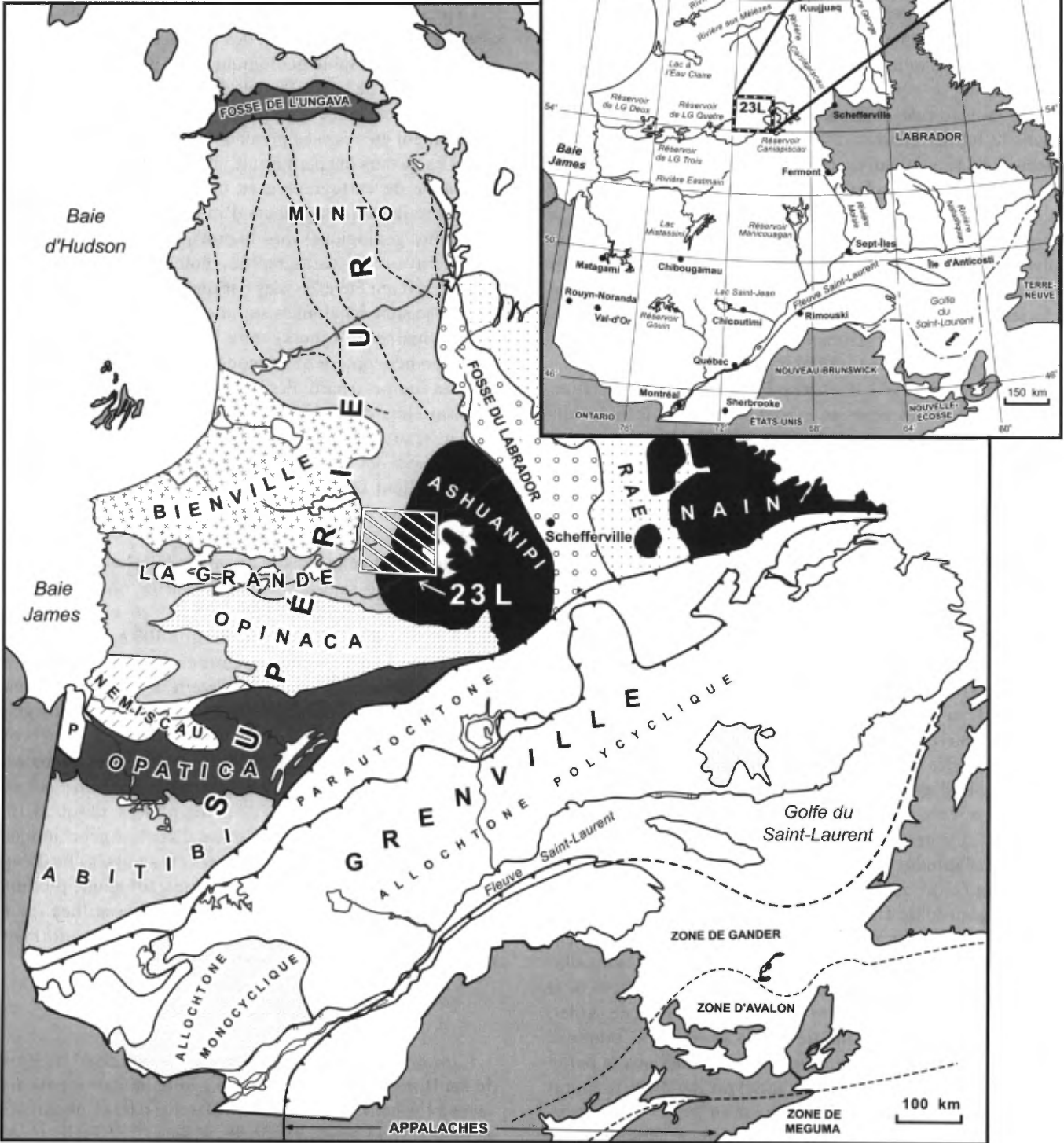


FIGURE 1 - Localisation et contexte géologique régional du projet du lac Hurault (SNRC 23L) (modifié de Leclair *et al.*, 1998).

Ce levé couvre un territoire de plus de 225 000 km² compris entre les latitudes 52°00' et 56°00' nord et les longitudes 68°00' et 80°00' ouest (figure 2). Il a été réalisé par hélicoptère à partir de sites d'observation espacés d'environ 10 km. De nombreux levés géologiques plus détaillés, à une échelle variant entre 1: 100 000 et 1: 250 000, ont été effectués par le MRN dans les régions environnantes du feuillet 23L (Sharma, 1977, 1978, 1979; Sharma et Dubé, 1980; Lamothe *et al.*, 1998, 2000; Leclair *et al.*, 1998; Gosselin et Simard, 2000). Les résultats de ces travaux ont entre autre permis d'améliorer le niveau de connaissance du Complexe d'Ashuanipi et de la Sous-province de La Grande. Plus spécifiquement, les levés géologiques effectués récemment par le MRN dans la région des lacs Nitchequon (Lamothe *et al.*, 2000) et Gayot (Gosselin et Simard, 2000), ainsi que celui faisant l'objet du présent rapport, ont conduit à une meilleure compréhension de la nature de la limite entre ces deux grands ensembles lithotectoniques, lesquels contiennent des différences marquées tant au niveau géologique que géochronologique.

Card et Ciesielski (1986) et Percival *et al.* (1992) ont proposé une révision des subdivisions lithotectoniques de la partie est de la Province du Supérieur à partir des résultats de leurs travaux dans le Grand-Nord québécois. Ces résultats

représentent une importante contribution qui permet de situer les travaux actuels à l'intérieur d'un cadre géologique d'échelle continentale, aidant ainsi à la compréhension de l'évolution des grands ensembles tectoniques.

La région du lac Hurault a également été couverte en partie par deux levés géochimiques de sédiments de fond de lacs effectués par la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) (Gleeson, 1978) et le MRN (1998); le dernier a été réalisé sur l'ensemble du territoire du Grand-Nord québécois en partenariat avec plusieurs compagnies d'exploration minière (figure 3). Les résultats de ces levés ont permis de déceler plusieurs anomalies multi-éléments représentant des cibles potentielles pour l'exploration.

Remerciements

Nous tenons à remercier les géologues Julie Fredette, Philippe Saint-Germain et Guy Scherrer, ainsi que les assistants Nadia Brazeau, Nicolas Désilets, Sébastien Dubeau, Éric Lamontagne, Johanne Paradis et Audrey Tremblay pour leur excellent travail et leur joie-de-vivre au cours des travaux de terrain. Nous remercions également les pilotes d'hélicoptère Pierre Damphousse et Carl Grimard (Hélicoptères

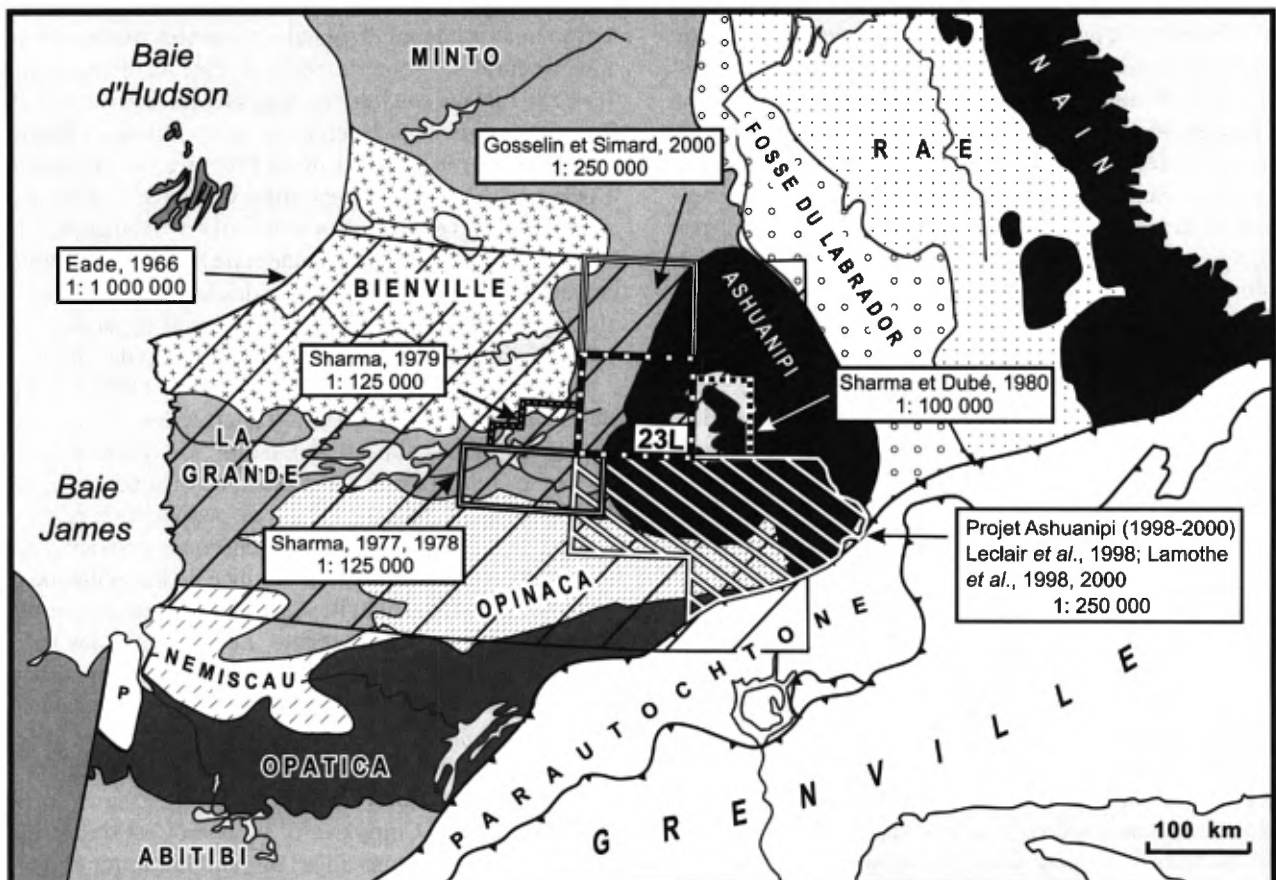


FIGURE 2 - Couverture des différents projets de cartographie géologique effectués dans les régions avoisinantes au feuillet 23L.

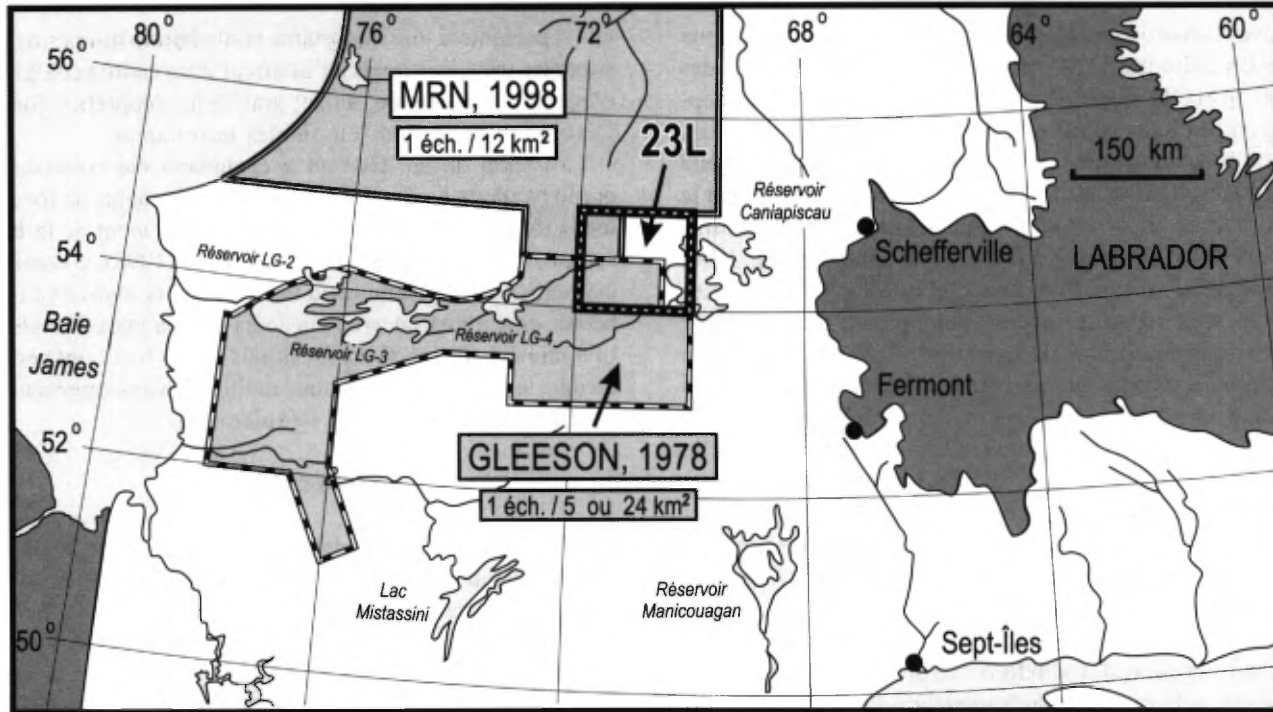


FIGURE 3 - Couverture des levés géochimiques de sédiments de fonds de lacs (avec les mailles d'échantillonnage utilisées) dans les régions avoisinantes au feuillet SNRC 23L (modifié de Leclair *et al.*, 1998).

Whapchiwem Itée), qui ont accompli leur travail de manière efficace et sécuritaire. De sincères remerciements sont également adressés aux employés de l'Hydro-Québec à Brisay pour leur grande hospitalité et disponibilité, aux cuisiniers sur place pour leurs merveilleux repas et aux infirmiers(ères) pour avoir si bien soigné nos petites blessures. Éric Lemay, Christian Garneau et Nelson Leblond ont produit les cartes géologiques numériques et leur travail indispensable a été des plus apprécié. Nous voudrions aussi remercier Denis-Jacques Dion et Jean Choinière, qui ont préparé respectivement les cartes aéromagnétiques et géochimiques de sédiments de fond de lacs en prévision des travaux de terrain, ainsi que Michel Hocq pour sa participation et son expertise au niveau du travail de pétrographie. Les analyses géochimiques ont été effectuées par le Centre de Recherche minérale (COREM).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Introduction

La Province du Supérieur occupe la partie centrale du Bouclier canadien et s'étend sur une superficie de plus de 2 millions de km², ce qui en fait le plus grand craton archéen préservé au monde (Lucas *et al.*, 1998). Ce craton forme un

noyau autour duquel de grands ensembles lithotectoniques plus jeunes se sont accrétés durant le Protérozoïque (*i.e.*, 2,0-1,0 Ga), soit lors des orogénies du Nouveau-Québec, Torngats, trans-hudsonienne et grenvillienne (Hoffman, 1988). La partie nord-est de la Province du Supérieur au Québec a été subdivisée par Card et Ciesielski (1986) en cinq sous-provinces géologiques, soit celles d'Ashuanipi, d'Opinaca, de Bienville, de La Grande et de Minto. Cette partie du Supérieur est bordée, à l'est, par des séquences paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador et, au sud, par des roches mésoprotérozoïques de la Province de Grenville (figure 1).

Selon la subdivision de Card et Ciesielski (1986), la région du lac Hurault serait située à l'intersection de trois sous-provinces, soit celles d'Ashuanipi, de Bienville et de La Grande (*cf.* figure 1). Cependant, les résultats des travaux de cartographie présentés dans ce rapport ont permis de déceler une absence de roches archéennes pouvant s'apparenter aux roches de la Sous-province de Bienville, de telle sorte que la limite Bienville-La Grande serait située plus à l'ouest du secteur cartographié. Les résultats des travaux de Gosselin et Simard (2000), effectués directement au nord dans la région du lac Gayot, avaient également incité ces auteurs à déplacer cette limite; son positionnement serait donc situé environ 60 km plus à l'ouest par rapport à la proposition de Card et Ciesielski (1986). Dans le présent rapport, le terme Complexe d'Ashuanipi est utilisé plutôt que celui de sous-province suivant la terminologie de Percival (1987).

Subdivisions lithotectoniques

Les travaux de cartographie géologique effectués dans la région du lac Hurault, en s'appuyant sur les données aéromagnétiques et les images satellites Landsat-5, ont permis de reconnaître la présence de roches archéennes appartenant à deux grands ensembles lithotectoniques, soit la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi. La limite entre les deux ensembles, orientée approximativement NNE-SSW, est en grande partie masquée par l'invasion d'intrusions granitiques tardi-tectoniques (*i.e.* Suite de Gamart), rendant difficile son interprétation structurale (figure 4). Le Complexe d'Ashuanipi occupe la partie est de la région cartographiée et couvre environ 60 % du territoire, alors que la Sous-province de La Grande se trouve à l'ouest de la longitude 71° ouest.

Sous-province de La Grande

La sous-province volcano-plutonique de La Grande forme une large ceinture orientée est-ouest qui s'étend sur une distance de plus de 500 km entre la Baie James et le réservoir Caniapiscou (*cf.* figure 1). Dans la région du lac Hurault, elle bifurque vers le nord et se prolonge en direction de la Sous-province (Bloc) de Minto, où elle a été identifiée par Percival *et al.* (1992) comme faisant partie du Domaine de Goudalie. Les récents travaux de Gosselin et Simard (2000) dans la zone de transition entre la Sous-province de La Grande et le Domaine de Goudalie ont permis de déterminer que ces deux grands ensembles lithotectoniques comportaient des lithologies tout à fait comparables, d'où leur appellation « Ensemble Goudalie-La Grande ».

La Sous-province de La Grande se compose principalement d'un socle de gneiss tonalitiques sur lequel reposent des roches volcano-sédimentaires injectées localement par des filons-couches mafiques à ultramafiques (Gauthier *et al.*, 1997; Labbé et Bélanger, 1998; Goutier *et al.*, 1998a, 1998b; Lamothe *et al.*, 2000). Ces roches sont coupées par des intrusions felsiques plus jeunes de composition tonalitique à granitique. La très grande majorité des roches de cette sous-province sont métamorphosées au faciès des amphibolites.

Le socle tonalitique, daté entre 2881 et 2788 Ma¹ (Mortensen et Ciesielski, 1987; David, 1996; Gauthier et Larocque, 1998; Gosselin et Simard, 2000), a été nommé Suite de Brésoles par Gosselin et Simard (2000) dans la région directement au nord et Complexe de Langelier par Goutier *et al.* (1998a) plus à l'est dans la région du réservoir LG-2. À ce dernier endroit, le socle est recouvert de façon discordante par une séquence de grès et de conglomérats uranifères de la Formation d'Apple (Paquette et Gauthier, 1997; Goutier *et al.*, 1998a). Les bandes de roches volcano-sédimentaires présentes dans la Sous-province de La Grande se sont

apparemment développées entre 2,75 et 2,70 Ga (Goutier *et al.*, 1998b; Gosselin et Simard, 2000). Deux cycles distincts de volcanisme felsique à mafique (localement ultramafique) ont été reconnus dans la partie est, soit : 1) un premier cycle plus ancien constitué des roches volcaniques du lac Guyer (2749 Ma; Ciesielski, communication personnelle) et du Groupe de Yasinski (2732 ± 8/-6 Ma; Goutier *et al.*, 1998a); et 2) un second cycle de composition intermédiaire à felsique identifié par Skulski *et al.* (1984) dans la région de LG-3 (2706 ± 5 Ma; David, 1996). De plus, directement au nord de la région cartographiée, Gosselin et Simard (2000) ont récemment obtenu deux âges préliminaires sur des roches volcaniques assignées au Complexe de Gayot. Premièrement, un âge très ancien de 2,86 Ga a été déterminé pour un tuf à cristaux de la Ceinture de Coulon, ce qui représenterait de loin l'activité volcanique la plus ancienne reconnue à ce jour dans la Sous-province de La Grande. Cet âge serait toutefois comparable à celui du volcanisme précoce reconnu dans les sous-provinces d'Uchi et de Sachigo, dans la partie nord-ouest de la Province du Supérieur en Ontario (*cf.* figure 2.4 de Card et Poulsen, 1998). Un niveau de porphyre à quartz et feldspath (*i.e.*, QFP) ou de tuf à cristaux a également été daté au sud de la Ceinture de Vénus, donnant un âge relativement jeune de 2,70 Ga. Les roches intrusives felsiques de la Sous-province de La Grande se seraient quant à elles mises en place dans l'intervalle compris entre 2,73 et 2,62 Ga (Goutier *et al.*, 1998b; Gosselin et Simard, 2000). Des roches tonalitiques appartenant à la Suite de Favard, qui coupent les séquences volcano-sédimentaires dans la région du lac Gayot (Simard et Gosselin, 2000), ont été datées à 2,73 Ga. Cette suite est très abondante dans la région cartographiée (*cf.* figure 4) et est possiblement équivalente à la Suite de Lariboisière située directement au sud dans la région du lac Nitchequon (Lamothe *et al.*, 2000). Les roches tonalitiques de la Suite de Favard sont coupées par des intrusions tardives non datées de leucogranite appartenant à la Suite de Tramont (Gosselin et Simard, 2000). Cette dernière suite est également présente à l'intérieur du Complexe d'Ashuanipi, où elle coupe des granites d'anatexie (*cf.* Suite de Gamart) pour lesquels un âge de 2647 ± 2 Ma a été obtenu par Parent (1998). Les données géochronologiques disponibles pour l'ensemble de la Sous-province de La Grande semblent démontrer que celle-ci est légèrement plus ancienne que les roches formant la sous-province volcano-plutonique de l'Abitibi (Chartrand et Gauthier, 1995).

L'important potentiel minéral de la Sous-province de La Grande a été noté par Chartrand et Gauthier (1995) et Gauthier *et al.* (1997). Ceux-ci ont identifié de nombreux types de minéralisations en métaux usuels et précieux dans les roches archéennes du bassin de La Grande Rivière, entre les longitudes 72 et 78° ouest. Les minéralisations les plus importantes sont à l'intérieur des bandes de roches volcano-sédimentaires, comme : 1) des niveaux de formation de fer aurifère de type Algoma (faciès à oxydes et/ou à silicates et/ou à sulfures); 2) des zones de cisaillements aurifères;

1. Les résultats des analyses U-Pb sont présentés dans ce rapport en millions d'années (Ma) avec un intervalle de confiance de deux écarts-types, alors que les résultats des analyses Pb-Pb sont présentés en milliards d'années (Ga).

3) des filons de quartz cuprifères et argentifères; 4) des intrusions mafiques à ultramafiques minéralisées en chrome, en nickel, en cuivre et en platinoïdes; 5) des laves komatiitiques minéralisées en nickel, en cuivre et en platinoïdes; et 6) des conglomérats uranifères pyriteux.

Complexe d'Ashuanipi

Au Québec, le Complexe d'Ashuanipi est situé dans l'angle sud-est de la Province du Supérieur, où il occupe une superficie subcirculaire de plus de 90 000 km² (Percival, 1987). Il est constitué principalement de roches métamorphosées au faciès des granulites, lesquelles se caractérisent par l'omniprésence de l'orthopyroxène. Le complexe se compose en grande partie de roches migmatitiques injectées d'intrusions felsiques tardi- à post-tectoniques (Stevenson, 1964; Eade, 1966; Fahrig, 1967; Percival, 1987, 1991a, 1993; Lapointe, 1989; Chevé et Brouillette, 1995; James, 1997; Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998, 2000; Gosselin et Simard, 2000). Les migmatites sont essentiellement constituées de diatexite, avec des quantités moindres de métatexite (*i.e.*, paragneiss migmatisé). Les diatexites sont de composition granodioritique à granitique et proviennent de la fusion partielle de roches supracrustales. Elles contiennent de nombreuses enclaves de roches encaissantes (*i.e.*, paragneiss, orthogneiss) et se sont formées dans l'intervalle entre 2,68 et 2,64 Ga (Chevé et Brouillette, 1991; Percival *et al.*, 1992; James, 1997; Leclair *et al.*, 1998; Gosselin et Simard, 2000). Les roches supracrustales forment localement des bandes plurikilométriques qui atteignent jusqu'à 50 km de largeur à l'ouest de Schefferville (Percival, 1991a, 1993). Elles sont constituées principalement de paragneiss migmatisés de composition wackitique, lesquels forment les unités les plus anciennes observées dans le complexe (2,7-3,0 Ga; Percival *et al.*, 1988, 1992). Des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes et des sulfures, localement intercalés avec les paragneiss et contenant des concentrations anormales en or, ont été observés à l'est de la région (Chevé et Brouillette, 1992). Les unités de paragneiss sont injectées de filons-couches de composition tonalitique à gabbroïque qui se sont formés entre 2,70 et 2,69 Ga (Chevé et Brouillette, 1991; Percival, 1991a). Un cortège de roches intrusives tardi- à post-tectoniques composées de granite, de granodiorite, de tonalite, de monzonite et de syénite, et dont les âges varient entre 2647 et 2571 Ma (Mortensen et Percival, 1987; Chevé et Brouillette, 1991, 1995; Percival *et al.*, 1992; Leclair *et al.*, 1998), forment des plutons ovales à irréguliers qui coupent les diatexites et les roches supracrustales. Les principales suites intrusives felsiques identifiées lors des travaux de cartographie dans la région du lac Hurault sont : 1) la Suite de Gamart (2647 ± 2 Ma; Parent, 1998), constituée principalement de monzogranite porphyrique contenant localement des enclaves de l'encaissant et/ou des schlierens de biotite; 2) la Suite de Niaux (2625 ± 3 Ma; Machado et Chevé, 1991), formée de plutons différenciés de syénite à néphéline, de monzonite et de monzodiorite; et

3) la Suite de Viau (2571 ± 2 Ma; David et Parent, 1997), constituée de granite alcalin à fluorine entouré d'une zone marginale de syénogranite à titanite. Cette dernière suite intrusive est caractérisée par une très forte susceptibilité magnétique et représente l'activité magmatique archéenne la plus jeune répertoriée à ce jour dans la Province du Supérieur. Le dernier épisode magmatique identifié dans le Complexe d'Ashuanipi est représenté par des dykes de diabase d'âge Protérozoïque. Ceux-ci forment deux familles distinctes, généralement orientées NNE-SSW et NNW-SSE, qui semblent être associées à un réseau de fractures conjuguées (Percival, 1993; Chevé et Brouillette, 1995). Les dykes d'orientation NNE-SSW appartiennent probablement à l'Essaim de Mistassini, daté à 2470 Ma par la méthode U-Pb (Heaman, 1994).

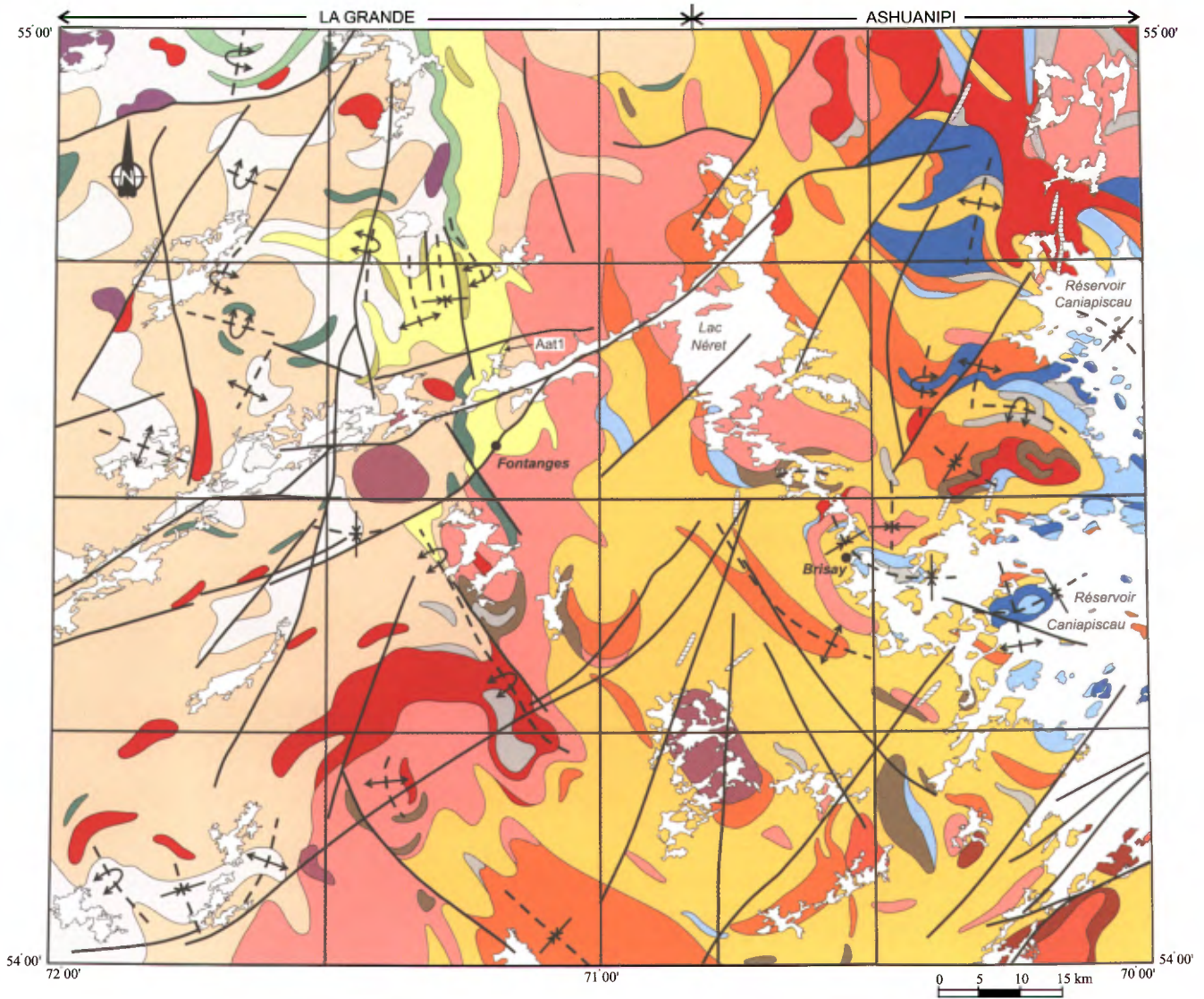
L'histoire géologique du Complexe d'Ashuanipi semble s'apparenter à celle de la Sous-province de Quetico en Ontario, tant au niveau de l'âge que de la composition des roches (Card et Poulsen, 1998), ce qui laisse supposer qu'elles pourraient avoir une origine commune. Selon Percival *et al.* (1992), le Complexe d'Ashuanipi représenterait un niveau profond de la croûte continentale situé à l'intérieur d'une « superterrene » métasédimentaire regroupant les ensembles lithotectoniques de Quetico, d'Opinaca et d'Ashuanipi. Cette hypothèse est supportée par la présence de lambeaux et d'enclaves de roches métasédimentaires et métaplutoniques à l'intérieur des diatexites du Complexe d'Ashuanipi (*cf.* figure 4), lesquelles sont très similaires aux séquences de roches supracrustales localisées au sud-ouest dans la Sous-province d'Opinaca (Gauthier *et al.*, 1997; Lamothe *et al.*, 1998, 2000). Ainsi, il semble apparent que le Complexe d'Ashuanipi représente tout simplement un équivalent latéral fusionné des sous-provinces d'Opinaca et de Quetico.

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

La description lithologique de la région cartographiée est divisée en trois parties, soit : 1) la Sous-province de La Grande; 2) le Complexe d'Ashuanipi; et 3) les roches intrusives tardi- à post-tectoniques.

Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande occupe la moitié ouest de la région cartographiée, où elle se compose d'un socle de gneiss tonalitiques (Suite de Brésolles) sur lequel reposent des séquences de roches métasédimentaires de la Formation d'Aubert, ainsi que des bandes de roches volcaniques et des filons-couches mafiques appartenant au Complexe de Gayot. Ces roches sont coupées par de larges masses intrusives de tonalite et de trondhjémite de la Suite de Favard, qui occupent environ 50 % de la superficie de la sous-



<p>PROTÉROZOÏQUE</p> <p>Essaim de Mistassini (Pmib)</p> <p> Dyke de diabase: massif, texture ophitique</p> <p>ARCHÉEN</p> <p>Intrusions tardives</p> <p>Suite de Viau (Avia)</p> <ul style="list-style-type: none"> Granite alcalin à fluorine: massif, porphyrique (Avia3) Syénogranite et monzogranite à titanite: massif, porphyrique (Avia2) <p>Suite de Niaux (Anix)</p> <ul style="list-style-type: none"> Syénite à néphéline (Anix3), monzonite (Anix2) et monzodiorite (Anix1): massive, localement porphyrique <p>Suite de Tramont (Atra)</p> <ul style="list-style-type: none"> Monzogranite et syénogranite leucocrate: localement pegmatitique <p>Suite de Gamart (Agam)</p> <ul style="list-style-type: none"> Monzogranite et granodiorite: massif à folié, porphyrique, contient localement des enclaves de l'encaissant <p>Complexe d'Ashuanipi</p> <p>Suite d'Opiscotéo (Aopi)</p> <ul style="list-style-type: none"> Diatexite homogène (<25 % d'enclaves de paragneiss et de métagabbro) de composition granitique à tonalitique: massive à foliée (Aopi5) Diatexite hétérogène (25-50 % d'enclaves de paragneiss et de métagabbro) de composition granitique à tonalitique: massive à foliée (Aopi2) 	<p>Suite de Beausac (Abea)</p> <ul style="list-style-type: none"> Tonalite et granodiorite: massive à foliée, granoblastique (Abea2) Gabbro et gabbro-norite: massif à folié, granoblastique (Abea1) <p>Formation de Grosbois (Ags)</p> <ul style="list-style-type: none"> Paragneiss à biotite+orthopyroxène: migmatitique; contient quelques niveaux de formation de fer oxydée (Ags2) Paragneiss à biotite+grenat+orthopyroxène: migmatitique (Ags1) <p>Sous-province de La Grande</p> <p>Suite de Drullon ((A)dro)</p> <ul style="list-style-type: none"> Monzodiorite: massive à foliée, porphyrique <p>Suite de Favard (Afav)</p> <ul style="list-style-type: none"> Tonalite et trondhjémite: massive à foliée, localement gneissique, mobilisat granitique très commun (Afav2) <p>Formation d'Aubert (Aat)</p> <ul style="list-style-type: none"> Paragneiss à sillimanite+cordiérite+biotite: porphyroblastique (Aat3) Paragneiss à biotite+/-hornblende+/-grenat: migmatitique (Aat2); unité de conglomérat polygénique à la base de l'unité (Aat1) <p>Complexe de Gayot (Agat)</p> <ul style="list-style-type: none"> Métagabbro et diorite amphibolitique: folié à gneissique; quelques niveaux de métapyroxénite Métabasalte: folié; quelques niveaux de formation de fer oxydée et de roches pyroclastiques felsiques <p>Suite de Brésolles (Abre)</p> <ul style="list-style-type: none"> Gneiss tonalitique et trondhjémite: mobilisat granitique très commun
--	--

FIGURE 4 - Géologie simplifiée de la région étudiée (feuillelet SNRC 23L).

province dans la région cartographiée (*cf.* figure 4), ainsi que par de petits plutons de composition monzonitique à monzodioritique appartenant à la Suite de Druillon. Des intrusions tardives de leucogranite de la Suite de Tramont se sont injectées dans les roches tonalitiques et les séquences de roches supracrustales. La grande majorité des roches de la sous-province sont métamorphisées au faciès des amphibolites, à l'exception d'un petit secteur situé à l'extrémité nord de la région près de la limite avec le Complexe d'Ashuanipi, où des assemblages métamorphisés au faciès des granulites ont été observés dans des tonalites de la Suite de Favard ainsi que dans un filon-couche de métagabbro appartenant au Complexe de Gayot.

Suite de Brésolles

La Suite de Brésolles, qui a été définie par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot, est constituée principalement d'orthogneiss de composition tonalitique à trondhjémitique. Ces roches représentent vraisemblablement un ancien socle archéen sur lequel les séquences de roches volcano-sédimentaires se sont déposées. Cette suite comprend également des quantités mineures de diorite quartzifère, de monzodiorite quartzifère et de granodiorite gneissiques. Dans la région du lac Hurault, les gneiss de la Suite de Brésolles forment des lambeaux plurikilométriques entourés de grandes masses intrusives de tonalite massive à foliée appartenant à la Suite de Favard. Une datation U/Pb réalisée sur un gneiss dioritique de la Suite de Brésolles dans la région du lac Gayot a livré un âge de cristallisation de 2794 Ma (Gosselin et Simard, 2000). Cet âge est comparable à ceux obtenus sur un gneiss tonalitique (2811 ± 2 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987) et une tonalite déformée ($2788 \pm 4/-3$ et 2794 ± 2 Ma; Goutier *et al.*, 1998a) du Complexe de Langelier, situé environ 350 km à l'ouest dans la région de LG-2 et également interprété comme représentant un socle ancien (Goutier *et al.*, 1998a).

Gneiss tonalitique et trondhjémitique (Abre)

Dans la région d'étude, les gneiss de la Suite de Brésolles ont un aspect bien rubané produit par l'alternance de bandes centimétriques à décimétriques de leucotonalite blanche (*i.e.*, trondhjémite) et de bandes plus minces de matériel gris foncé à noirâtre de composition intermédiaire à mafique (annexe, photo 1). L'intensité du rubanement est souvent très variable sur un même affleurement, la texture pouvant passer de massive à gneissique sur une distance d'à peine quelques mètres. Toutefois, la déformation est habituellement assez intense et se caractérise par des patrons de plis complexes à chaotiques. Des enclaves centimétriques à décimétriques de gneiss mafique et d'amphibolite sont fréquemment observées à l'intérieur des roches gneissiques, leur proportion pouvant atteindre jusqu'à 20 % de l'affleurement. Les enclaves sont parfois très étirées dans le plan de la foliation, de telle sorte qu'elles peuvent

être confondues avec des rubans d'origine métamorphique. Les gneiss de la Suite de Brésolles sont également caractérisés par la présence très commune de veines, millimétriques à centimétriques de matériel granodioritique à granitique, injectées parallèlement à la gneissosité. Ces veines semblent représenter du mobilisat issu de la fusion partielle des gneiss tonalitiques. Une interprétation similaire a été donnée par Gosselin et Simard (2000) pour expliquer la présence de niveaux décimétriques à métriques de granite fortement folié localisés à l'intérieur de la Suite de Brésolles dans la partie sud-ouest de la région du lac Gayot. Les roches de cette suite sont aussi injectées communément par des dykes décimétriques et des intrusions kilométriques de leucogranite et de pegmatite appartenant à la Suite de Tramont, ainsi que par des intrusions de tonalite massive à foliée de la Suite de Favard.

En lames minces, les gneiss tonalitiques ont une granulométrie variant de fine à moyenne et une texture partiellement granoblastique. Ils sont généralement très leucocrates, étant dominés par le plagioclase (souvent antiperthitique) et le quartz, avec habituellement moins de 10 % de microcline interstitiel. Le quartz est pourvu d'une extinction roulante et possède souvent une texture myrmékitique en association avec le plagioclase. Les gneiss contiennent généralement 5-10 % de minéraux mafiques dominés par la biotite, avec des quantités moindres de hornblende. La biotite est typiquement verdâtre et est dotée occasionnellement d'une altération partielle en chlorite magnésienne, alors que la hornblende, lorsque présente, forme habituellement des cristaux porphyroblastiques englobant partiellement les plus petits cristaux de biotite. Bien que peu abondants, l'épidote, le sphène et l'apatite sont omniprésents, étant typiquement associés aux minéraux ferromagnésiens. L'épidote se développe occasionnellement autour de petits cristaux idiomorphes d'allanite, suggérant qu'elle est d'origine magmatique plutôt que métamorphique (Bédard *et al.*, 1999). Les oxydes sont peu abondants, la magnétite constituant rarement plus de 0,5 % de la roche.

Complexe de Gayot

Cette unité lithodémique, définie originellement par Gosselin et Simard (2000), réfère à l'ensemble des bandes de roches d'origine volcanique localisées dans la région du lac Gayot. Dans ce secteur, le Complexe de Gayot est constitué principalement de roches volcaniques mafiques, d'intrusions mafiques à ultramafiques ainsi que de roches pyroclastiques felsiques à intermédiaires, avec localement de minces horizons de roches métasédimentaires détritiques et de formation de fer à oxydes. Au total, huit ceintures de roches volcano-sédimentaires ont été identifiées dans la région du lac Gayot, à l'intérieur desquelles ont été répertoriées de nombreux sites à intérêt économique. Les meilleurs résultats analytiques proviennent de la Ceinture de Vénus (2 % Ni, 1 % Cu, 646 ppb Pd), qui se caractérise par la présence de laves komatiitiques à texture en spinifex, laissant

entrevoir la présence potentielle de gisements du type Kambalda en Australie (Groves *et al.*, 1986). D'ailleurs, la compagnie Mines d'Or Virginia effectue depuis 1998 des travaux d'exploration dans ce secteur et les derniers résultats analytiques rapportés pour des échantillons choisis de sulfures massifs à semi-massifs situés à l'intérieur de laves ultramafiques s'élèvent jusqu'à 9,5 % Ni, 2,0 % Cu, 0,23 % Co et 17,2 ppm Pd+Pt (communiqué de presse, 5 novembre 1999) (Chapdelaine, 1999, 2000). La compagnie Makamikex avait également découvert en 1998 une intéressante minéralisation en chalcopyrite et en bornite à l'intérieur de roches ultramafiques de la Ceinture de Charras (Saulnier et Noël, 1999; De Corta *et al.*, 1999). Des échantillons choisis contiennent jusqu'à 13,8 % Cu, 8,3 ppm Ag et 1 ppm Au. Deux dates U/Pb ont été obtenues sur des roches du Complexe de Gayot, soit un âge très ancien de 2,86 Ga sur un tuf à cristaux de la Ceinture de Coulon, ainsi qu'un âge beaucoup plus jeune de 2,70 Ga sur une intrusion porphyrique ou un tuf felsique intercalé à l'intérieur de roches basaltiques de la Ceinture de Vénus (Gosselin et Simard, 2000). Ces deux âges semblent indiquer une histoire complexe et prolongée quant à l'évolution du volcanisme dans le Complexe de Gayot. Toutefois, la présence de roches tonalitiques de la Suite de Favard datées à 2,73 Ga (Gosselin et Simard, 2000), qui recoupent en de nombreux endroits les séquences volcaniques, laisse supposer un âge plus vieux que 2,73 Ga pour les roches du Complexe de Gayot. Les intrusions mafiques à ultramafiques associées aux roches volcaniques consistent en des filons-couches d'épaisseur métrique à décimétrique constitués de pyroxénite et de périclote, avec des quantités moindres de gabbro, tandis que les roches pyroclastiques forment des horizons décimétriques à décamétriques de nature variable.

Dans la région du lac Hurault, seulement deux bandes de roches volcaniques ont été identifiées lors des travaux de cartographie. Elles sont situées dans la partie nord-ouest de la carte et représentent le prolongement des ceintures de Pitaval (au nord-ouest) et de Coulon (au nord-est) identifiées originellement par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot. L'autre unité du Complexe de Gayot observée dans la région du lac Hurault consiste en des intrusions de métagabbro et d'amphibolite occupant principalement la partie centrale de la sous-province (*cf.* figure 4).

Métabasalte (Agat1)

Les deux ceintures de roches volcaniques cartographiées dans la région du lac Hurault se composent principalement de coulées de métabasalte, avec localement des niveaux décimétriques à métriques de roches pyroclastiques felsiques et de paragneiss. Un horizon décimétrique de formation de fer à oxydes a été identifié dans le prolongement de la Ceinture de Coulon. Cet horizon est interlité avec un niveau de paragneiss en contact avec du métabasalte. Les métabasaltes possèdent une patine d'altération typiquement vert foncé causée par la quantité appréciable de horn-

blende et d'épidote. Les métabasaltes observés au sein du prolongement de la Ceinture de Coulon sont fréquemment tectonisés et cisailés. On y remarque le développement très commun d'une tectonite de type I, définie par l'alignement de cristaux tabulaires de hornblende. L'extrémité sud de la ceinture est caractérisée par la présence d'un pli isoclinal observé sur une largeur d'environ 50 m, ce qui suggère que cette ceinture a été plissée de façon isoclinale. Le niveau de déformation des roches volcaniques dans le prolongement de la Ceinture de Pitaval est beaucoup moins prononcé, et bien que les roches soient localement tectonisées, des reliques de coussins ont été notées à quelques endroits. Quelques niveaux décimétriques à métriques possiblement d'origine pyroclastique ont été examinés au sein de cette même ceinture à l'intérieur de roches basaltiques. Un de ces niveaux contient 3-5 % de pyrite±chalcopyrite finement disséminées (annexe, photo 2) et l'analyse d'un échantillon a donné 0,13 % Cu. D'ailleurs, le prolongement de la Ceinture de Pitaval semble être caractérisé par la présence plus abondante de niveaux de roches pyroclastiques.

En lames minces, les métabasaltes sont à grains fins et possèdent habituellement une texture granoblastique. Ils sont fortement amphibolitisés, étant habituellement constitués de 50-65 % de cristaux hypidiomorphes de hornblende ayant une texture variant de granoblastique à poeciloblastique. La minéralogie est complétée par du plagioclase modérément à fortement séricitisé, avec des quantités moindres de quartz, d'épidote, de grenat, de biotite et d'apatite. Les basaltes sont localement rouillés du fait de la présence de 1-3 % de pyrite et/ou pyrrotite finement disséminée. Un peu de clinopyroxène (en grande partie transformé en hornblende) a été observé à l'intérieur d'un métabasalte fortement épidotisé et tectonisé. Les niveaux de roches pyroclastiques sont quant à eux à grains fins à très fins, fortement granoblastiques et contiennent des fragments millimétriques subarrondis probablement d'origine volcanoclastique. Ces roches sont constituées de 60-70 % de plagioclase fortement séricitisé, de 15-20 % de quartz et de 10-15 % de hornblende, avec de plus faibles quantités de chlorite, d'épidote et d'apatite.

Métagabbro et diorite amphibolitique (Agat2)

Cette unité du Complexe de Gayot consiste en des filons-couches de métagabbro et de diorite amphibolitisés injectés dans les séquences volcano-sédimentaires (*i.e.*, Agat1) ou dans les gneiss tonalitiques de la Suite de Brésolles. À de nombreux endroits, les filons-couches forment des lambeaux de puissance décimétrique à kilométrique à l'intérieur des intrusions de tonalite massive à foliée de la Suite de Favard. À l'inverse des roches basaltiques, qui sont restreintes dans la région d'étude à la partie nord de la Sous-province de La Grande, les intrusions gabbroïques ont été observées partout dans cette sous-province (*cf.* figure 4). Cependant, considérant la ressemblance entre les roches effusives et intrusives mafiques, il est possible que certains lambeaux,

cartographiés comme des filons-couches de gabbro, représentent en fait des coulées massives et basaltiques ayant subi une recristallisation plus importante.

Un filon-couche mafique à ultramafique mesurant environ 1 km de largeur a été observé dans la partie centrale de la carte, à moins de 15 km de la limite avec le Complexe d'Ashuanipi. Un niveau métrique de métapyroxénite contenant 1-2 % de pyrrhotite finement disséminée forme ce qui semble être la base du filon-couche. Ce dernier se trouve en contact avec un niveau de paragneiss de la Formation d'Aubert. Un autre filon-couche assez particulier a été observé à l'extrémité nord de la région, à moins de 1 km de la limite entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi (*cf.* figure 4). Ce filon-couche a subi une déformation ductile assez intense, soulignée par le développement d'une tectonite de type L, et il se caractérise par la présence d'orthopyroxène d'origine métamorphique. Quelques leucosomes plissés riches en quartz et en orthopyroxène ont été observés sur l'affleurement, ce qui implique que l'épisode de déformation ductile est postérieur au pic métamorphique associé au faciès des granulites. On interprète donc que les roches de la Sous-province de La Grande observées dans ce secteur ont été métamorphosées au faciès des granulites, soit possiblement lors de la formation des diatexites de l'Ashuanipi.

Une tectonite de type L a aussi été observée à l'intérieur d'un filon-couche de métagabbro situé dans la partie centrale de la région, et ce, également près de la limite Ashuanipi-La Grande. Cette zone de déformation ductile semble se prolonger sur plus de 10 km le long des contacts sud-est et nord-ouest du filon-couche avec des intrusions des suites de Gamart et de Favard, respectivement. Elle coïncide approximativement avec le prolongement d'une faille tardive d'orientation NW-SE, interprétée à partir des données géologiques et magnétiques. Cette faille pourrait représenter une réactivation de cette structure ductile.

En lames minces, les métagabbros ont une granulométrie qui varie de fine à moyenne et ils sont généralement constitués de 50-60 % de plagioclase, 20-30 % de hornblende et 10-15 % de clinopyroxène, avec de plus faibles quantités de biotite, de quartz, de magnétite, de titanite, d'apatite, d'épidote et d'allanite. La présence de hornblende entourant le clinopyroxène suggère que cette première s'est formée par métamorphisme au faciès des amphibolites. L'omniprésence de quartz à proximité de la hornblende suggère une réaction métamorphique impliquant le clinopyroxène et le plagioclase, avec production de hornblende, de quartz et localement de cummingtonite. De l'orthopyroxène et de la prehnite ont également été observés localement. La prehnite, qui est en association avec de l'épidote et de la chlorite, s'est vraisemblablement formée suite à l'action de fluides hydrothermaux tardifs, comme le confirme la présence sur le même affleurement de fractures à placage d'épidote. Plusieurs échan-

tillons de métagabbro contiennent des quantités appréciables de minéraux accessoires tels la titanite, l'apatite, l'épidote et l'allanite, ce qui témoigne de la présence de concentrations élevées de certains éléments incompatibles (*i.e.*, Y, Yb). Le niveau de métapyroxénite du filon-couche mafique à ultramafique est à grains fins et possède une texture en grande partie granoblastique. Il est constitué de 60 % de hornblende, 30 % de clinopyroxène et 5-10 % de plagioclase, avec de plus faibles quantités de titanite, de magnétite, de biotite et de pyrrhotite.

Formation d'Aubert

Le terme Formation d'Aubert a été introduit par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot. Dans ce secteur, cette formation est constituée de petites bandes de roches métasédimentaires dont la superficie varie entre 15 et 100 km². Ils ont reconnu deux unités informelles, soit une unité de conglomérat polygénique (Aat1) et une unité de paragneiss (*i.e.*, métawacke) à biotite et à hornblende (Aat2). Nos travaux de cartographie ont conduit à la découverte d'une troisième unité, constituée de paragneiss (*i.e.*, méta-arénite) à porphyroblastes de sillimanite et de cordiérite (Aat3). Celle-ci ressemble en tout point à une unité de la Formation de Mercator (*i.e.*, Amk3) observée par Lamothe *et al.* (2000) directement au sud dans la région du lac Nitchequon et qui a été interprétée comme faisant partie de la Sous-province d'Opinaca. Cette interprétation suggère que les formations d'Aubert et de Mercator pourraient être génétiquement reliées et avoir été formées à l'intérieur d'un large bassin sédimentaire en bordure du craton archéen.

Dans la région d'étude, la Formation d'Aubert est restreinte à la partie nord-est de la Sous-province de La Grande, où elle forme une large bande orientée N-S mesurant 5 à 20 km de largeur par plus de 50 km de longueur (*cf.* figure 4). Cette bande de roches métasédimentaires est située près de la limite entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi. Elle est constituée environ de 85 % de paragneiss (métawacke) à biotite et à hornblende (Aat2) et de 15 % de paragneiss (méta-arénite) à sillimanite, à cordiérite, à muscovite et à biotite (Aat3). Cette dernière lithologie se présente surtout sous forme de niveaux décimétriques à hectométriques en bordure de la bande de roches métasédimentaires. Un seul niveau de conglomérat polygénique (Aat1) a été trouvé, se situant le long de la marge est de la bande (*cf.* figure 4).

Conglomérat polygénique (Aat1)

Cette unité de la Formation d'Aubert est constituée de 40 à 60 % de cailloux de largeur centimétrique à décimétrique de tonalite et de basalte amphibolitisé liés par une matrice de paragneiss de composition relativement semblable à l'unité

Aat2 (annexe, photo 3). Les cailloux sont très étirés et reflètent le plongement modéré de l'unité vers le nord. Quelques niveaux décimétriques de grès quartzitique sont interlités avec le conglomérat. La matrice de ce dernier est constituée de 60-65 % de plagioclase, 15-20 % de quartz et 15 % de biotite, avec de plus faibles quantités de hornblende et de magnétite. Les cailloux observés en lames minces sont de composition tonalitique à granodioritique et sont vraisemblablement dérivés des suites de Favard et/ou de Brésolles. Ils sont composés de 50-60 % de plagioclase, 20-30 % de quartz, 5-15 % de feldspath potassique et 5 % de biotite, avec un peu d'apatite, d'épidote et de magnétite.

Ce niveau de conglomérat semble très similaire à celui trouvé environ 45 km au nord par Gosselin et Simard (2000), immédiatement à l'est de la Ceinture de Coulon. Les relations de terrain ainsi que la composition des cailloux dans le conglomérat les ont menés à conclure que la Formation d'Aubert reposait vraisemblablement de façon concordante par-dessus les roches du Complexe de Gayot, et que le conglomérat semblait être dérivé de l'érosion de la séquence volcanique et du socle tonalitique. Le fait que le niveau de conglomérat soit situé le long de la marge ouest de la Formation d'Aubert dans le secteur de la Ceinture de Coulon, alors qu'il se situe le long de sa marge est dans la région du lac Hurault, pourrait impliquer que cette formation a subi une ou plusieurs phases de plissement isoclinal. La présence dans la région d'étude d'une charnière de pli isoclinal de dimension décamétrique et localisée à l'extrémité sud du prolongement de la Ceinture de Coulon tend à supporter une telle interprétation.

Paragneiss (métawacke) à biotite±hornblende±grenat (Aat2)

Cette unité, qui forme l'ensemble de la Formation d'Aubert, est constituée de paragneiss à grains fins à moyens ayant une patine d'altération gris-brun à gris-vert foncé. Les paragneiss sont habituellement rubanés et migmatitiques et contiennent 5-25 % de leucosomes blanchâtres de composition tonalitique à granodioritique. Des niveaux métriques à décamétriques riches en porphyroblastes de grenat ont été communément observés, le grenat se concentrant particulièrement à l'intérieur des leucosomes. Quelques affleurements de trondhjemite à grenat, observés à proximité de la Formation d'Aubert, ont d'ailleurs été interprétés comme représentant un mobilisat issu de la fusion partielle de ces paragneiss. De nombreux affleurements de paragneiss sont fortement déformés. Ils se caractérisent par le développement commun d'une tectonite de type I. Habituellement les linéations associées à ce type de déformation plongent modérément (*i.e.*, 60-65°) vers le nord.

Les paragneiss sont généralement composés de 40-60 % de plagioclase, 20-30 % de quartz, 10-15 % de biotite et

5-10 % de hornblende, avec de plus petites quantités de grenat, de feldspath potassique, d'apatite, d'épidote, de titanite, de magnétite, de chlorite, d'allanite, de muscovite et de zircon. La hornblende est localement abondante, composant jusqu'à 35 % de la roche dans les paragneiss les plus mafiques. Ceux-ci sont typiquement vert foncé et semblent dérivés d'une source mafique proximale, en l'occurrence vraisemblablement les metabasaltes de la Ceinture de Coulon. De la cummingtonite a également été observée localement dans les paragneiss mafiques. Celle-ci est partiellement transformée en hornblende. Ce minéral pourrait avoir été formé suite au métamorphisme d'une roche contenant à l'origine de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène pauvre en calcium.

Paragneiss (méta-arénite) à : sillimanite+cordiérite+biotite+muscovite±tourmaline (Aat3)

Cette unité de paragneiss est de couleur gris clair à gris jaunâtre en surface altérée, et possède une granulométrie qui varie de fine à moyenne. Les paragneiss, localement rubanés et migmatitiques, sont caractérisés par la présence de 5-30 % de porphyroblastes centimétriques de sillimanite hypidiomorphe, lesquels forment des pustules apparaissant en relief positif sur l'affleurement (annexe, photo 4). Les porphyroblastes de sillimanite sont habituellement étirés en forme de bâtonnets et plongent de façon modérée (*i.e.*, 60°) vers le nord-ouest. De plus, cette unité de paragneiss contient communément 5-20 % de porphyroblastes de cordiérite. Ceux-ci ont une teinte bleutée caractéristique en surface d'altération qui s'explique par la présence de fer et/ou de manganèse dans la structure cristalline. Tout comme l'unité de paragneiss wackitique, plusieurs affleurements sont tectonisés.

En lames minces, cette roche est généralement constituée de 35-45 % de quartz, 30-40 % de plagioclase, 5-10 % de sillimanite, 5-10 % de cordiérite, 5-10 % de biotite, 5 % de muscovite et 5 % de feldspath potassique, avec de faibles proportions de tourmaline (variété schorlite), d'apatite, d'épidote, de chlorite et de titanite. La muscovite forme des cristaux poeciloblastiques qui résultent de la rétro-morphose de la sillimanite.

Un niveau de paragneiss cisailé à cordiérite et sillimanite contenant 5 % de pyrite±chalcopyrite finement disséminée a été localisé dans le coin nord-ouest de la carte, à proximité de roches basaltiques appartenant au prolongement de la Ceinture de Pitaval. Ce niveau est injecté de veines centimétriques à décimétriques de quartz, la minéralisation en sulfures se concentrant particulièrement à proximité des épontes. Les meilleures analyses sur échantillon choisi ont décelé jusqu'à 360 ppm Cu. L'étendue de la minéralisation est inconnue considérant la très petite superficie de l'affleurement (*i.e.*, 5 m²).

Suite de Favard

La Suite de Favard, unité lithodémique originellement définie par Gosselin et Simard (2000), couvre environ 60 % de la Sous-province de La Grande dans la région du lac Hurault. Elle est caractérisée de façon générale par une assez forte susceptibilité magnétique qui contraste avec celle des gneiss tonalitiques de la Suite de Brésolles (*cf.* figure 5). Cette suite intrusive semble s'apparenter aux roches tonalitiques de la Suite de Lariboisière, localisée environ 50 km au sud de la région dans le secteur du lac Nitchequon (Lamothe *et al.*, 2000), ainsi qu'aux roches intrusives felsiques appartenant au Batholite de Polaris, situé directement au sud-ouest de la carte (Labbé et Bélanger, 1998).

Tonalite, trondhémite (Afav2)

Dans la région cartographiée, la Suite de Favard se compose essentiellement de tonalite et de trondhémite, avec des quantités mineures de diorite quartzifère, de monzodiorite quartzifère et de granodiorite. La roche est pourvue d'une patine d'altération gris blanchâtre à légèrement rosée, elle possède une granulométrie moyenne et contient communément 5-10 % d'enclaves centimétriques à décimétriques de gabbro et de diorite amphibolitisés. Elle contient 5-20 % de minéraux mafiques dominés par la biotite, avec de plus faibles quantités de hornblende, ce dernier minéral n'ayant été observé que dans environ 60 % des affleurements. Les roches tonalitiques sont habituellement faiblement foliées, bien que leur aspect puisse varier de massif à gneissique à l'échelle même de l'affleurement. Lorsqu'elles possèdent une structure gneissique, les tonalites ressemblent en tout point à celles de la Suite de Brésolles. Toutefois, des enclaves de gneiss tonalitiques interprétées comme appartenant à la Suite de Brésolles ont été observées à l'intérieur de la Suite de Favard. De plus, la présence d'injections de tonalite de la Suite de Favard coupant des roches basaltiques du Complexe de Gayot permet de situer cette suite comme clairement postérieure au socle tonalitique ainsi qu'aux roches supracrustales dans la région. Dans la partie centrale de la carte à proximité du Complexe d'Ashuanipi, quelques affleurements de tonalite sont fortement déformés et mylonitisés (annexe, photo 5). Cette intense déformation pourrait être reliée à la collision postulée entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi.

De nombreuses veines centimétriques de matériel granodioritique à granitique sont présentes à l'intérieur des roches de la Suite de Favard. La nature diffuse des contacts de ces veines avec l'encaissant et leur composition plus felsique suggèrent qu'elles sont associées à un mobilisat issu de la fusion partielle des roches tonalitiques et trondhémiques. D'ailleurs, les veines deviennent plus abondantes en se rapprochant de la limite avec le Complexe d'Ashuanipi, ce qui suppose que le flux de chaleur était vraisemblablement plus intense à cet endroit. Des veines de granodiorite conte-

nant 10-15 % de cristaux poecilites de clinopyroxène ont été observées à quelques endroits à proximité du Complexe d'Ashuanipi. Celles-ci sont accompagnées d'amas décimétriques de matériel granitique formant des ombres de pression autour d'enclaves de gabbro amphibolitisé (annexe, photo 6). Ces observations semblent confirmer que le matériel granodioritique à granitique est un produit de la fusion partielle des tonalites plutôt que des dykes ou des injections provenant d'intrusions felsiques environnantes.

Mis à part la biotite et la hornblende, les roches tonalitiques contiennent des quantités souvent appréciables de titanite, d'apatite, d'épidote, de magnétite et d'allanite. Le plagioclase est faiblement séricitisé et le feldspath potassique occupe les interstices entre les cristaux de quartz et de plagioclase. Le quartz a une extinction roulante prononcée et possède localement une texture myrmékitique en association avec le plagioclase. Les cristaux de biotite sont typiquement de couleur brun-vert, sont faiblement altérés en chlorite et contiennent souvent de petites inclusions d'apatite. La hornblende forme communément des porphyroblastes qui sont tardifs par rapport à la biotite. Elle possède une teinte bleutée indiquant qu'elle a une composition relativement sodique. La titanite constitue localement jusqu'à 2 % de la roche et forme des cristaux idiomorphes à hypidiomorphes habituellement associés à la biotite ou entourant la magnétite. Des cristaux idiomorphes d'allanite atteignant jusqu'à 2 mm de longueur ont également été observés, certains étant souvent entourés de petits cristaux d'épidote. Des porphyroblastes d'orthopyroxène ont été observés à l'intérieur d'une tonalite située dans la partie nord-est de la carte, soit à moins de 3 km du contact estimé avec le Complexe d'Ashuanipi. Cet affleurement est adjacent au filon-couche de métagabbro à orthopyroxène du Complexe de Gayot décrit précédemment, pour lequel un métamorphisme au faciès des granulites a été proposé.

Suite de Druillon (nouvelle unité, Adru)

La Suite de Druillon est une nouvelle suite intrusive regroupant des plutons plurikilométriques de monzonite quartzifère, de monzodiorite et de monzodiorite quartzifère. Les plutons ont une forme arrondie à ovale et sont restreints dans la région d'étude à la portion nord de la Sous-province de La Grande (*cf.* figure 4). Ils sont caractérisés par une abondance de minéraux mafiques (*i.e.*, 20-35 %) par rapport aux autres roches intrusives felsiques observées dans la région cartographiée. Les roches de cette suite ont habituellement une granulométrie moyenne à grossière, sont faiblement foliées et ont une couleur gris rosé en surface d'altération. Elles possèdent une texture porphyrique à ocellée définie par la présence de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique et localement de plagioclase.

Les roches monzonitiques et monzodioritiques de la Suite de Druillon sont généralement constituées de 50-60 % de plagioclase, 20-35 % de feldspath potassique, 10-15 % de quartz, 5-15 % de hornblende, 5-10 % de clinopyroxène et

5 % de biotite, avec de faibles quantités de titanite, d'épidote, de magnétite, d'apatite, d'allanite et de zircon. En lames minces, le plagioclase forme des cristaux hypidiomorphes faiblement recristallisés. Il est localement porphyrique et modérément altéré en séricite. Les cristaux de feldspath potassique se trouvent sous deux habitus différents, soit sous forme de grains xénomorphes interstitiels au plagioclase et au quartz, soit formant des phénocristaux centimétriques. Le quartz est typiquement interstitiel et partiellement granoblastique. Des cristaux poecilites (ou poeciloblastiques) de clinopyroxène fortement rétrotransformés en hornblende vert bleuté constituent les deux principales phases mafiques, alors que la biotite est vert olive à brunâtre et est partiellement altérée en chlorite.

Mis à part leur plus grande proportion de minéraux ferromagnésiens et leur plus faible quantité de quartz, qui varie généralement entre 5 et 10 %, cette suite possède de nombreuses ressemblances texturales et minéralogiques avec la Suite de Gamart du Complexe d'Ashuanipi. La Suite de Druillon montre également certaines similitudes avec les granodiorites porphyriques de la Suite de Maurel, décrite par Gosselin et Simard (2000) dans la région immédiatement au nord. Un échantillon provenant d'un pluton de cette dernière suite intrusive a livré un âge préliminaire de 2,68 Ga (Gosselin et Simard, 2000), qui est comparable à l'âge de cristallisation des plus anciennes diatexites du Complexe d'Ashuanipi. Ainsi, il est probable que l'épisode thermique responsable de la formation des diatexites ait en même temps provoqué localement la fusion partielle des roches tonaliques de la Sous-province de La Grande menant ultimement à la formation des roches intrusives de la Suite de Druillon. L'importante quantité de minéraux mafiques qui caractérise cette suite pourrait s'expliquer par la digestion d'enclaves de gabbro amphibolitisé, qui sont très communes à l'intérieur des tonalites.

Complexe d'Ashuanipi

Le Complexe d'Ashuanipi occupe la moitié orientale de la région cartographiée et est constitué en grande partie de diatexite à biotite-orthopyroxène±grenat±hornblende de composition granodioritique à tonalitique (Suite d'Opiscotéo) injectée par des intrusions syn-tectoniques de monzogranite porphyrique (Suite de Gamart). Ces deux suites sont généralement métamorphosées au faciès des granulites, sauf à proximité de la limite avec la Sous-province de La Grande ainsi que dans la portion nord de la carte, où les roches sont métamorphosées au faciès des amphibolites. Les diatexites sont le produit de la fusion partielle de roches supracrustales, comme en témoigne la présence de nombreuses enclaves de paragneiss et de roches mafiques. D'ailleurs, des lambeaux plurikilométriques de paragneiss (Formation de Grosbois) et d'intrusions associées de tonalite et de gabbro (Suite de Beusac) sont préservés à de nombreux endroits. L'ensemble des roches de l'Ashuanipi sont coupées par des intrusions tardives de composition granitique appartenant

aux suites de Tramont, de Niaux et de Viau. Finalement, le dernier épisode magmatique dans le Complexe d'Ashuanipi est représenté par des dykes de diabase d'âge Protérozoïque appartenant à l'essai de Mistassini.

Formation de Grosbois

La Formation de Grosbois, définie par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot, regroupe l'ensemble des roches métasédimentaires identifiées dans la portion nord-ouest du Complexe d'Ashuanipi. Les roches sont constituées de paragneiss métamorphosés au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites, avec la présence locale de quelques niveaux métriques de formation de fer à oxydes et à silicates. Ces roches métasédimentaires sont fortement migmatisées et forment des lambeaux d'épaisseur hectométrique à plurikilométrique baignant à l'intérieur de diatexites de la Suite d'Opiscotéo ou de roches granitiques de la Suite de Gamart. Elles sont injectées de filons-couches différenciés de composition gabbroïque, tonalitique et granodioritique appartenant à la Suite de Beusac. Les roches métasédimentaires de la Formation de Grosbois sont similaires et vraisemblablement corrélables avec celles de la Formation de Mercator du Groupe de Hublet (Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998), qui ont été observées dans la partie sud du Complexe d'Ashuanipi et assignées à la Sous-province d'Opinaca. Considérant que la Formation de Mercator est vraisemblablement l'équivalent latéral des roches métasédimentaires du Groupe de Laguiche (Simard et Gosselin, 1998), qui caractérisent la partie occidentale de la Sous-province d'Opinaca, il est possible de conclure que l'ensemble des roches supracrustales du Complexe d'Ashuanipi représentent probablement un équivalent fortement fusionné des roches de cette sous-province sédimentaire.

Dans la région cartographiée, les paragneiss ont été subdivisés en deux unités, soit : 1) une unité à biotite+orthopyroxène±hornblende, qui représente environ 75 % de la formation; et 2) une unité à biotite+grenat+orthopyroxène±hornblende±cordiérite. Les deux unités se présentent souvent interlitées au sein d'un même affleurement. Un style structural en dômes et bassins, accompagné de grands plis isoclinaux mesurant 15-20 km de largeur a été interprété suite aux travaux de cartographie (*cf.* figure 4) et à l'analyse des photos aériennes et des images satellitaires. À cet effet, les photos aériennes ont été d'une grande utilité considérant qu'elles ont été produites avant l'inauguration des barrages de la rivière La Grande et par le fait même de la création du réservoir Caniapiscou. Les paragneiss à grenat sont restreints à la marge est de la carte, plus spécifiquement dans le secteur du réservoir Caniapiscou. Cette zone de paragneiss à grenat se prolonge vraisemblablement vers l'est à l'intérieur de l'ensemble lithotectonique identifié comme étant l'Ashuanipi nord (Leclair *et al.*, 1998), lequel se caractérise par une abondance de paragneiss à grenat de faible susceptibilité magnétique similaires à ceux de notre région. La différence de composition existant entre les

paragneiss avec ou sans grenat reflète soit un changement latéral de faciès dans la séquence sédimentaire d'origine, soit une variation du degré métamorphique. Cette dernière hypothèse est ici favorisée, considérant la présence d'une importante faille (*i.e.*, Zone de déformation de Chambeaux; Leclair *et al.*, 1998) délimitant les ensembles lithotectoniques de l'Ashuanipi nord et de l'Ashuanipi sud.

**Paragneiss (métawacke)
à biotite+grenat+orthopyroxène±hornblende±cordiérite
(Ags1)**

Dans la région du lac Hurault, cette unité forme environ 25 % de la Formation de Grosbois et a été observée en grande partie le long du rivage et sur des îles du réservoir Caniapiscau. Elle se compose de lits centimétriques à décimétriques de métawacke contenant 5-50 % de leucosomes centimétriques de composition granitique à tonalitique. La roche est de couleur gris brunâtre à brun rouille en surface altérée et est habituellement bien foliée. Sa granulométrie varie de fine à moyenne et sa texture est équigranulaire et granoblastique.

Cette roche est généralement constituée de 50-60 % de plagioclase, 15-20 % de quartz, 5-20 % de grenat, 5-15 % d'orthopyroxène, 5-10 % de biotite et 1-10 % de feldspath potassique, avec de très faibles quantités d'apatite, de titanite, d'épidote, de zircon et de magnétite. Le grenat forme des poeciloblastes atteignant 1 cm de largeur et se présente à la fois dans le paléosome et le leucosome (annexe, photo 7). Deux générations d'orthopyroxène ont été observées, soit sous forme de poeciloblastes (5-10 mm) à l'intérieur du leucosome, soit sous forme de plus petits cristaux en partie granoblastiques à l'intérieur du paléosome. L'orthopyroxène est faiblement altéré en bastite. Le feldspath potassique, lorsque présent, s'observe surtout à l'intérieur du leucosome et moins communément sous forme de petits grains interstitiels dans le paléosome. La présence de cristaux xénomorphes de quartz interstitiel, communément associé à l'orthopyroxène, suppose une réaction métamorphique au faciès des granulites impliquant le plagioclase, le quartz et la biotite, avec la production d'orthopyroxène et d'un produit de fusion partielle quartzofeldspathique qui aurait migré le long de plans préférentiels pour former les leucosomes (Sawyer, communication personnelle). De la hornblende verte a été observée dans environ 25 % des lames minces. Elle se présente surtout sous forme de petits cristaux granoblastiques, et localement sous forme de porphyroblastes. L'absence d'orthopyroxène dans les échantillons de paragneiss contenant de la hornblende est possiblement le résultat d'un métamorphisme prograde au faciès des amphibolites. Les conditions de pression et de température n'ont probablement pas atteint à ces endroits un niveau suffisamment élevé pour la formation de roches granulitiques.

Un affleurement de paragneiss rouillé renfermant des lits décimétriques à métriques enrichis en cordiérite et graphite, avec de faibles quantités de sulfures, a été localisé le long

de la rive du réservoir Caniapiscau. La cordiérite est poeciloblastique et contient de nombreuses inclusions de quartz, de biotite et de zircon, alors que le graphite forme de petits cristaux allongés parallèlement à la foliation.

**Paragneiss (métawacke)
à biotite+orthopyroxène±hornblende (Ags2)**

Cette unité regroupe la majorité des paragneiss de la Formation de Grosbois. Ceux-ci se présentent aussi bien sous forme de lambeaux d'épaisseur hectométrique à kilométrique qu'en enclaves dans les diatexites. Mis à part l'absence de grenat, ces paragneiss sont pratiquement identiques à ceux décrits ci-dessus (*i.e.*, Ags1).

Des niveaux d'épaisseur métrique de formation de fer à oxydes et à silicates interlités avec les paragneiss apparaissent localement dans la partie sud-est de la région. Ces formations de fer sont constituées de lamines millimétriques de composition variée, soit : 1) des lamines riches en magnétite; 2) des lamines riches en chert; et 3) des lamines porteuses d'un ou de plusieurs minéraux ferromagnésiens, principalement le clinopyroxène, l'orthopyroxène et la hornblende. Des lamines à fayalite, clinopyroxène et grenat ont également été observées à un endroit. La majorité des formations de fer contiennent de faibles quantités de pyrrhotite, de pyrite et de chalcopyrite finement disséminées. Les meilleurs résultats analytiques sont des teneurs atteignant 340 ppb Au, 220 ppm Cu et 50 ppm W obtenues sur des échantillons choisis.

Suite de Beausac

La Suite de Beausac a été originellement nommée par Gosselin et Simard (2000) pour désigner un ensemble de roches intrusives bien foliées de compositions felsiques à intermédiaires. Ces intrusions se présentent habituellement sous forme de lambeaux plurikilométriques à l'intérieur de diatexites ou d'intrusions tardives de composition granitique, ou encore sous forme de bandes métriques à l'intérieur de paragneiss de la Formation de Grosbois. Dans la région du lac Hurault, cette suite a été subdivisée en deux unités, soit des intrusions mafiques à ultramafiques de composition gabbroïque à pyroxénitique (Abea1), ainsi qu'un ensemble de roches intermédiaires à felsiques comprenant des tonalites, des granodiorites et des monzodiorites quartzifères (Abea2) similaires à celles observées dans la région du lac Gayot. Les intrusions cartographiées varient de quelques dizaines de mètres à environ trois kilomètres d'épaisseur. Elles ont une forme lenticulaire allongée et se trouvent fréquemment à l'intérieur de lambeaux de paragneiss parallèlement à la foliation. Cette disposition suggère qu'elles représenteraient des filons-couches différenciés injectés dans les roches d'origine supracrustale. Ces intrusions sont caractérisées par une susceptibilité magnétique très élevée qui contraste avec celle des paragneiss et des diatexites environnants. Une datation obtenue par Gosselin et Simard

(2000) sur un échantillon de cette suite a livré un âge de 2,70 Ga, ce qui est similaire à l'âge minimum de dépôt interprété pour les séquences de roches métasédimentaires de la partie est du Complexe d'Ashuanipi (Percival *et al.*, 1988, 1992).

Gabbro, gabbronorite, et pyroxénite (Abea1)

Cette unité forme des filons-couches généralement composés de gabbros et de gabbronorites, avec localement des niveaux métriques de pyroxénite localisés à la base et des niveaux plus felsiques de monzodiorite quartzifère et/ou de tonalite formant la partie sommitale. Ces lithologies se trouvent communément en enclaves centimétriques à décimétriques à l'intérieur des diatexites et localement des roches granitiques de la Suite de Gamart. Les roches de cette suite s'apparentent à une unité de gneiss mafique du Groupe de Hublet cartographiée dans la partie sud du Complexe d'Ashuanipi (Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998, 2000).

Les roches gabbroïques ont une couleur gris brunâtre en surface altérée, sont massives à bien foliées et contiennent fréquemment des veines centimétriques de composition tonalitique (annexe, photo 8). Ces veines ont habituellement une orientation aléatoire et représentent possiblement un produit de la fusion partielle des roches mafiques. Les gabbros et gabbronorites ont une granulométrie fine à moyenne et sont typiquement granoblastiques. Ils comprennent généralement 50-70 % de plagioclase, 5-15 % d'orthopyroxène, 5-15 % de clinopyroxène, 5-15 % de biotite, 5-10 % de hornblende, 3-5 % de magnétite, 1-5 % de quartz et 1-2 % d'apatite, avec des quantités mineures de feldspath potassique, de zircon, d'épidote et de chlorite. L'orthopyroxène est modérément altéré en bastite et forme de petits grains granoblastiques ainsi que des porphyroblastes atteignant 1 cm de largeur. Les grains granoblastiques pourraient avoir été formés par recristallisation de cristaux d'origine ignée, alors que les porphyroblastes seraient d'origine métamorphique. Ces derniers se seraient vraisemblablement formés lors du réchauffement thermique associé à la formation des roches granulitiques du Complexe d'Ashuanipi. Le clinopyroxène se présente sous forme de cristaux granoblastiques associés à l'orthopyroxène de même habitus et il est communément transformé en hornblende. La hornblende se développe principalement dans les roches situées à proximité de la limite Ashuanipi-La Grande ainsi que près du réservoir Caniapiscou. À ce dernier endroit, d'importantes quantités de roches supracrustales sont préservées, ce qui témoigne d'un faible taux de fusion partielle par rapport aux unités de diatexites. Ce fait est suggestif de conditions de plus faible degré métamorphique (*i.e.*, faciès des amphibolites) qui expliqueraient la présence de la hornblende. La biotite est brunâtre à orangée et forme des feuilletts hypidiomorphes contenant de nombreuses inclusions d'apatite. Ces feuilletts sont en partie interstitiels et semblent avoir une origine tardive par rapport aux pyroxènes.

Tonalite, diorite quartzifère, monzodiorite quartzifère et granodiorite (Abea2)

Cette unité est constituée principalement d'intrusions intermédiaires à felsiques de composition tonalitique, dioritique, monzodioritique et localement granodioritique. Les roches forment soit des intrusions isolées, soit une partie de filons-couches différenciés. Elles possèdent des textures et une composition relativement similaires à celles des roches gabbroïques de l'unité Abea1.

La roche est généralement constituée de 55-70 % de plagioclase, 10-20 % de quartz, 5-10 % de feldspath potassique, 5-10 % d'orthopyroxène, 5-10 % de clinopyroxène, 5-10 % de biotite, 1-2 % de magnétite et au plus 1 % d'apatite, avec des traces d'épidote et de zircon. Lorsque présente, la hornblende forme jusqu'à 10 % de la roche et semble dérivée de la transformation du clinopyroxène durant le métamorphisme au faciès des amphibolites. La présence plus importante de l'apatite et du zircon dans les roches plus mafiques de la suite (*i.e.*, Abea1) est contraire au processus habituel de cristallisation fractionnée pour ce type d'intrusion. Ce fait est possiblement relié à une contamination plus ou moins *in situ* du magma par assimilation de roches sédimentaires avoisinantes de la Formation de Grosbois.

Suite d'Opiscotéo

La Suite d'Opiscotéo désigne l'ensemble des intrusions de diatexite présentes dans la région cartographiée. Une diatexite est une roche intrusive produite par diatexie dans laquelle il n'existe pas de bande migmatitique continue (Brown, 1973). La diatexie est un type d'anatexie de haute pression et/ou de température élevée pour laquelle la fusion du protolite peut être complète. Dans la région du lac Bermen (Leclair *et al.*, 1998), la suite a été subdivisée en six lithofaciès de diatexite selon les critères suivants : a) la présence ou l'absence de grenat, b) la quantité d'enclaves et c) la lithologie prédominante des enclaves. Les diatexites contenant moins de 25 % d'enclaves sont dites « homogènes » et celles contenant entre 25 et 50 % d'enclaves sont dites « hétérogènes ». Les deux premiers critères sont conformes à ceux utilisés par Percival (1993) et James (1993) pour la subdivision des diatexites dans les parties nord-est et est du Complexe d'Ashuanipi. Le troisième critère, ajouté par Leclair *et al.* (1998), tient compte de la prépondérance d'enclaves de gneiss mafique dans la diatexite. Les contacts entre les différentes unités de diatexite sont graduels et marquent des zones de changements progressifs dans la minéralogie de la diatexite ainsi que dans l'abondance des différentes lithologies qu'elle englobe.

Dans la région du lac Hurault, la diatexite forme habituellement de grandes masses intrusives continues de dimensions plurikilométriques, ainsi que des feuilletts d'épaisseur métrique à hectométrique situés à l'intérieur des roches supracrustales de la Formation de Grosbois et de la Suite de

Beausac. Les diatexites occupent environ 60 % de la superficie du Complexe d'Ashuanipi dans la région cartographiée. Suivant la classification de Leclair *et al.* (1998), elles se présentent sous deux lithofaciès, soit : 1) la diatexite hétérogène, qui contient 25-50 % d'enclaves de paragneiss et de métagabbro (\pm métadiorite, métatonalite) (Aopi2); et 2) la diatexite homogène, qui contient <25 % d'enclaves (Aopi5). De façon générale, les grandes masses de diatexite contiennent habituellement peu d'enclaves (*i.e.*, <10 %), alors que les feuilletés de faible épaisseur sont généralement constitués de diatexite hétérogène. Les enclaves proviennent de la Formation de Grosbois et de la Suite de Beausac. Les enclaves de paragneiss migmatitisés ont typiquement une forme très allongée et contiennent une foliation interne qui est sub-parallèle à celle définie par la diatexite hôte (annexe, photo 9), alors que les enclaves de métagabbro sont habituellement massives à faiblement foliées et ont une forme plutôt arrondie. Des enclaves de formation de fer provenant de la Formation de Grosbois ont également été observées localement. Bien que plus de 75 % des enclaves répertoriées dans les diatexites soient des paragneiss, près de la moitié des affleurements de diatexites contiennent des enclaves provenant à la fois de la Formation de Grosbois et de la Suite de Beausac. Le type d'enclave semble refléter la composition des roches supracrustales observées dans la région immédiate.

Diatexite (Aopi2 et Aopi5)

La diatexite est de couleur gris brunâtre à gris jaunâtre en surface d'altération et a une composition qui varie de granodioritique à tonalitique. Elle est massive à foliée et possède une texture porphyrique et hétérogranulaire (grain moyen à grossier). Des schlieres de biotite représentant des restes d'enclaves et/ou des amas de cristaux d'origine ignée sont communément observés, définissant un vague rubanement d'origine magmatique. La diatexite est généralement constituée de 10-25 % de minéraux mafiques comprenant de la biotite, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène, avec la présence moins fréquente de grenat et de hornblende. Le grenat se trouve principalement dans les diatexites situées à proximité de paragneiss à grenat de la Formation de Grosbois, lesquels abondent dans la partie nord du réservoir Caniapiscou (*cf.* figure 4). La hornblende est quant à elle présente localement dans les diatexites situées près de la limite Ashuanipi-La Grande, ainsi que dans les régions avoisinantes du réservoir Caniapiscou.

En lames minces, le plagioclase est hypidiomorphe à xénomorphe et occasionnellement antiperthitique. Le feldspath potassique forme principalement des cristaux xénomorphes interstitiels, avec la présence commune de phénocristaux centimétriques possédant des macles de type Carlsbad et un mince liseré d'albite. Le quartz forme des plages interstitielles, avec le développement commun de textures myrmékitiques en association avec le plagioclase.

Des cristaux hypidiomorphes à xénomorphes d'orthopyroxène partiellement altérés en bastite se trouvent à la fois dans la diatexite ainsi qu'à l'intérieur de leucosomes constitués principalement de plagioclase, de quartz, de feldspath potassique et d'orthopyroxène. Ces leucosomes sont particulièrement leucocrates et vraisemblablement dérivés de la fusion partielle ou du fractionnement des diatexites. Le clinopyroxène forme des cristaux hypidiomorphes et a été observé dans environ 20 % des affleurements de diatexite. La texture habituellement hypidiomorphe de l'orthopyroxène et du clinopyroxène suggère une origine magmatique pour ces deux minéraux. La magnétite, l'apatite, la titanite, l'épidote, l'allanite et le zircon constituent des minéraux accessoires de la diatexite.

Il semble exister une correspondance entre le type d'enclaves et les proportions d'orthopyroxène et de clinopyroxène dans la diatexite, l'orthopyroxène étant associé aux diatexites à enclaves de paragneiss alors que le clinopyroxène se trouve dans les diatexites contenant des enclaves de métagabbro. De plus, la diatexite semble évoluer vers une composition plus tonalitique (*i.e.*, appauvrie en feldspath potassique) avec l'augmentation de la proportion d'enclaves de métagabbro par rapport à celles de paragneiss.

Roches intrusives tardi- et post-tectoniques

Les roches intrusives considérées tardi-tectoniques par rapport à la déformation pénétrative régionale comprennent celles des suites felsiques de Gamart, de Tramont et de Niaux. La région cartographiée contient également des roches intrusives qui n'ont pas subi les effets de la déformation et du métamorphisme régional associés aux événements orogéniques archéens. Ces roches post-tectoniques sont constituées d'un cortège de plutons granitiques formant la Suite de Viau, ainsi que de dykes de diabase appartenant vraisemblablement à l'essai de Mistassini.

Suite de Gamart

La Suite de Gamart a été identifiée originellement par Leclair *et al.* (1998) dans la région du lac Bermen. Elle est constituée de roches intrusives foliées de composition granitique injectées dans les diatexites et les roches supracrustales encaissantes du Complexe d'Ashuanipi. Dans la région d'étude, certaines intrusions de cette suite coupent également les roches tonalitiques de la Suite de Favard le long de la marge est de la Sous-province de La Grande. Un âge radiométrique U-Pb de 2647 ± 2 Ma (Parent, 1998) a été obtenu dans la région du lac Vallard (Lamothe *et al.*, 1998), ce qui est similaire à l'âge des diatexites les plus récentes. La suite comprend de larges masses intrusives pouvant atteindre plus de 500 km², notamment à l'interface entre le Complexe d'Ashuanipi et la Sous-province de La Grande (*cf.* figure 4), où une bande plus ou moins continue mesurant

10 à 20 km de largeur par plus de 200 km de longueur se prolonge vers le sud dans la région du lac Nichequon (Lamothe *et al.*, 2000). Les intrusions granitiques sont tabulaires et habituellement disposées parallèlement à la foliation affectant les roches du Complexe d'Ashuanipi. Par endroits, les roches granitiques sont observées en injections lit-par-lit centimétriques à métriques en bordure de rubans de schlieren à l'intérieur des diatexites de la Suite d'Opiscotéo (annexe, photo 10), ce qui suggère que la Suite de Gamart pourrait résulter de la fusion partielle (Lamothe *et al.*, 2000) et/ou du fractionnement des diatexites. D'autres évidences supportant cette interprétation incluent : 1) l'âge en apparence légèrement plus jeune de la Suite de Gamart par rapport à l'ensemble des diatexites de la Suite d'Opiscotéo; 2) la présence de poches diffuses centimétriques à décimétriques de matériel granitique à l'intérieur des diatexites; et 3) la présence commune d'enclaves de roches encaissantes à l'intérieur des roches granitiques.

Monzogranite et granodiorite porphyrique (Agam1)

Dans la région du lac Hurault, la Suite de Gamart se compose de monzogranite et de granodiorite porphyrique de couleur rosée en surface altérée (annexe, photo 11). Les roches intrusives sont généralement massives à foliées et possèdent une granulométrie variant de moyenne à grossière, avec le développement local d'une phase pegmatitique. Elles contiennent habituellement 10-25 % de phénocristaux de feldspath potassique pouvant atteindre jusqu'à 5 cm de longueur, et montrent le développement très commun de textures myrmékites définies par l'intercroissance du quartz et du plagioclase. Les roches granitiques sont composées de 5-15 % de minéraux mafiques dominés par la biotite, le clinopyroxène et la hornblende, avec de plus faibles quantités d'orthopyroxène, de magnétite, d'apatite, de titanite, d'épidote, d'allanite et de zircon. En lames minces, les roches granitiques sont relativement similaires aux diatexites de la Suite d'Opiscotéo. Le plagioclase est hypidiomorphe à xénomorphe avec le développement commun d'une texture antiperthitique, alors que le feldspath potassique forme des phénocristaux centimétriques maclés Carlsbad ainsi que des grains xénomorphes occupant les interstices de la roche. La biotite est hypidiomorphe, de couleur brunâtre à orangée et faiblement altérée en chlorite. Le clinopyroxène forme des cristaux poecilites et est faiblement à complètement transformé en hornblende, plus particulièrement à proximité de la limite Ashuanipi-La Grande ainsi que dans la partie nord-est de la carte, où la hornblende et la biotite forment typiquement les principaux minéraux mafiques. Des cristaux hypidiomorphes à xénomorphes d'orthopyroxène partiellement altérés en bastite ont été observés localement, ainsi que quelques cristaux de cummingtonite en association avec la hornblende. La roche contient fréquemment jusqu'à 2 % de minéraux accessoires tels l'apatite, la titanite, l'épidote, l'allanite et le zircon.

Suite de Tramont

La Suite de Tramont, très répandue dans la région du lac Hurault, s'est mise en place à la fois à l'intérieur de la Sous-province de La Grande et du Complexe d'Ashuanipi. Définie par Gosselin et Simard (2000), cette suite comporte des plutons granitiques de forme irrégulière atteignant quelques dizaines de kilomètres de largeur, ainsi que des dykes métriques à hectométriques injectés principalement à l'intérieur des roches intrusives des suites de Favard, de Brésolles et d'Opiscotéo (annexe, photo 12). Bien que la Suite de Tramont n'ait pas été datée, la présence d'enclaves de diatexites observées à l'intérieur de roches granitiques appartenant à cette suite implique un âge plus jeune que 2,64 Ga (Gosselin et Simard, 2000). Cette suite intrusive semble s'apparenter à l'unité de granite pegmatitique à biotite de la Suite de Lariboisière (*i.e.*, Alrb2), décrite par Lamothe *et al.* (2000) dans la région localisée environ 50 km au sud de la carte, à l'intérieur de la Sous-province de La Grande.

Monzogranite et syénogranite leucocrate (Atra)

Dans la région d'étude, la Suite de Tramont est constituée d'intrusions de monzogranite et de syénogranite leucocrate. Des dykes de matériel pegmatitique sont aussi fréquemment observés et semblent correspondre à une phase tardive de cette suite. La roche est rosée, hétérogranulaire (grain fin à très grossier) et possède une texture massive à faiblement foliée localement. Les textures myrmékites et graphiques sont très répandues, ces dernières se formant principalement dans les phases pegmatitiques. Les roches intrusives sont caractérisées par une très faible proportion de minéraux mafiques qui dépasse rarement plus de 1 % de la roche. La biotite est le principal minéral mafique et est typiquement altérée en chlorite. Un peu de hornblende et de clinopyroxène ont également été observés dans la partie nord-est de la région. Le feldspath potassique est hypidiomorphe à xénomorphe et possède une texture microperthitique caractéristique alors que le quartz forme des plages interstitielles. Les roches de cette suite contiennent également de très faibles quantités de minéraux accessoires tels la magnétite, la titanite, l'apatite, l'épidote, l'allanite et le zircon.

Suite de Niaux (nouvelle unité, Anix)

La Suite de Niaux, nouvellement identifiée, est une suite intrusive formée de plutons différenciés de syénite à néphéline, de monzonite et de monzodiorite. Les plutons sont de forme arrondie à ovale et leur superficie varie entre 75 et 100 km². Ils sont situés à moins de 30 km de la limite entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi et se sont mis en place à l'intérieur de ces deux grands ensembles lithotectoniques (*cf.* figure 4). Un dyke de syénite à néphéline de largeur hectométrique a également été trouvé

au sud-est du lac Néret, entre un paragneiss de la Formation de Grosbois et une diatexite de la Suite d'Opiscotéo. Toutes ces intrusions sont caractérisées par une forte susceptibilité magnétique qui contraste avec celle des roches environnantes (figure 5).

La Suite de Niaux s'apparente à des intrusions de syénite à néphéline qui affleurent environ 150 km plus à l'est dans la région de Schefferville (Fumerton et Barry, 1984; Chevé et Brouillette, 1992; Percival *et al.*, 1992) (figure 6). Tout comme les roches de la Suite de Niaux, ces intrusions sont localisées près de la jonction entre d'importants ensembles lithotectoniques, soit ceux de la Fosse du Labrador, d'Ashuanipi nord et de Canyon Eaton (Chevé et Brouillette, 1995). Dawson (1964) a proposé une association spatiale entre des intrusions alcalines (telles les syénites à néphéline), des linéaments crustaux et des kimberlites diamantifères. Un couloir interprété comme propice à la découverte de kimberlites et passant par la région du réservoir Caniapiscou a d'ailleurs

été proposé par Moorhead *et al.* (1999). Ce couloir, nommé Wemindji-Caniapiscou, mesure 800 km de longueur par 70 km de largeur et s'étend de la municipalité de Wemindji sur la côte est de la Baie James jusqu'à la limite entre le Complexe d'Ashuanipi et la Fosse du Labrador dans la région de Schefferville (*cf.* figure 6). Bien que ce corridor ne renferme aucune kimberlite répertoriée, il englobe à la fois les intrusions alcalines de la Suite de Niaux et celles de la région de Schefferville. De plus, il renferme de nombreux grabens alignés parallèlement à l'orientation du couloir, lesquels contiennent des roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami.

Monzodiorite (Anix1)

Cette unité de la Suite de Niaux forme la zone marginale de plutons différenciés et est constituée de monzodiorite et localement de monzodiorite quartzifère. Deux intrusions adjacentes renfermant ce type de lithologie ont été recon-

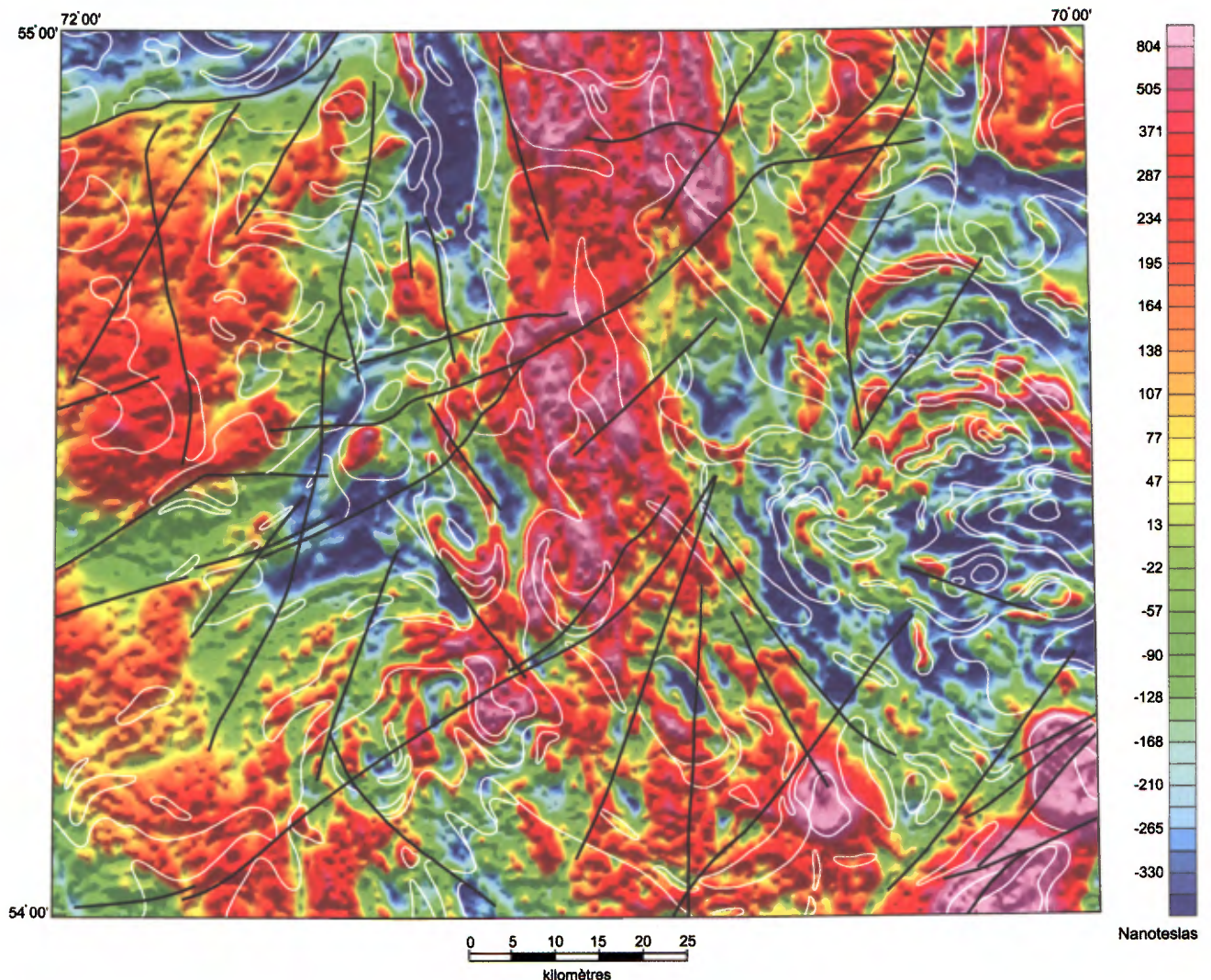


FIGURE 5 - Champ magnétique total résiduel et ombragé de la région étudiée (feuillelet SNRC 23L). Les lignes blanches et noires correspondent respectivement aux contacts géologiques et aux failles présentés à la figure 4. Données issues de Dion et Lefebvre (2000).

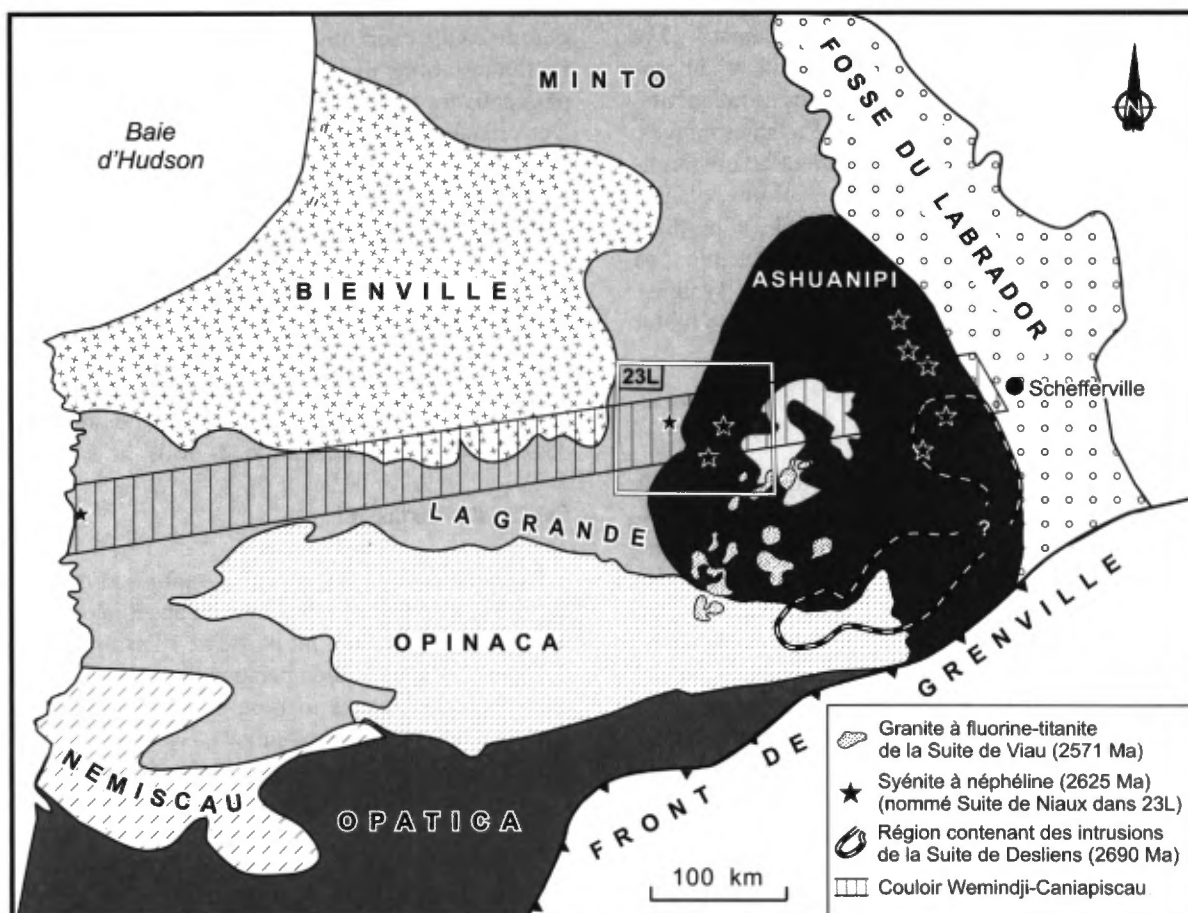


FIGURE 6 - Distribution des suites intrusives de Viau, de Niaux et de Desliens à l'intérieur du Complexe d'Ashuanipi, ainsi que la localisation du couloir Wemindji-Caniapiscau par rapport aux grands ensembles lithotectoniques.

nues environ 20 km à l'ouest de la limite Ashuanipi-La Grande à l'intérieur de roches tonalitiques de la Suite de Favard. La monzodiorite, de couleur gris brunâtre à bleuté, est massive à faiblement foliée et sa granulométrie varie de fine à moyenne. Elle possède une texture porphyrique définie par la présence de 10-15 % de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique et montre communément des textures myrmékitiques entre le quartz et le plagioclase. La roche contient 15-25 % de minéraux mafiques dominés par la biotite, la hornblende et localement le clinopyroxène, avec de plus faibles quantités de magnétite, de titanite, d'apatite et d'allanite. Des poches décimétriques de composition monzonitique, en apparence similaire à l'unité Anix2, ont été observées à quelques endroits à l'intérieur d'une monzodiorite quartzifère. Ces poches ont des bordures crénelées rappelant des coulées de laves coussinées, ce qui suggère l'injection simultanée et le mélange de deux magmas de composition et température différentes (Wager et Bailey, 1953).

Monzonite (Anix2)

Cette unité a été observée principalement en bordure d'un pluton de forme ovale mis en place à l'intérieur de

diatexités du Complexe d'Ashuanipi dans la partie sud de la région. La roche est composée de monzonite (\pm syénite) porphyrique contenant 5-15 % de biotite, de hornblende et de magnétite, avec de plus faibles quantités de clinopyroxène, de titanite et d'apatite. Elle a une couleur gris rosé, possède une texture massive à faiblement foliée et une granulométrie qui varie de fine à grossière. Le feldspath potassique forme des phénocristaux centimétriques et possède une texture perthitique caractéristique. La présence de hornblende sodique et localement d'augite aegyrinique de couleur bleu-vert témoigne de la composition alcaline de cette roche.

Syénite à néphéline (Anix3)

L'unité de syénite à néphéline se présente au cœur des deux principaux plutons différenciés de la Suite de Niaux. Un dyke de puissance hectométrique a également été localisé dans le secteur de Brisay. La syénite à néphéline est gris clair à blanchâtre en surface d'altération et elle possède une texture massive à faiblement rubanée. La roche est à grain moyen à grossier et localement porphyrique, avec la prédominance locale d'une phase pegmatitique. Elle contient généralement 15-25 % de cristaux hypidiomorphes de néphéline exhibant un relief négatif caractéristique sur la

surface de l'affleurement. La roche contient également 5-15 % de minéraux mafiques représentés par la biotite et la hornblende, avec des quantités moins importantes de magnétite, de clinopyroxène, de titanite et d'apatite. En lames minces, la néphéline est localement zonée et contient de nombreuses inclusions aciculaires de hornblende (\pm biotite, plagioclase). Le feldspath potassique, hypidiomorphe et perthitique, contient également des inclusions de hornblende. Les cristaux de hornblende sont idiomorphes et ont typiquement une teinte bleutée qui reflète leur composition plutôt sodique.

Suite de Viau

La Suite de Viau a été originellement identifiée par Leclair *et al.* (1998) dans la région du Lac Bermen. Elle est constituée d'intrusions granitiques post-tectoniques de forme sub-circulaire ou ovoïde qui se sont mises en place dans la partie sud-ouest du Complexe d'Ashuanipi. Ces plutons sont associés à des anomalies aéromagnétiques positives très proéminentes (*cf.* figure 5) et se concentrent le long d'un corridor d'orientation nord-est mesurant environ 80 x 200 km entre le lac Naopocane et le réservoir Caniapiscau (*cf.* figure 6). Des âges obtenus sur deux plutons de cette suite ont livré un âge de 2571 ± 2 Ma (David et Parent, 1997; Parent, 1998). Les plutons sont généralement constitués de granite alcalin (\pm syénogranite) à biotite, fluorine et magnétite, entouré d'une bordure de syénogranite (\pm monzogranite) à biotite, titanite et magnétite. Les roches sont caractérisées par des teneurs très élevées en éléments des terres rares et autres éléments incompatibles (*i.e.* Hf, Nb, Rb, Th, Y). La présence de fluorine, combinée au très fort enrichissement en éléments incompatibles, suggère que ces intrusions sont des granites de type A (*i.e.*, anorogéniques).

Syénogranite et monzogranite (Avia2)

Dans la région d'étude, cette unité de la Suite de Viau est constituée de syénogranite (\pm monzogranite) formant habituellement une phase de bordure aux plutons différenciés. La roche est de couleur rosée, a une texture massive et une granulométrie qui varie de moyenne à grossière. Elle est caractérisée par une texture porphyrique définie par la présence de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique et contient localement une phase pegmatitique. Les textures myrmékistiques entre le quartz et le plagioclase sont également communes. Le syénogranite contient 5-8 % de biotite, 2-3 % de titanite et 1-2 % de magnétite. De plus, d'importantes quantités d'apatite, d'allanite et de zircon sont présentes, constituant ensemble jusqu'à 2 % de la roche. Un peu de hornblende sodique (teinte bleutée) est présente localement. En lames minces, le feldspath potassique forme des phénocristaux hypidiomorphes ainsi que des grains xénomorphes interstitiels. La biotite est hypidiomor-

phe, de couleur vert olive et partiellement altérée en chlorite. La titanite forme des cristaux hypidiomorphes à xénomorphes souvent associés à la magnétite, la biotite et l'apatite. Des cristaux idiomorphes d'allanite atteignent localement jusqu'à 3 mm de longueur.

Granite alcalin (Avia3)

Le granite alcalin forme la partie interne des plutons de la Suite de Viau. Il se distingue de la syénogranite par une couleur rougeâtre et par la présence d'un peu de fluorine mauve interstitielle (*i.e.*, 0,5-1,0 %). De plus, il est légèrement plus leucocrate, ne contenant que de faibles quantités de biotite (3-5 %) et de titanite (1-2 %).

Essaim de Mistassini

Les roches de la région cartographiée sont coupées par des dykes de diabase et de gabbro d'âge Paléoproterozoïque interprétés comme faisant partie de l'Essaim de Mistassini (R. Ernst, communication personnelle). Ces dykes comprennent des suites de composition tholéïitique et komatiitique (Fahrig *et al.*, 1986). Une datation U-Pb effectuée par Heaman (1994) sur un dyke de cet essaim a livré un âge de 2470 Ma. Dans la région du lac Hurault, les dykes ont une orientation variant de nord à nord-est et mesurent entre 1 et 100 mètres d'épaisseur. Ils sont facilement identifiables sur les cartes aéromagnétiques de par leur signature magnétique positive et linéaire. Ils sont post-orogéniques et leur minéralogie n'est pas affectée par le métamorphisme au faciès des amphibolites ou des granulites qui caractérise les roches encaissantes régionales.

Diabase et gabbro (Pmib)

Dans la région du lac Hurault, les dykes de l'Essaim de Mistassini sont composés de diabase et de gabbro relativement mélanocrate possédant une texture massive et ophitique. La roche est vert foncé en cassure fraîche et elle a une patine d'altération brunâtre. Elle est habituellement à grains fins à moyens, sauf près des contacts avec l'encaissant, où elle possède une bordure figée aphanitique. Les dykes sont généralement constitués de 40-50 % de plagioclase, 40-50 % de clinopyroxène, 3-5 % d'olivine, 3-5 % d'oxydes (magnétite et ilménite) et 2-3 % de quartz. En lames minces, le plagioclase forme des cristaux tabulaires à aciculaires partiellement altérés en séricite et en épidote. Le clinopyroxène est hypidiomorphe et partiellement transformé en hornblende et en chlorite, alors que l'olivine est en partie serpentinisée et forme localement des cristaux poecilites. La magnétite se concentre habituellement dans la bordure figée aphanitique, alors que la partie interne des dykes est faiblement à non magnétique et contient de l'ilménite modérément altérée en leucoxène.

MÉTAMORPHISME

Sous-province de La Grande

Les roches formant la Sous-province de La Grande dans la région cartographiée ont été métamorphosées au faciès moyen à supérieur des amphibolites sont celles d'un secteur situé dans la partie nord-est, près de la limite avec le Complexe d'Ashuanipi, où elles sont métamorphosées au faciès des granulites. Immédiatement au sud de la région cartographiée, Lamothe *et al.* (2000) ont également reconnu des assemblages minéralogiques caractéristiques du faciès des amphibolites, avec un accroissement du degré de métamorphisme vers le sud en s'approchant de la limite avec la Sous-province d'Opinaca. Le métamorphisme atteint le faciès des granulites à l'intérieur de cette sous-province, avec l'apparition de l'orthopyroxène dans la plupart des roches d'origine détritique.

Dans la région cartographiée, les roches mafiques du Complexe de Gayot montrent communément les assemblages minéralogiques suivants :

a) hornblende + plagioclase + quartz \pm clinopyroxène \pm biotite \pm épidote

b) hornblende + plagioclase + quartz \pm grenat \pm biotite \pm épidote

La hornblende possède une texture granoblastique à poeciloblastique à inclusions d'épidote (variété clinozoïsite). La présence de cristaux de clinopyroxène partiellement transformés en hornblende, observés surtout à l'intérieur des intrusions gabbroïques, est indicatrice d'une réaction métamorphique impliquant le clinopyroxène et le plagioclase dans la formation de la hornblende. Cette réaction est caractéristique du métamorphisme de roches mafiques au faciès des amphibolites (Turner, 1981). En plus, un filon-couche de métagabbro contenant l'assemblage plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène + biotite + quartz a été observé dans la partie nord-est de la sous-province, soit à moins de 1 km au nord de la limite avec le Complexe d'Ashuanipi. La présence d'orthopyroxène dans ce secteur implique un métamorphisme au faciès des granulites. Cet épisode métamorphique est vraisemblablement associé à celui ayant mené à la formation des diatexites du Complexe d'Ashuanipi. Immédiatement au nord, Gosselin et Simard (2000) ont également cartographié des roches de la Sous-province de La Grande (*i.e.*, Formation d'Aubert) métamorphosées au faciès des granulites, et ce à proximité de diatexites du Complexe d'Ashuanipi.

Les paragneiss de la Formation d'Aubert possèdent également des assemblages métamorphiques caractéristiques du faciès des amphibolites. Les assemblages suivants ont été observés :

a) plagioclase + quartz + biotite + hornblende \pm feldspath potassique (Aat2)

b) plagioclase + quartz + biotite + hornblende + grenat \pm feldspath potassique (Aat2)

c) plagioclase + quartz + hornblende + cummingtonite \pm biotite (Aat2)

d) quartz + plagioclase + sillimanite + biotite + muscovite + feldspath potassique (Aat3)

e) quartz + plagioclase + cordiérite + sillimanite + biotite + muscovite + feldspath potassique (Aat3)

L'unité de paragneiss wackitique (*i.e.*, Aat2) contient souvent d'importantes quantités de hornblende (jusqu'à 35 %), qui dérive probablement de la transformation du clinopyroxène. L'abondance de minéraux ferromagnésiens suggère une source proximale pour les sédiments, en l'occurrence la possible destruction d'un arc volcanique représenté par les metabasalts de la Ceinture de Coulon. La présence locale de porphyroblastes de cummingtonite partiellement transformés en hornblende pourrait également être lié au métamorphisme du clinopyroxène et/ou de l'orthopyroxène. Des porphyroblastes de grenat ont été observés à l'intérieur de niveaux métriques à décamétriques intercalés avec des paragneiss sans grenat, ce qui suggère une origine reliée à la composition originelle du sédiment plutôt qu'à des conditions variables de métamorphisme.

Le paragneiss arénitique à sillimanite, cordiérite, biotite et muscovite est localisé surtout en bordure de l'unité principale de paragneiss wackitique dans la partie nord de la région. Sa position stratigraphique au sein de la Formation d'Aubert, interprétée quelques kilomètres au nord de la région d'étude comme étant située directement au-dessus de l'unité basale de conglomérat polygénique (Gosselin et Simard, 2000), implique un milieu de dépôt proximal pour ces sédiments arénitiques. Une autre alternative est que ces roches représentent des niveaux de paragneiss (métawacke) ayant subi un important lessivage par hydrothermalisme (Corriveau *et al.*, 1995), ce qui expliquerait l'omniprésence de tourmaline (Slack *et al.*, 1993; Nantel, 1994). D'ailleurs, un niveau de paragneiss cisailé à cordiérite et sillimanite contenant 5 % de sulfures disséminés a été observé dans le coin nord-ouest de la région, soit à proximité de la Ceinture de Pitaval. La coexistence de la sillimanite, de la cordiérite, de la biotite, de la muscovite et du feldspath potassique dans ces roches implique des conditions métamorphiques équivalentes à celles attribuées à la disparition de la muscovite et de la cordiérite au profit de la sillimanite et de la biotite, soit une température entre 660 et 650 °C à des pressions entre 0,47 et 0,55 Gpa (Thompson, 1976).

Les roches intrusives felsiques des suites de Favard et de Brésolles contiennent généralement l'assemblage plagioclase + quartz + feldspath potassique + biotite + hornblende. Cet assemblage est caractéristique d'un métamorphisme au faciès des amphibolites. Des porphyroblastes d'orthopyroxène ont été observés dans une tonalite de la Suite de Favard située à proximité de la limite Ashuanipi-La Grande dans la partie nord de la région, soit immédiatement adjacent au filon-couche de métagabbro à

orthopyroxène décrit ci-dessus et pour lequel un degré de métamorphisme au faciès des granulites a été interprété.

Complexe d'Ashuanipi

Mis à part les intrusions tardi- à post-tectoniques des suites de Tramont et de Viau, les roches archéennes formant le Complexe d'Ashuanipi sont caractérisées par l'omniprésence de l'orthopyroxène, ce qui indique qu'elles ont été métamorphosées au faciès des granulites. Dans les paragneiss de la Formation de Grosbois, l'orthopyroxène est en association avec la biotite, le grenat, et localement, la cordiérite. La présence de hornblende à l'intérieur de roches dépourvues d'orthopyroxène, observée principalement à proximité de la limite Ashuanipi-La Grande ainsi que dans les secteurs est et nord de la carte, implique un métamorphisme prograde au faciès des amphibolites plutôt qu'un rétro-morphisme. D'ailleurs, Gosselin et Simard (2000) ont noté une diminution graduelle vers le nord de l'intensité du métamorphisme dans la région du lac Gayot. La plus faible intensité du métamorphisme dans certains secteurs est vraisemblablement reliée à une température plus basse du pic métamorphique, comme le suggère le taux plus faible de fusion partielle des roches supracrustales dans la région du réservoir Caniapiscou.

Les assemblages minéralogiques suivants ont été observés dans les paragneiss de la Formation de Grosbois :

- a) plagioclase + quartz + biotite + orthopyroxène ± feldspath potassique (Ags2)
- b) plagioclase + quartz + biotite + hornblende ± feldspath potassique (Ags2)
- c) plagioclase + quartz + biotite + grenat + orthopyroxène ± feldspath potassique (Ags1)
- d) plagioclase + quartz + feldspath potassique + cordiérite + biotite (Ags1)

Des niveaux décimétriques à métriques de paragneiss arkosique à cordiérite-biotite interlités avec des niveaux riches en grenat ont été observés le long du réservoir Caniapiscou. Cette séquence représente possiblement un environnement de dépôt sédimentaire proximal de plate-forme continentale, tel que suggéré précédemment pour les paragneiss à sillimanite de la Formation d'Aubert.

Une étude thermobarométrique effectuée par Percival (1991b) sur les assemblages à plagioclase+quartz+biotite+orthopyroxène+grenat des roches de l'ensemble lithotectonique d'Ashuanipi nord a permis de calibrer les températures du métamorphisme à entre 700 et 835°C et les pressions entre 0,60 et 0,65 GPa pour les paragneiss, avec des pressions plus faibles de l'ordre de 0,35 à 0,55 Gpa pour les diatexites. Sur la base des assemblages minéralogiques et des textures de réaction, le tracé P-T suivi par les roches de l'Ashuanipi indiquerait plutôt une température du pic métamorphique supérieure à 900°C et des pressions avoisinant 0,3 Gpa au moment où le refroidissement a atteint un seuil de 800°C (Sawyer, communication personnelle).

Métamorphisme rétrograde tardif

L'ensemble des roches de la région d'étude possèdent des altérations locales typiques du faciès des schistes verts (*i.e.*, épidotisation, chloritisation, séricitisation) associées à des failles tardives cassantes. Les minéraux d'altération se présentent typiquement en placage le long de plans de failles et de fractures. Des veinules de quartz et d'épidote atteignant 1 cm d'épaisseur ont été fréquemment observées, les roches encaissantes possédant alors une couleur rougeâtre caractéristique qui reflète leur métasomatisme par invasion de fluides hydrothermaux. Une veine de barytine mesurant 30 cm d'épaisseur et coupant des paragneiss de la Formation d'Aubert a été localisée dans la partie centrale de la carte, à moins de 20 km de la limite avec le Complexe d'Ashuanipi. Le paragneiss est fortement bréchifié au contact de la veine et est marqué d'un métasomatisme très prononcé, ce qui suggère que la barytine s'est mise en place à l'intérieur d'une zone de déformation fragile tardive.

De nombreuses failles cassantes d'orientation ENE à NE traversent la région cartographiée, telles qu'interprétées à partir des images satellitaires et des données aéromagnétiques (figure 5). Ces failles sont vraisemblablement associées aux grandes structures fragiles de même orientation reconnues plus à l'ouest le long de la rivière La Grande. Gauthier *et al.* (1997) interprètent ces structures comme délimitant des bassins de transtension d'âge Paléoproterozoïque à l'intérieur desquels se sont déposés les sédiments de la Formation de Sakami. Des veines et stockwerks à barytine ont d'ailleurs été observés dans des failles bordant ces bassins paléoproterozoïques.

LITHOGÉOCHIMIE

Le but de cette section est de caractériser le profil lithogéochimique des diverses roches ignées de la Sous-province de La Grande et du Complexe d'Ashuanipi. La plupart des suites intrusives et volcaniques de ces deux grands ensembles ont été identifiées lors des campagnes de cartographie effectuées par le MRN entre 1996 et 1999 dans les régions voisines (Leclair *et al.*, 1998 ; Lamothe *et al.*, 1998, 2000; Gosselin et Simard, 2000). Pour faciliter leur caractérisation lithogéochimique, les roches ignées sont subdivisées en deux groupes, soit : 1) les suites intrusives felsiques syn- à post-tectoniques; et 2) les suites intrusives et les roches volcaniques de composition intermédiaire à ultramafique.

Au total, 185 échantillons de roches ont été prélevés sur l'ensemble de la région cartographiée. De ce nombre, 156 échantillons ont été envoyés au Centre de recherche minérale de Québec (COREM) pour analyses de roches totales, alors que 29 échantillons ont été analysés pour les métaux usuels et précieux. Les résultats de ces analyses ainsi que

TABLEAU 1 - Composition moyenne, minimale et maximale des paragneiss et des divers types d'intrusions felsiques dans le Complexe d'Ashuanipi.

Lithologie	Paragneiss		Diatexite		Monzogranite		Monzogranite		Syénite		Syénogranite	
Unité	(Ags)		(Aopi)		(Agam)		(Atra)		(Anix)		(Avia)	
n =	5		18		19		26		11		17	
paramètre	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.
SiO ₂ (%)	62,32	55,10-67,70	64,07	58,70-69,00	67,10	54,70-73,30	73,37	70,30-76,20	58,98	52,10-65,20	69,29	63,00-73,30
TiO ₂	0,55	0,44-0,78	0,49	0,19-0,84	0,38	0,04-0,82	0,19	0,02-0,40	0,43	0,08-1,26	0,67	0,42-1,29
Al ₂ O ₃	15,48	14,40-17,40	16,06	14,70-17,70	15,52	14,10-19,20	13,99	13,10-15,80	20,02	16,00-23,80	13,75	13,00-15,20
FeO _t	5,60	4,32-7,57	4,59	2,38-6,49	3,26	0,67-6,83	1,22	0,13-2,54	3,64	0,93-7,68	3,41	2,11-6,55
MnO	0,09	0,04-0,16	0,07	0,02-0,13	0,05	0,01-0,12	0,01	0,01-0,03	0,06	0,02-0,14	0,07	0,03-0,11
MgO	4,06	2,56-6,32	2,33	0,85-3,82	1,58	0,42-4,14	0,35	0,10-0,73	0,88	0,15-2,03	0,67	0,40-1,41
CaO	4,06	2,54-6,64	3,29	1,93-5,54	2,76	1,61-5,46	1,06	0,37-1,93	1,57	0,43-3,92	2,02	0,78-3,97
Na ₂ O	3,72	2,12-4,42	4,24	3,26-5,17	4,09	3,16-5,08	3,35	2,57-4,27	7,87	5,09-10,90	3,24	2,73-3,97
K ₂ O	1,92	1,74-2,04	3,12	0,89-5,14	3,94	2,60-5,44	5,45	4,31-6,92	4,92	3,18-7,00	5,12	4,10-6,11
P ₂ O ₅	0,15	0,10-0,32	0,18	0,03-0,42	0,17	0,06-0,36	0,06	0,01-0,12	0,14	0,01-0,35	0,28	0,02-0,79
Ba (ppm)	516	200-870	751	72-1200	1200	370-2000	866	150-2300	886	140-1800	1425	940-2300
Rb	92	66-135	111	10-189	99	62-152	170	81-436	164	76-331	219	108-281
Sr	366	79-516	482	232-674	569	311-848	269	65-552	453	87-1400	329	220-512
Zr	132	109-151	149	57-312	141	55-396	160	28-383	91	23-241	416	236-606
La	21	13-34	37	11-110	36	5-110	52	6-180	24	3-54	147	43-270
Ce	31	20-44	61	20-190	62	7-210	82	6-250	42	3-98	271	93-470
Nd	16	12-17	25	6-71	28	9-67	28	7-83	23	10-53	101	38-170
Sm	3,3	2,7-3,9	4,8	1,5-13,0	4,5	0,9-11,0	3,5	0,2-8,8	3,2	0,5-9,5	20,4	9,5-33,0
Eu	1,0	0,8-1,2	1,1	0,5-1,9	1,1	0,7-1,8	0,8	0,4-1,3	1,0	0,6-2,0	3,4	1,5-6,3
Yb	1,5	0,5-2,7	1,1	0,3-3,5	0,9	0,2-3,0	0,9	0,2-3,5	0,9	0,3-2,9	5,5	2,5-7,8
Lu	0,2	0,1-0,4	0,2	0,1-0,4	0,2	0,1-0,4	0,2	0,1-0,5	0,2	0,1-0,5	0,8	0,4-1,1
Cs	5,1	1,5-11,0	1,8	0,6-5,1	0,9	0,5-2,9	1,7	0,6-3,8	2,2	0,7-4,9	1,3	0,6-2,6
Nb	7	4-11	7	3-18	6	2-13	6	2-25	11	2-24	28	14-41
Hf	3,8	2,9-4,5	4,4	1,3-7,6	4,2	1,4-13,0	5,6	1,0-13,0	2,7	0,7-6,3	12,2	1,8-20,0
Ta	1,3	0,9-1,8	1,2	0,6-2,3	0,9	0,6-1,5	0,9	0,6-1,4	1,3	1,0-1,6	2,0	0,8-3,1
Th	3,4	1,2-7,8	8,2	0,3-44,0	5,0	0,4-19,0	16,4	1,0-57,0	2,3	0,3-7,0	16,7	6,3-33,0
Y	12	5-22	12	3-34	11	3-38	8	2-33	11	4-29	53	22-75
Sc	17	11-26	13	5-29	9	2-29	2	0-6	3	0-11	9	2-18
Cr	178	68-320	84	22-180	63	23-190	23	22-24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	115	110-120	200	200-200	152	120-220	117	100-140	210	210-210	150	110-190
Co	20	14-24	13	6-23	10	5-18	n.d. ¹	n.d.	11	6-15	9	7-11
Mg ^{#2}	0,56		0,48		0,46		0,34		0,30		0,26	

¹ n.d. = valeur non déterminée.

² Mg # = MgO/(MgO+FeO_t) (% moléculaire)

leur localisation sont disponibles au MRN via la base de données du Système d'information géominère du Québec (SIGÉOM). Le tableau 1 contient les résultats d'analyse des paragneiss et des différentes suites intrusives felsiques du Complexe d'Ashuanipi, alors que le tableau 2 présente les analyses des suites tonalitiques de la Sous-province de La Grande ainsi que celles de l'ensemble des roches ignées de composition intermédiaire à ultramafique. Ces tableaux contiennent les compositions moyenne, minimale et maximale pour chacune des unités de roches. Pour leur part, les échantillons contenant des teneurs d'intérêt en métaux sont traités dans la section sur la géologie économique.

Roches intrusives felsiques

Selon la répartition des données analytiques au sein d'un diagramme de classification normatif (O'Connor, 1965), les roches appartenant aux suites tonalitiques se regroupent principalement dans les champs des tonalites et des trondhjémites (figure 7a; gauche). Cependant, les quelques analyses de ces suites qui coïncident avec les champs des granodiorites et des granites proviennent d'échantillons prélevés dans du matériel issu d'une fusion partielle des roches tonalitiques. Les diverses suites intrusives syn- à post-tectoniques du Complexe d'Ashuanipi se situent en

TABEAU 2 - Composition moyenne, minimale et maximale des suites de roches tonalitiques et des divers types de roches ignées de composition intermédiaire à ultramafique.

Lithologie	Tonalite (Abre)		Tonalite (Afav)		Métabasalte (Agat1)		Métagabbro (Agat2)		Gabbro (Abea1)		Tonalite (Abea2)	
Unité	3		20		3		5		11		8	
n =	3		20		3		5		11		8	
paramètre	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.
SiO ₂ (%)	66,23	62,20-70,00	66,97	52,20-74,00	51,27	48,20-56,90	52,68	49,60-55,10	52,56	45,50-59,30	61,78	54,30-67,00
TiO ₂	0,51	0,35-0,60	0,47	0,19-1,02	1,06	0,97-1,16	1,34	0,49-2,27	0,96	0,16-1,74	0,59	0,38-0,93
Al ₂ O ₃	14,53	14,20-15,10	15,62	13,50-18,00	15,03	13,90-16,30	17,18	14,50-20,10	15,11	3,34-19,40	16,26	14,90-18,10
FeO _t	4,50	2,16-5,71	3,56	1,10-8,81	10,94	7,99-12,78	9,05	6,33-10,98	8,67	6,20-12,15	5,34	3,09-7,99
MnO	0,06	0,03-0,10	0,05	0,01-0,11	0,20	0,17-0,22	0,13	0,10-0,15	0,14	0,08-0,22	0,09	0,03-0,19
MgO	2,32	0,68-3,29	1,49	0,47-4,38	6,66	4,77-7,97	4,53	2,12-7,50	6,87	2,54-19,10	2,93	1,00-4,74
CaO	2,69	1,65-4,31	3,28	1,59-7,72	8,60	6,66-10,60	7,84	6,20-10,70	7,67	4,53-14,50	4,33	2,81-6,52
Na ₂ O	3,80	3,30-4,64	4,54	3,71-5,39	2,97	2,52-3,74	3,87	2,42-6,55	3,79	0,74-5,43	4,65	4,20-5,42
K ₂ O	3,21	2,61-4,07	2,33	1,04-5,50	0,89	0,31-1,25	1,17	0,60-1,54	1,83	0,42-3,45	2,41	1,65-3,24
P ₂ O ₅	0,13	0,03-0,26	0,14	0,06-0,34	0,12	0,06-0,21	0,19	0,05-0,30	0,34	0,04-1,04	0,25	0,16-0,40
Ba (ppm)	883	630-1200	596	190-1600	235	210-260	366	140-620	510	52-1100	841	280-1200
Rb	90	78-105	79	32-191	35	12-54	32	18-58	89	14-313	83	51-108
Sr	394	300-456	435	152-899	148	80-250	495	208-1200	587	86-1400	769	575-1000
Zr	159	143-172	187	105-640	91	61-145	120	54-293	100	24-178	143	117-189
La	37	18-66	38	14-110	7	4-14	21	7-35	29	6-68	28	19-33
Ce	61	42-97	64	20-220	14	6-29	34	9-56	57	7-150	45	31-55
Nd	24	18-30	27	7-90	12	7-17	22	7-36	33	7-92	23	13-38
Sm	4,5	2,5-6,0	4,4	0,9-15,0	3,4	2,7-4,3	4,9	1,8-9,0	7,5	1,9-15,0	4,9	3,7-6,3
Eu	1,1	0,9-1,2	1,0	0,4-2,4	1,1	1,0-1,3	1,5	0,7-2,2	1,5	0,4-3,0	1,3	0,9-1,9
Yb	1,0	0,4-1,8	1,5	0,2-3,2	3,0	2,5-3,3	1,7	1,5-1,9	2,4	0,7-7,9	1,2	0,8-1,1
Lu	0,2	0,2-0,2	0,3	0,1-0,5	0,4	0,3-0,4	0,2	0,2-0,2	0,3	0,1-1,1	0,3	0,8-1,5
Cs	2,6	2,6-2,6	1,8	0,6-5,3	1,8	0,8-2,8	0,8	0,7-0,8	3,4	0,5-12,0	2,4	1,5-3,1
Nb	8	7-8	9	3-32	6	4-8	13	4-33	12	2-65	6	5-7
Hf	4,4	3,5-5,0	5,3	2,7-16,0	2,3	1,4-3,4	2,9	1,2-6,8	2,8	0,7-4,8	3,7	3,0-4,8
Ta	1,3	0,9-1,7	1,8	1,0-3,9	n.d.	n.d.	1,7	0,6-2,8	1,8	0,7-5,0	0,9	0,5-1,5
Th	6,3	3,4-9,2	6,1	1,4-16,0	1,1	0,3-2,3	1,3	0,9-1,8	1,9	0,2-6,3	2,7	0,2-7,0
Y	11	7-17	14	3-34	24	23-25	17	10-27	24	6-72	11	2-15
Sc	13	3-19	8	1-25	43	28-54	23	7-34	29	15-54	15	3-27
Cr	150	140-160	39	23-72	185	65-270	70	26-160	367	55-1700	98	35-230
Ni	n.d. ¹	n.d.	104	100-108	130	130-130	190	190-190	165	100-270	n.d.	n.d.
Co	15	13-16	10	5-29	46	29-56	34	19-48	35	14-65	16	8-24
Mg# ²	0,48		0,43		0,52		0,47		0,59		0,49	

¹ n.d. = valeur non déterminée.

² Mg # = MgO/(MgO+FeO_t) (% moléculaire)

grande partie dans le champ des granites (figure 7a; droite). Les roches des suites de Gamart et d'Opiscotéo ont toutefois des compositions qui s'étendent jusqu'aux champs des granodiorites et des tonalites. Tel qu'illustré à la figure 7b sur le diagramme de l'indice de saturation en alumine (Maniar et Piccoli, 1989), l'ensemble des roches intrusives felsiques sont de composition métalumineuse à peralumineuse, à l'exception de quelques échantillons de syénite à néphéline (Anix3) qui possèdent une signature peralcaline. Le diagramme discriminant de Sylvester (1989) (figure 7c) permet d'observer que les suites tonalitiques du La Grande ainsi que les suites intrusives syn- à tardi-tectoniques d'Opiscotéo et de Gamart ont une affinité calco-alkaline et peralumineuse, alors que les suites intrusives tardi-tectoni-

ques de Tramont, de Niaux et de Viau possèdent une signature typique des roches alcalines. Il est à noter que les analyses de la Suite de Tramont se situent à la fois dans le champ des roches alcalines et calco-alkalines fortement fractionnées (*i.e.*, à gauche du tireté). Ces roches pourraient donc être de nature calco-alkaline considérant leur association spatiale sur le terrain avec des roches calco-alkalines des suites de Brésolles, de Favard, d'Opiscotéo et de Gamart. L'affinité alcaline des suites de Niaux et de Viau n'est pas surprenante considérant que ces roches contiennent d'importantes quantités de feldspath potassique, de plagioclase albitique et de hornblende sodique. La figure 7d est un diagramme discriminant qui permet de comparer à la fois des éléments majeurs et des éléments en traces (Whalen *et al.*,

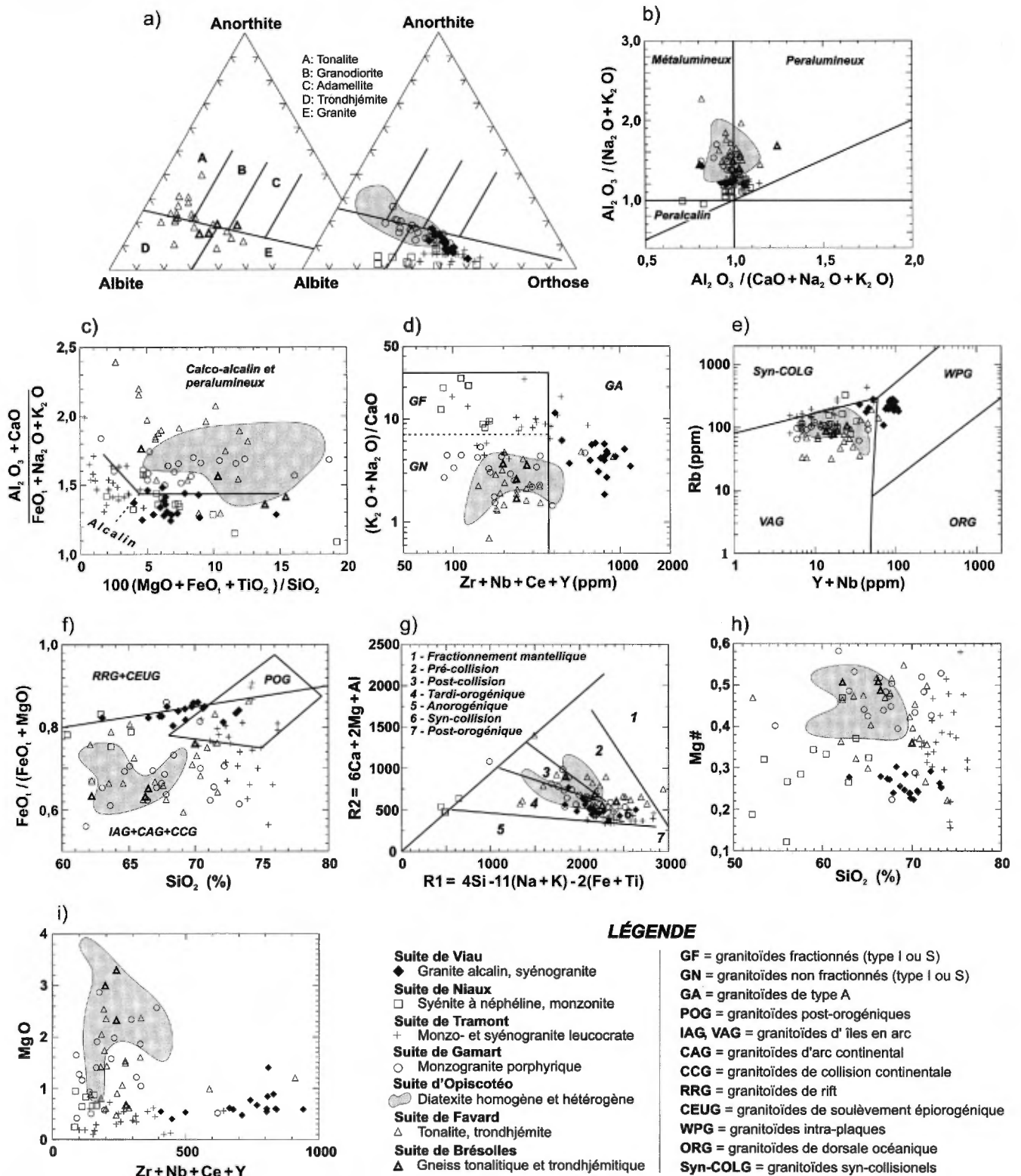


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques de la région du lac Hurault : a) Classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); b) Indice de saturation d'alumine de Maniar et Piccoli (1989); c) Diagramme discriminant de Sylvester (1989); d) Diagramme discriminant de Whalen *et al.* (1987); e) Diagramme discriminant de Pearce *et al.* (1984); f) Diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989); g) Diagramme discriminant de Batchelor et Bowden (1985); h) Diagramme binaire Mg# versus SiO_2 ; i) Diagramme binaire MgO versus $Zr + Nb + Ce + Y$.

1987). On y observe que les analyses d'échantillons des suites de Niaux et de Tramont se concentrent dans le champ des granitoïdes fractionnés, alors celles des roches tonalitiques du La Grande ainsi que des suites intrusives d'Opiscotéo et de Gamart se situent dans le champ des granitoïdes non fractionnés. Les roches granitiques de la Suite de Viau possèdent sur ce diagramme une signature bien différente de celles des autres suites intrusives. Elles se concentrent dans le champ des granitoïdes de type A. Cette signature géochimique est tout à fait en accord avec la composition minérale de ces roches, particulièrement avec la présence de fluorine, qui est un minéral typique de ce type de granite.

Les résultats d'analyse des différentes roches intrusives felsiques ont été répartis sur des diagrammes permettant de discriminer les environnements paléotectoniques (figures 7e, 7f et 7g). Sur le diagramme du Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) (figure 7e), l'ensemble des roches se situent dans le champ des granitoïdes d'îles en arc, à l'exception des suites de Tramont et de Viau, qui se regroupent respectivement dans le champ des granitoïdes syn-collisionnels et des granitoïdes intra-plaques. Ces signatures concordent avec celles observées sur les autres diagrammes discriminants discutés précédemment, soit : 1) les suites tonalitiques ainsi que les suites intrusives d'Opiscotéo et de Gamart ont une affinité calco-alcaline qui est typique d'un environnement d'île en arc ; 2) les leucogranites de la Suite de Tramont possèdent une signature calco-alcaline fortement fractionnée qui concorde avec celle d'un environnement syn-collisionnel ; et 3) les roches de la Suite de Viau sont alcalines et se classent comme des granites de type A (*i.e.*, anorogénique), lesquels se forment typiquement dans un environnement continental dit intra-plaque. La figure 7f contient les résultats d'analyse de certains éléments majeurs reportés sur le diagramme discriminant paléotectonique de Maniar et Piccoli (1989). De façon similaire à la figure 7e, la plupart des échantillons se concentrent dans le champ caractéristique des granitoïdes d'îles en arc, d'arc continental et de collision continentale. Les roches de la Suite de Viau possèdent toutefois une signature quelque peu différente, se situant le long de la limite avec les granitoïdes de rift et de soulèvement épiorogénique. Cela supporte l'hypothèse d'une origine anorogénique. Pour sa part, le diagramme discriminant de Batchelor et Bowden (1985; figure 7g) permet d'illustrer que la composition de la majorité des roches se situe dans les champs caractéristiques d'environnements pré-collisionnel, post-collisionnel ou tardi-orogénique. La seule exception est reliée aux leucogranites de la Suite de Tramont, qui semblent posséder une signature caractéristique d'un environnement syn-collisionnel.

Les figures 7h et 7i sont des diagrammes binaires qui corrélerent des éléments majeurs (figure 7h) ainsi que des éléments en traces (figure 7i). Ces diagrammes permettent d'illustrer certaines caractéristiques géochimiques pour circonscrire l'évolution des principales suites intrusives, soit :

a) Les suites tonalitiques de Favard et de Brésolles et la Suite d'Opiscotéo se corrélerent inversement en ce qui a trait

à la quantité d'éléments compatibles (*i.e.*, Mg #; MgO) et incompatibles (SiO₂; Zr+Nb+Ce+Y). Ceci permet de suggérer que les roches de chacune de ces suites se sont formées par cristallisation fractionnée, avec la formation hâtive des phases ferromagnésiennes. À l'opposé, les éléments compatibles et incompatibles des suites intrusives de Niaux, de Tramont et de Viau se corrélerent positivement. Ceci appuie l'hypothèse que les minéraux ferromagnésiens se sont formés à un stade relativement avancé de la cristallisation.

b) Les échantillons des suites d'Opiscotéo et de Gamart occupent une grande surface sur les diagrammes. Cette caractéristique reflète probablement des variations au niveau de la composition des roches source (*i.e.*, paragneiss et roches intrusives mafiques), du degré de fusion partielle des roches supracrustales et du taux de cristallisation fractionnée. De plus, la Suite de Gamart contient des proportions légèrement plus élevées en SiO₂ et plus faibles en MgO par rapport à la Suite d'Opiscotéo, ce qui est en accord avec le fait que cette première suite serait issue d'une refusion ou d'un fractionnement de la Suite d'Opiscotéo, comme le suggèrent de nombreuses observations de terrain.

c) Les leucogranites de la Suite de Tramont possèdent un rapport moléculaire de MgO/(MgO+FeO) (*i.e.*, Mg #) très variable se situant entre 0,15 et 0,58, et des teneurs élevées en SiO₂ (entre 70 et 76 %). Ces traits géochimiques peuvent refléter une origine par fusion partielle d'une croûte continentale de composition variée. Ceci serait aussi en accord avec le fait que ces plutons sont dispersés sur l'ensemble de la région cartographiée, tant dans la Sous-province de La Grande que dans le Complexe d'Ashuanipi.

d) Les granites à fluorine de la Suite de Viau contiennent des concentrations extrêmement élevées en éléments incompatibles, généralement entre 0,05 et 0,1 % Zr+Nb+Ce+Y, ce qui est caractéristique de roches très fractionnées.

Roches volcaniques et intrusives intermédiaires à ultramafiques

La figure 8 regroupe une série de diagrammes discriminants binaires et ternaires servant à classer les différentes roches ignées intermédiaires à mafiques de la région du lac Hurault (figures 8a à 8d), ainsi qu'à interpréter leur environnement paléotectonique (figures 8e et 8f) et les processus de cristallisation (figures 8g à 8j).

Sur un diagramme discriminant de Irvine et Baragar (1971) (figure 8a), les roches ont une affinité subalcaline, à l'exception de certains échantillons de gabbros de la Suite de Beusac, qui se situent dans le champ des roches alcalines. Considérant que les filons-couches gabbroïques de la Suite de Beusac se sont mis en place à l'intérieur de paragneiss de la Formation de Grosbois, il est possible que cette tendance alcaline soit reliée à l'assimilation de matériel dérivé de la fusion partielle des paragneiss. Ce processus expliquerait également les proportions anormalement élevées en minéraux accessoires (*i.e.*, apatite, zircon) et en K₂O (*cf.* figure 8j) observés à l'intérieur des lithologies les plus mafiques de

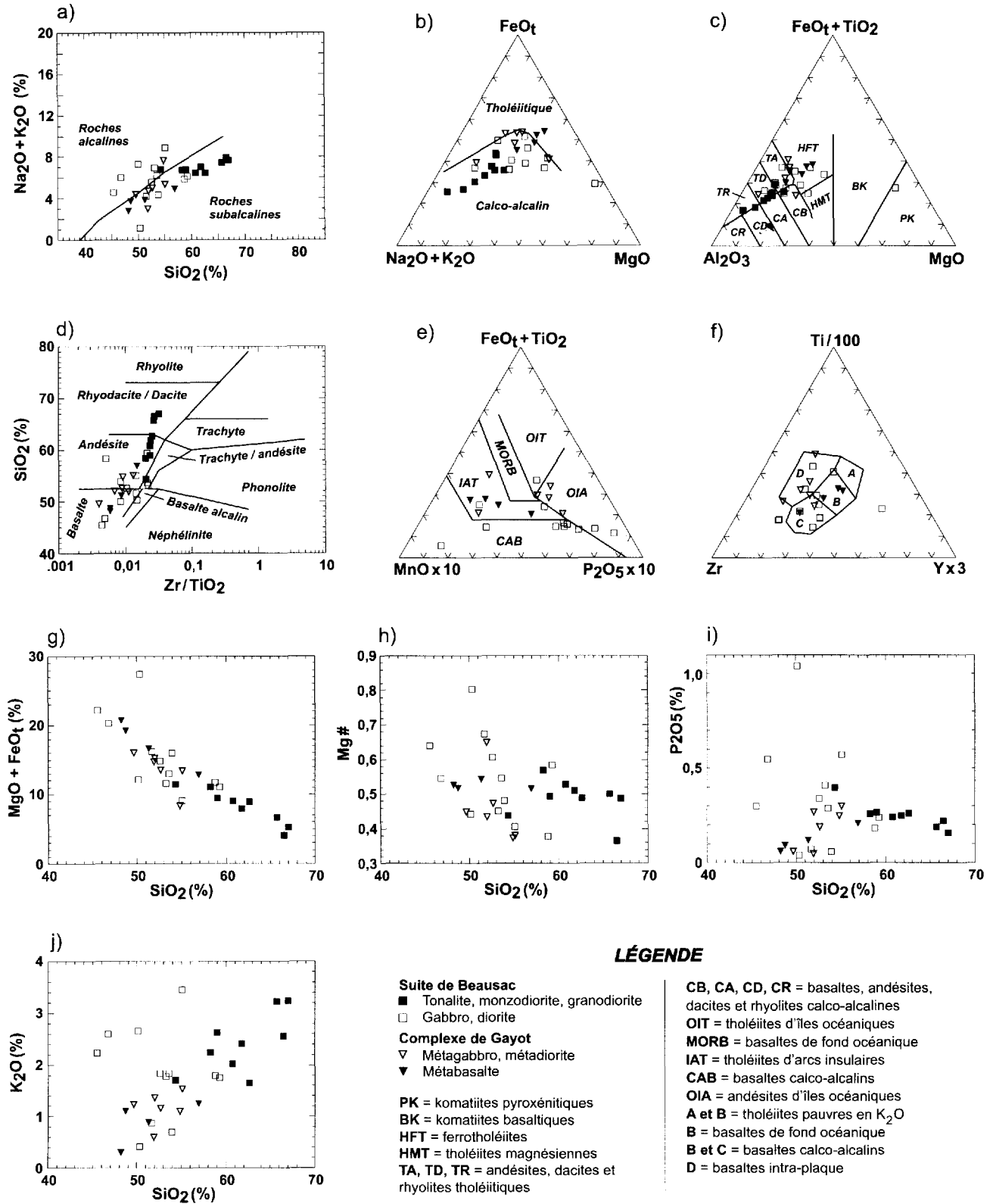


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques des roches intermédiaires à mafiques (\pm ultramafiques) de la région du lac Hurault: **a)** Diagramme discriminant binaire de Irvine et Baragar (1971); **b)** Diagramme discriminant ternaire (AFM) de Irvine et Baragar (1971); **c)** Diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); **d)** Diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **e)** Diagramme discriminant de Mullen (1983); **f)** Diagramme discriminant de Pearce et Cann (1973); **g)** Diagramme binaire MgO + FeO_t versus SiO₂; **h)** Diagramme binaire Mg# versus SiO₂; **i)** Diagramme binaire P₂O₅ versus SiO₂; **j)** Diagramme binaire K₂O versus SiO₂.

cette suite intrusive. Sur le diagramme AFM (figure 8b), les roches de la Suite de Beausac possèdent une signature calco-alkaline, alors que les roches basaltiques et gabbroïques du Complexe de Gayot se situent à la limite entre les champs des roches calco-alkalines et tholéitiques. Cependant, sur le diagramme ternaire de Jensen (1976) (figure 8c), la plupart des roches ont une affinité tholéitique et évoluent vers une composition ferrotholéitique. Un échantillon de pyroxénite provenant d'un filon-couche différencié de la Suite de Beausac tombe dans le champ des komatiites pyroxénitiques, ce qui suggère qu'il s'agit d'un cumulat à pyroxènes. La tendance calco-alkaline des roches de la Suite de Beausac sur le diagramme AFM, qui contraste avec celle du diagramme de Jensen, pourrait être le reflet d'une augmentation de la concentration en K_2O par contamination du magma. Le diagramme de classification SiO_2 versus Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977) (figure 8d) démontre que les roches de la Suite de Beausac évoluent de façon régulière d'une composition dacitique à basaltique, avec les lithologies les plus pauvres en SiO_2 , correspondant aux lithologies les plus mafiques (*i.e.*, Abeal). Les roches du Complexe de Gayot se classent dans le champ des andésites et des basaltes et montrent une évolution géochimique comparable aux roches gabbroïques de la Suite de Beausac.

Les diagrammes discriminants d'environnements paléotectoniques de Mullen (1983) (figure 8e) et de Pearce et Cann (1973) (figure 8f) permettent d'observer une dispersion assez importante des échantillons pour chacune des unités, rendant difficile toute interprétation quant à leur environnement de formation. Sur la figure 8e, les roches gabbroïques du Complexe de Gayot se situent dans le champ des andésites d'îles océaniques, alors que les basaltes de ce même complexe sont projetés dans le domaine des tholéites d'arcs insulaires. Les roches gabbroïques de la Suite de Beausac sont dispersées à l'intérieur de trois champs différents, soit ceux caractéristiques des andésites d'îles océaniques, des tholéites d'arcs insulaires et des basaltes calco-alkalins. Cette hétérogénéité s'explique principalement par la quantité très variable et souvent importante de l'apatite et de la titanite dans les roches mafiques de la région. La figure 8f a également permis de mettre en évidence une importante dispersion des échantillons pour chaque unité. Les roches basaltiques se concentrent principalement dans le champ B, lequel est caractéristique des basaltes de fond océanique, ce qui ne concorde pas avec l'interprétation du diagramme précédent.

Les figures 8g à 8j sont des diagrammes binaires comparant des teneurs d'éléments majeurs. Le SiO_2 est placé en abscisse afin d'évaluer les effets de la cristallisation fractionnée sur l'évolution géochimique des différentes unités. Les caractéristiques géochimiques suivantes sont déduites:

a) Sur le diagramme $MgO+FeO$, versus SiO_2 (figure 8g), toutes les unités sont affectées par une diminution graduelle du facteur $MgO+FeO$, avec augmentation de la silice. Cette tendance est compatible avec une évolution par cristallisation fractionnée des phases ferromagnésiennes tels

les pyroxènes et les amphiboles. De plus, l'évolution des roches appartenant aux deux unités de la Suite de Beausac suggère que celles-ci sont co-magmatiques. Cette caractéristique se manifeste également sur les autres diagrammes binaires (figures 8h à 8j). Toutefois elle est moins bien définie vu l'importante dispersion affectant les échantillons les plus mafiques (*i.e.*, Abeal). Comme discuté précédemment, ce fait reflète possiblement une contamination du magma mafique lors de sa mise en place à l'intérieur des roches sédimentaires encaissantes.

b) Les échantillons de métagabbro et de métadiorite du Complexe de Gayot possèdent une composition très similaire à celle des roches gabbroïques de la Suite de Beausac, et ce, sur les quatre diagrammes binaires. Mis à part ces similarités géochimiques, les deux unités se ressemblent fortement tant au niveau minéralogique qu'à celui des relations de terrain. Ces ressemblances nous suggèrent qu'elles sont possiblement co-magmatiques. Considérant que l'âge marquant la fin du dépôt des sédiments de la Formation de Grosbois est estimé à environ 2,70 Ga et que celui du début de la formation des diatexites est évalué à 2,68 Ga (Percival *et al.*, 1992), nous pouvons supposer que l'âge de mise en place de ces filons-couches mafiques à ultramafiques serait situé entre ces deux événements.

c) Les basaltes du Complexe de Gayot sont plus enrichis en minéraux ferromagnésiens (*i.e.*, $MgO+FeO$; figure 8g) et contiennent des proportions plus élevées en éléments incompatibles (*i.e.*, P_2O_5 et K_2O ; figures 8i et 8j) par rapport aux roches intrusives du même complexe (*i.e.*, Agat2). Il n'est donc pas impossible que ces deux unités aient une origine différente et ne soient pas co-magmatiques.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Contexte régional

La partie orientale de la Province du Supérieur au Québec se caractérise par un grain structural ayant deux orientations prédominantes, soit une orientation est-ouest exprimée par les sous-provinces volcano-plutoniques et sédimentaires d'Abitibi, d'Opatoca, d'Opinaca et de La Grande, et une orientation NNW-SSE des ensembles lithotectoniques composant le bloc de Minto dans la portion nord du Québec (*cf.* figure 1). Ce grain tectonique est reflété par le patron des anomalies aéromagnétiques. Le Complexe d'Ashuanipi est situé approximativement à la jonction de ces deux orientations structurales contrastantes, soit dans le prolongement vers l'est des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca et dans le prolongement vers le sud du bloc de Minto. La partie sud du Complexe d'Ashuanipi est caractérisée par des orientations structurales et aéromagnétiques à prédominance est-ouest, tandis que sa partie nord est marquée par des orientations NW-SE (Percival, 1993 ; Leclair *et al.*,

1997), ce qui suggère que les unités lithodémiques des sous-provinces adjacentes se prolongeraient à l'intérieur du Complexe d'Ashuanipi. On note également que les anomalies aéromagnétiques sont tronquées à plusieurs endroits par des linéaments crustaux majeurs orientés principalement NE-SW (cf. figure 5), lesquels sont interprétés dans la région du lac Hurault comme étant des failles tardives d'âge Protérozoïque associées à la formation du bassin de la rivière La Grande. Il est possible que certaines de ces failles cassantes représentent des structures anciennes archéennes qui auraient joué au Protérozoïque.

Le patron structural des roches de la région du lac Hurault reflète un style de déformation complexe de nature polyphasée, qui résulte d'au moins quatre phases de déformation ductile et d'une phase de déformation cassante. La complexité de la déformation est causée en partie par le haut degré de métamorphisme des roches dans le secteur, qui varie du faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites, et de la mise en place de nombreuses suites intrusives syn- à post-tectoniques s'échelonnant sur une période de près de 200 millions d'années. De plus, selon les évidences de terrain, les deux grands ensembles lithotectoniques du La Grande et de l'Ashuanipi ont subi, le long de leur contact, une phase de déformation compressive oblique à décrochement sénestre, qui est vraisemblablement postérieure au pic thermique métamorphique au faciès des granulites. Ceci expliquerait l'importante quantité de roches mylonitiques localisées près de ce contact. Tel que démontré ci-dessous, une analyse approfondie des données structurales permet également d'envisager que les roches du Complexe d'Ashuanipi se sont déformées de façon progressive en bordure d'un craton ancien (*i.e.*, marge est de la Sous-province de La Grande). D'ailleurs, il n'est probablement pas fortuit que l'orientation des unités formant la Sous-province de La Grande, qui passe assez abruptement d'est-ouest au sud de la région à NNE-SSW dans la partie nord (cf. figure 1), semble être plus ou moins parallèle à la direction des axes de plis associés à la dernière phase de déformation ductile dans le Complexe d'Ashuanipi.

Une description des principaux éléments structuraux et des quatre phases de déformation ductile est présentée ci-dessous. Afin de faciliter cette description, la nomenclature D_1 à D_4 est utilisée pour les phases de déformation ductile, alors que les structures planaires (*i.e.*, foliations) et les plis qui leurs sont associés sont identifiés par les symboles S_1 à S_4 et P_1 à P_4 , respectivement.

Éléments structuraux et phases de déformation

Les structures et textures primaires (S_0) d'origine sédimentaire et volcanique sont plutôt rares dans la région du lac Hurault, ayant été largement oblitérées par la déformation et le métamorphisme. Un rubanement compositionnel représentant vraisemblablement un litage sédimentaire primaire a été observé localement à l'intérieur des roches mé-

sédimentaires de la Sous-province de La Grande (Formation d'Aubert) et du Complexe d'Ashuanipi (Formation de Grosbois). À certains endroits, les roches volcaniques mafiques du Complexe de Gayot possèdent des reliques de coussins aplatis avec des bordures figées et recristallisées. Ces reliques ont surtout été observées dans le prolongement de la Ceinture de Pitaval, où la déformation et le métamorphisme sont moins intenses. Considérant la rareté de structures primaires dans les roches de la région cartographiée, il n'a pas été possible d'effectuer une analyse structurale cohérente des surfaces S_0 et des polarités stratigraphiques.

Déformation D_1

Cette phase de déformation ancienne est observée dans les roches supracrustales de la Sous-province de La Grande (*i.e.*, Complexe de Gayot et Formation d'Aubert) et du Complexe d'Ashuanipi (*i.e.*, Formation de Grosbois et Suite de Beausac). Elle est associée à une foliation minérale ou à un rubanement migmatitique S_1 défini principalement par la biotite et la hornblende. Lorsque présent, le rubanement migmatitique se développe parallèlement à la foliation minérale. Le litage primaire dans ces roches est complètement transposé dans la foliation, de telle sorte qu'il est généralement impossible de distinguer le S_0 du S_1 .

La déformation D_1 est antérieure à la formation des diatexites et des autres suites intrusives tardi- à post-tectoniques de la région. Cela est clairement démontré par l'orientation de la foliation minérale des diatexites, qui est fréquemment à angle avec la foliation observée dans les enclaves de roches supracrustales encaissantes qu'elles contiennent, indiquant que la déformation dans les diatexites est postérieure à D_1 . Ainsi, il est possible d'interpréter l'âge de la déformation D_1 comme étant situé approximativement entre 2,69 et 2,68 Ga, soit l'écart entre la mise en place des roches mégagabbroïques de la Suite de Desliens dans la partie est du Complexe d'Ashuanipi (Percival *et al.*, 1992) et le début de la formation des diatexites de la Suite d'Opiscotéo.

Déformation D_2

Cette déformation est omniprésente dans l'ensemble des roches de la Sous-province de La Grande et du Complexe d'Ashuanipi (Lamothe *et al.*, 1998, 2000; Leclair *et al.*, 1998; Gosselin et Simard, 2000) et représente la principale phase de déformation observée dans la région. Elle est responsable de la foliation minérale S_2 communément observée dans les diatexites (Suite d'Opiscotéo) et les monzogranites (Suite de Gamart) du Complexe d'Ashuanipi, ainsi que dans les tonalites de la Sous-province de La Grande (Suite de Favard). Elle se superpose également à la foliation S_1 des roches supracrustales. La texture fortement gneissique des tonalites de la Suite de Brésolles et le fait que cette suite intrusive soit plus ancienne (*i.e.*, 2,9-2,8 Ga) implique que ces roches ont probablement subi une ou plusieurs phases de déformation préalable à l'empilement des roches supracrustales dans

le secteur. Il devient donc difficile et inapproprié de comparer la déformation de cette suite avec les autres unités lithodémiques de la région, bien que toutes les roches aient quand même subi les quatre phases de déformation ductile présentées dans ce chapitre.

La foliation observée dans les diatexités (et localement dans les monzogranites) est communément de type magmatique, orientant les minéraux tels la biotite et les pyroxènes, ainsi que les schlieren et enclaves en suspension dans le magma au moment de sa mise en place. Les grains de quartz interstitiels observés dans la diatexite ne possèdent habituellement pas de foliation. Ce fait s'explique si la Suite d'Opiscotéo s'est mise en place à l'état magmatique. (Lamothe *et al.*, 2000)

Pour illustrer l'influence des déformations post-D₂ sur l'orientation des structures planaires associées à D₂, la région cartographiée a été subdivisée en quatre principaux domaines structuraux orientés approximativement nord-sud,

soit les domaines Ashuanipi-Est, Ashuanipi-Ouest, La Grande-Est et La Grande-Ouest (figure 9). Une analyse statistique des mesures structurales obtenues dans chacun de ces domaines permet d'observer que la valeur moyenne des foliations S₂ varie de façon progressive en se rapprochant de la limite avec la Sous-province de La Grande (Tableau 3). Cette direction passe d'est-ouest (277/89°) dans le domaine Ashuanipi-Est à NW-SE (128/89°) dans le domaine Ashuanipi-Ouest, progressant finalement à une orientation NNW-SSE (338/89°) dans les roches du La Grande situées à proximité du contact (domaine La Grande-Est). Il est important de noter que le pendage moyen est vertical et constant à l'intérieur de ces trois domaines structuraux. L'orientation moyenne des foliations S₂ dans le domaine La Grande-Ouest est similaire à celle calculée dans le domaine La Grande-Est, étant toutefois beaucoup plus irrégulière et à pendage faible à modéré vers le nord-est (323/34°).

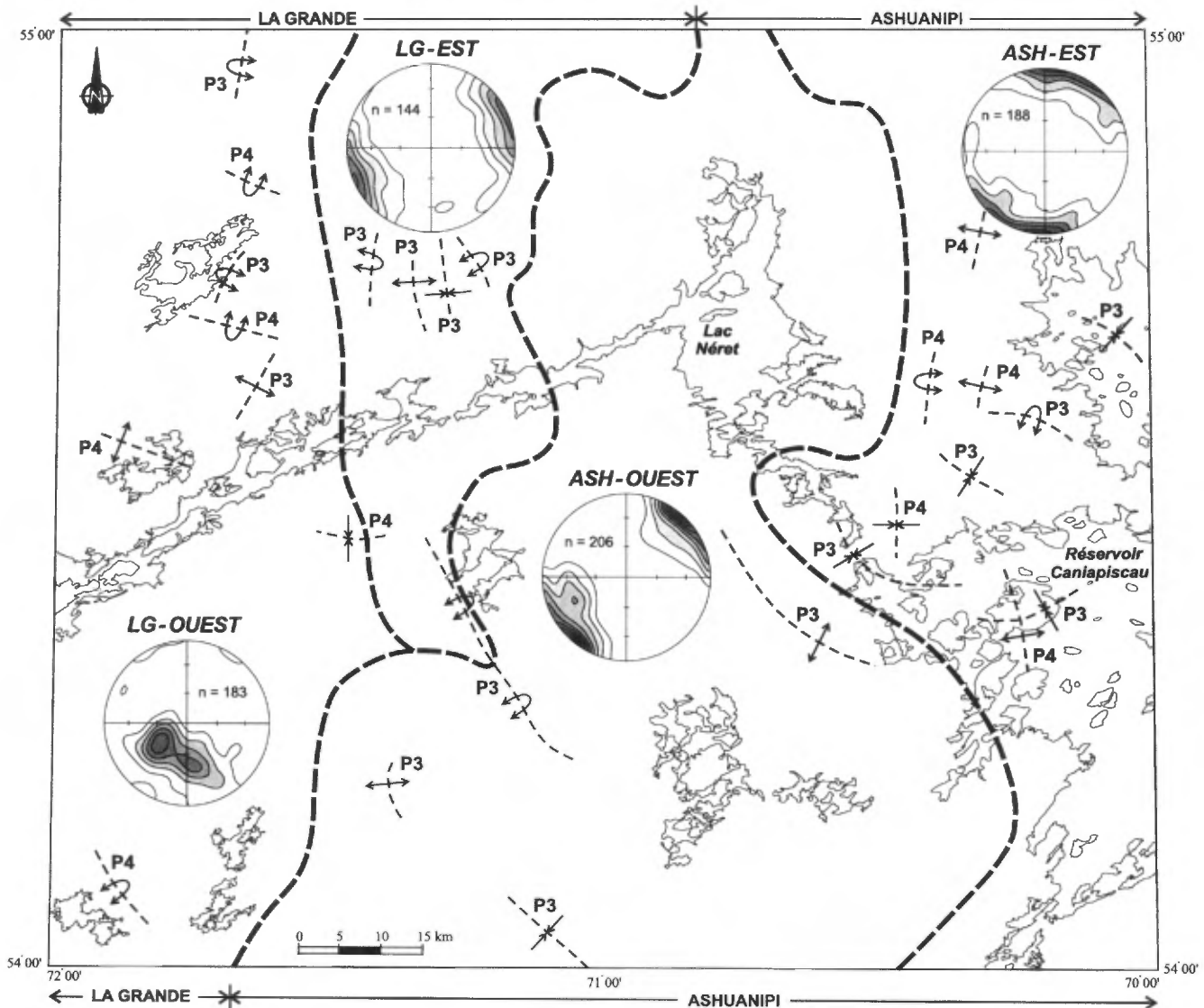


FIGURE 9 - Principaux domaines structuraux de la région du lac Hurault et projections stéréographiques équiares des pôles de la foliation principale (n = nombre de données). Les tiretés gras correspondent aux limites des domaines structuraux.

Déformation D₃

Tel qu'illustré à la figure 9, les pôles des plans de foliation S₂ du domaine structural Ashuanipi-Est se distribuent le long d'un grand cercle orienté à 356/02°, dont le pôle plonge à 266/88°. Cela témoigne de l'influence d'une déformation D₃ plus ou moins parallèle à D₂. Ce champ de contraintes a mené à la formation de plis isoclinaux P₃ à plans axiaux verticaux, qui se manifestent particulièrement dans les roches supracrustales localisées dans le secteur du réservoir Caniapiscou (cf. figure 4). Cette déformation est également observée dans les diatexites et s'identifie par la présence de leucosomes plissés contenant localement deux générations d'orthopyroxène. La première génération, qui consiste en des cristaux hypidiomorphes d'origine ignée associée à la déformation D₃, est omniprésente dans l'ensemble des diatexites. La deuxième génération d'orthopyroxène, interprétée par Lamothe *et al.* (1998) dans la partie sud du Complexe d'Ashuanipi, est associée à l'événement D₃ et consiste en des porphyroblastes allongés parallèlement au plan axial P₃ à l'intérieur des leucosomes plissés. Gosselin et Simard (2000) rapportent également la même phase de déformation D₃ dans la région du lac Gayot, laquelle se manifeste plus particulièrement à l'est de la Faille Vaujourn dans le Complexe d'Ashuanipi. Ils interprètent cette faille majeure comme représentant possiblement une zone de chevauchement de la Sous-province de La Grande sous le Complexe d'Ashuanipi.

Les pôles de la foliation S₂ du domaine Ashuanipi-Ouest forment un amas allongé le long d'un grand cercle orienté à 228/46° et dont le pôle plonge à 138/44°. Ces plis P₃ sont également plus ou moins parallèles à la foliation S₂ et possèdent un axe de pli moyen à pendage plutôt modéré. Plus à l'ouest, dans le domaine structural La Grande-Est, le même patron structural se répète, avec le développement de plis P₃ orientés parallèlement à l'orientation moyenne de la foliation S₂ (tableau 3; figure 9). Ce domaine se caractérise cependant par la présence de nombreuses failles et zones mylonitiques orientées parallèlement à l'axe des plis P₃, ce qui suggère que cet épisode de déformation ductile-cassant est syn-D₃ à tardi-D₃. Des linéations d'étirement rapportées

dans les roches mylonitisées sont orientées habituellement de façon plus ou moins parallèle au plan axial P₃, avec un plongement faible à modéré (20-40°) vers le NNW. Il est possible que ces zones mylonitiques soient la manifestation précoce d'une déformation compressive d'envergure régionale à décrochement sénestre reliée à une collision oblique (*i.e.*, dirigée approximativement vers le NW ou NNW) entre le Complexe d'Ashuanipi et la Sous-province de La Grande. Cette supposée collision continentale aurait culminée avec la formation de plis ouverts P₄ associés à une déformation D₄, tel que discuté ci-dessous.

Déformation D₄

Bien qu'aucune évidence reliée à cette déformation ductile n'ait été observée à l'échelle de l'affleurement, elle se manifeste clairement à plus grande échelle par la formation de grands plis ouverts P₄ dont les traces axiales sont orientées environ perpendiculairement à ceux des plis P₃ (cf. figure 4). De plus, l'axe de pli moyen de ces structures possède un très faible plongement qui varie entre 0° et 18° pour les quatre domaines structuraux de la région (Tableau 3). Dans le domaine structural Ashuanipi-Est, la déformation D₄ a mené au plissement des plis P₃ et à la formation de structures en dômes et bassins, lesquelles sont très visibles dans la partie sud du réservoir Caniapiscou. Les plis résultants P₄ sont orientés NNE, avec un axe de pli moyen de 020/01°. L'analyse statistique des mesures de la foliation régionale permet de dégager très clairement l'effet des plis P₄ sur la troisième phase de déformation, avec le développement apparent de deux axes de plis parallèles (désignés P_{3-max} et P_{3-min}) à pendage inverse qui représentent les deux flancs des structures en dômes et bassins. Il est particulier de constater que l'angle entre ces deux axes de plis est près de 90° pour tous les domaines structuraux. Considérant que l'orientation moyenne des plis P₄ dans le domaine structural d'Ashuanipi-Est est parallèle à la limite actuelle entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi, nous interprétons la déformation D₄ comme étant reliée à une phase tardive de l'épisode de convergence entre ces deux grands ensembles lithotectoniques.

TABLEAU 3 - Attitudes moyennes (en degrés) de la foliation régionale S₂ et des axes de plis P₃ et P₄ déterminés pour les quatre domaines structuraux de la région du lac Hurault.

Domaine structural	Foliation régionale		Axes de plis					
	S ₂		P _{3-max}		P _{3-min}		P ₄	
	direction	pendage	direction	plongement	direction	plongement	direction	plongement
ASH-EST ¹	277	89	266	88	110	02	020	01
ASH-OUEST	128	89	138	44	326	46	232	04
LG-EST ²	338	89	341	71	161	19	251	00
LG-OUEST	323	34	54	32	197	52	312	18

¹ ASH = Ashuanipi; ² LG = La-Grande

L'axe de pli moyen des plis P₄ dans le domaine Ashuanipi-Ouest est orienté vers le SW (232/04°), soit environ 30° plus à l'ouest que celui du domaine Ashuanipi-Est. Cette progression graduelle se poursuit dans le domaine adjacent de La Grande-Est, où l'orientation moyenne des axes de plis P₄ passe à 251/00°. Cette apparente progression vers l'ouest de la direction des axes de plis P₄ pourrait être reliée soit à un épisode ultérieur de déformation ductile ayant affecté les plis P₄ (*i.e.*, D₃), soit à une augmentation de l'intensité de la déformation en se rapprochant du contact entre les deux grands ensembles lithotectoniques. Finalement, le domaine structural La Grande-Ouest est caractérisé par des axes de plis P₄ orientés en moyenne à 312/18°. Cette orientation est également orthogonale à celle de l'axe des plis P₃. Elle est de plus similaire à ce qui est rapporté pour les roches de la Sous-province de La Grande situées au nord dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000), ce qui démontre que la déformation D₄ est d'envergure régionale.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les travaux de cartographie dans la région du lac Hurault ont mené à la découverte de plusieurs zones minéralisées, à la fois dans la Sous-province de La Grande et dans le Complexe d'Ashuanipi. Bien que ces minéralisations soient de faibles étendues et ne contiennent que des teneurs en métaux relativement modestes, elles sont associées à des contextes géologiques favorables à la découverte de divers types de gîtes minéraux.

Plusieurs types de minéralisation en métaux usuels et précieux ont été répertoriés dans les roches archéennes du bassin de La Grande Rivière situé entre la Baie James et le réservoir Caniapiscou (Chartrand et Gauthier, 1995). Ces minéralisations sont localisées principalement à l'intérieur de bandes volcano-sédimentaires et de filons-couches mafiques à ultramafiques. Environ 50 km au sud de la carte dans la région du lac Nitchequon, Lamothe *et al.* (2000) ont relevé des teneurs intéressantes en or (jusqu'à 6,3 ppm) et en métaux de base à l'intérieur de niveaux de formation de fer silicatée et sulfurée interlités avec des séquences de paragneiss et de metabasalte. Des niveaux de formation de fer minéralisés (et parfois aurifères) ont également été observés dans le Complexe d'Ashuanipi, interlités avec des séquences de paragneiss ou sous forme d'enclaves de dimensions variables dans les diatexites (Chevé et Brouillette, 1992; Lapointe et Chown, 1993; Leclair *et al.*, 1998).

Les travaux de cartographie dans la région du lac Hurault ont mené à la découverte de 18 zones minéralisées², lesquelles ont été classées dans 5 différents types de gîtes métallifères ou industriels, soit :

1. Formation de fer silicatée de type Algoma à sulfures disséminés;
2. Exhalite à sulfures disséminés;

3. Paragneiss cisailé à sulfures disséminés;
4. Filon-couche mafique à ultramafique à sulfures disséminés;
5. Granite enrichi en éléments des terres rares;
6. Paragneiss à sillimanite.

Le tableau 4 contient les teneurs en éléments économiques des différentes zones minéralisées du feuillet 23L, ainsi que la localisation et l'unité lithologique associée. Tous les éléments ont été analysés par activation neutronique.

1 – Formation de fer silicatée de type Algoma à sulfures disséminés

Des interlits métriques de formation de fer silicatée à sulfures disséminés ont été observés à l'intérieur de paragneiss à biotite et orthopyroxène de la Formation de Grosbois (Complexe d'Ashuanipi) ainsi que dans une séquence de metabasalte du Complexe de Gayot (Sous-province de La Grande). Des formations de fer ont également été observées localement sous forme d'enclaves décimétriques à l'intérieur de diatexites de la Suite d'Opiscotéo.

Un niveau de formation de fer légèrement aurifère a été échantillonné sur une des nombreuses îles du réservoir Caniapiscou. Le niveau mesure 1-2 mètres de puissance et est interlité dans des paragneiss de la Formation de Grosbois. Il est constitué d'une alternance de lamines millimétriques de magnétite, de chert et de minéraux silicatés (*i.e.*, orthopyroxène et clinopyroxène) et contient environ 1 % de pyrrhotite, avec de plus faibles quantités de pyrite et de chalcoppyrite. Les analyses ont rapporté des teneurs maximales de 340 ppb Au et 150 ppm Cu. Les autres formations de fer de la région du lac Hurault ont livré des teneurs en métaux relativement plus faibles atteignant 40 ppb Au, 260 ppm Cu et 240 ppm W.

2 – Exhalite à sulfures disséminés

Quelques niveaux décimétriques à métriques de roches pyroclastiques minéralisées ont été cartographiés dans le coin nord-ouest de la région. Ils sont intercalés à l'intérieur de roches basaltiques appartenant au prolongement de la Ceinture de Pitaval (*cf.* annexe; photo 2). Ces niveaux sont fortement rouillés et contiennent 3-5 % de pyrite finement disséminée, avec de plus faibles quantités de chalcoppyrite et de pyrrhotite. Un échantillon prélevé sur une de ces minéralisations a rapporté une teneur de 0,13 % Cu et de 1,4 ppm Ag.

Ce type de minéralisation a également été observé à moins de 3 km au nord de la carte au sein de la même ceinture

2. Aucune des zones minéralisées décrites dans le présent rapport n'a fait l'objet d'une étude détaillée sur le terrain à cause de la très grande échelle de cartographie du projet. Ainsi, bien que l'ensemble des zones minéralisées ne contiennent que de faibles teneurs en métaux, une description de leur minéralogie et du contexte géologique est tout de même donnée dans l'espoir que des travaux futurs plus détaillés puissent conduire à la découverte de nouveaux gîtes métallifères dans le secteur.

TABLEAU 4 - Teneurs en métaux dans les échantillons provenant des zones minéralisées identifiées dans la région correspondant au feuillet SNRC 23L.

# Baroq	SNRC	Estant	Nordant	Type de gîte ¹	Unité	Au (ppb)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	As (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	W (ppm)
1999020209	23 L/08	421944	6027075	1	Ags2	340	<0,5	150	7	11	4	12	100	4
1999020207	23 L/08	421944	6027075	1	Ags2	280	<0,5	150	21	15	3	12	71	<1
1999020210	23 L/08	421944	6027075	1	Ags2	50	<0,5	42	<1	5	3	18	100	2
1999020208	23 L/08	421944	6027075	1	Ags2	92	<0,5	57	10	19	4	4	130	4
1999020411	23 L/03	359917	6002964	1	Ags2	40	<0,5	260	80	39	<1	<1	72	240
1999020399	23 L/07	384961	6027325	1	Ags2	22	<0,5	220	44	21	<1	<1	61	11
1999020219	23 L/09	422239	6040867	1	Ags2	<5	<0,5	130	24	34	<1	8	150	<1
1999020216	23 L/15	411744	6004135	1	Ags1	12	<0,5	87	68	15	<1	<1	26	50
1999020215	23 L/15	411744	6004135	1	Ags1	<5	<0,5	44	28	6	<1	10	28	<1
1999020213	23 L/14	353412	6086756	1	Agat1	24	<0,5	18	<1	3	2	9	24	<1
1999020202	23 L/13	324068	6097740	2	Agat1	5	1,4	1300	43	15	<1	<1	94	<1
1999020227	23 L/13	327204	6096177	2	Agat1	<5	<0,5	190	18	15	<1	<1	42	<1
1999020205	23 L/13	324019	6096619	3	Aat3	8	0,8	360	26	21	<1	<1	36	9
1999020203	23 L/13	324019	6096619	3	Aat3	7	<0,5	160	19	11	<1	<1	11	7
1999020204	23 L/13	324019	6096619	3	Aat3	7	<0,5	340	21	23	<1	<1	34	10
1999020206	23 L/13	324019	6096619	3	Aat3	<5	<0,5	25	3	<1	<1	<1	10	3
1999020217	23 L/07	350275	6069967	3	Aat3	<5	0,7	67	7	4	<1	<1	20	<1
1999020218	23 L/08	430050	6012106	3	Ags1	21	<0,5	67	59	21	<1	<1	85	<1
1999020221	23 L/08	431435	6016580	3	Ags1	<5	<0,5	43	36	12	<1	7	59	<1
1999020222	23 L/08	431435	6016580	3	Ags1	<5	<0,5	53	18	8	4	16	120	<1
1999020223	23 L/08	431435	6016580	3	Ags1	<5	<0,5	65	<1	<1	3	8	48	<1
1999020220	23 L/06	347086	6026291	4	Abea1	12	<0,5	450	69	130	<1	15	180	<1
1999020201	23 L/07	401799	6032122	4	Abea1	59	<0,5	380	120	51	<1	6	82	2
1999020386	23 L/01	420495	6005595	4	Abea1	<5	<0,5	46	200	34	<1	<1	136	17
1999020214	23 L/01	410169	6007958	4	Abea1	<5	<0,5	41	49	19	<1	<1	42	<1
1999020212	23 L/11	353566	6042570	4	Agat2	<5	<0,5	76	74	69	<1	<1	100	<1
1999020211	23 L/11	353566	6042570	4	Agat2	<5	<0,5	51	69	47	<1	<1	78	<1

¹ Se référer à la section « Géologie Économique » pour le type de gîte.

volcanique (Gosselin et Simard, 2000), où des teneurs intéressantes atteignant jusqu'à 9,18 ppm Ag et 0,13 % Cu ont été obtenues à l'analyse. La grande similarité de ces minéralisations et le fait qu'elles soient situées dans le même secteur indique qu'elles pourraient faire partie du même niveau stratigraphique.

3 – Paragneiss cisailé à sulfures disséminés

Plusieurs affleurements de paragneiss cisailé à sulfures disséminés ont été observés à la fois dans les formations d'Aubert et de Grosbois. L'occurrence la plus importante se présente à l'intérieur d'un niveau de paragneiss à sillimanite et cordiérite de la Formation d'Aubert (Aat3) situé le long du contact sud de la ceinture volcanique de Pitaval. Bien que l'affleurement soit de faible dimension (*i.e.*, 5 m²), la roche est cisailée et minéralisée sur toute sa superficie. Le paragneiss est injecté de veines de quartz centimétriques à décimétriques qui sont orientées de façon parallèle au cisaillement. La minéralisation en sulfures se concentre particulièrement aux épontes de ces veines et est constituée de

5 % de pyrite finement disséminée, avec des traces de chalcopryrite. Les résultats d'analyse n'ont rapporté que de faibles teneurs en métaux (*i.e.*, 360 ppm Cu; 8 ppb Au). Tel que mentionné précédemment, la présence commune de tourmaline trouvée dans ce type de paragneiss suggère que l'origine de la minéralisation pourrait être reliée à l'invasion de fluides hydrothermaux.

Quelques niveaux graphitiques à sulfures disséminés mesurant 1-2 mètres d'épaisseur ont été observés à l'intérieur d'un paragneiss à grenat et orthopyroxène de la Formation de Grosbois situé sur une des îles du réservoir Caniapiscau. Les échantillons prélevés n'ont rapporté que des teneurs en métaux près des limites de détection.

4 – Filon-couche mafique à ultramafique à sulfures disséminés

Des minéralisations à sulfures disséminés de type Ni-Cu(±Co) ont été observées à l'intérieur de filons-couches mafiques à ultramafiques appartenant au Complexe de Gayot (Agat2) et à la Suite de Beusac (Abea2). Bien que les teneurs en métaux obtenues soient relativement faibles

(cf. tableau 4), ces intrusions différenciées sont des cibles intéressantes pour la découverte de ce type de gîte métallifère.

Un filon-couche de la Suite de Beusac composé de niveaux de gabbro, de mélagabbro et de pyroxénite affleure le long du réservoir Caniapiscou. L'intrusion différenciée s'est mise en place à l'intérieur de paragneiss de la Formation de Grosbois et a été suivie sur une distance d'environ 10 km. À un endroit, un niveau de mélagabbro est minéralisé sur une épaisseur d'environ 30 cm, contenant jusqu'à 5 % de pyrite±chalcopyrite finement disséminée. Les teneurs en métaux sont de l'ordre de 380 ppm Cu, 120 ppm Ni, 51 ppm Co et 59 ppb Au.

Une enclave de dimension métrique de gabbro minéralisé provenant du Complexe de Gayot a été trouvée dans une tonalite foliée de la Suite de Favard. L'enclave contient 5 % de sulfures disséminés sous forme de pyrite et de chalcopyrite et a livré une teneur de 450 ppm Cu et 130 ppm Co.

5 – Granite enrichi en éléments des terres rares

Tel que décrit dans la section sur la lithogéochimie, les roches granitiques à fluorine-titanite de la Suite de Viau sont caractérisées par des teneurs très élevées en éléments incompatibles, plus spécifiquement en éléments des terres rares, Hf, Nb, Rb, Ta, Th, U, Y et Zr. Les intrusions de la Suite de Viau sont localisées dans la portion sud-est de la carte et sont associées à de très fortes anomalies aéromagnétiques positives. Ces roches intrusives sont interprétées comme étant des granites de type A (*i.e.*, anorogénique) formés suite à une deuxième fusion de la croûte continentale.

Dans la région du lac Bermen (SNRC 23F), Choinière *et al.* (1995) ont identifié une importante anomalie géochimique de sédiments de fonds de lacs qui coïncide avec l'emplacement d'un pluton de la Suite de Viau. Cette anomalie multi-éléments contient des teneurs très élevées en éléments des terres rares (Ce, Y), Zn, Mo, Ag, Se et U (Beaumier, 1989). Elle est située en bordure d'une importante zone de cisaillement (Leclair *et al.*, 1996), ce qui suggère un contexte géologique de type Olympic Dam. D'ailleurs, des travaux d'exploration ont été effectués dans cette région par le prospecteur R. Brown en 1996 (Mersereau, 1997), ce qui a permis de mettre au jour d'importantes anomalies de géochimie de sols dont les teneurs ont atteint jusqu'à 2000 ppm Zr, 450 ppm Ce, 63 ppm Hf et 13 ppm Cs.

6 – Paragneiss à sillimanite

De nombreux affleurements de paragneiss à sillimanite de la Formation d'Aubert (Aat3) ont été cartographiés dans la partie nord-ouest de la région. La roche se compose d'une méta-arénite relativement homogène contenant généralement 15-25 % de porphyroblastes centimétriques (1-3 cm) de sillimanite. Une unité similaire se prolongeant latéralement sur une distance de plus de 50 km a été observée

directement au sud de la carte lors des travaux effectués dans la région du lac Nitchequon (Thériault *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 2000). Une analyse par diffraction à rayons X avait alors confirmé la présence de cet alumino-silicate.

La sillimanite est un minéral industriel utilisé comme matière première de réfractaires et de creusets. Bien que l'unité cartographiée semble être d'envergure régionale et pourrait donc avoir un certain potentiel économique, l'accès limité à la région rendrait son exploitation difficile et onéreuse.

DISCUSSION

Tout modèle servant à expliquer l'évolution tectonomagmatique du Complexe d'Ashuanipi doit tenir compte de certaines particularités inhérentes à ces roches de la croûte profonde, soit : 1) l'intense fusion partielle de roches sédimentaires et de filons-couches associés observée sur une immense superficie mesurant plus de 90 000 km²; 2) la succession de nombreux épisodes magmatiques s'échelonnant sur une période d'environ 120 Ma; 3) la présence de roches intrusives mafiques à ultramafiques relativement magnésiennes et d'intrusions alcalines (syénites à néphéline), qui se forment habituellement dans des zones d'extension de la croûte continentale; et 4) la présence de granites à fluorine de type A, qui supposent une origine à partir de la fusion de roches restitiques. Le modèle géodynamique qui semble le mieux tenir compte de l'origine des différentes suites intrusives observées dans le Complexe d'Ashuanipi est celui de la mise en place d'un point chaud à la base de la croûte dans la partie sud-est du complexe, il a environ 2700 Ma. Ce modèle concorde également avec le très court intervalle de temps existant entre la fin de la période de dépôt des séquences sédimentaires de l'Opinaca et de Quetico (~2,70 Ga; Percival et Williams, 1989), le début du magmatisme dans le Complexe d'Ashuanipi, représenté par la suite intrusive de Desliens (2690 Ma; Percival *et al.*, 1988), et le début du métamorphisme régional au faciès des granulites, évalué à 2682 Ma à partir d'un âge obtenu sur une diatexite (Percival *et al.*, 1992). La Suite de Desliens est constituée d'intrusions plurikilométriques de tonalite, de gabbro et de pyroxénite situées principalement dans la portion sud-est du complexe (figure 6) (Percival, 1991a; Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998). Les roches mafiques à ultramafiques de cette suite contiennent localement des quantités appréciables d'olivine; conséquemment, elles pourraient être dérivées d'un panache (plume) ou point chaud d'origine mantellique. L'ascension et la mise en place d'un panache mantellique à la base de la croûte sous le Complexe d'Ashuanipi aurait fourni une source de chaleur considérable qui expliquerait la formation de roches migmatitiques sur une aussi grande superficie (*i.e.*, plus de 90 000 km²), et qui serait en accord avec les très grandes dimensions que peuvent atteindre ces masses intrusives mantelliques (Richards *et al.*, 1989;

Campbell et Griffiths, 1990). De plus, les conditions de métamorphisme estimées pour les diatexités indiquent une température supérieure à 900 °C et des pressions avoisinant 0,3 Gpa, ce qui est en accord avec les conditions envisagées suite au sous-placage d'une grande quantité de magma mafique à la base de la croûte (*i.e.* température élevée; pression faible à modérée). Ainsi, l'on suggère que le coin sud-est du Complexe d'Ashuanipi représente un ancien point triple, et que la mise en place d'un panache mantellique à environ 2700 Ma aurait conduit à la rupture d'un supercontinent le long de grandes failles d'extension. Les deux segments actifs de ce rift auraient été situés le long de la marge ouest de la Fosse du Labrador ainsi que le long du Front du Grenville, alors que le segment abandonné du rift (*i.e.*, aulacogène) pourrait coïncider avec la Zone de déformation de Chambeaux (*cf.* figure 4 de Leclair *et al.*, 1998), une faille majeure orientée WNW qui sépare l'ensemble lithotectonique Ashuanipi nord (diatexités à biotite+orthopyroxène; forte susceptibilité magnétique) de l'ensemble lithotectonique Ashuanipi sud (diatexités à biotite+grenat+orthopyroxène; faible susceptibilité magnétique).

Les suites intrusives felsiques tardi- à post-tectoniques observées à l'intérieur du Complexe d'Ashuanipi, principalement celles de Gamart, de Niaux et de Viau, pourraient également être reliées à la montée de ce supposé panache mantellique. Plus particulièrement, des intrusions de syénites à néphéline appartenant à la Suite de Niaux ont été trouvées à moins de 30 km de la bordure entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi dans la région cartographiée, ainsi que dans la partie est du complexe dans la région de Schefferville, soit près de la limite entre les ensembles lithotectoniques de l'Ashuanipi nord, de Canyon Eaton et/ou de la Fosse du Labrador (Fumerton et Barry, 1984; Chevé et Brouillette, 1992; Percival *et al.*, 1992) (*cf.* figure 6). La présence de telles roches alcalines à proximité de grands linéaments n'est probablement pas fortuite et suppose une source profonde (*i.e.*, manteau) quant à l'origine du magma. Ainsi, nous interprétons que cette suite intrusive est génétiquement reliée à la Suite de Desliens et qu'elle représente une phase tardive alcaline dérivée du point chaud. Cette interprétation est supportée par : 1) la proximité entre les deux suites intrusives et le fait qu'elles soient restreintes au Complexe d'Ashuanipi; 2) la période de temps entre la cristallisation des deux suites (*i.e.*, ~ 65 Ma), qui est bien en deçà de la durée de l'activité magmatique habituellement associée à un point chaud, qui est de l'ordre de 100-200 Ma (Morgan, 1983) [*p. ex.*, points chauds de Crozet (laves de Karoo), de Tristan (laves de Parana et Etendeka), de Kerguelen (laves de Rajmahal) et de Réunion (laves de Deccan et Seychelles); Baksi *et al.*, 1987; White et McKenzie, 1989]; et 3) l'association fréquente de roches mafiques intrusives et/ou volcaniques et d'intrusions alcalines à l'intérieur d'une province ignée associée à un point chaud [*p. ex.*, Province de Gardar (1150-1350 Ma), Province de Keweenaw (1100 Ma) et Essaim de l'Abitibi (1140 Ma); Platt, 1996]. La présence de

fluorine ainsi que le très fort enrichissement en éléments incompatibles caractérisant les granites alcalins de la Suite de Viau suggèrent que ces intrusions anorogéniques se sont probablement formées suite à la fusion d'une croûte continentale ayant au préalable subi un premier épisode de fusion partielle. L'importante quantité de monzogranite de la Suite de Gamart observée dans cette portion du Complexe d'Ashuanipi, et le fait qu'ils soient environ 75 millions d'années plus anciens que la Suite de Viau, laisse suggérer que ces monzogranites pourraient être issus de ce premier épisode de fusion de la croûte. L'événement thermique ayant mené à la formation des granites de la Suite de Viau à 2571 Ma pourrait également être relié au panache mantellique interprété comme étant à l'origine des suites intrusives de Desliens et de Niaux, en assumant une dérive continentale de 200-250 km vers l'est au-dessus du point chaud immobile. Un tel déplacement sur une période de 120 Ma, soit l'écart entre le début (Suite de Desliens; 2690 Ma) et la fin (Suite de Viau; 2571 Ma) de l'activité magmatique associée à ce supposé point chaud, représente un taux de dérive continentale relativement faible de 0,2 cm/année. Celui-ci est toutefois comparable au taux actuel observé sur le continent africain ainsi que celui estimé ailleurs sur le continent nord-américain durant le Mésoprotérozoïque (Thériault et Barnes, 1998).

CONCLUSIONS

Les travaux effectués dans la région du lac Hurault nous ont permis de dresser un nouveau cadre géologique du secteur à l'échelle de 1 : 250 000 et de mieux définir la position et la nature de la limite entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi. Bien que l'échelle du levé empêche de proposer une stratigraphie précise et cohérente des unités composant ces deux grands ensembles lithotectoniques, les nombreuses datations obtenues dans les années antérieures sur les diverses roches intrusives et supracrustales des régions environnantes permettent de mieux circonscrire l'évolution tectonomagmatique dans le secteur d'étude.

Les roches les plus anciennes reconnues dans la région sont les gneiss tonalitiques de la Suite de Brésolles (2794 Ma), qui appartiennent à la Sous-province de La Grande. Ces roches sont interprétées comme représentant un ancien socle archéen sur lequel se sont déposées les séquences de roches supracrustales du Complexe de Gayot et de la Formation d'Aubert. L'emplacement actuel du Complexe d'Ashuanipi est interprété comme ayant été à l'origine un large bassin sédimentaire dans lequel se seraient accumulées les roches sédimentaires de la Formation de Grosbois il y a environ 2,75 à 2,70 Ga. Ces séquences, ainsi que celles de la Formation d'Aubert, semblent être un équivalent latéral des roches formant la sous-province sédimentaire d'Opinaca

localisée au sud de la région. Les gneiss tonalitiques et les roches supracrustales de la Sous-province de La Grande ont par la suite été injectés d'intrusions tonalitiques de la Suite de Favard (2,72-2,73 Ga) et de filons-couches gabbroïques du Complexe de Gayot, alors que les roches sédimentaires du Complexe d'Ashuanipi ont été injectées par des filons-couches de composition intermédiaire à ultramafique appartenant à la Suite de Beausac. Les données minéralogiques et géochimiques suggèrent que ces deux dernières suites de filons-couches sont probablement co-magmatiques. Entre 2,68 et 2,64 Ga, la fusion partielle des séquences supracrustales du Complexe d'Ashuanipi a mené à la formation des diatexites de la Suite d'Opiscotéo, lesquelles constituent plus de 50 % des roches du Complexe d'Ashuanipi. Lors de leur cristallisation, ces roches se sont fractionnées pour donner naissance aux monzogranites porphyriques de la Suite de Gamart (2647 Ma). Des intrusions tardi- à post-tectoniques se sont ensuite mises en place à l'intérieur des deux grands ensembles lithotectoniques, en l'occurrence des leucogranites de la Suite de Tramont et des roches alcalines (*i.e.*, syénites à néphéline, monzonites) de la Suite de Niaux (2625 Ma). Finalement, des granites alcalins à fluorine appartenant à la Suite de Viau (2571 Ma) se sont mis en place dans les diatexites du Complexe d'Ashuanipi. Ces intrusions post-tectoniques représentent l'activité magmatique archéenne la plus jeune à être reconnue dans la partie est de la Province du Supérieur. Des dykes de diabase d'âge Protérozoïque (2470 Ma) appartenant probablement à l'Essaim de Mistassini coupent l'ensemble des roches du Complexe d'Ashuanipi.

La cartographie a également permis de mettre en valeur des secteurs propices à la découverte de nouvelles zones minéralisées, principalement à l'intérieur des roches supracrustales de la Sous-province de La Grande et du Complexe d'Ashuanipi. Certains contextes géologiques sont comparables à ceux des bandes de roches volcano-sédimentaires de la région du lac Gayot, où de nombreux indices ont été découverts au cours des dernières années par le MRN (Gosselin et Simard, 2000) et par quelques compagnies d'exploration minière (*i.e.*, Mines d'Or Virginia et Makamikex).

RÉFÉRENCES

- BATCHELOR, R.A. - BOWDEN, P., 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*; volume 48, pages 43-55.
- BAKSI, A.K. - BARMAN, T.R. - FARRAR, E., 1987 - Widespread early Cretaceous flood basalt volcanism in eastern India : geochemical data from the Rajmahal-Bengal-Sylhet Traps. *Chemical Geology*; volume 63, pages 133-141.
- BEAUMIER, M., 1989 - Géochimie des sédiments de lac, région de la rivière Caniapiscou. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Québec; MB 89-33.
- BÉDARD, J. - BANDYAYERA, D. - BROUILLETTE, P. - MADORE, L., 1999 - Magmatisme dans le feuillet du lac Peters. Dans : *Projet de cartographie du Grand-Nord. Premier Atelier Annuel (avril 7-8, 1999)*. Ministère des ressources naturelles. Québec; Rapport inédit, pages 31-35.
- BROWN, M., 1973 - The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*; volume 84, pages 371-382.
- CAMPBELL, I.H. - GRIFFITHS, R.W., 1990 - Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 99, pages 79-93.
- CARD, K.D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions for the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CARD, K.D. - POULSEN, K.H., 1998 - Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. *In : Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America (co-ordinator : S. Lucas)*. Geological Survey of Canada; *Geology of Canada*, number 7, chapter 2, pages 13-194.
- CHAPDELAINE, M., 1999 - Rapport technique des travaux, été 1998. *Projet Gayot. Mines d'Or Virginia inc.; rapport interne*, 35 pages; GM-56177.
- CHAPDELAINE, M., 2000 - Rapport des travaux d'automne 1999. *Projet Gayot. Mines d'Or Virginia inc.; rapport interne*, 149 pages; GM-57975.
- 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, 10 pages.
- 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 - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts*; volume 16, page A23.
- CHEVÉ, S.R. - BROUILLETTE, P., 1992 - Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville : région des lacs Weeks (1/2 E) et Pailleraut (1/2 W) (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 92-12, 215 pages.
- CHEVÉ, S.R. - BROUILLETTE, P., 1995 - Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 95-01, 7 pages.
- CHOINIÈRE, J. - LAMOTHE, D. - CLARK, T., 1995 - Cibles d'exploration géochimiques dans le Moyen-Nord québécois, secteur Caniapiscou-Ashuanipi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 95-05, 14 pages.
- CORRIVEAU, L. - MORIN, D. - VAN BREEMEN, O. - RIVARD, B. - TREMBLAY, P. - BOGGS, K. - DESCHÈNES, G., 1995 - Magmatisme et hydrothermalisme dans la Ceinture métasédimentaire du Québec : implications tectoniques et métallogéniques. *Guide d'excursion des Amis du Grenville*; 28 pages.
- DAVID, J., 1996 - Géochronologie du Moyen-Nord. Géotop (Université du Québec à Montréal); rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles, Québec; 29 pages.

- DAVID, J. - PARENT, M., 1997 - Géochronologie du Moyen-Nord. Géotop (Université du Québec à Montréal); rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles, Québec; 88 pages.
- DAWSON, J.B., 1964 - An aid to prospecting for kimberlites. *Economic Geology*; volume 59, pages 1385-1386.
- DE CORTA, H. - SAULNIER, I. - PETIT, N., 1999 - Rapport d'une campagne de prospection, Propriété Vaujours. Ressources Vaujour inc.; rapport interne, 94 pages; GM-57411.
- DION, D.J. - LEFEBVRE, D., 2000 - Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 99-01.
- EADE, K.E., 1966 - Fort George River and Kaniapiskau River (west half) Map-Areas, New Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339, 84 pages.
- FAHRIG, W.F., 1967 - Shabogamo Lake map-area, Newfoundland-Labrador and Quebec 23G and E (east half). Geological Survey of Canada; Memoir 354, 23 pages.
- FAHRIG, W.F. - CHRISTIE, E.H. - CHOWN, E.H. - JANES, D. - MACHADO, N., 1986 - The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- FUMERTON, S.L. - BARRY, A.P., 1984 - Probable Archean nepheline syenite plutons in the Superior Province adjacent to the Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 615-618.
- 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.
- 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, 65 pages.
- GLEESON, C.F., 1978 - Report on a lake sediment geochemical survey - 1975. Area «A» and «B», James Bay Territory, Québec (SDBJ). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-34038.
- GOSSELIN, C. - SIMARD, M., 2000 - Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- 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 Kowskatehakkow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.
- GROVES, D.I. - KORKIAKOSKI, E.A. - MCNAUGHTON, N.J. - LESHER, C.M. - COWDEN, A., 1986 - Thermal erosion by komatiites at Kambalda and genesis of nickel ores. *Nature*; volume 319, pages 136-139.
- HEAMAN, L.M., 1994 - 2.45 Ga global mafic magmatism : Earth's oldest superplume? 8th International Conference on Geochronology and Isotope Geology. Program with Abstracts; U.S. Geological Survey; Circular 1107, page 132.
- HOFFMAN, P.F., 1988 - United Plates of America, the birth of a craton : Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*; volume 16, pages 543-603.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JAMES, D.T., 1993 - Geology of the Ashuanipi Complex in western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy; Open File Maps 93-17 and 93-18.
- JAMES, D.T., 1997 - Geology of the Archean Ashuanipi Complex, Western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy; Report 97-2, 27 pages.
- JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; Miscellaneous paper 66.
- LABBÉ, J.-Y. - BÉLANGER, M., 1998 - Géologie de la région du lac Thier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-13, 21 pages.
- LAMOTHE, D. - LECLAIR, A. - CHOINIÈRE, J., 1998 - Géologie de la région du lac Vallard. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-13, 29 pages.
- LAMOTHE, D. - THÉRIAULT, R. - LECLAIR, A., 2000 - Géologie de la région du lac Nitchequon. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 43 pages.
- LAIPOINTE, B., 1989 - Géologie de la région du lac Lilois, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 88-11, 38 pages.
- LAIPOINTE, B. - CHOWN, E.H., 1993 - Gold-bearing iron-formation in a granulite terrane of the Canadian Shield : a possible deep-level expression of an Archean gold-mineralizing system. *Mineralium Deposita*; volume 28, pages 191-197.
- LECLAIR, A. - LAMOTHE, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J., 1996 - Perspectives sur la structure et le potentiel minéral des roches archéennes du sud-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-05, 10 pages.
- LECLAIR, A.D. - LAMOTHE, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J. - PARENT, M., 1997 - Regional geological setting of high-grade Archean rocks in the Ashuanipi Subprovince, southeastern Superior Province. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts; volume 22, page A86.
- 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.
- LUCAS, S.B. - ST-ONGE, M.R. - PERCIVAL, J.A., 1998 - Introduction. *In* : Geology of the Precambrian Superior and Grenville provinces and Precambrian fossils in North America, (co-ordinator : S. Lucas). Geological Survey of Canada; Geology of Canada, number 7, chapter 1, pages 1-12.
- MACHADO, N. - CHEVÉ, S., 1991 - U-Pb geochronology of the Northeastern Ashuanipi Complex, Superior province, Quebec. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts; volume 16, page A78.

- MANIAR, P.D. - PICCOLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MERSEREAU, T.G., 1997 - Geological, geochemical report on Exploration Permit 0001124 (SNRC 23 F/12). Northeast Exploration Services Ltd.; internal report, 8 pages; GM-54662.
- MOORHEAD, J. - BEAUMIER, M. - LEFEBVRE, D.L. - BERNIER, L. - MARTEL, D., 1999 - Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-35, 135 pages.
- MORGAN, W.J., 1983 - Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*; volume 94, pages 123-139.
- 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 Isotope Studies : Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 129-134.
- MORTENSEN, J.K. - PERCIVAL, J.A., 1987 - Reconnaissance U-Pb zircon and monazite geochronology of the Lac Clairambault area, Ashuanipi Complex, Quebec. *In* : Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 135-142.
- MRN, 1998 - Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01 (données numériques).
- MULLEN, E.D., 1983 - MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 62, pages 53-62.
- NANTEL, S., 1994 - Les tourmalinites et les roches riches en tourmaline dans la partie sud de la Province de Grenville, Québec, et leur association avec des minéralisations en Zn et en Cu-Co +/- Au. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-52, 26 pages.
- O'CONNOR, J.T., 1965 - A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geological Survey; Professional Paper 525-b, pages 79-84.
- PAQUETTE, L. - GAUTHIER, M., 1997 - Séquences archéennes du lac Sakami, Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-02, 40 pages.
- PARENT, M., 1998 - Géochronologie U-Pb du projet Moyen-Nord, Phase II. Géotop (Université du Québec à Montréal); rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles, Québec; 61 pages.
- 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., 1987 - Geology of the Ashuanipi granulite complex in the Schefferville area, Quebec; Current Research, Part A. Geological Survey of Canada; Paper 87-1A, pages 1-10.
- PERCIVAL, J.A., 1991a - 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., 1991b - Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi complex, Quebec-Labrador, Canada. *Journal of Petrology*; volume 32, pages 1261-1297.
- PERCIVAL, J.A., 1993 - Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve-Québec. Commission géologique du Canada; carte 1785A, échelle 1: 125 000.
- PERCIVAL, J.A. - WILLIAMS, H.R., 1989 - Late Archean Quetico accretionary complex, Superior Province, Canada. *Geology*; volume 17, pages 23-25.
- PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K. - RODDICK, J.C.M., 1988 - Evolution of the Ashuanipi granulite complex: conventional and ion probe U-Pb data. *Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts*; volume 13, page A97.
- PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K. - STERN, R.A. - CARD, K.D. - BÉGIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PLATT, R.G., 1996 - Nepheline syenite complexes: an overview. *In* : Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential (edited by Jambor, J.L.). *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*; volume 24, pages 63-121.
- RICHARDS, M.A. - DUNCAN, R.A. - COURTILLOT, V.E., 1989 - Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. *Science*; volume 246, pages 103-107.
- SAULNIER, I. - NOËL, N., 1999 - Rapport géologique Projet Lemming 1999, Makamikex LG inc.; rapport interne, 47 pages; GM-57819.
- SHARMA, K.N.M., 1977 - Région de La Grande Rivière (Projet 1976). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-493, 18 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1978 - Région de La Grande Rivière (Projet 1977); Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-558, 32 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1979 - Région du lac Vincelotte (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-730, 20 pages.
- SHARMA, K.N.M. - DUBÉ, C.Y., 1980 - Région des lacs Caniapiscou-Clairambault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-755, 13 pages.
- SIMARD, M. - GOSSELIN, C., 1998 - Géologie de la région du lac Lichteneger. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-15, 25 pages.
- SKULSKI, T. - HYNES, A. - FRANCIS, D., 1984 - Stratigraphic and litho-geochemical characterization of cyclic volcanism in the LG-3 area, La Grande river greenstone belt, Quebec. *In* : Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization (edited by Guha, J. and Chown, E.H.). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special volume 34*, pages 57-72.
- SLACK, J.F. - PALMER, M.R. - STEVENS, B.P.J. - BARNES, R.G., 1993 - Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill District, Australia. *Economic Geology*; volume 88, pages 505-541.

- STEVENSON, I.M., 1964 - Lac La Jannaye, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 64-8 (Report and Map 1-1964), 5 pages.
- SYLVESTER, P.J., 1989 - Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*; volume 97, pages 261-280.
- THÉRIAULT, R. - LAMOTHE, D. - CHOINIÈRE, J., 1998 - Nouvelles zones minéralisées dans la partie est des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (SNRC 23E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-07, 8 pages.
- THÉRIAULT, R.D. - BARNES, S.-J., 1998 - Speculations on the origin of Proterozoic anorthosites and associated Ni-bearing troctolitic rocks of northeastern America : traces of a Voisey's Bay-Adirondack mantle plume ? Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts; volume 23, pages A183-A184.
- THOMPSON, A.B., 1976 - Mineral reactions in pelitic rocks : Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*; volume 267, pages 425-454.
- TURNER, F.G., 1981 - *Metamorphic Petrology : Mineralogical, field and tectonic aspects*. Second edition, McGraw-Hill; 524 pages.
- WAGER, L.R. - BAILEY, E.B., 1953 - Basic magma chilled against acid magma. *Nature*; volume 172, pages 68-69.
- 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.
- WHITE, R. - MCKENZIE, D., 1989 - Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*; volume 94, number B6, pages 7685-7729.
- 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.

ANNEXE : PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Gneiss tonalitique à biotite+hornblende de la Suite de Brésolles (Abre). La roche a un aspect bien rubané résultant de l'alternance de rubans leucocrates et mélanocrates.



PHOTO 2 - Métabasalte amphibolisé du Complexe de Gayot (Agat1) renfermant un niveau métrique de roches tufacées à sulfures disséminés (pyrite+chalcopyrite).



PHOTO 3 - Conglomérat polygénique de la Formation d'Aubert (Aat1) contenant 40 à 60 % de cailloux centimétriques très étirés de gneiss tonalitique et de métabasalte liés par une matrice de métawacke. Un niveau décimétrique de grès quartzitique est interlité avec le conglomérat.



PHOTO 4 - Paragneiss (méta-arénite) à sillimanite+biotite+muscovite +cordiérite de la Formation d'Aubert (Aat3) contenant 20 % de porphyroblastes centimétriques de sillimanite. Notez la foliation définie par les porphyroblastes (S_2) qui recoupe à angle faible la foliation principale (S_1).



PHOTO 5 - Tonalite mylonitisée de la Suite de Favard (Afav2) contenant des enclaves très étirées de paragneiss. Cette zone de déformation est d'envergure régionale et pourrait être associée à un chevauchement entre la Sous-province de La Grande et le Complexe d'Ashuanipi.



PHOTO 6 - Tonalite foliée à hornblende+biotite de la Suite de Favard (Afav2) contenant des enclaves de métagabbro amphibolisé. Notez la présence de veines diffuses de granodiorite à clinopyroxène à proximité des enclaves.

ANNEXE : PHOTOGRAPHIES

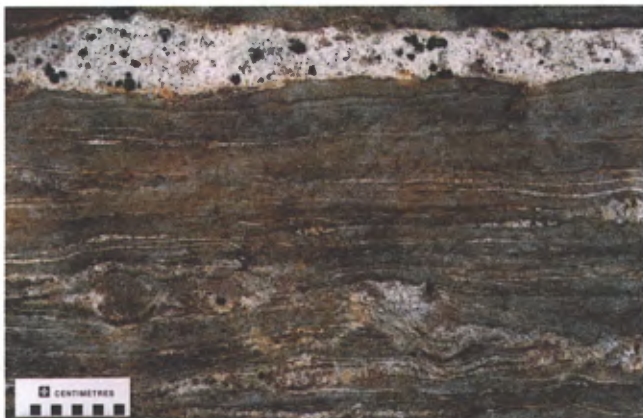


PHOTO 7 - Paragneiss (métawacke) à biotite+grenat+orthopyroxène de la Formation de Grosbois (Ags1). Le grenat forme des porphyroblastes centimétriques à l'intérieur des leucosomes et du paléosome.



PHOTO 8 - Filon-couche de gabbronorite de la Suite de Beausac (Abea1) contenant des veines de leucotonalite orientées de façon aléatoire. Notez la présence d'un niveau décimétrique faiblement minéralisé en sulfures.



PHOTO 9 - Diatexite homogène à biotite+orthopyroxène de la Suite d'Opiscotéo (Aopi5) contenant 20 % d'enclaves décimétriques de paragneiss migmatisé orientées parallèlement à la foliation dans la diatexite.

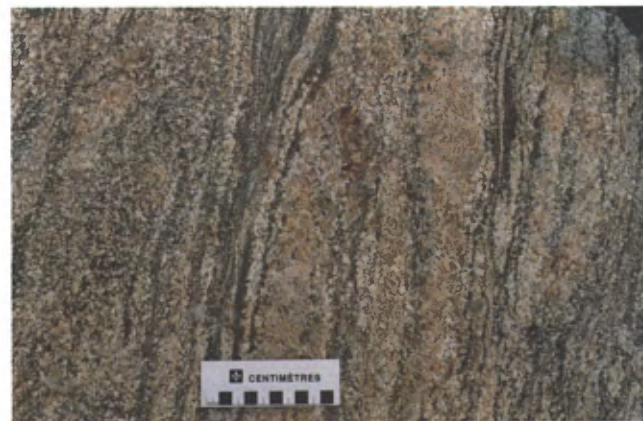


PHOTO 10 - Veines de monzogranite à biotite de la Suite de Gamart (Agam1) injectées à l'intérieur d'une diatexite de la Suite d'Opiscotéo (Aopi5). Notez la présence de nombreux schlieren de biotite étirés dans le plan de foliation.



PHOTO 11 - Monzogranite porphyrique à biotite+hornblende de la Suite de Gamart (Agam1) contenant 30 % de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique.



PHOTO 12 - Dyke de monzogranite leucocrate de la Suite de Tramont (Atra) coupant une diatexite hétérogène à enclaves de métagabbro de la Suite d'Opiscotéo (Aopi2).

