

RG 2003-09

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC OLGA (32F/14)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2003-09

Géologie de la région
du lac Olga
(32F/14)

Jean Goutier
Pierre Rhéaume
Donald W. Davis



Conglomérat polygénique du Groupe de Matagami ($<2701 \pm 1$ Ma)

Géologie de la région du lac Olga (32F/14)

Jean Goutier
Pierre Rhéaume
Donald W. Davis¹

RG 2003-09

RÉSUMÉ

La région du lac Olga (32F/14) a été cartographiée à l'échelle du 1 : 20 000 et 1 : 50 000 dans le but de vérifier : 1) l'extension des volcanites du Groupe du Lac Watson, porteuses des gisements de zinc et de cuivre dans le camp minier de Matagami; 2) les relations stratigraphiques entre les roches sédimentaires et les volcanites adjacentes; et 3) la nature du contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica. Cette région est composée de roches archéennes des sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica et de dykes de gabbro protérozoïque. La Sous-province d'Opatica contient principalement une tonalite foliée, un peu de gneiss, des lambeaux d'amphibolites dérivées de volcanites et une intrusion de gabbronorite-pyroxénite. Les roches de la Sous-province de l'Abitibi comprennent des unités volcaniques (Groupe du Lac Watson (2725-2723 Ma), volcanites de la Rivière Bell et Formation de Dussieux, une nouvelle unité) et des unités sédimentaires (Formation de Morris, une nouvelle unité et Groupe de Matagami (<2701 Ma)). Ces roches sont coupées par plusieurs intrusions dont les plus importantes sont le Complexe de la Rivière Bell (2725 Ma), le Pluton d'Olga (2693 Ma) et le Pluton de Canet (2693 Ma). Une zone de tourmalinite, porteuse de minéralisations en or, en argent et en cuivre, a aussi été tracée sur les cartes. Les volcanites felsiques du Groupe du Lac Watson et les basaltes des volcanites de la Rivière Bell sont tholéitiques, tandis que celles de la Formation de Dussieux ont une composition qui varie d'andésite basaltique à dacite et sont d'affinité transionnelle à calco-alcaline. Les roches de la région sont affectées par trois systèmes d'altération : 1) une ancienne altération riche en chlorite, maintenant métamorphisée (cordiérite-anthophyllite), présente dans les roches felsiques du Groupe du Lac Watson; 2) une altération en séricite-carbonates dans les volcanites de la Formation de Dussieux; et 3) une altération en carbonates le long des grands cisaillements. Les roches de l'Opatica sont aux faciès des amphibolites ou des granulites, tandis que celles de l'Abitibi passent du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. L'agencement structural de la région du lac Olga est caractérisé par des structures E-W abruptes, des changements d'attitude de la foliation, la présence de synclinaux sans anticlinaux, ainsi que par des grands cisaillements E-W et des zones de haute déformation représentant des zones profondes exhumées. Ceci résulte de la collision entre les deux sous-provinces, créant des chevauchements sur l'Opatica et un sous-charriage sous l'Opatica. Quatre types de minéralisation ont été reconnus : 1) des veines orogéniques de quartz aurifère; 2) des zones aurifères de pyrite disséminée; 3) un système filonien à Au-Ag-Cu; et 4) un indice de sulfures massifs volcanogènes. Selon nos observations, les secteurs les plus prometteurs sont : la zone de contacts entre les volcanites du Groupe du Lac Watson et de la Rivière Bell (Zn-Cu-Ag) au sud du lac Olga et les volcanites de la Formation de Dussieux contenant, entre autres, la Zone Olga (Au-Ag-Cu).

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable des inventaires géoscientifiques

Robert Marquis

Lecture critique

Pierre Doucet

Édition et mise en pages

Denis L. Lefebvre ing.

Dessin assisté par ordinateur

Mario Melançon

Jean Goutier

Johanne Jobidon

Supervision technique

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 2003/10/19

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Localisation et accès	5
Objectifs du projet	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Nomenclature toponymique : Matagami ou Mattagami; lac Garon ou lac Caron	8
Remerciements	8
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	8
STRATIGRAPHIE	8
Province du Supérieur, Archéen	9
Sous-province d'Opatoca (AOPA1 et AOPA2)	9
Sous-province de l'Abitibi	10
Groupe du Lac Watson (Awt)	10
Groupe de Wabassee	10
Volcanites de la Rivière Bell (Aurb)	11
Complexe de la Rivière Bell (Aurb)	12
Diorite quartzifère de Radiore (Adqr)	12
Tonalite d'Opaoca (nouvelle unité : Atop)	12
Formation de Dussieux (nouvelle unité : Adx)	13
Formation de Morris (nouvelle unité : Amrr)	15
Groupe de Matagami (Ama5)	15
Datation isotopique U-Pb d'un conglomérat du Groupe de Matagami	16
Pluton de la Baie Dunlop (Abdu)	16
Pluton d'Olga (Aolg)	18
Pluton de Canet (Acnt)	18
Unités lithologiques archéennes	19
Granodiorite à magnétite (I1C, MG)	19
Tonalite à biotite (I1D, BO)	19
Tonalite foliée (I1D[FO])	19
Tonalite (I1D[PO]PG,QZ)	20
Gabbro à biotite et hornblende (I3A,BO,HB)	20
Métagabbro (I3AME)	20
Assemblage de gabbro norite et de pyroxénite (I3Qa)	20
Schiste à tourmaline et tourmalinite (M8(TL)a)	20
Amphibolite dérivée d'un basalte (M16(V3B))	21
Assemblage de mylonite (volcanites) et de gneiss (T2a)	21

Protérozoïque	22
Essaim de dykes de Matachewan (Pmaw)	22
Dykes de Biscotasing (Pbis)	22
Kimberlite et lamprophyre	22
Silurien	22
Quaternaire	23
GÉOCHIMIE	23
Volcanites de la région du lac Olga	23
Patrons régionaux d'altération	24
MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	27
GÉOLOGIE STRUCTURALE	29
Éléments structuraux	29
Agencement structural et domaines structuraux	29
Interprétation et modèle structural	29
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	31
Veines orogéniques de quartz aurifère	32
Zone de pyrite disséminée aurifère	32
Système filonien à Au-Ag-Cu	32
Minéralisation d'affinité exhalative volcanogène	35
CONCLUSION	35
RÉFÉRENCES	35
ANNEXE 1 : MÉTHODE GÉOCHRONOLOGIQUE	39
ANNEXE 2 : ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES	40
HORS-TEXTE	
Géologie 1 : 20 000, 32F14-101 – Baie Anita	carte RG 2003-09-C001
Géologie 1 : 20 000, 32F14-102 – Lac Olga	carte RG 2003-09-C002
Géologie 1 : 20 000, 32F14-201 – Baie du Nord	carte RG 2003-09-C003
Géologie 1 : 20 000, 32F14-202 – Rivière Canet	carte RG 2003-09-C004

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région cartographiée, d'une superficie de 999 km², est située dans le secteur des lacs Matagami et Olga (figures 1 et 2; cartes hors-texte). Elle correspond au feuillet SNRC 32F/14 (Lac Olga). Les limites de la région étudiée sont les longitudes ouest 77° 00' et 77° 30' et les latitudes nord 49° 45' et 50° 00' (NAD 1983). On y accède par la route 109 à partir de Matagami ou par la route secondaire N-805 à partir de Lebel-sur-Quévillon (figure 1).

Objectifs du projet

La région du lac Olga a été choisie pour la réalisation de levés géologiques à l'échelle du 1 : 20 000 et 1 : 50 000 afin de mieux comprendre la géologie et les minéralisations de cette partie de la Sous-province de l'Abitibi. Ce levé permettra aussi d'établir des corrélations latérales entre les secteurs de Matagami et de Chibougamau. Les cartes numériques issues de ce levé sont disponibles dans le SIGEOM aux échelles du 1 : 20 000 et du 1 : 50 000.

Des objectifs précis étaient associés au projet : 1) vérifier l'extension vers l'est des roches du Groupe du Lac Watson, porteuses des gisements de zinc et de cuivre du camp minier de Matagami; 2) établir les relations stratigraphiques entre les roches sédimentaires et les volcanites adjacentes; et 3) définir la nature du contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca.

Méthode de travail

L'équipe, composée principalement de quatre géologues et de quatre assistants, était basée à Matagami. Dans un premier temps, le feuillet a été cartographié en visitant les affleurements en bordure de la route principale et des chemins forestiers (camions et véhicules tout-terrain). Des cheminements ont été effectués pour vérifier les aires d'affleurements repérés sur les photos aériennes. Un hélicoptère a été utilisé durant deux semaines pour atteindre les secteurs les plus éloignés. Un très grand nombre d'affleurements exposés sur les rives du lac Matagami, du lac Olga et de la rivière Waswanipi ont été cartographiés en utilisant un bateau. La cartographie de certains secteurs du feuillet 32F14-200-0102 a été complétée durant l'été 2003.

La classification des roches correspond à celle du cahier de la légende générale de la carte géologique (Sharma, 1996). Le nom des roches intrusives a été déterminé en utilisant des colorations au cobaltinitrate de sodium de plaques de roches et un comptage numérique du pourcentage des minéraux. Cette méthode est décrite dans le rapport sur le secteur NE du feuillet 33F (Goutier *et al.*, 2001).

Une centaine d'analyses géochimiques complètes ont été effectuées pour caractériser les différentes lithologies de la région. De plus, le Ministère a acheté une partie de la banque de données géochimiques de M. Descarreaux, permettant d'utiliser 700 analyses supplémentaires pour ce feuillet. Ces données sont intégrées au SIGEOM.

Un échantillon de conglomérat polygénique a été prélevé dans la région dans le but d'en faire une étude géochronologique. Cette étude a été effectuée par D. W. Davis, au Jack Satterley Laboratory du Royal Ontario Museum. Le détail de la méthode d'analyse est présenté à l'annexe 1.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques qui touchent la région du lac Olga remontent à 1895, lorsque Bell et Brock effectuent une expédition de reconnaissance du lac Kipawa jusqu'à la rivière Rupert et au lac Mistassini (Bell, 1902). Les premiers rapports géologiques faisant une description détaillée des roches et des corrélations régionales ont été écrits par Bancroft (1913) et Dufresne (1913). Le rapport de Bancroft (1913) contient des remarques intéressantes pour la prospection du diamant au Québec.

Les premiers levés géologiques systématiques de la région et l'instauration des principales unités lithologiques ont été réalisés par Lang (1933), Freeman (1938, 1939 et 1940), Auger (1942), Longley (1943), Freeman et Black (1944) et Imbault (1952). En 1968, Sharpe publia la première compilation géologique comprenant une intégration des données provenant de la mine *Mattagami Lake* (Zn-Cu-Ag) et des gisements de sulfures avoisinants. Il divisa les volcanites en deux unités : le Groupe du Lac Watson et le Groupe de Wabasse. Il a aussi établi la corrélation entre les gisements de la région de Matagami en utilisant un niveau repère, la «Tuffite clef».

Le secteur situé dans le coin SW du feuillet et celui au centre ouest du feuillet ont été les premiers à faire l'objet de prospection. Le premier secteur était prospecté pour les métaux usuels dans la région des grandes anomalies magnétiques du Complexe de la Rivière Bell : Bartley (1949), MacFarlane (1962) et Masson (1997). Dans le second secteur, la prospection visait la découverte de métaux précieux dans l'extension des minéralisations Au-Ag-Cu-Bi-Mo de la baie Dunlop dans le feuillet 32F/13. Hawley (1993) résume l'ensemble des travaux de ce secteur. Le reste de la demi-ouest et la partie nord du feuillet n'ont fait l'objet que d'une prospection générale et de forages, dont les travaux les plus importants proviennent de Britton *et al.* (1974), Borduas (1989), Gartner (1984), Ste-Croix (1990) et Goettel (1998).

Le secteur le mieux travaillé est celui situé à l'est du lac Olga et au sud de la rivière Waswanipi. Une première série de forages avait été effectuée en 1971 pour vérifier la présence de minéralisation associée aux nombreuses anomalies électromagnétiques (Vandenhirtz, 1971). Plusieurs zones riches en pyrite et pyrrhotine ont été trouvées, mais aucune analyse n'est présentée dans ce rapport. En 1987, SOQUEM

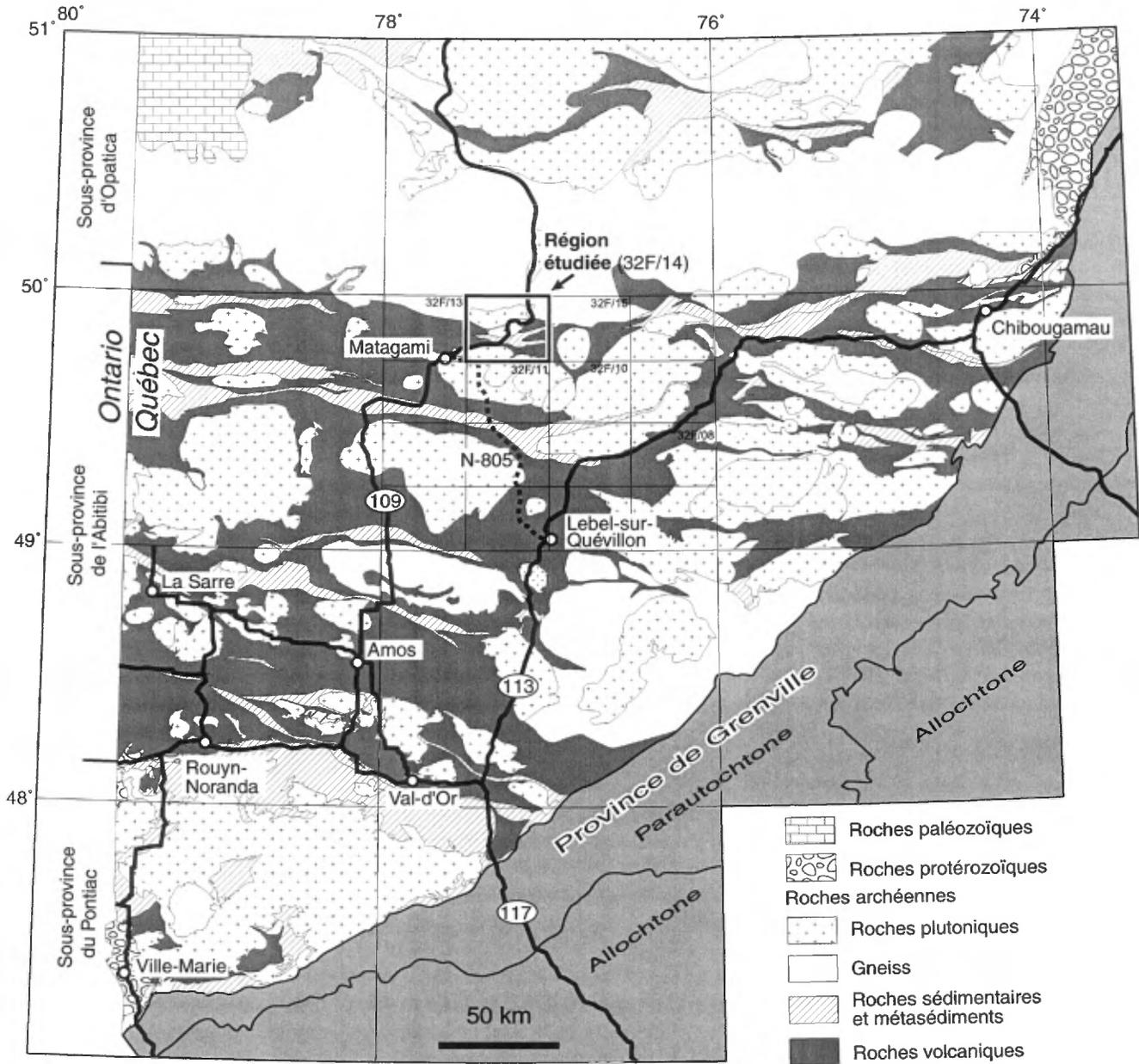


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée (32F/14) sur une carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi au Québec.

a entrepris un vaste programme de prospection, de cartographie et de forage dans ce secteur, à la suite d'une compilation et d'un levé aéroporté électromagnétique et magnétique. Ceci a mené à la découverte du gisement de la Zone Olga et des indices Lac Olga-Ouest et Lac Olga-SE (Nicole et Thériault, 1988; Bambic et Eymard, 1988; Guimond et Oswald, 1990; Pearson, 1999). La partie au nord de la propriété de SOQUEM a été travaillée par FinNeth Exploration, Ressources William et Placer Dome (Haga *et al.*, 1988; Salamis, 1992; Sansfaçon, 1993; Desbiens et Girard, 1994), tandis Inco a effectué des forages pour trouver l'extension vers l'est de la zone minéralisée de la Zone Olga (Arscott et Fraser, 1992).

Cette région a fait l'objet d'un levé de sismique réflexion dans le cadre du projet Lithoprobe (la Ligne 48) dans les années 1990 (Ludden et Hynes, 2000). Plusieurs études scientifiques, associées à Lithoprobe, ont été réalisées pour comprendre la limite entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1993; Calvert *et al.*, 1995; Davis *et al.*, 1995; Telmat *et al.*, 2000).

Plusieurs modifications d'ordre stratigraphique et lithologique ont été apportées à la précédente version de la carte géologique en couleur (Goutier et Ouellet, 2002). Le lecteur devrait se référer à la nouvelle version des cartes disponibles dans le SIGEOM.

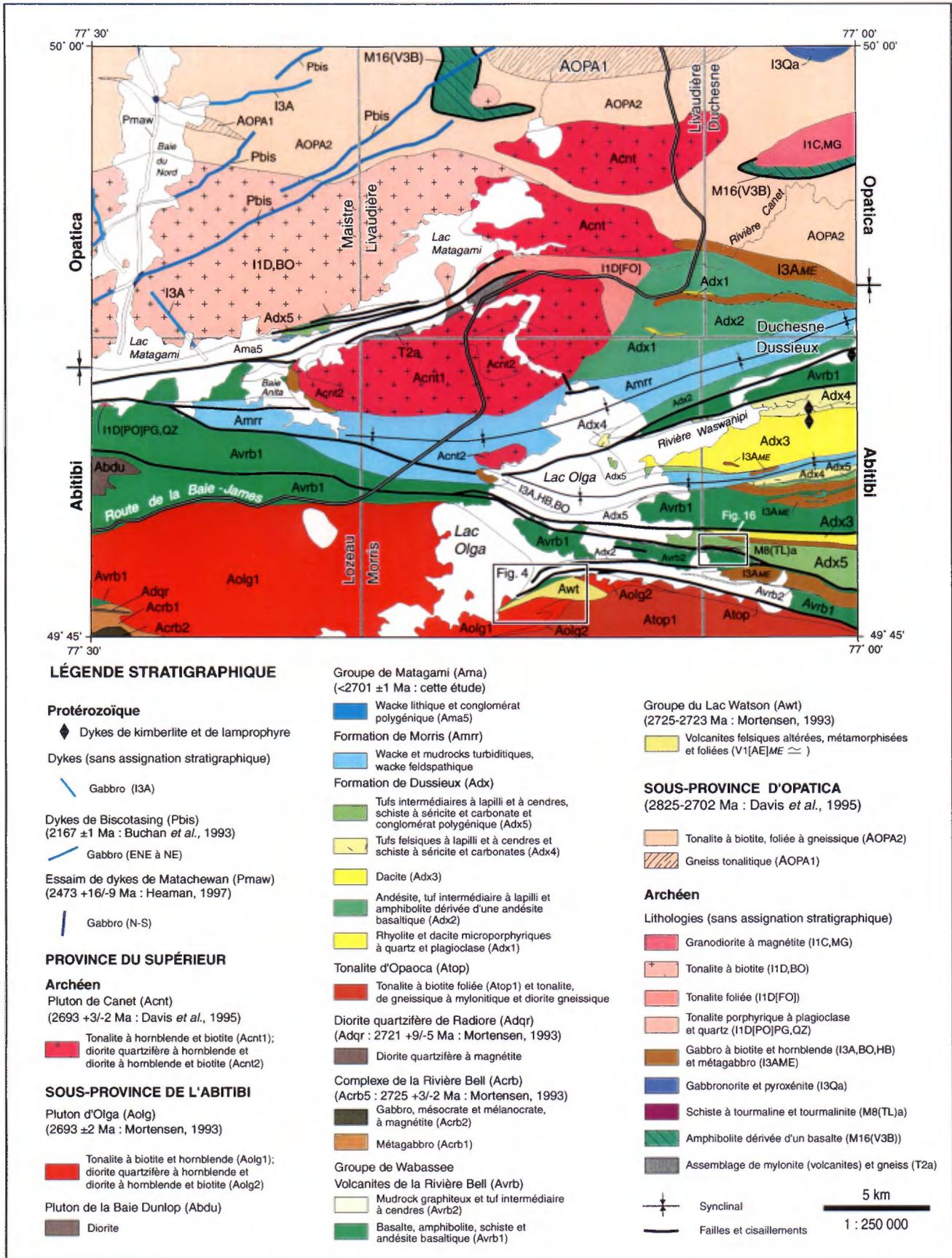


FIGURE 2 - Géologie de la région du lac Olga (32F/14).

Nomenclature toponymique : Matagami ou Mattagami; lac Garon ou lac Caron

Selon les auteurs et les années de publication des cartes topographiques ou géologiques, les orthographes «Matagami» et «Mattagami» ont été utilisés pour désigner un même lac. L'orthographe recommandée dans le guide toponymique du Québec est *Matagami*. Dans ce rapport, nous utilisons le nom de *Série de Matagami* instauré par Bancroft en 1913, bien que plusieurs auteurs aient utilisé « Série de Mattagami » par la suite. Nous conservons toutefois les noms de *Gneiss de Mattagami* et de *mine Mattagami Lake*, puisqu'ils ont été instaurés avec cette orthographe.

Sur les anciennes cartes géologiques de 32F/13, le lac situé au coin SE de ce feuillet portait le nom de *lac Garon*. Celui-ci a depuis été changé pour celui de lac Caron sur les nouvelles cartes topographiques. Nous conservons le nom de *gisement du lac Garon* qui lui a été attribué lors de sa découverte.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier les personnes suivantes pour leur aide efficace et leur enthousiasme au cours des travaux de terrain en 2002 : Marie-Claude Ouellet, Claude Dion et Christine Beausoleil (géologues), Mélanie Filion, Mathieu Laporte-Saumure, Caroline Leduc et Julie Raïche-Tétrault (assistants). Ce rapport a été produit grâce au travail de Marie-Claude Ouellet, Mario Melançon, Pauline Mercier, Julie Doyon et Johanne Jobidon pour la réalisation des figures et des cartes. Nous voudrions aussi remercier Pierre Doucet et Julie Doyon pour leurs commentaires à la suite de la lecture du rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les roches de la région cartographiée sont situées dans la portion orientale de la Province géologique du Supérieur qui constitue le plus vaste craton archéen du monde. Cette province comprend des roches très variées, datées entre 2,6 et 3,8 Ga, qui ont été déformées durant l'orogénèse kénoréenne, entre 2660 et 2720 Ma (Thurston, 1991; Hocq, 1994; David *et al.*, 2002). La géologie de la région du lac Olga touche aux sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca comprises dans la Province du Supérieur. La région comprend aussi des dykes de gabbro protérozoïque qui recourent les unités archéennes.

La *Sous-province d'Opatoca* est un ensemble plutonique et volcanique (Card et Ciesielski, 1986) dont une partie est

située dans la demi-nord du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Cette sous-province est dominée par des intrusions tonalitiques anciennes (2829-2820 Ma : Davis *et al.*, 1994), des tonalites foliées et des gneiss gris, (2807-2702 Ma : Davis *et al.*, 1995), dont certains ont atteint le faciès supérieur des amphibolites (Sawyer et Benn, 1993), et des granitoïdes plus jeunes (2696-2676 Ma : Davis *et al.*, 1995).

La *Sous-province de l'Abitibi* est un ensemble volcanique, sédimentaire et plutonique (Card et Ciesielski, 1986) touchant à la demi-sud de 32F/14. La formation des plutons synvolcaniques et des volcanites, principalement sous-marines, a été datée de 2760 Ma à 2694 Ma (Goutier et Melançon, en préparation). Les turbidites, formant de longues bandes E-W entre les volcanites, sont plus jeunes et se sont déposées entre 2696 Ma et 2682 Ma (Ayer *et al.*, 2002 et Davis, 2002). Le dernier événement volcano-sédimentaire (2687-2673 Ma : Ayer *et al.*, 2002 et Davis, 2002) est représenté par des conglomérats polygéniques et des volcanites alcalines déposés dans un environnement continental. Les plutons syn- à tarditectoniques, de composition variée, se sont mis en place entre 2700 Ma et 2639 Ma (Goutier et Melançon, en préparation).

Toutes ces roches sont plissées selon des séries d'antiformes orientées E-W aux cœurs plutoniques et de synclinaux de volcanites ou de roches sédimentaires. Les plis sont fréquemment séparés par des zones de cisaillements d'envergure régionale, orientées E-W, WNW et plus rarement NE. Le faciès métamorphique de ces roches varie du faciès inférieur des schistes verts à celui des amphibolites.

La zone de contact entre les sous-provinces d'Opatoca et de l'Abitibi est interprétée comme une zone de collision entre un bassin océanique et un craton (Sawyer et Benn, 1993; Calvert *et al.*, 1995; Ludden et Hynes, 2000). Celle-ci comprend des zones de cisaillement inclinées vers le sud, où une partie de l'Abitibi est chevauchée vers le nord sur l'Opatoca et un décollement majeur incliné vers le nord, où l'Abitibi glisse sous l'Opatoca (subduction). Ce décollement est fréquemment masquée par des plutons.

Les principales minéralisations de la Sous-province de l'Abitibi que l'on trouve dans la région sont des lentilles de sulfures massifs (Cu-Zn-Au-Ag), des systèmes filoniens (Au-Ag-Cu) et des minéralisations magmatiques (Fe-Ti-V et Cu-Ni-EGP (éléments du groupe du platine)).

STRATIGRAPHIE

Les unités stratigraphiques de la région du lac Olga sont divisées en fonction des sous-provinces, de leur âge et des relations de recoupement. La figure 3 illustre l'agencement stratigraphique des unités de la région. Les roches de la Sous-province d'Opatoca sont décrites en premier puisqu'elles sont les plus vieilles. Le Pluton de Canet est décrit après les roches de l'Opatoca et de l'Abitibi puisqu'il est intrusif dans

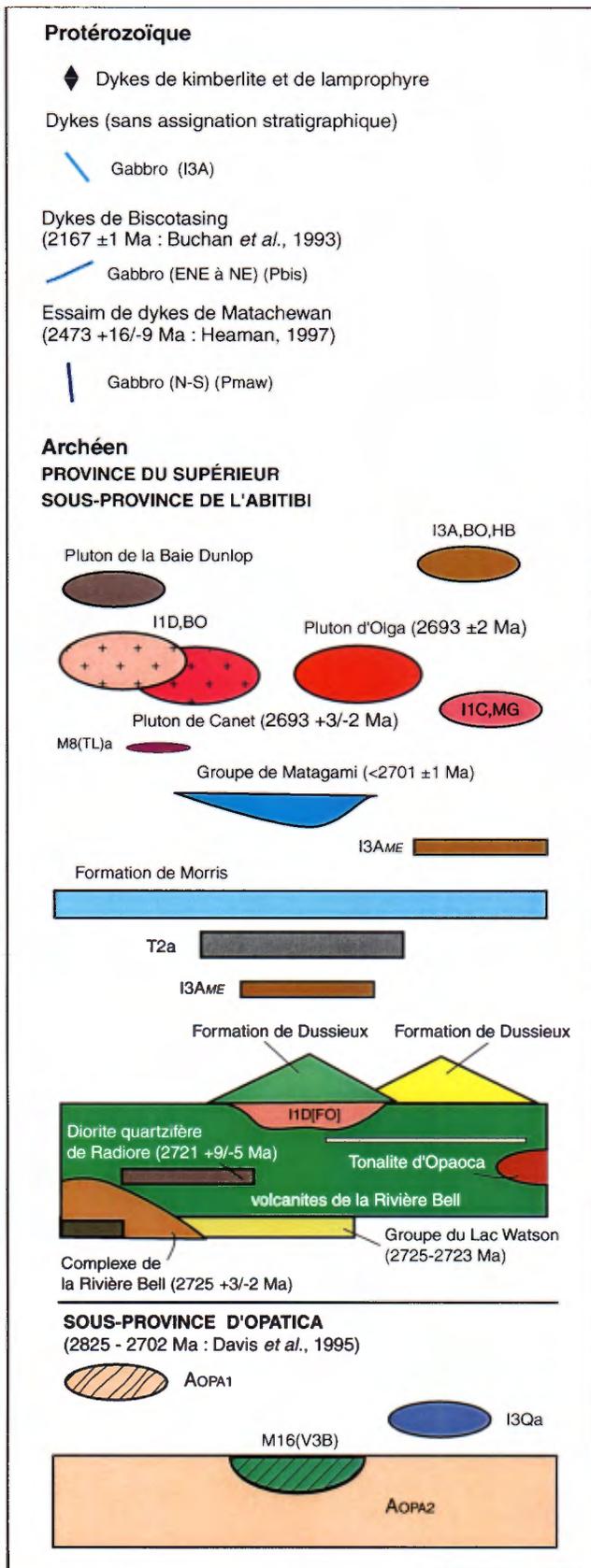


FIGURE 3 - Schéma stratigraphique des unités géologiques de la région du lac Olga (32F/14). Voir la légende de la figure 2 pour la description des codes.

ces deux assemblages. Les roches sans assignation stratigraphique sont regroupées dans le chapitre des unités lithologiques. Ce chapitre se termine par une description des dykes protérozoïques, des petits dykes de kimberlite et des dépôts du Quaternaire.

Province du Supérieur, Archéen

Sous-province d'Opatica (AOPA1 et AOPA2)

Les roches de la Sous-province d'Opatica sont présentes dans la moitié nord du feuillet 32F/14, mais elles affleurent peu (figure 2 et cartes hors-texte). Pour cette raison, nous les avons simplement divisé en deux ensembles généraux (figure 3). L'unité AOPA1 regroupe les roches gneissiques, tandis que l'unité AOPA2 correspond à une tonalite foliée à gneissique. Les autres roches présentes dans la Sous-province d'Opatica, telles que des amphibolites et des intrusions, sont décrites plus loin en tant qu'unités lithologiques.

L'unité AOPA1 est observée en deux endroits : sur le bord de la route de la Baie-James, près de la bordure nord de la carte, et dans la partie septentrionale du bras nord du lac Matagami (figure 2 et cartes hors-texte). Les affleurements sur le bord de la route de la Baie-James sont constitués d'un gneiss tonalitique et d'un peu de gneiss dioritique. Le gneiss tonalitique a une patine beige ou blanche et une cassure fraîche de couleur grise. Il est composé d'une alternance de bandes felsiques centimétriques à grains moyens et de lamines mafiques grises, granoblastiques et à grains plus fins. Le gneiss dioritique contient un pourcentage important de hornblende et de biotite, ce qui lui donne une patine grise. Il contient des lamines feldspathiques régulières, espacées de façon centimétrique à décimétrique. Ces deux types de gneiss prennent une teinte rosée lorsqu'il y a des injections granitiques centimétriques. Ils sont composés de quartz, de plagioclase, de microcline, de biotite et de hornblende. La pyrite, la magnétite et l'épidote y sont aussi observées. Ces gneiss sont peu migmatisés et correspondent à des gneiss droits. Selon Benn *et al.* (1992), ces gneiss correspondent à une zone de mylonite.

Une tonalite à biotite foliée à gneissique est associée à l'unité AOPA2. Les meilleurs affleurements se trouvent sur les rives de la baie du Nord au lac Matagami (figure 2 et cartes hors-texte). Cette tonalite présente une patine beige, gris pâle, parfois rosée et une cassure fraîche grise à gris rosé. Des teintes verdâtres ou rougeâtres indiquent la présence d'épidote et d'hématite. Les grains sont de granulométrie fine à moyenne et ont une texture granoblastique. Fréquemment, les plagioclases sont plus grossiers produisant une texture porphyroclastique. La tonalite contient une foliation régulière qui devient localement gneissique (photo 1). La structure gneissique est définie par la présence de bandes dioritiques et de bandes centimétriques plus riches en biotite et de granulométrie variable, faisant ressortir les bandes feldspathiques. Localement, des zones



PHOTO 1 - Tonalite foliée à gneissique (AOPA2) de la Sous-province d'Opatca (02-JG-1148¹).

migmatitiques sont observées. La tonalite est constituée principalement de plagioclase, de quartz et de biotite. Le feldspath potassique est une composante mineure (<6 %). La hornblende, la magnétite et l'épidote sont observées localement. Des affleurements de diorite quartzifère et de tonalite peu déformée sont aussi observés dans cette unité.

Sous-province de l'Abitibi

Groupe du Lac Watson (Awt)

Le Groupe du Lac Watson (Awt) a été défini par Sharpe en 1968 dans la région de Matagami. Cette unité est composée principalement d'une dacite, d'une rhyolite sphérolitique et d'une rhyolite porphyrique, avec des niveaux de tufs et de laves mafiques (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Piché *et al.*, 1990 et 1993). Cette unité est à la base de la séquence archéenne de la Sous-province de l'Abitibi dans la région (figure 3). Ces roches sont l'encaissant des gisements de sulfures massifs de Matagami et ont une affinité géochimique tholéiitique (voir le chapitre de la géochimie).

Un âge de 2725 ± 2 Ma a été calculé pour une rhyolite sphérolitique du Lac Watson provenant d'un échantillon du flanc sud de l'Anticlinal de Galinée dans le feuillet 32F/13 (Mortensen, 1993). Sur le flanc nord, une autre rhyolite a été datée à 2723 ± 1 Ma par cet auteur et elle était assignée à la Rhyolite de Dumagami, une unité dans la partie inférieure du Groupe de Wabasse. La carte géologique et l'analyse géochimique de cette roche (éch. CB3022 de Beaudry et Gaucher, 1986) montrent que cette rhyolite est l'encaissant du gisement du lac Garon et appartient plutôt au Groupe du Lac Watson (voir le chapitre de la géochimie).

Les roches du Lac Watson n'avaient pas été reconnues comme telles dans la région du lac Olga. Leur extension s'arrêtait un peu à l'est des gisements de Radiore et du lac Garon dans le feuillet 32F/13 (Masson, 1997). Grâce à la géochimie, il a été possible d'identifier une bande de roches felsiques qui, selon nous, appartiendraient au Groupe du

Lac Watson (figures 2 et 4; cartes hors-texte). Antérieurement, ces roches étaient interprétées comme des roches sédimentaires (Freeman, 1938 et 1940; Imbault, 1952). Les affleurements visités sont tous situés sur la rive sud du lac Olga. En tenant compte des affleurements d'Imbault (1952), ces roches formerait une bande de 230 à 1000 m d'épaisseur par 4,3 km de longueur. Elles sont, de façon structurale, sous-jacentes à des amphibolites rubanées appartenant aux volcanites de la Rivière Bell et sont limitées au sud par le Pluton d'Olga. Elles ont été altérées, puis métamorphosées et foliées. Les structures primaires ne sont pas préservées. Ces roches alternent avec des dykes foliés ou mylonitiques de métagabbro vert foncé ou noir. Elles se présentent sous deux aspects. Le premier et le plus abondant des aspects ressemble à celui d'un paragneiss à biotite. En fait, c'est une roche à grains fins et granoblastiques, à lamines régulières et à patine grise à brunâtre (photo 2). Elle est composée de quartz, de plagioclase, de biotite, de cordiérite et de muscovite. La cordiérite montre des degrés variables de pinnitisation. Dans une lame mince, de la sillimanite (variété fibrolite) et de l'épidote sont observées et, dans une autre, de l'anthophyllite avec du grenat sont présents. Le second aspect est plus vitreux et ressemble à un paragneiss arénitique. Sa patine est vert très pâle. Cette roche est composée de quartz, de plagioclase, de biotite et de muscovite, avec localement du microcline et de l'épidote ou de la cordiérite fortement pinnitisée.

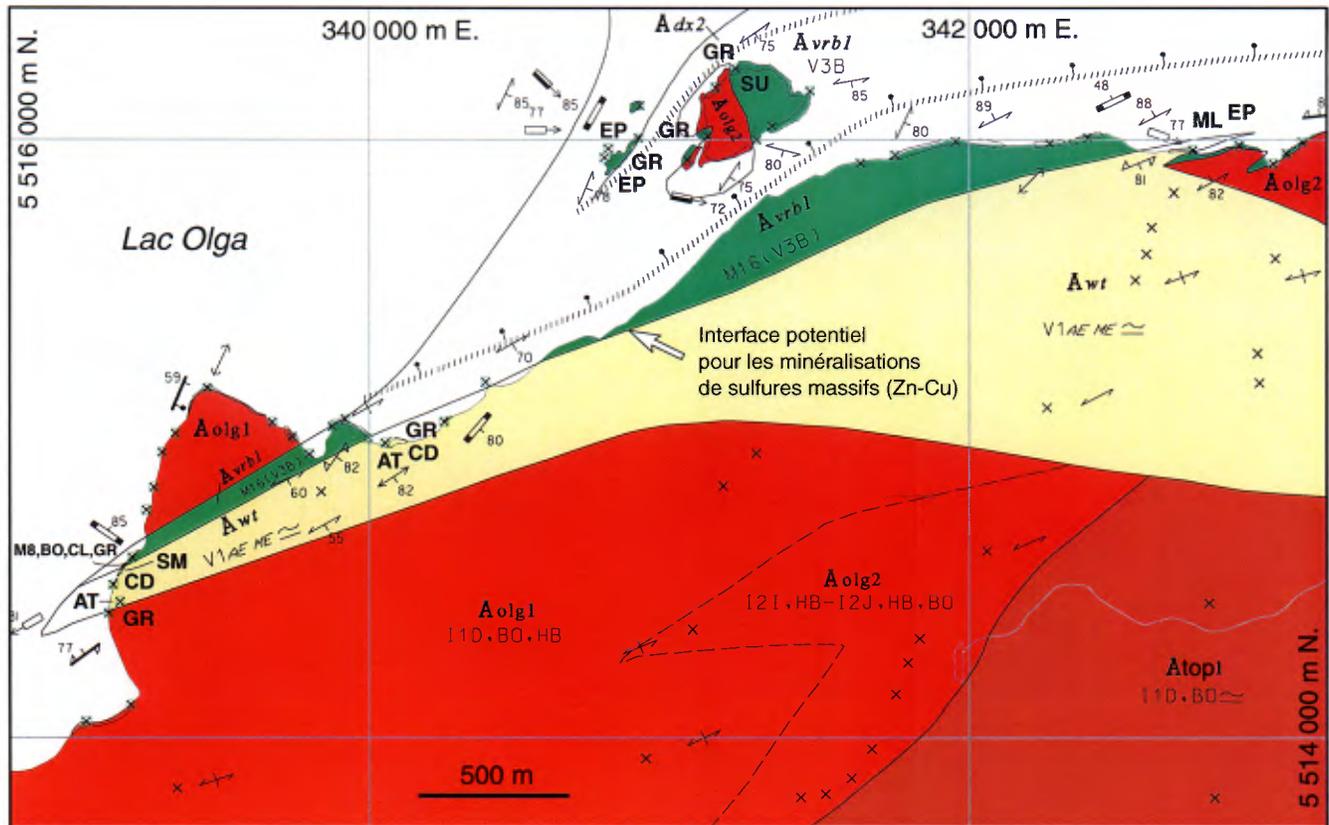


PHOTO 2 - Dacite altérée, à biotite et grenat, métamorphosée et foliée (Awt), ressemblant à un paragneiss (02-JG-1212¹).

Groupe de Wabasse

Le Groupe de Wabasse est une unité basaltique importante puisqu'elle constitue le toit des gisements de sulfures massifs du camp minier de Matagami. Son nom a été donné par Sharpe (1968). Ce groupe a été divisée en deux unités informelles par Beaudry et Gaucher (1986) en fonction de leur affinité géochimique. Les volcanites de la Rivière Bell, situées sur le flanc nord de l'Anticlinal de Galinée, sont tholéiitiques, alors que les volcanites de la rivière Allard, situées dans la charnière et sur le flanc sud,

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.



AT = anthophyllite, CD = cordiérite, EP = épidote, GR = grenat, ML = microcline, SM = sillimanite, SU = staurotide

FIGURE 4 - Géologie détaillée de la partie sud du lac Olga montrant la distribution des affleurements des volcanites du Groupe du Lac Watson et de l'unité de volcanites de la Rivière Bell. La distribution des minéraux métamorphiques est présentée pour localiser les zones d'altération métamorphisées. Les codes stratigraphiques et lithologiques sont les mêmes que ceux de la figure 2 et des cartes SIGEOM. Tous les autres symboles sont tirés de Sharma (1996).

sont calco-alcalines selon Beaudry et Gaucher (1986). Piché *et al.* (1990 et 1993) ont ajouté trois unités au Wabasseé : le tuf de New Hosco, la rhyolite de Dumagami et l'unité de Véract. Ces nouvelles unités ne se prolongent pas dans la région du feuillet 32F/14. Les basaltes de la région du lac Olga montrent des structures primaires et une composition géochimique similaires aux volcanites de la Rivière Bell.

Volcanites de la Rivière Bell (Aurb)

Les volcanites de la Rivière Bell (Aurb1) sont présentes dans la demi-sud du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Elles sont en contact normal avec plusieurs unités (figure 3). Le contact inférieur est observé uniquement sur la rive sud du lac Olga (figures 2 et 4; cartes hors-texte). Dans ce secteur, les volcanites de la Rivière Bell sont transformées en amphibolites rubanées. Un schiste à biotite, chlorite et grenat, d'un mètre d'épaisseur et lessivé en sodium, sépare les amphibolites des métavolcanites felsiques du Lac Watson. Il représente un niveau très altéré entre les deux unités.

La petite bande de basalte altéré dans le coin SW du feuillet n'affleure pas. Elle correspond à l'extension des

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

basaltes altérés directement au-dessus du gisement du lac Garon de 32F/13. Dans la partie ouest du feuillet 32F/14, le basalte est sous-jacent aux différentes unités de la Formation de Dussieux. Ces deux unités sont recouvertes, de façon concordante à paraconcordante, par les turbidites de la Formation de Morris.



PHOTO 3 - Métabasalte (Aurb1) à amygdules de quartz et coussins aplatis (02-JG-1184¹).

La roche caractéristique des volcanites de la Rivière Bell est un basalte vert foncé à gris, généralement folié (photo 3). La présence d'amygdules de quartz, de chlorite et de carbonates est fréquente. Localement, des niveaux porphyriques à plagioclase (diamètre de 3 à 10 mm) sont observés en affleurement, mais ils ne peuvent être représentés sur une carte à l'échelle du 1 : 20 000. Les faciès de coulées massives sont abondants, tandis que les faciès coussinés et bréchiques le sont moins. Les photos des planches II, III et IV du rapport de Longley (1943) illustrent bien les faciès coussinés et bréchiques de cette unité dans la partie ouest du feuillet. Le basalte est composé de grains très fins d'amphiboles (actinote et hornblende), de plagioclase et de magnétite. L'épidote, la chlorite, le quartz et les carbonates sont généralement présents. Dans les corridors de déformation ou d'altération, ce basalte est transformé en schiste à chlorite et carbonates, en schiste à séricite, en phyllonite ou en amphibolite rubanée. La séricite, l'épidote, le grenat, la chlorite, la biotite et les carbonates y sont mieux développés. Dans l'ensemble, le basalte est moins déformé à l'ouest qu'à l'est (lac Olga) où il est généralement schisteux.

Un affleurement de dacite aphanitique et schisteuse a été observé dans la portion SW du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). La dacite se situe au milieu du basalte de la Rivière Bell (02-MC-5146¹). Sa patine est blanc grisâtre. Elle contient des sphérolites millimétriques à centimétriques. La géochimie de cette roche indique une affinité tholéitique, similaire à celle des volcanites de la Rivière Bell (voir le chapitre de la géochimie).

L'unité Avrb2 est composée d'une alternance d'un mudrock graphiteux et d'un tuf intermédiaire à cendres dans le coin SE du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Elle a été tracée à partir des travaux de Bambic et Eymard (1988) et de Guimond et Oswald (1990). Ces roches, intercalées entre les coulées basaltiques, sont caractérisées par la présence de graphite, de pyrite et de carbonates. De la sphalérite est présente localement, en quantité suffisante pour être un indice de zinc (voir le chapitre de la géologie économique).

Complexe de la Rivière Bell (Acrb)

Le Complexe de la Rivière Bell (Acrb) est une grande intrusion litée (20 km par 65 km) qui ne touche qu'à une petite partie du coin SW du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Bancroft (1913) a été le premier à reconnaître l'existence de ce large complexe igné mafique qu'il compare, à cette époque, à celui de Chibougamau. Le nom de *Complexe de la Rivière Bell* a été donné par Freeman (1939) à cette intrusion dans un article le décrivant et le comparant à ceux du Stillwater (Montana, USA) et du Bushveld (Afrique du Sud). Ce complexe est important puisqu'il est considéré synvolcanique avec les roches des Groupes du Lac Watson et du Wabasse et générateur des minéralisations de Zn-Cu-Ag de Matagami (Sharpe, 1968; MacGeehan et MacLean, 1980a et 1980b; MacLean, 1984; Piché *et al.*, 1993). La phase

granophyrique du complexe, échantillonné à l'est dans 32F/13, a été datée à 2725 +3/-2 Ma par Mortensen (1993).

La phase de gabbro ordinaire (Acrb1) n'affleure pas dans le feuillet 32F/14 et ne se trouve qu'en forage. La phase de gabbro, mésocrate et mélanocrate, à magnétite (Acrb3) n'est observée que sur trois affleurements dans le feuillet 32F/14, mais elle est bien exposée dans le feuillet 32F/11. Elle est caractérisée par une très forte susceptibilité magnétique. Le gabbro à magnétite est composé de grains moyens à très grossiers d'amphiboles, de plagioclases et de magnétite. Les amphiboles proviennent du remplacement des pyroxènes primaires lors de l'altération et du métamorphisme. La magnétite titanifère, millimétrique, est en inclusion ou en périphérie des amphiboles. L'épidote et la pyrite sont fréquemment observées. Le gabbro apparaît sous deux faciès : 1) le faciès mésocrate, blanc et vert, avec des proportions égales de plagioclases et d'amphiboles formant une texture ophitique; 2) le faciès mélanocrate, de vert foncé à noir, avec peu de plagioclase et formant des bandes décimétriques et métriques dans le faciès mésocrate.

Diorite quartzifère de Radiore (Adqr)

La Diorite quartzifère de Radiore affleure dans le coin SW du feuillet. Cette unité a été définie dans le feuillet adjacent (32F/13) par Bonavia et MacLean (1986) qui la considère comme faisant partie du Complexe de la Rivière Bell. Son épaisseur est de 115 m et elle s'étend sur 1,9 km. Sa patine est de blanc rosé à gris foncé avec des taches rouges associées aux grenats. La roche est foliée et elle est composée de grains fins à moyens de plagioclase, de chlorite, de quartz bleuté, de grenat, de magnétite et d'épidote. Une texture granophyrique est observée en lame mince. L'analyse de cette roche (02-LV-3191¹ : 2002034164²) est similaire à celle de l'affleurement (32F/13, 03-JG-02¹ : 2003031376²) qui avait été échantillonné par Mortensen (1993) pour une datation. L'âge de cette intrusion est de 2721 +9/-5 Ma et son âge minimum serait de 2720 ±1 Ma (Mortensen, 1993).

Tonalite d'Opaoca (nouvelle unité : Atop)

La Tonalite d'Opaoca (Atop) est une grande intrusion présente dans le feuillet 32F/11 NE et son nom est associé à celui du feuillet (Rivière Opaoca). Les extrémités est et nord de la tonalite touchent respectivement aux feuillets 32F/10 et 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Antérieurement, cette tonalite était incluse dans le Pluton d'Olga (Freeman et Black, 1944; Imbault, 1952), mais les différences lithologiques et structurales sont trop grandes pour qu'il s'agisse de la même intrusion. Cette nouvelle unité est créée à la suite de nos travaux de cartographie dans 32F/11 en 2003.

Cette tonalite est à grains fins ou à grains moyens, avec une patine de gris pâle à rosée et elle est fréquemment foliée. Elle se distingue de la tonalite d'Olga par l'absence de quartz grossier et son niveau de déformation plus élevé. En plusieurs endroits, le Pluton d'Olga s'injecte dans la Tonalite

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

2. Numéro d'échantillon avec analyse géochimique répertorié dans le SIGEOM.

d'Opaoca. Celle-ci est plus jeune que le Complexe de la Rivière Bell car il est fréquent d'observer des enclaves de gabbro de ce complexe dans cette tonalite.

La bordure nord de la tonalite est composée d'assemblage de tonalite, de gneissique à mylonitique et de diorite gneissique formant une bande de 600 m d'épaisseur par 15 km de long, au sud du lac Olga (figure 2 et cartes hors-texte). La tonalite est très déformée, passant de foliée à gneissique, avec des passages mylonitiques. Elle est caractérisée par l'alternance centimétrique à décimétrique de bandes porphyroclastiques à plagioclase et de bandes à grains fins. Sa patine est blanche à rosée. Les grains sont de fins à moyens. Elle contient de la biotite. La diorite se distingue de la tonalite par son abondance en hornblende et en biotite et par sa patine gris moyen. Des niveaux boudinés d'amphibolites vert olive sont coincés dans ces roches déformées.

Formation de Dussieux (nouvelle unité : Adx)

La Formation de Dussieux (Adx) est une nouvelle unité volcanique qui couvre une très grande partie du canton du même nom, dans les feuillets 32F/14 et 32F/15 (figure 2 et cartes hors-texte). Elle correspond en grande partie à l'unité K3 (trachytes altérées, porphyriques et fragmentaires; tuf) d'Imbault (1952). Sa composition varie d'andésite basaltique à rhyolite et son affinité géochimique change de transitionnelle à calco-alkaline (voir le chapitre de la géochimie). Les affleurements représentatifs de cette formation se trouvent : 1) au NE de la chute Rouge; 2) le long d'une section NW entre les affleurements 03-JG-156¹ et 02-LV-3272¹; 3) autour des îles au centre du lac Olga; 4) dans le secteur des affleurements 02-JG-1223¹ à 02-JG-1230¹; et 5) le long d'une section N-S entre les affleurements 02-LV-3348¹ et 03-JG-111¹. Il n'est pas facile d'établir une section type puisque cet ensemble volcanique est découpé par plusieurs cisaillements.

La Formation de Dussieux repose sur les volcanites de la Rivière Bell et elle est partiellement recouverte par les

wackes de la Formation de Morris (figures 3 et 5). La Formation de Dussieux est divisée en cinq unités, en fonction du type de roche, de la composition et de leur affinité géochimique. Leur numérotation reflète en partie leur position stratigraphique. L'épaisseur de chacune des unités est très différente et reflète probablement la géométrie des édifices volcaniques (figure 5). Du nord au sud, le premier édifice est situé au nord de la rivière Waswanipi et composé des unités Adx1 et Adx2. Le deuxième et le troisième édifice sont situés entre les cisaillements de la rivière Waswanipi et Olga. Ils sont composés des unités Adx2, Adx3, Adx4 et Adx5. Le quatrième édifice est coincé entre les deux branches du cisaillement Olga et comprend les unités Adx3 et Adx5.

L'unité Adx1 correspond à deux petites bandes de rhyolite et de dacite microporphyriques à quartz et plagioclase dans le centre ouest du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). La roche est grise à blanchâtre en surface et présente une texture sphérolitique. Les phénocristaux arrondis de quartz sont de submillimétriques à millimétriques et certains sont bleus. Les phénocristaux de plagioclase sont hypidiomorphes à xénomorphes. Les quartz et les plagioclases montrent des baies de résorption. La chlorite, la séricite et des carbonates sont observés en trace et sont plus abondants dans la bande sud. Les affleurements ne sont pas très grands et ne permettent pas de bien identifier les faciès volcaniques.

L'unité Adx2 est située dans le centre ouest du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte) et représente l'unité dominante de la partie nord de la Formation de Dussieux. Elle est composée d'andésite au sens large, d'une amphibolite et d'un peu de tuf intermédiaire à lapilli. Géochimiquement, l'unité Adx2 a une composition qui varie d'andésite basaltique à andésite, avec une affinité variant de transitionnelle à calco-alkaline (voir le chapitre de la géochimie). Les laves sont grises à vert pâle ou brunâtres et foliées. Elles sont à grains fins et présentent une texture granoblastique pour le plagioclase, l'actinote et la hornblende. Elles contiennent localement des phénocristaux millimétriques de plagioclase. Des quantités variables de

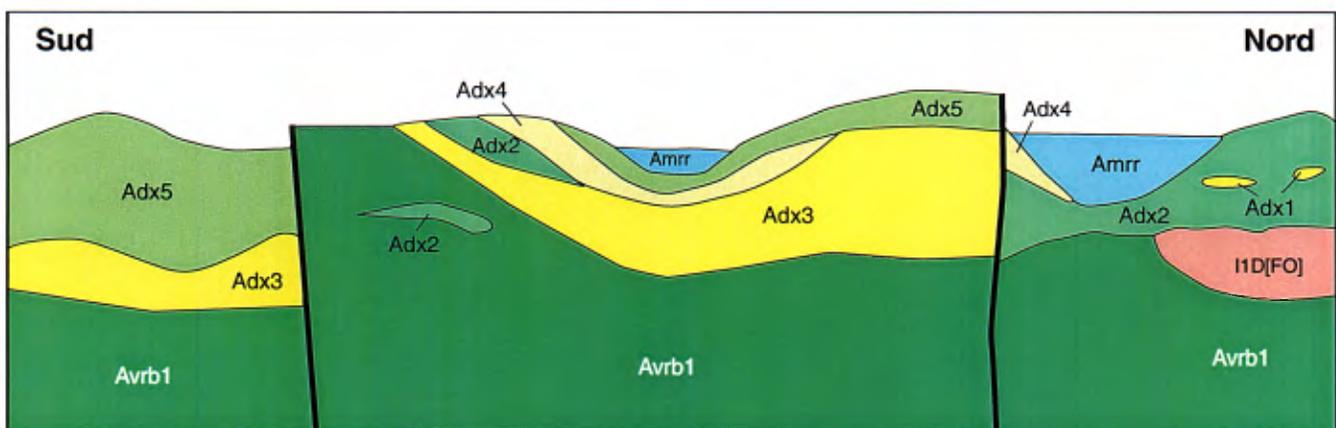


FIGURE 5 - Reconstruction schématique sud-nord illustrant la géométrie des quatre édifices volcaniques constituant la Formation de Dussieux (Adx) avant la déformation. Les turbidites de Morris se sont déposées entre les édifices volcaniques. Les codes et les couleurs sont les mêmes que ceux de la figure 2.

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

séricite, de chlorite, de quartz, de carbonates et de biotite sont observées selon le degré d'altération. Des structures de laves coussinées et amygdalaires sont préservées par endroit. Les bordures de coussins, de 1 à 2 cm d'épaisseur, sont vert pâle et en relief négatif. Les amygdules, millimétriques à centimétriques, sont en relief positif et remplies d'amphiboles et de quartz. L'amphibolite est coupée par des veinules de quartz et des dykes tardifs.

L'unité Adx3 occupe la partie centrale de la Formation (figures 2 et 5; cartes hors-texte). Elle est composée d'une dacite calco-alkaline (voir le chapitre de la géochimie) dont le faciès le plus commun est celui de coulées massives. Les niveaux de brèches sont minces, discrets et proviennent d'une fracturation *in situ*. Quelques lobes avec une structure d'écoulement ont été observés. Cette roche a une patine blanche, grise à brunâtre ou jaunâtre, généralement aphyrique (photo 4). Leur granulométrie varie d'aphanitique à grains très fins. Des niveaux porphyriques à plagioclase et quartz sont aussi observés. Les phénocristaux représentent de 2 à 30 % de la roche et leur taille est de 1 à 2 millimètres. Ils baignent dans une matrice très fine de quartz, de feldspath, de séricite et de chlorite. Les minéraux accessoires sont les carbonates, l'épidote, la tourmaline et le chloritoïde. En plusieurs endroits, l'altération en séricite et en carbonates est fortement développée. Des dykes porphyriques à quartz et plagioclase sont aussi injectés dans ces roches (observation en forage).



PHOTO 4 - Dacite avec un structure d'écoulement (Adx3) (03-JG-141¹).

L'unité Adx4 regroupe les différentes bandes de pyroclastites felsiques, principalement sous-jacentes aux wackes du Morris (figure 2 et cartes hors-texte). La roche est beige, jaune ou blanchâtre en surface et foliée. Ces pyroclastites comprennent des lapillistones, des tufs à lapilli et des tufs à cendres, en bancs métriques. Elles sont composées de fragments felsiques dans une matrice quartzofeldspathique à séricite, carbonates et chlorite. De nombreux cristaux de plagioclase partiellement altéré et de quartz baignent dans la matrice. De la pyrite disséminée est généralement observée dans ces roches. Elles se distinguent des

pyroclastites de l'unité Adx5 par leur composition, leur dureté plus grande et l'abondance de cristaux de quartz et de plagioclase (photo 5). La bande de schiste de volcanite felsique sur la rive nord de la rivière Waswanipi est incluse dans cette unité car la structure fragmentaire originale est localement préservée. La roche est généralement un schiste chamois à brun orangé, composée de quartz, de séricite, de chlorite et d'ankérite. De la tourmaline a été observée en lame mince (Britton *et al.*, 1974).

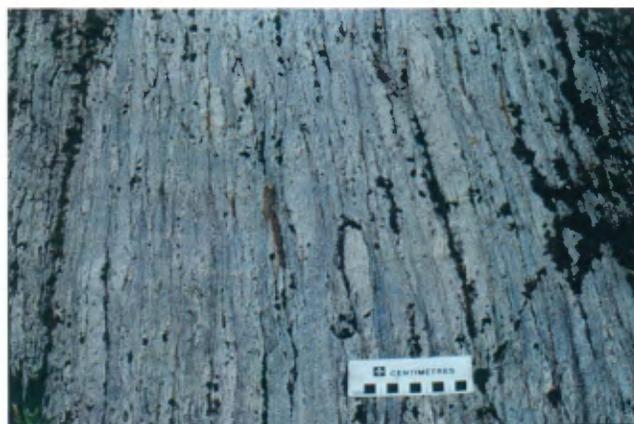


PHOTO 5 - Tuf felsique à lapilli (Adx4), folié et à séricite (02-JG-1231¹).

L'unité Adx5 regroupe les bandes de pyroclastites intermédiaires. La bande la plus importante est située dans la partie SE du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). La roche est composée d'un tuf intermédiaire à lapilli polygéniques, folié et en bancs décimétriques à métriques. Les fragments sont aplatis, jaunâtres et flottent dans une matrice de couleur vert moyen (photo 6). Dans certains niveaux, les fragments sont jointifs. La roche est carbonatée.

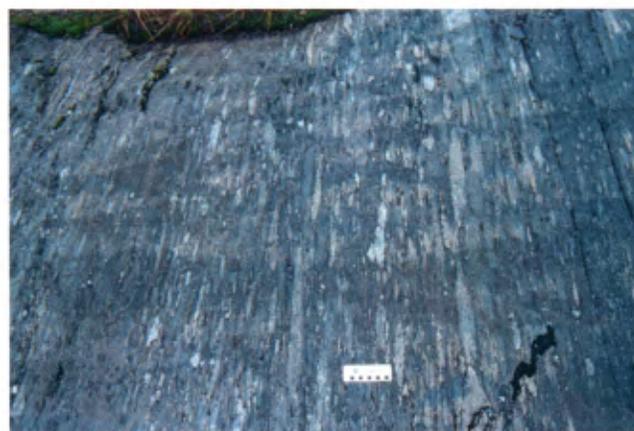


PHOTO 6 - Tuf intermédiaire à lapilli (Adx5) (02-LV-3348¹).

En s'approchant du cisaillement du lac Olga, le tuf devient plus schisteux et plus altéré, pour être transformé en un schiste à séricite et carbonate sur une épaisseur de 200 m et sur une distance de plusieurs kilomètres (figure 16, à la

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

section «système filonien à Au-Ag-Cu»). Le cœur de cette bande est composée de l'assemblage de schiste à tourmaline et de tourmalinite (M8(TL)a), décrit plus loin avec les unités lithologiques. Le schiste à séricite et carbonate ressemble à une volcanite felsique altérée, mais les analyses géochimiques indiquent qu'il s'agit encore d'une volcanite intermédiaire. Ce schiste est constituée de grains très fins de séricite, de quartz, de carbonate et d'une quantité variable de chlorite (0 à 10 %). La pyrite, le rutile et la tourmaline sont observés en trace. Certains fantômes de phénocristaux de plagioclase sont visibles.

La bande du lac Matagami est composée du tuf intermédiaire à lapilli de 1 à 2 cm de long (4 cm maximum) formant des lits minces à moyens. Les fragments sont beiges ou blancs et en fuseau. Ils ont fréquemment un trou au centre avec une couronne d'amphiboles vert foncé. La matrice est vert foncé avec des taches brunes et roses. Elle est composée d'aiguilles d'actinote et de trémolite, de plagioclase, de quartz et d'épidote. De la biotite et des carbonates sont observés en trace. Quelques niveaux de lapillistone sont aussi présents.

La bande qui affleure, sur la rive sud de la baie située au sud de la rivière Waswanipi, est composée principalement de tuf intermédiaire à lapilli et de conglomérat polygénique. La base de cette unité est constituée d'une formation de fer carbonatée à magnétite et pyrite (02-JG-1223¹), d'une épaisseur d'un mètre, reposant sur un basalte amygdalaire, coussiné et schisteux, de la Rivière Bell. Le tuf intermédiaire à lapilli est vert pâle en surface, foliée et forme des lits métriques. Les fragments, de composition felsique ou intermédiaire, sont blanchâtres à verdâtres et flottent dans une matrice carbonatée. Certains lits sont granoclassés et contiennent des fragments jointifs, dont certains atteignent la taille des blocs. Des niveaux métriques de lapillistone, de tuf à lapilli et à blocs et de tuf à cendres sont interstratifiés avec le tuf intermédiaire. Le conglomérat polygénique vert, schisteux et carbonaté, forme deux niveaux : le premier, à cailloux et à galets, d'un mètre d'épaisseur, est situé juste au-dessus de la formation de fer; le second est au milieu du tuf intermédiaire à lapilli. Ce deuxième niveau comprend des bancs métriques de conglomérat à cailloux, galets et blocs de composition volcanique (felsique, intermédiaire, porphyrique à plagioclase et mafique) et dioritique. Les clastes sont arrondis et ovales. Des niveaux de lits, minces à moyens, de wacke lithique granoclassé, sont interstratifiés avec le conglomérat. Ce conglomérat se distingue de celui de Matagami par la composition de ses clastes (plus de volcanites, peu d'intrusions) et par l'interstratification avec les tufs.

Formation de Morris (nouvelle unité : Amrr)

La Formation de Morris (Amrr) est une nouvelle unité composée d'une séquence turbiditique de wacke et de mudrocks. Elle est située dans la demi-sud de la carte (figure 2 et cartes hors-texte). Son nom vient du canton du même nom où l'on trouve les affleurements représentatifs sur les rives

ouest du lac Olga et de la baie Anita du lac Matagami. Antérieurement, ces roches étaient assignées en partie à la *Série de Matagami* (Bancroft, 1913; Auger, 1942) ou à l'unité K2 d'Imbault (1952). Elles se trouvent à l'intérieur de deux synclinaux sur les volcanites de la Rivière Bell et de la Formation de Dussieux (figures 3 et 5). Les quelques affleurements près des contacts normaux montrent peu de déformation, ce qui indique que ces roches reposaient de façon concordante sur les volcanites. Ces roches sédimentaires sont plus vieilles que le Pluton de Canet, daté à 2693 ± 3/-2 Ma (Davis *et al.*, 1995), puisqu'elles sont clairement coupées par celui-ci (02-JG-1298¹).

La séquence turbiditique est constituée d'une alternance de lits minces à moyens de wacke et de mudrocks (photo 7). Ces roches sont caractérisées par une patine brune à beige et une cassure fraîche grise. Les structures sédimentaires les plus communes de la région sont les granoclassements normaux, les lits massifs et les laminations parallèles correspondant aux intervalles A, B et D de la séquence de Bouma. Un rare niveau de conglomérat à cailloux a aussi été observé à la baie Anita (02-MS-6060¹). Le wacke est composé de quartz, de plagioclase, de biotite et de séricite. Dans certains secteurs, l'actinote est une composante importante de la roche. La chlorite, l'épidote et les carbonates sont observés en proportion variable. Ces roches sont similaires aux autres séquences turbiditiques de la Province du Supérieur, telles que celles des groupes de Kewagama (32D/07), de Cadillac (32D/07), de Taibi (32E et 32F) et de Laguiche (33F).



PHOTO 7 - Séquence turbiditique de wacke et de mudrocks (Amrr) (02-JG-1254¹).

Groupe de Matagami (Ama5)

Bancroft (1913) est le premier géologue à identifier un conglomérat polygénique et des grès au lac Matagami et à les assigner à une unité stratigraphique, la *série de Matagami*, qu'il compare aux grès de Kewagama (32D/07) et au conglomérat du Timiskaming en Ontario. Cette unité affleure sur la rive nord du lac Matagami, au centre ouest du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). Elle repose sur des roches de la Formation de Morris et des volcanites de

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

Dussieux (figure 3). Le code Ama5 est utilisé pour suivre la numérotation de ce groupe dans les feuillets de 32E à l'ouest.

La roche caractéristique de cette unité est un conglomérat polygénique à cailloux jointifs en bancs métriques (photo de la page couverture). Les principaux cailloux sont des fragments de tonalite à hornblende, de diorite, de basalte, d'amphibolite et de rhyolite. Les cailloux de tonalite sont arrondis, tandis que les autres lithologies sont arrondis, schisteux et aplatis. Quelques galets sont aussi présents.

Des bancs lenticulaires de wacke lithique et feldspathique sont interstratifiés avec le conglomérat. Le wacke a une patine verte et beige. Il est formé de sable moyen à grossier contenant des cailloux arrondis et isolés. Les structures sédimentaires observées sont les lits massifs d'épaisseur moyenne à grande, une stratification oblique (photo 8), des laminations parallèles et des granoclassements. Ces roches présentent des structures sédimentaires similaires à celles du Groupe de Timiskaming, formé dans un environnement fluvial ou alluvionnaire (Thruston et Chivers, 1990; Mueller et Donaldson, 1992).



PHOTO 8 - Wacke lithique avec de grandes laminations obliques (Ama5) (02-MC-5358¹).

Datation isotopique U-Pb d'un conglomérat du Groupe de Matagami

Le conglomérat polygénique de l'affleurement 02-JG-1138¹, sur la rive nord du lac Matagami, a été échantillonné pour déterminer l'âge maximum de sa déposition (figure 2 et carte hors-texte Baie du Nord). Le zircon est peu abondant dans cette roche. Les grains varient d'automorphes à arrondis et d'incolores à brunâtres. La plupart des grains sont des prismes qui ressemblent au type P de Pupin (1980). Les analyses sur six monozircons sont presque concordantes et se regroupent autour de deux âges (figure 6 et tableau 1). Dans un conglomérat, un petit nombre de galets riches en zircons pourraient dominer la population de zircons. Alors, la moitié des analyses furent effectuées sur des grains arrondis qui auraient été transportés comme des grains séparés. Chaque groupement est défini par des zircons arrondis ainsi que par des zircons automorphes.

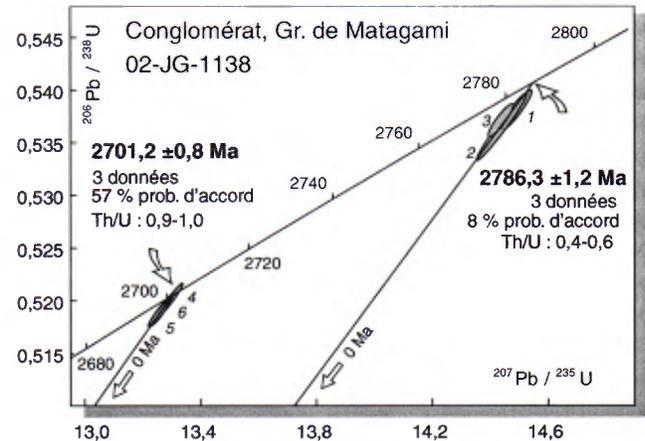


FIGURE 6 - Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de zircons du conglomérat polygénique du Groupe de Matagami (32F/14 : 02-JG-1138¹).

Les trois grains les plus vieux donnent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen de $2786,3 \pm 1,2$ Ma, mais la probabilité d'accord de 8 % n'est pas grande. Les trois grains les plus jeunes s'accordent bien et définissent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen de $2701,2 \pm 0,8$ Ma avec une probabilité d'accord de 57 %. Les rapports Th/U sont distincts pour ces deux groupements, ce qui renforce la possibilité que chaque groupe représente une source unique (tableau 1). Les zircons anciens proviennent probablement de l'érosion des tonalites anciennes ou des gneiss gris de l'Opatica, au nord, où des âges de $2761 +42/-15$ Ma et de 2773 ± 23 Ma ont été déterminés pour ces roches par Davis *et al.* (1995). La source des zircons jeunes est plus difficile à identifier puisqu'il y a peu de roche de cet âge dans la partie nord de l'Abitibi. Cette datation indique que le conglomérat de Matagami et le cycle 2 de Chown *et al.* (1992) sont plus jeunes que 2701 Ma.

Pluton de la Baie Dunlop (Abdu)

Le Pluton de la Baie Dunlop (Abdu) a été cartographié par Longley (1943), qui lui avait donné le nom de *Massif d'intrusion Dunlop*, et par Auger (1942). Ce pluton affleure sur la bordure ouest du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). Ce pluton est connu depuis 1928 pour ses veines minéralisées en Au-Ag-Cu-Mo-Bi dans le feuillet 32F/13 (Hawley, 1993).

La composition du pluton varie sur son ensemble (32F/13-32F/14), passant du granite à la diorite avec des phases de syénite et de monzodiorite (Longley, 1943; Beaudry et Gaucher, 1986). Le pluton ne contient que de la diorite dans le feuillet 32F/14. Le diagramme relatif à ce pluton sur la figure 7, montre la composition d'échantillons provenant des travaux de Beaudry et Gaucher (1986). La roche typique est rosée en surface. Elle est légèrement porphyrique et composée de grains moyens, de feldspath (albite et orthose), de quartz, de hornblende, de biotite et de pyroxène (phase dioritique). La roche est peu déformée et clairement intrusive dans les volcanites.

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb des zircons du conglomérat polygénique du Groupe de Matagami (Ama5)

No	Desc.	Poids mg	U ppm	Th/U	Pb com. pg	Pb/Pb 207/204	Pb/U 206/238	2 σ	Pb/U 207/235	2 σ	Pb/Pb 207/206 Âge (Ma)	2 σ	Disc. %	Corr.
	[1]			[2]	[3]						Âge (Ma)		[4]	[5]
1	auto., frac.	0,0013	88	0,61	0,15	5292	0,5381	0,0019	14,493	0,052	2787,8	2,2	0,5	0,9307
2	auto., inc.	0,0019	57	0,56	0,16	4472	0,5365	0,0032	14,440	0,087	2786,7	2,2	0,8	0,9751
3	arrondi	0,0044	48	0,42	0,29	4941	0,5371	0,0016	14,437	0,044	2784,4	2,2	0,6	0,9033
4	arrondi	0,0071	45	1,00	0,38	5301	0,5200	0,0016	13,294	0,045	2701,8	1,5	0,1	0,9639
5	auto.	0,0237	48	0,86	0,41	17384	0,5188	0,0012	13,255	0,035	2701,1	1,8	0,3	0,9146
6	arrondi	0,0038	103	0,98	0,41	5947	0,5191	0,0015	13,261	0,043	2700,7	1,5	0,2	0,9621

Notes :

Les monozircons proviennent de l'affleurement 02-JG-1138 (32F/14), situé aux coordonnées 329742 m E, 5527503 m N (zone 18, NAD83). Les monozircons se divisent en deux groupes d'âges : **2701,2 \pm 0,8 Ma** et **2786,3 \pm 1,2 Ma**.

Les analyses des monozircons sont ordonnées d'après les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de bas en haut.

[1] auto. = automorphe; frac. = fracturé; inc. = inclusions

[2] Le ratio Th/U est calculé à partir du rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ radiogénique et de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

[3] Pb com. = Pb commun, exprimé en picogramme, avec composition isotopique du blanc :
206/204=18,221; 207/204=15,612; 208/204=39,36 (erreur de 2 %)

[4] Disc. = Discordance par rapport à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

[5] Corr. = corrélation des erreurs

Constantes de désintégration de l'uranium d'après Jaffey *et al.* (1971).

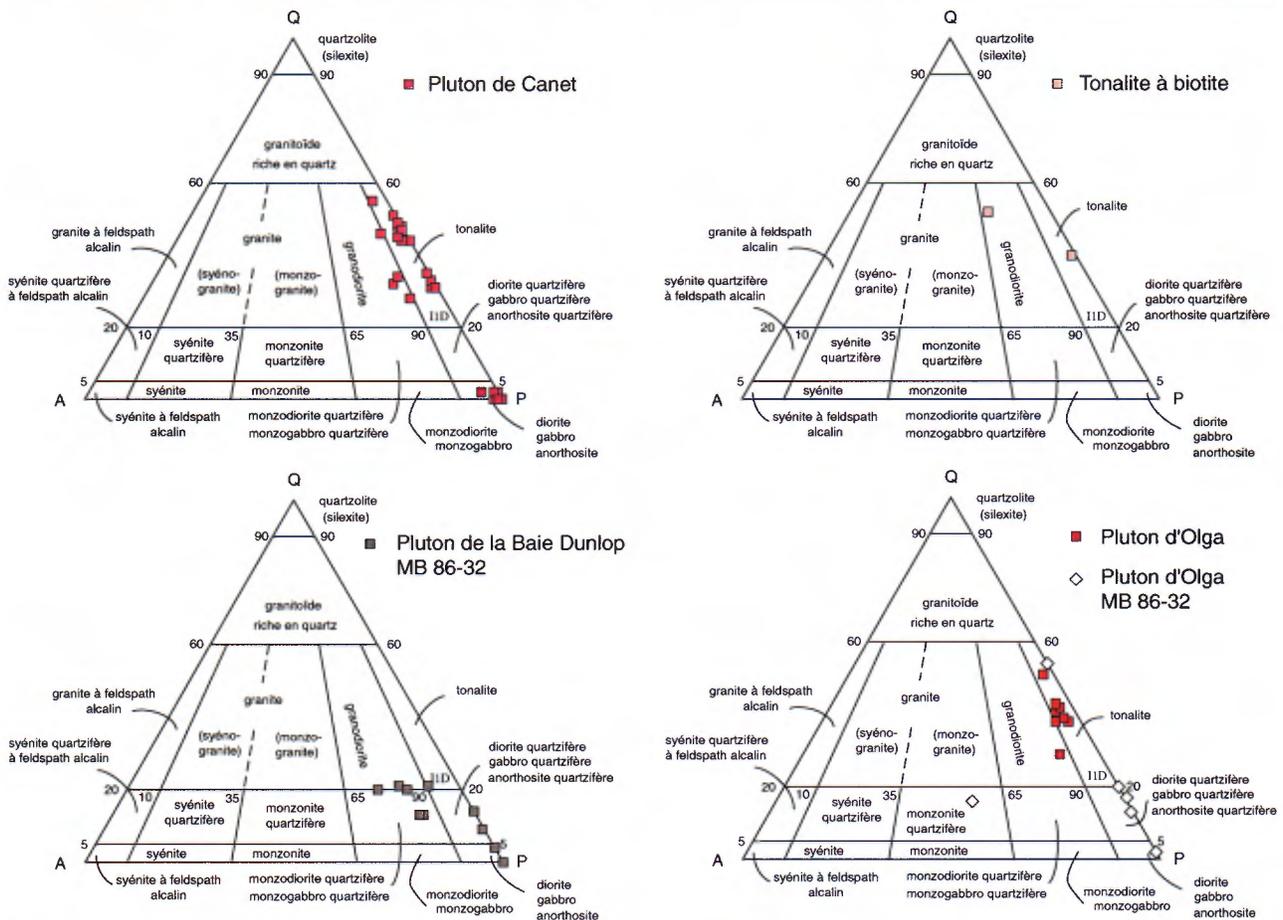


FIGURE 7 - Diagrammes de classification des intrusions (Le Maitre *et al.*, 1989) de la région du lac Olga (32F/14). Le pourcentage des minéraux a été déterminé à partir des plaques de coloration. Les données du Pluton de la Baie Dunlop et une partie du Pluton d'Olga proviennent de Beaudry et Gaucher (1986).

Pluton d'Olga (Aolg)

Le Pluton d'Olga (Aolg) est une grande intrusion tonalitique qui s'étend sur plusieurs feuillets. Il a été reconnu pour la première fois par Freeman (1938) qui le désigne par le nom de «*Olga diorite-quartz*». Il affleure sur la rive sud-ouest du lac Olga (figure 2 et cartes hors-texte). Ce pluton coupe clairement les roches déformées et métamorphosées des volcanites de la Rivière Bell (02-JG-1035¹ et 02-JG-1147¹), tandis que des injections centimétriques qui coupent la partie déformée du Pluton d'Opaoca (Atop) sont plissées. Le Pluton d'Olga n'est pas folié, mais fréquemment fracturé avec des veines. Une datation U-Pb effectuée par Mortensen (1993) sur des zircons d'un échantillon de 32F/13 a permis de déterminer un âge de cristallisation à 2693 ± 2 Ma (figure 3).

Le Pluton d'Olga se compose principalement d'une tonalite à biotite et à hornblende (Aolg1). Une phase dioritique (Aolg2) représente une portion mineure de l'intrusion. La tonalite à biotite et à hornblende (Aolg1) est homogène, massive et à grains moyens. Sa patine est beige à blanc crayeux et sa cassure fraîche est gris pâle. Fréquemment, la tonalite prend une teinte rose lorsqu'elle est injectée de veinules d'hématite, de quartz et d'épidote. La tonalite est caractérisée par la présence de grains grossiers (3 à 6 mm) et arrondis de quartz gris à bleuté, en relief positif (photo 9). Le plagioclase, hypidiomorphe à xénomorphe, est zoné et partiellement séricitisé. Le microcline compose de 3 à 6 % de la roche (figure 7). La biotite est plus abondante que la hornblende. Ces deux minéraux représentent généralement moins de 5 % de la roche. Ils sont à grains plus fins que le plagioclase et le quartz. L'épidote et la chlorite sont généralement observés comme minéraux accessoires dans la tonalite, tandis que la titanite et l'apatite le sont occasionnellement.



PHOTO 9 - Tonalite à gros quartz (Aolg1) (02-JG-1171¹).

La phase dioritique (Aolg2) est une unité kilométrique sur la rive sud du lac Olga. Sa composition varie d'une diorite quartzifère à hornblende à une diorite à hornblende et biotite (figure 7). Sa patine est beige à vert et sa cassure

fraîche est grise. Elle est à grains moyens. Elle se distingue de la tonalite par une abondance de minéraux mafiques (10 à 40 %) et la présence d'enclaves décimétriques à métriques, de composition variée (tonalite mylonitique, diorite, métagabbro, métapyroxénite, amphibolite). Cette phase dioritique (Aolg2) ressemble en plusieurs points à celle du Pluton de Canet (Acnt2). Elle est associée au Pluton d'Olga puisqu'elle est collée à la tonalite.

Pluton de Canet (Acnt)

Le Pluton de Canet (Acnt) est situé en plein centre du feuillet 32F/14. Il est composé d'un pluton principal de forme ovoïde (2,5 km par 14 km) et de trois plutons satellites plus petits. Ces intrusions sont tardives et s'injectent à la fois dans les roches des sous-provinces d'Opatoca et de l'Abitibi. Elles présentent une foliation tectonique et de fréquents joints et veines de quartz, d'hématite et d'épidote dans certains secteurs. Les affleurements le long de la route de la Baie-James permettent de voir les faciès typiques de ce pluton, alors que ceux situés au lac Olga et à la chute Rouge (02-JG-1196¹ et 02-JG-1298¹) montrent les relations de recoupement du pluton avec les roches encaissantes.

Antérieurement, ces roches étaient assignées aux *Gneiss de Mattagami* par Freeman (1938) et Auger (1942). Ceci est étonnant puisque ces roches sont très peu déformées. Imbault (1952) inclut les roches du Pluton de Canet dans un groupe de diorite-syérite. Le nom de Canet a été assigné à cette intrusion par Benn *et al.* (1992), Sawyer et Benn (1993) et Davis *et al.* (1995), lors de leurs travaux le long de la route de la Baie-James dans le cadre du projet Lithoprobe. Ils associent cette intrusion à la suite tardive de monzodiorite-granodiorite-tonalite-diorite. Nos colorations effectuées sur les différentes phases indiquent l'absence de phase monzodioritique (figure 7). Une datation U-Pb sur des zircons et des titanites a révélé un âge de 2693 +3/-2 Ma (Davis *et al.*, 1995) pour le pluton central (02-JG-1011¹).

Le Pluton de Canet est composé de deux unités : l'unité tonalitique (Acnt1) et l'autre dioritique (Acnt2). L'unité tonalitique (Acnt1) constitue la phase dominante. Cette phase est la plus jeune des deux puisque, en plusieurs endroits, des dykes tonalitiques s'injectent dans la phase dioritique. Localement, des enclaves de la phase dioritique se trouvent dans la tonalite. La tonalite est une roche grise à rosée, avec une patine blanchâtre. Elle est massive, équi-granulaire et à grains moyens. Elle est composée de plagioclase zoné, de quartz, de hornblende, de feldspath potassique et de biotite. L'orthose et le microcline constituent de 0 à 8 % de la roche (figure 7). Dans quelques cas, la roche est une granodiorite. Le pourcentage de minéraux mafiques varie de 3 à 39 %. La hornblende est nettement plus abondante que la biotite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la titanite, la chlorite, la magnétite, l'apatite et le zircon. Cette phase contient aussi jusqu'à 3 % d'enclaves mafiques et des amas de hornblende noire, millimétriques à centimétriques, en forme de fuseau.

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

L'unité dioritique (Acnt2) se trouve au centre et à la bordure ouest du pluton central. Elle constitue la phase principale du petit pluton satellite sur la rive NW du lac Olga, alors qu'elle est mélangée avec la phase tonalitique dans les deux plutons satellites au nord. Cette phase est hétérogène car sa composition et sa texture sont variables, parfois d'un affleurement à l'autre. Elle est massive ou présente une foliation magmatique. Cette foliation est définie par des agrégats de hornblende, définissant des rubans noirs d'épaisseur millimétrique et d'une longueur centimétrique à décimétrique. L'unité dioritique est aussi caractérisée par la présence d'enclaves centimétriques à métriques, anguleuses à subarrondies, d'amphibolite, de mélanodiorite, de diorite et d'hornblendite (photo 10). Ces enclaves ressortent en patine car elles sont à grains plus fins et plus foncés que la diorite encaissante. Dans certains cas, des brèches d'intrusion de fragments des différentes lithologies du pluton sont observés. De nombreux dykes et des veines irrégulières de tonalite coupent cette phase dioritique.

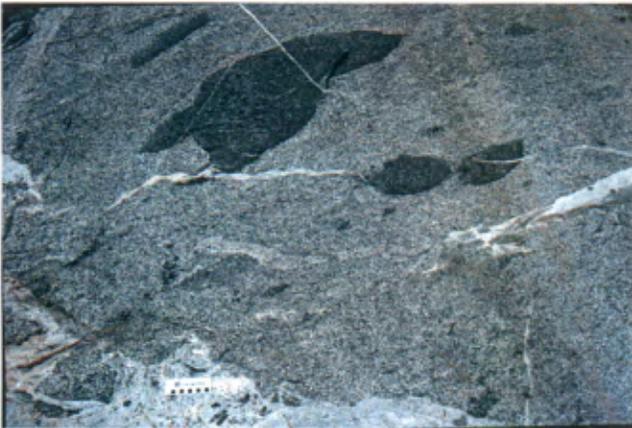


PHOTO 10 - Diorite avec enclaves (Acnt2) (02-LV-3007¹).

La phase dioritique (Acnt2) comprend une diorite quartzifère à hornblende et une diorite à hornblende et biotite. Localement, une hornblendite à biotite, à grains moyens et vert-noir est aussi observée avec la phase dioritique. La diorite quartzifère à hornblende se distingue des autres diorites de l'unité Acnt2 par un pourcentage plus élevé de quartz et sa patine beige. Elle est à grains moyens. Les enclaves sont nombreuses et certaines d'hornblendite sont à grains moyens. La diorite à hornblende et biotite présente une patine gris pâle, poivre et sel et une cassure fraîche gris moyen à vert foncé. Dans certains cas, en présence de veines de quartz et d'hématite, une teinte rose cendrée apparaît en surface. Elle est composée de plagioclase, de hornblende, de biotite à grains moyens, équigranulaires et d'hypidiomorphes à xénomorphes. Les minéraux mafiques constituent de 45 à 55 % de la roche. Les minéraux secondaires sont l'épidote, le microcline, la titanite et l'apatite. Une variété mélanocrate de la diorite à

hornblende et biotite est aussi observée. Cette roche est de gris-vert foncé à noire. Elle se caractérise par des grains plus grossiers, une abondance de minéraux mafiques (70-90 %) et la présence de plagioclases automorphes. Ceux-ci sont blancs, rectangulaires, zonés (visible à l'œil) et présentent une texture trachytique.

Le Pluton de Canet (Acnt) se distingue du Pluton d'Olga par un pourcentage plus important de hornblende et de biotite, par son hétérogénéité, ainsi que par la présence d'enclaves centimétriques à décimétriques.

Unités lithologiques archéennes

Granodiorite à magnétite (I1C, MG)

L'intrusion kilométrique dans le coin NE de la carte est composée d'une granodiorite à magnétite (I1C, MG). C'est une roche grenue, massive à faiblement foliée, à patine et à cassure fraîche beige à rosée et contenant moins de 3 % de biotite fine. Elle est caractérisée par la présence de magnétite. Un faciès est rose et à grains grossiers, tandis que l'autre à grains moyens est de couleur beige.

Tonalite à biotite (I1D, BO)

Une tonalite à biotite (I1D, BO) forme un grand pluton dans la partie nord-ouest de la carte (figure 2 et cartes hors-texte). Cette tonalite est intrusive dans la zone de contact des sous-provinces d'Opatoca et de l'Abitibi, ainsi que dans l'un des plutons de Canet. Les meilleurs affleurements se situent sur la rive nord du lac Matagami et sur celles de la baie du Nord. Cette roche se reconnaît par sa patine beige à rosée, tandis que sa cassure fraîche est blanche à rosée avec un faible pourcentage de minéraux mafiques. Elle est massive, peu fracturée et à grains moyens. Bien que de nombreux feldspaths soient roses dans cette roche, les colorations indiquent qu'il s'agit de plagioclases et que la composition de la roche varie de tonalite à granodiorite (figure 7). La biotite est une composante secondaire dont la présence dépasse rarement 10 % de la roche. Localement, la biotite se trouve sous forme de cristaux d'un centimètre de diamètre (02-JG-1240¹), en relief négatif. À l'entrée de la baie du Nord du lac Matagami, la tonalite contient de nombreuses enclaves de diorite.

Tonalite foliée (I1D[FO])

La tonalite foliée (I1D[FO]) se trouve au centre du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). Elle est à grains fins hétéroblastiques, foliée et sa patine gris pâle à rosée. Elle est composée de quartz, de plagioclase et de microcline. Les minéraux accessoires sont la biotite, la séricite et l'épidote. La foliation est définie par des lamines riches en biotite et des bandes à grains très fins. Cette roche ressemble beaucoup à la tonalite foliée de l'Opatoca. Pour cette

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

raison, elle avait été assignée à cette unité sur la première version de la carte couleur (Goutier et Ouellet, 2002). L'analyse géochimique de cette tonalite montre une grande similitude avec les volcanites de l'unité Adx1; ceci indique que cette intrusion serait synvolcanique (voir le chapitre de la géochimie).

Tonalite (I1D[PO]PG,QZ)

La tonalite porphyrique à plagioclase et quartz (I1D[PO]PG,QZ) est une petite intrusion de 200 m par 780 m sur le bord du lac Matagami, près de la limite ouest de la carte (figure 2 et cartes hors-texte). La couleur de la patine varie de beige à rosée et de verdâtre à rose, en fonction de l'altération. C'est une roche composée de phénocristaux grenus (2 à 5 mm) de plagioclase et de quartz baignant dans une matrice felsique très fine. Les minéraux mafiques sont quasi absents de la roche. Plusieurs dykes avec cette texture porphyrique ont aussi été observés au lac Olga, dans les volcanites et les wackes. Ils sont trop petits pour être cartographiables. Ces dykes ressemblent à ceux de la région de Duparquet, qui sont syntectoniques.

Gabbro à biotite et hornblende (I3A,BO,HB)

Le gabbro à biotite et hornblende (I3A,BO,HB) est une petite intrusion qui n'est pas déformée, de forme ovoïde (600 m par 1600 m), dans le wacke de Morris, au centre du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). La roche a une patine vert olive et rose avec des trous millimétriques à centimétriques. Sa surface est rugueuse. Elle est composée de grains fins à moyens, équigranulaires, de pyroxène, partiellement remplacé par la hornblende et la trémolite, de plagioclase, de biotite et de magnétite. Les pyroxènes sont généralement plus grossiers. Cette roche est en partie altérée en chlorite, en épidote et en séricite. Une brèche intrusive dioritique, contenant de 5 à 10 % de fragments anguleux, millimétriques à centimétriques et de composition felsique, ainsi qu'une hornblendite métrique, sont aussi associées à ce gabbro. Sa composition, la présence de la biotite et sa faible déformation indique que ce gabbro pourrait être une intrusion alcaline tardive.

Métagabbro (I3AME)

Le métagabbro (I3AME) est observé en plusieurs endroits dans le feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). La forme des bandes les plus importantes a été extrapolée à partir de la carte du gradient magnétique vertical. Dans certains cas, le métagabbro est gris verdâtre, schisteux avec des fractures brunâtres. Il est à grains fins et contient 10 % de porphyroblastes millimétriques de hornblende noire. Dans certaines bandes, comme celle de la partie sud du lac Olga, le métagabbro est vert, à grains moyens, massif et la texture ignée est préservée. Dans ce secteur, la calcite est très répandue dans cette roche.

Assemblage de gabbronorite et de pyroxénite (I3Qa)

Un pluton particulier, fortement magnétique, affleure dans le coin NE du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Il est composé d'un assemblage de gabbronorite et de pyroxénite (I3Qa). Le gabbronorite est vert foncé en surface et vert à brun en cassure fraîche. Il est massif et composé de grains fins à moyens de plagioclase, d'augite et d'hypersthène. Ces minéraux sont équigranulaires, xénomorphes avec de nombreux points triple et ne forment pas de texture ophitique ou subophtitique. Une couronne de hornblende avec de la biotite est formée autour des pyroxènes. Les plagioclases sont frais. De l'apatite et un peu de magnétite sont aussi présents.

La patine de la pyroxénite varie de vert foncé à noir, présentant des trous. Cette roche est massive et plus grenue que le gabbronorite. Elle est composée d'augite et d'hypersthène avec un degré plus élevé d'ouralisation. La magnétite se trouve le long des clivages et en périphérie des grains. Certains pyroxènes sont presque complètement remplacés par du talc. De la biotite, en très petites traces, est aussi observée. La présence d'hypersthène, la texture de recristallisation et l'état peu altéré des minéraux signifient que ces roches auraient été dans les conditions de métamorphisme du faciès des granulites.

Schiste à tourmaline et tourmalinite (M8(TL)a)

Un assemblage de roches particulières, riches en tourmaline, a été représenté sur les cartes à cause de son contenu en or, en argent et en cuivre (voir le chapitre de géologie économique). Cet assemblage, situé dans la partie SE de la région (figure 2; carte hors-texte et figure 16 du chapitre de la géologie économique), est composé d'un schiste à tourmaline et d'une tourmalinite. Il est encaissé dans l'unité Adx5 de la Formation de Dussieux. Il a été tracé à partir de la carte des forages (Guimond et Oswald, 1990) car il n'affleure qu'à un seul endroit. Ces auteurs interprètent la tourmalinite comme une intrusion felsique, alors que nous l'interprétons comme une roche d'origine métasomatique à partir de nos observations des lames minces et des analyses géochimiques.

Le schiste à tourmaline forme une lentille de 200 m d'épaisseur et d'une longueur de 2,2 km. Il se distingue du schiste à séricite et carbonate de l'unité Adx5 par son contenu en tourmaline, en pyrite et en veine de quartz-carbonate-pyrite-chalcopyrite. Le schiste est gris et tacheté de cristaux noirs de tourmaline. Il est composé de grains très fins de séricite, de carbonate, de quartz et de tourmaline. La chlorite et le rutile sont des composantes mineures. La tourmaline est sous forme de cristaux automorphes (<0,2 mm) et en amas fibro-radiés (<1 cm), en quart ou demie rosette, d'orientation aléatoire. Certaines bandes contiennent des lentilles centimétriques de tourmalinite. La pyrite semi-massive se présente en niveaux discontinus de 1 à 4 cm, contenant 15 % à 25 % de sulfures dans ce

schiste. Ces niveaux consistent en des agrégats de cristaux de pyrite de 1 à 3 mm de diamètre. Ces cristaux sont souvent bordés d'ombres de pression formées de cristaux de quartz fibreux. Dans certains cas, les agrégats de pyrite sont démembrés et boudinés ou interpénétrés de 1 % de cristaux d'arsénopyrite. La chalcopryrite est présente, formant des inclusions dans la pyrite et en plages allotriomorphes interstitielles dans les silicates en périphérie des cristaux de pyrite. Des traces de sphalérite se trouvent aussi localement en petites inclusions dans la pyrite. De plus, des veines de quelques centimètres d'épaisseur coupent la schistosité à un angle de 15° à 30°. Le degré de déformation de ces veines est généralement faible, indiquant qu'il s'agirait de structures tardives.

La tourmalinite forme un corps lenticulaire au cœur du schiste à tourmaline (figures 16 et 17 du chapitre de la géologie économique). Elle a été tracée sur une longueur de 738 m et intersectée en forage jusqu'à une profondeur de 325 m. Son épaisseur varie abruptement d'environ un mètre à 65 mètres. La tourmalinite est une roche grise et noire, à grains très fins et très compétente. Son contact est franc avec le schiste encaissant. Elle se présente sous deux faciès différents : le premier est le faciès tacheté (photo 11). Il est composé de quartz polycristallin, de tourmaline, de séricite très fine, de carbonate, de chlorite et de rutile. La tourmaline compose de 20 à 40 % de la roche, sous forme d'agrégats millimétriques et de cristaux automorphes. Les agrégats contiennent des cristaux très fins mêlés de cristaux automorphes. La distribution des cristaux et des agrégats est aléatoire et sans orientation préférentielle. Le contenu en pyrite varie de 2 à 30 % de la roche. Le second faciès est une brèche noire à fragments de quartz-tourmaline-pyrite dans une matrice de tourmaline, de chlorite, de carbonate et de sulfures. Elle contient des fragments anguleux, localement en mosaïque, inférieur à moins de 1 cm de longueur. Ces fragments sont soit jointifs, soit flottant dans la matrice. Les sulfures consistent principalement en des agrégats de pyrite recristallisée (2 à 10 %) et des traces de chalcopryrite, de sphalérite et de

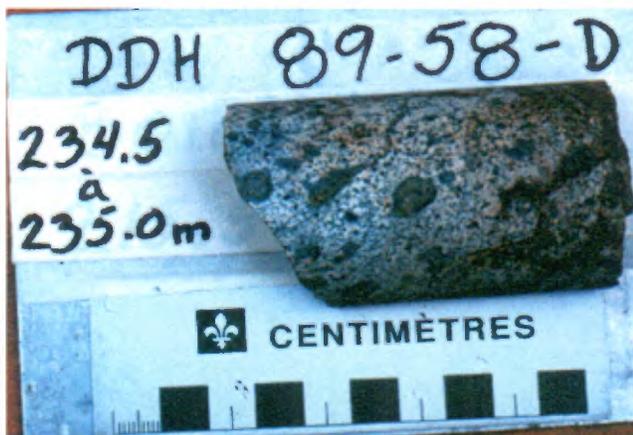


PHOTO 11 - Tourmalinite (M15(TL)) de la Zone Olga minéralisée en Au-Ag-Cu (forage 89-58).

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

galène. Le ciment est localement bréchifié et recimenté par un assemblage de tourmaline, de chlorite et de carbonates, indiquant au moins deux cycles successifs de bréchification/cimentation.

Amphibolite dérivée d'un basalte (M16(V3B))

Deux bandes d'amphibolite dérivée d'un basalte (M16(V3B)) ont été tracées à partir des travaux antérieurs et de quelques affleurements visités en 2002. Le tracé de la bande au centre nord du feuillet est extrait des travaux de Gartner (1984) et d'Imbault (1952). Cette bande, associée à des anomalies magnétiques et électromagnétiques, est constituée d'une amphibolite verte à noire, foliée et à grains fins, localement riche en magnétite. Des coussins et un niveau de chert à magnétite et pyrite ont aussi été observés. La forme de la seconde bande dans le partie NE du feuillet 32F/14 provient de la carte d'Imbault (1952).

Assemblage de mylonite (volcanites) et de gneiss (T2a)

Une bande de roches très déformées est observée entre le Pluton de Canet et la tonalite foliée (I1D[FO]) sur la rive sud du lac Matagami, au centre du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Cette bande est constituée d'un assemblage de volcanites mylonitiques, de gneiss et d'amphibolites, antérieurement interprété comme des roches sédimentaires par Freeman (1940) et Auger (1942). Maintenant, cet ensemble de roches est interprété comme faisant partie d'une zone de haute déformation qui a été exhumée.

Les volcanites mylonitiques de ce secteur sont des roches à patine brune et verte, à grains fins, granoblastiques et homogènes (photo 12). Elles sont caractérisées par une foliation minérale très fine et régulière. Elles sont composées de plagioclase, d'amphibole, de quartz et d'épidote et ont probablement une composition de volcanite intermédiaire. Certaines portions moins déformées contiennent une andésite amygdalaire et à coussins aplatis. Les amygdules sont remplis de quartz, de feldspath et d'épidote.



PHOTO 12 - Volcanites mylonitiques (T2a) (02-JG-1322¹).

Des amas centimétriques à décimétriques d'épidote sont aussi présents dans cette roche. Les amphibolites et un gneiss tonalitique affleurent dans la partie est de la bande (02-JG-1323¹). L'amphibolite dérivée d'un basalte est vert foncé, tandis que celle dérivée d'une volcanite intermédiaire est grise. Le gneiss à biotite ou à hornblende et biotite est gris, avec des portions migmatisées à granulométrie variable. L'amphibolite et le gneiss sont plissés à l'extrémité nord de l'affleurement.

Protérozoïque

Les roches de cet âge correspondent uniquement à des dykes de gabbro peu altéré et peu ou pas métamorphisé, dans le coin NW du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Les dykes N-S et ENE ont été assignés à des essaims connus, tandis ceux NW et E-W n'ont pas d'assignation stratigraphique (figure 3). Les dykes E-W et NW ont été tracés à partir de la carte du gradient magnétique vertical. Ils n'affleurent pas directement dans le feuillet 32F/14. Le dyke NW affleure dans le feuillet 32F/13. Il est caractérisé par une signature magnétique négative sur les cartes aéromagnétiques. Il se prolonge au sud dans le feuillet 32F/11.

Essaim de dykes de Matachewan (Pmaw)

Un dyke de gabbro N-S de l'essaim de dykes de Matachewan (Pmaw) passe au cœur de la baie du Nord dans le coin NW du feuillet 32F/14 (figure 2 et cartes hors-texte). Il affleure en deux endroits et le contact intrusif avec les roches encaissantes est franc. Son tracé a été défini à l'aide de la carte du gradient magnétique vertical. Sa signature magnétique est visible sur 150 km vers le sud et 290 km vers le nord. Le gabbro a une patine brune caractéristique et une cassure fraîche verte. Il se compose de grains moyens d'augite et de plagioclase. Ces minéraux forment une texture intergranulaire. Les minéraux secondaires sont la magnétite, le quartz, l'orthose et l'apatite. En lame mince, le quartz et l'orthose forment une texture granophyrique intersticielle. Le degré d'ouralisation et de séricitisation est variable d'un affleurement à l'autre. Au nord, l'altération est locale, tandis qu'au sud l'augite est presque complètement transformée. En Ontario, cet essaim a été daté à $2473 \pm 16/-9$ Ma par Heaman (1997).

Dykes de Biscotasing (Pbis)

Quatre dykes ENE de gabbro traversent le secteur NW du feuillet (figure 2 et cartes hors-texte). Ils ont été tracés à partir des affleurements et de la carte du gradient magnétique vertical. Leur contact avec les roches encaissantes est franc. Ils correspondent aux dykes B1 et B2 de Biscotasing (Pbis) définis par Buchan *et al.*, (1993). Le dyke B2 a été daté à 2167 ± 1 Ma en Ontario (Buchan *et al.*, 1993).

Le gabbro a une patine brune et une cassure fraîche verte. Il est composé de grains moyens d'augite et de plagioclase, formant une texture intergranulaire à ophitique. Les minéraux accessoires sont la magnétite, le quartz et l'apatite. Le degré d'ouralisation et de séricitisation est faible. Ce gabbro se distingue de celui de Matachewan par son orientation, l'absence de la texture microgranophyrique, un pourcentage plus faible de magnétite (<1 % et <1 mm), une altération plus faible et une géochimie différente.

Un affleurement isolé, composé de gabbro frais, est situé à 2,8 km au NNE du lac Matagami. Le code P13A est placé à côté de l'affleurement (voir la carte hors-texte Rivière Canet). Sa texture en lame mince et sa géochimie indique qu'il appartiendrait aux Dykes de Biscotasing.

Kimberlite et lamprophyre

Des dykes kimberlitiques et lamprophyriques contenant de l'olivine fraîche ont été identifiés dans la région. Ces dykes n'ont pas été datés. Ils pourraient être protérozoïques comme ceux de la région de Le Tac dans le feuillet 32F/08 (1104 ± 17 Ma : Alibert et Albarède, 1988) ou plus jeunes.

Deux dykes de kimberlite ont été identifiés au sud de la rivière Waswanipi (figure 2) dans les forages OL-94-02 et OL-94-03 par Desbiens et Girard (1994). Ces dykes, d'attitude inconnue, mesurent respectivement 0,40 m et 1,16 m en sondage. Ils contiennent de 10 % à 40 % de macrocristaux arrondis d'olivine et de diopside dans une matrice de carbonates, de phlogopite et d'oxydes de fer accompagnés de traces de pérowskite, d'apatite, d'amphibole, de pumpellyite et de pyrite. La roche est massive, non foliée et dotée d'une susceptibilité magnétique élevée. L'étude pétrographique de deux lames minces décrit ces dykes comme des faciès hypabyssaux de kimberlite de type II, apparemment dépourvus de minéraux indicateurs pour le diamant.

Un dyke de lamprophyre ultramafique a aussi été observé en forage, à la limite est du feuillet 32F/14 (Salamis, 1992; Desbiens et Girard, 1994). Il se distingue des kimberlites par la forme automorphe des phénocristaux d'olivine et de diopside et par l'absence de xénocristaux clairement mantelliques. Ce dyke présente néanmoins de nombreuses similitudes pétrographiques avec les deux dykes de kimberlite décrits ci haut et il leur est sans doute apparenté.

Plusieurs dykes et cheminées de kimberlite sont rapportés au SE de la région étudiée, notamment dans les cantons d'Ailly (32F/10) et de Le Tac (32F/08). La possibilité de découvrir des dykes additionnels dans la région du lac Olga ne saurait être exclue.

Silurien

Des cailloux et galets de calcaire, gris à chamois, sont présents sur les rives de la rivière Waswanipi entre les lacs Matagami et Olga et contiennent parfois des fossiles d'âge

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

Silurien (Bancroft, 1913). Bell (1902) avait noté leur présence sans en trouver en place. Veillette *et al.* (1991) ont répertorié la présence de blocs de calcaires paléozoïques et de roches du Protérozoïque entre le lac Waswanipi et le front glaciaire de Cochrane au lac Matagami. Ces blocs sont trouvés à la surface des eskers, des moraines et des deltas glaciolacustres. Ils interprètent cette distribution comme le résultat du largage de radeaux de glace lors de la fonte, après leur détachement d'iceberg sur le lac Ojibway. Il serait aussi probable qu'il existe des îlots de roches paléozoïques au nord ou au NE du lac Olga, puisque cette région est mal connue. Il existe deux îlots de calcaire paléozoïque au lac Waswanipi (Blake, 1953).

Quaternaire

La région est en partie couverte par des dépôts meubles d'argile, de sable et de gravier du Quaternaire. Ces aires de sédiments ne sont pas présentées sur la carte, car il est possible de trouver des affleurements et de compléter la géologie avec les données aéromagnétiques. La carte de dépôts de surface est disponible auprès du Service des inventaires forestiers du ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs.

Les stries glaciaires mesurées lors de nos travaux varient en azimuth de 176° à 240° (cartes hors-texte). Dans ce spectre, les azimuths 202° et 223° correspondent aux directions dominantes. Veillette et Pomares (1991) ont reconnu, lors de leurs travaux, des stries orientées E-W à NW associées à un mouvement antérieur à celui du sud et du SSE.

GÉOCHIMIE

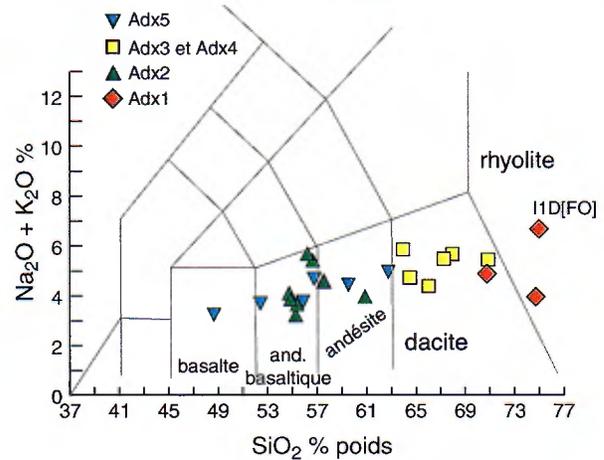
Une centaine d'échantillons ont été prélevés dans les roches de la région du lac Olga lors de nos travaux de terrain. Les échantillons ont été envoyés à Acme Analytical Laboratories Ltd à Vancouver. Les éléments majeurs, les éléments mineurs et certains en traces (Ba, Ni, Sc) ont été analysés par la méthode *ICP-ES* après une fusion avec un borate de lithium. La perte au feu (PAF) est calculée après la fusion. Les teneurs en carbone et en soufre sont déterminées par un analyseur Leco. Les autres éléments en traces (Nb, Sr, Y, Zr) et les terres rares ont été analysés par la méthode *ICP-MS*. Des analyses représentatives sont présentées à l'annexe 2, tandis que l'ensemble des analyses se trouvent dans le SIGEOM. Ce chapitre traite des analyses des roches volcaniques et des patrons régionaux d'altération.

Volcanites de la région du lac Olga

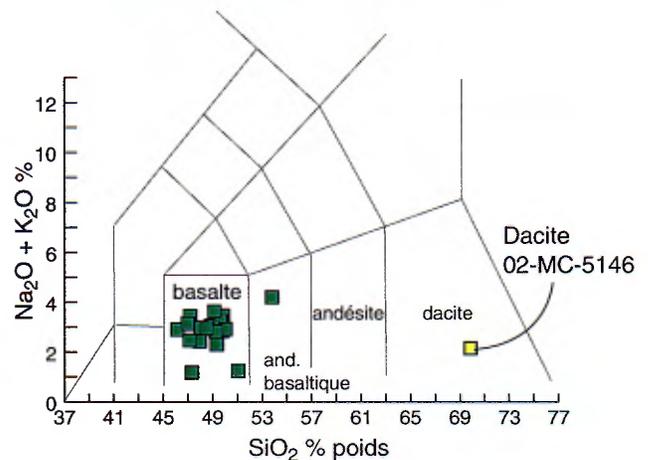
Des échantillons de volcanites ont été prélevés dans le Groupe du Lac Watson, les volcanites de la Rivière Bell et

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

Formation de Dussieux (Adx)



Volcanites de la Rivière Bell (Avrb1)



Groupe du Lac Watson (Awt)

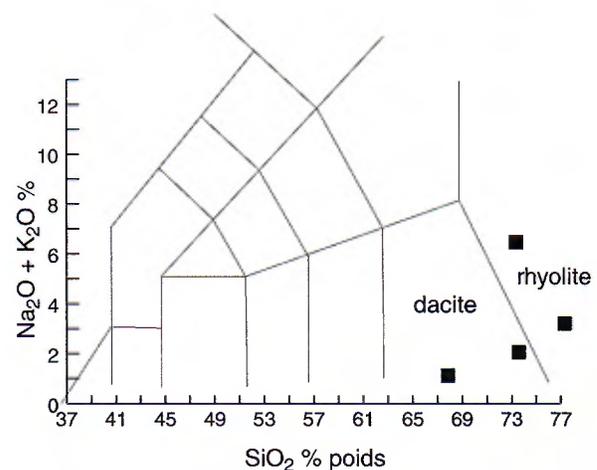


FIGURE 8 - Diagrammes de classification ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2) des roches volcaniques de la région du lac Olga (32F/14). Le code I1D[FO] identifie l'échantillon de tonalite foliée synvolcanique à l'unité Adx1 (02-JG-1042¹). L'échantillon 02-MC-5146¹ correspond à une dacite intercalée entre les coulées basaltiques de la Rivière Bell.

Volcanites de la Rivière Bell (Avrb1)

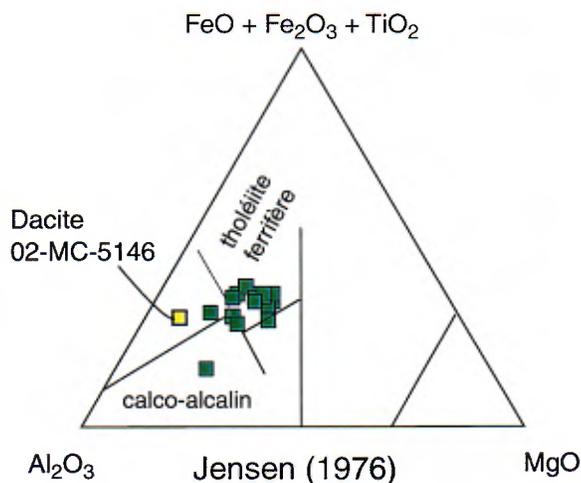


FIGURE 9 - Le diagramme de Jensen (1976) montre que les basaltes des volcanites de la Rivière Bell sont clairement des tholéiites ferrifères. L'échantillon 02-MC-5146¹ correspond à une dacite intercalée entre ces coulées.

dans la Formation de Dussieux. Les figures 8, 9, 10 et 11 présentent les diagrammes illustrant les différences et les similitudes entre les différentes unités volcanites de la région du lac Olga.

Les volcanites felsiques de la rive sud du lac Olga sont des dacites et des rhyolites du Groupe du Lac Watson (figures 8 et 10). Elles présentent une signature tholéiitique typique (figures 10 et 11). Elles s'apparentent aux volcanites felsiques de type FIIIb de Leshner *et al.* (1986). Elles représentent donc l'extension vers l'est des roches encaissantes des minéralisations Zn-Cu-Ag de Matagami. L'échantillon CB3022 de Beaudry et Gaucher (1986) provient du même site que l'échantillon de rhyolite, daté à 2723 ± 1 Ma et assigné par Mortensen (1993) à l'unité de Dumagami du Groupe de Wabasse. Le diagramme Zr vs TiO₂ montre qu'il s'agit en fait d'une dacite du Groupe du Lac Watson (figure 10).

Les basaltes de la Rivière Bell forment l'unité volcanique la plus importante de la région, s'étendant d'est en ouest. Ces roches sont des tholéiites ferrifères (figure 9) qui se distinguent des unités du Groupe de Wabasse définies par Piché *et al.* (1993) par un contenu en TiO₂ plus élevé (figure 10), mais elles sont similaires à celles de la Rivière Bell de Beaudry et Gaucher (1986). Ces basaltes ont clairement une signature tholéiitique (figures 10 et 11). La dacite intercalée entre ces coulées basaltiques (02-MC-5146¹), au sud du lac Matagami, est aussi tholéiitique et similaire au type FIIIb de Leshner *et al.* (1986).

Les deux lentilles felsiques de l'unité Adx1 de la Formation de Dussieux sont composées de dacite et de rhyolite microporphyriques (figure 8). Elles se distinguent des

volcanites felsiques du Lac Watson par une teneur plus faible en Zr, une affinité transitionnelle et un spectre de terres rares de type FII (figures 10 et 11). L'échantillon 02-JG-1042¹ de tonalite foliée (I1D[FO]) a une composition similaire aux deux volcanites de l'unité Adx1, indiquant que ces roches seraient synvolcaniques.

Les volcanites intermédiaires de la Formation de Dussieux (Adx2 et Adx5) se trouvent au milieu et au sommet de la séquence volcanique. L'unité Adx2 se compose principalement d'andésite basaltique, d'affinité transitionnelle, tandis que la composition de l'unité Adx5 varie de basalte à andésite et son affinité de transitionnelle à calco-alcaline (figures 8 et 10). Le spectre de terres rares de ces deux unités est similaire (figure 11).

Les volcanites felsiques de la Formation de Dussieux (Adx3 et Adx4) qui ont été échantillonnées sont composées principalement de tufs à cendres et de tufs à lapilli. Leur composition est celle d'une dacite calco-alcaline (figures 8 et 10). Les diagrammes des figures 10 et 11 montrent qu'elles sont clairement différentes des volcanites du Lac Watson. Ces roches s'apparentent à celles de type FI de Leshner *et al.* (1986).

En résumé, les volcanites de la région du lac Olga forment des unités géochimiquement distinctes qui évoluent d'une affinité tholéiitique à une affinité calco-alcaline.

Patrons régionaux d'altération

L'activité exhalative associée aux gîtes de type SMV affecte généralement la séquence volcanique encaissant par une large zone d'altération importante. La géométrie de ces zones d'altération peut être concordante ou discordante et souvent marquée par une forte zonalité. Le patron de zonation classique consiste en une zone proximale relativement restreinte à quartz et/ou chlorite ferrifère entourée d'une zone distale plus large à séricite et à chlorite magnésienne (Lydon, 1984; Lydon, 1988; Franklin, 1993; Large *et al.*, 2001). Les minéralisations aurifères associées aux corridors de déformation régionaux, quant à elles, sont associées à des zones d'altération en carbonates et en séricite (Robert, 1990). Dans le secteur au sud du lac Olga, des veines de chlorite-carbonates-épidote coupent clairement l'amphibolite rubanée, indiquant que cette altération est postérieure au métamorphisme régional.

La distribution de l'altération dans la région du lac Olga a été définie à partir de 705 analyses lithogéochimiques des travaux de l'industrie et de 102 analyses provenant d'échantillons recueillis lors de nos travaux de terrain (figure 12). Ces données ont été traitées par le logiciel NORMAT version 4 de M. Piché, ce qui a permis de calculer les indices d'altération basés sur des minéraux normatifs (Piché, 2000). Les indices de séricite (ISER) et de chlorite (ICHLO) et la somme de carbonates (CARB) ont été considérés comme les plus pertinents pour l'évaluation du contexte métallogénique.

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

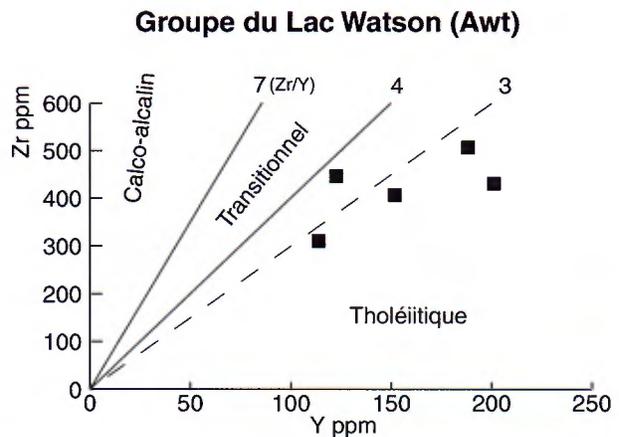
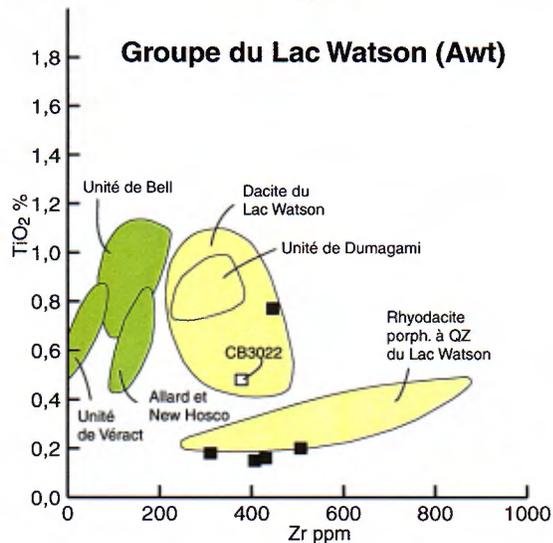
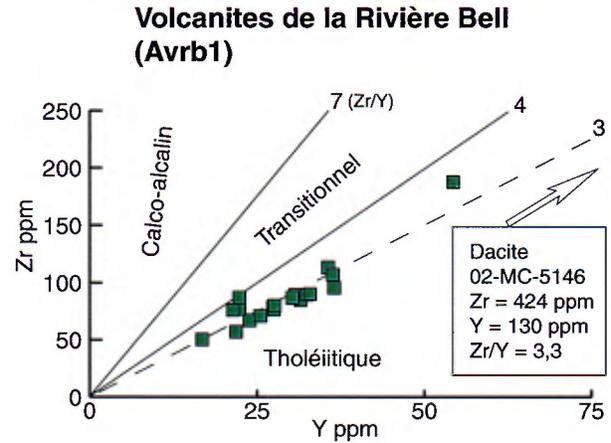
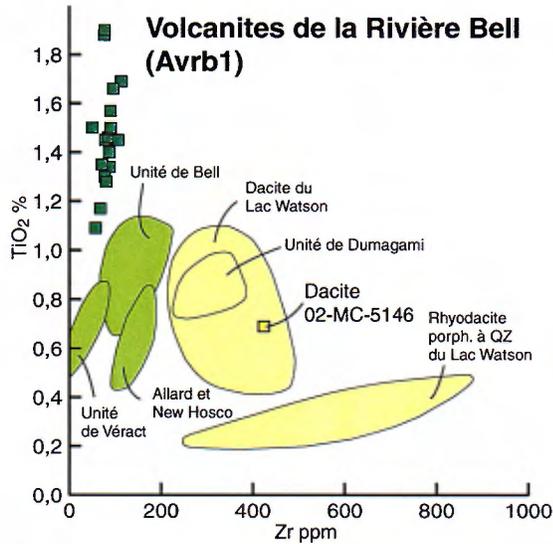
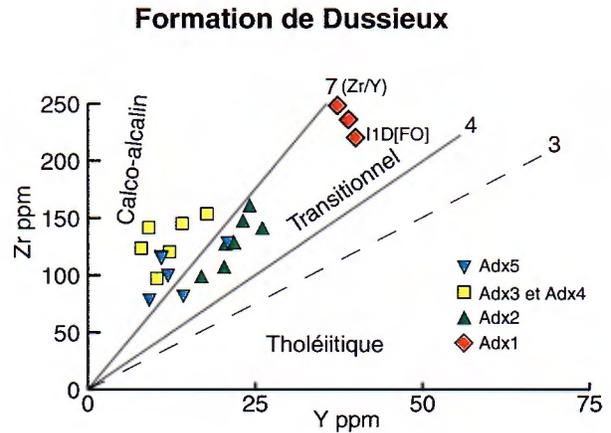
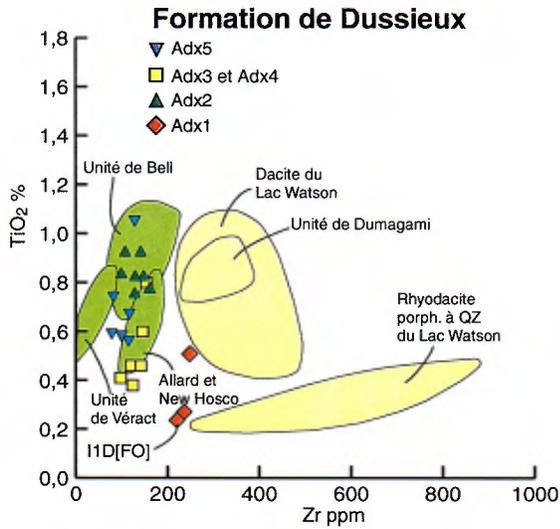


FIGURE 10 - À gauche, le diagramme TiO_2 vs Zr, utilisé par Piché *et al.* (1993) pour comparer pour les unités volcaniques de la région de Matagami, est appliqué aux unités de la région du lac Olga (32F/14). À droite, le diagramme Zr vs Y montre les affinités géochimiques des unités volcaniques de la région. Le code I1D[FO] identifie l'échantillon de tonalite foliée synvolcanique à l'unité Adx1 (02-JG-1042¹). Le code CB3022 correspond à l'analyse de l'échantillon de rhyolite datée par Mortensen (1993) dans 32F/13. Le code 02-MC-5146¹ correspond à une dacite intercalée entre les coulées basaltiques de la Rivière Bell.

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

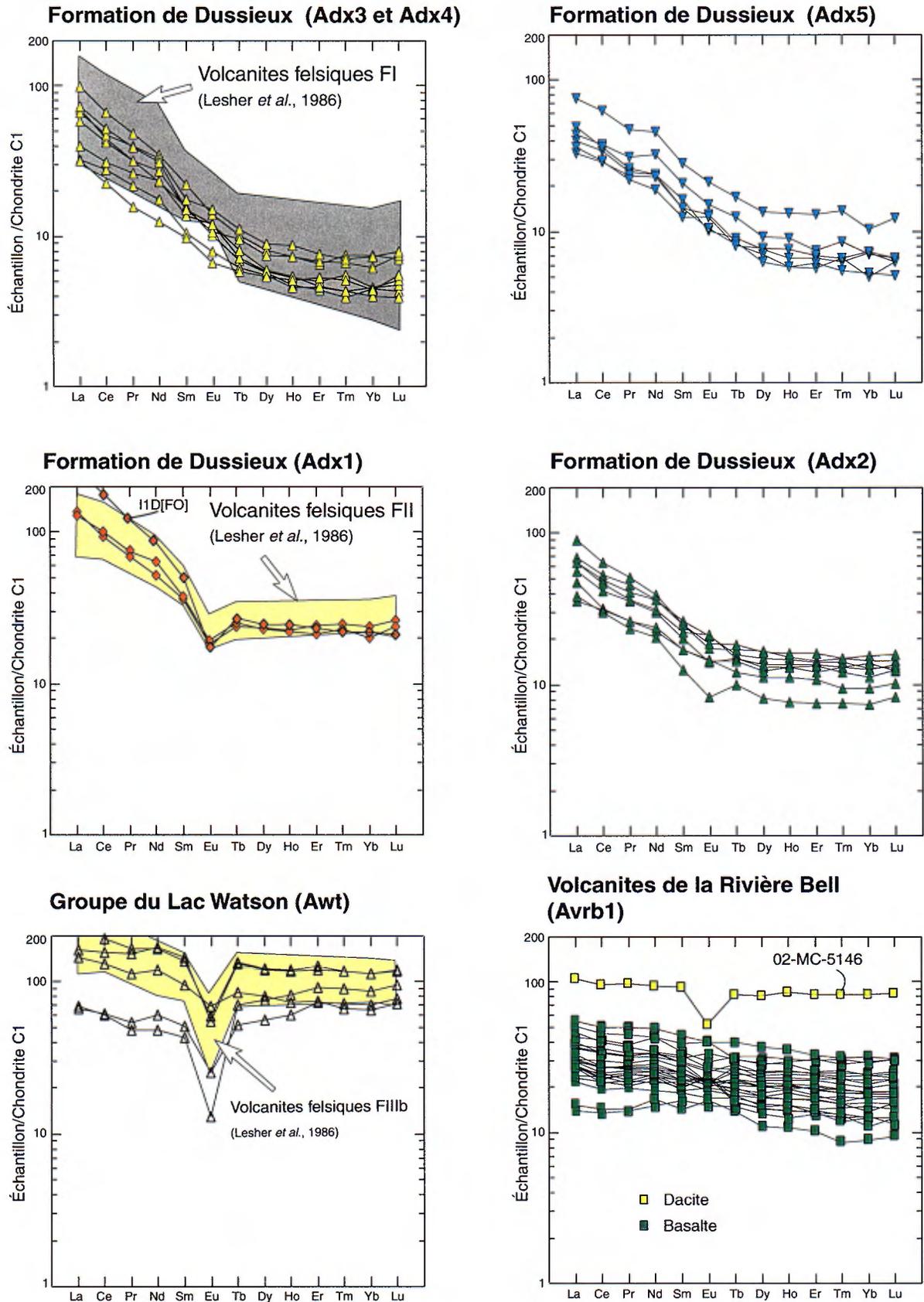


FIGURE 11 - Diagrammes présentant le spectre des terres rares, normalisé aux valeurs de la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995), des volcanites de la région du lac Olga (32F/14). Le code I1D[FO] identifie l'échantillon de tonalite foliée synvolcanique à l'unité Adx1 (02-JG-1042¹). L'échantillon 02-MC-5146¹ correspond à une dacite intercalée entre les coulées basaltiques de la Rivière Bell.

1. Numéro d'affleurement répertorié dans le SIGEOM.

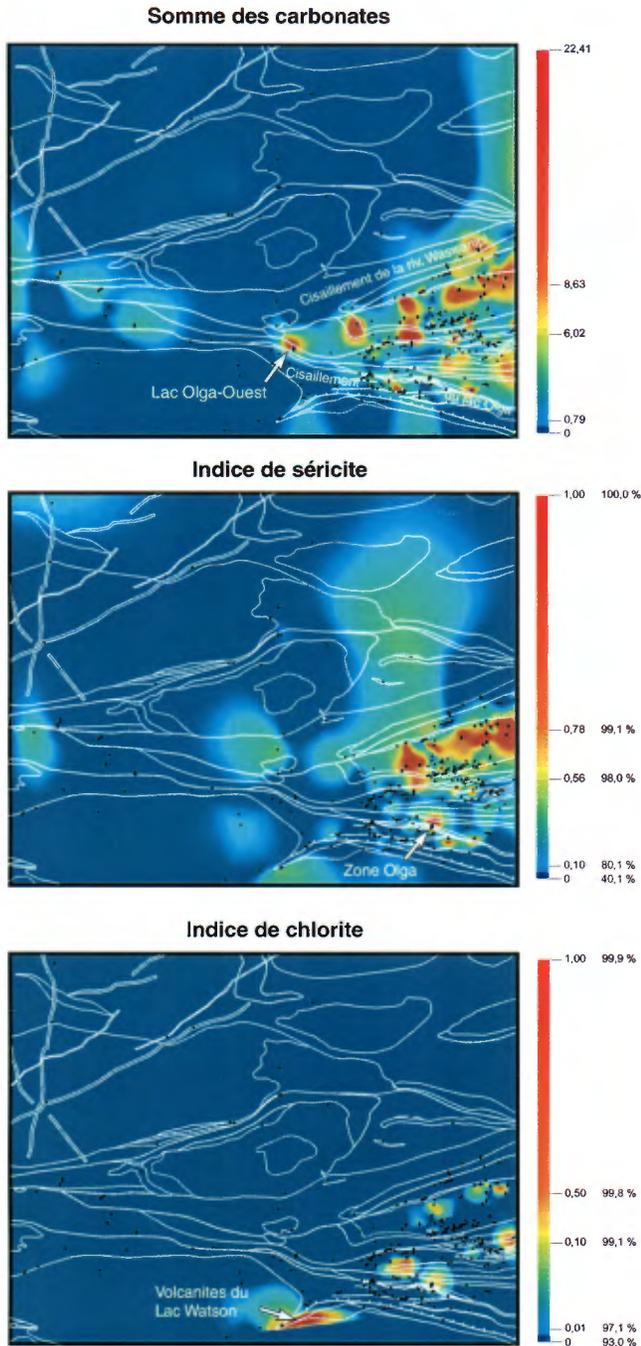


FIGURE 12 - Cartes des indices d'altération en chlorite et en séricite, ainsi que de la somme des carbonates dans les roches de la région du lac Olga (32F/14). Ces minéraux sont des minéraux normatifs calculés avec le logiciel Normat version 4 de M. Piché.

Les principales zones d'altération régionales que nous avons pu reconnaître sont les suivantes (figure 12) : 1) deux importantes zones d'altération en séricite et en carbonates affectent les roches volcaniques de la Formation de Dussieux et de la Rivière Bell, à l'est du lac Olga, entre les cisaillements du lac Olga et de la rivière Waswanipi. L'altération en séricite-carbonates est particulièrement intense dans la partie nord

de cette zone, le long du cisaillement de Waswanipi; 2) la seconde zone d'altération associée au schiste à séricite, au schiste à tourmaline et à la tourmalinite (zone Olga) ressort peu, car il y a peu d'analyses géochimiques d'éléments majeurs; et 3) de petites zones modérément altérées en chlorite se superposent aussi localement à l'altération en séricite-carbonates.

Le traitement des analyses du mince niveau de rhyolite du Groupe du Lac Watson sur la rive sud du lac Olga révèle une forte altération en chlorite et une faible altération coïncidente en séricite. En lame mince, ces roches contiennent de la cordiérite, de l'anphophyllite, du grenat et de la biotite qui proviennent du métamorphisme de l'altération.

Les travaux de Ressources William (Desbiens et Girard, 1994) à l'est du lac Olga et au sud de la rivière Waswanipi montrent d'importantes zones d'altération marquées par la présence d'hématite, de séricite, de chloritoïde, de muscovite, de talc, de grenat et d'ankérite dans les roches felsiques de la Formation de Dussieux. Cette zone d'altération présenterait des similarités avec celles associées aux gîtes SMV de type Mattabi (Franklin, 1993).

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Le métamorphisme des roches archéennes de la région varie du faciès des schistes verts à celui des granulites. Ces roches sont divisées en cinq domaines, en fonction des sous-provinces et de leurs paragenèses métamorphiques (figure 13). De façon générale, le faciès des amphibolites est observé au nord et celui des schistes verts au sud. La limite correspond à celle entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatca.

Le domaine I est situé dans la partie nord dans la Sous-province d'Opatca. Les gneiss et la tonalite foliée de ce domaine ne montrent pas d'assemblages métamorphiques particuliers : plagioclase + quartz + hornblende + biotite. La présence de migmatites indique que ces roches ont atteint le faciès supérieur des amphibolites. Les bandes de metabasaltes de l'Opatca sont constituées d'amphibolites : hornblende + plagioclase + quartz ± épidote. Le domaine II correspond à l'unité de gabbro-norite-pyroxénite (I3Qa). Ces roches sont caractérisées par un assemblage de hypersthène + augite + plagioclase + hornblende + biotite et une texture de recristallisation typique du faciès des granulites. C'est la première fois que ce faciès est identifié dans une roche de la Sous-province d'Opatca.

Dans la demi-sud (domaine III), les différentes roches supracrustales de l'Abitibi contiennent des assemblages typiques du faciès des schistes verts. L'assemblage des volcanites mafiques est formé de hornblende + actinote + plagioclase + quartz ± épidote ± chlorite ± grenat ± carbonates. Selon Desbiens et Girard (1994), les volcanites

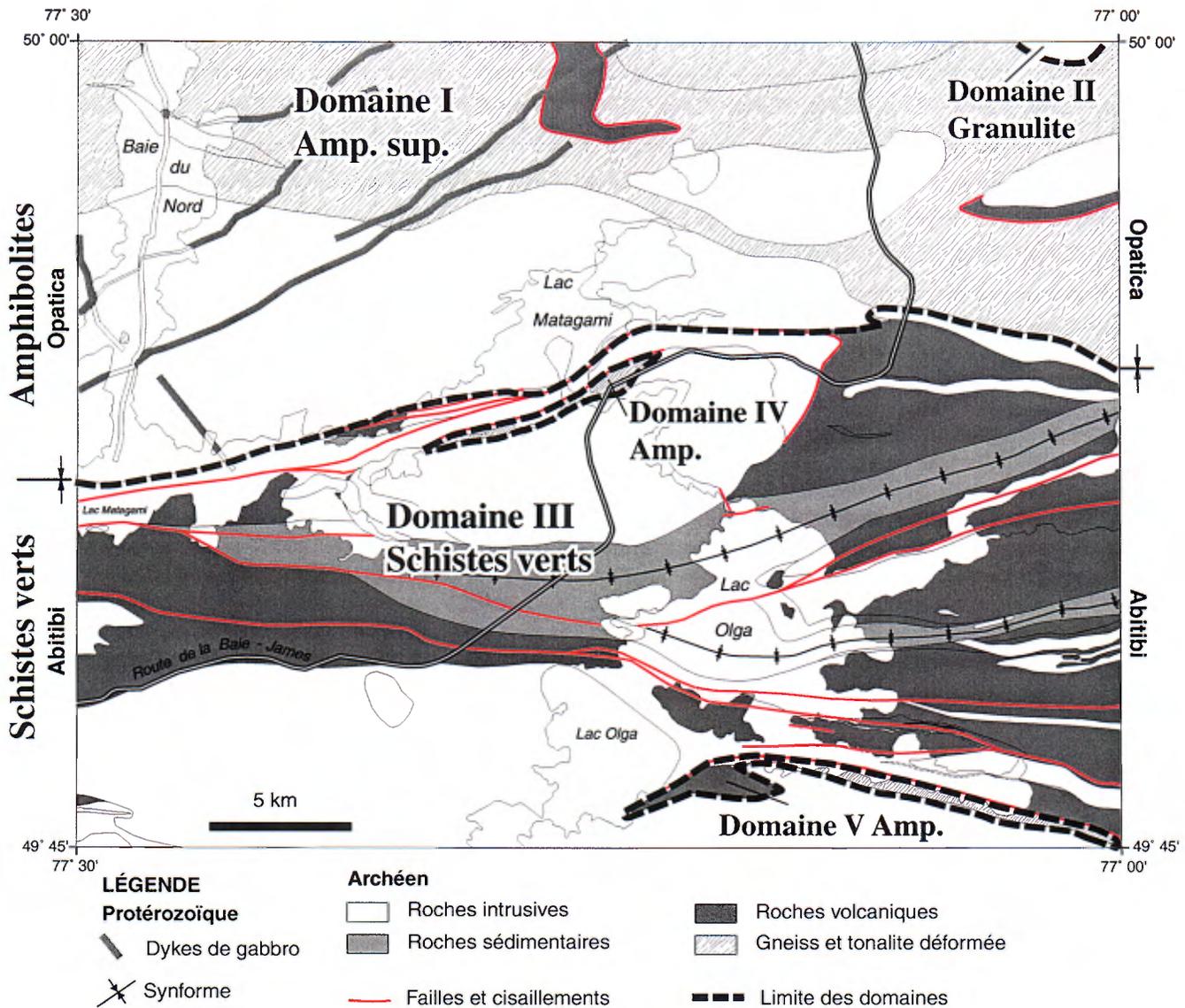


FIGURE 13 - Carte des domaines métamorphiques de la région du lac Olga (32F/14). La limite entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica correspond au changement de faciès métamorphique. De plus, au sud de cette limite, les roches contiennent des carbonates. La partie nord de la région est caractérisée par un métamorphisme au faciès des amphibolites. La présence d'hypersthène dans le domaine II indique un métamorphisme au faciès des granulites. La partie sud, est dominée par un métamorphisme au faciès des schistes verts. Deux bandes plus déformées, les domaines IV et V sont au faciès des amphibolites. **Amp.** = faciès des amphibolites.

felsiques près de la rivière Waswanipi contiennent de la séricite, du chloritoïde, de la muscovite, du talc, du grenat et de l'ankérite. Les roches sédimentaires de la Formation de Morris sont peu métamorphisées et les structures primaires sont préservées. Dans ces roches, l'assemblage typique est composé de quartz + plagioclase + biotite + muscovite ± chlorite ± trémolite ± actinote ± grenat.

Les domaines IV et V correspondent à des zones plus déformées et plus métamorphisées (figure 13). Ils comprennent des amphibolites rubanées, des roches mylonitiques et des gneiss. Ces roches ont atteint le faciès des amphibolites.

Dans les deux cas, ces zones sont coupées au sud par les plutons syntectoniques (Canet et Olga). Au nord de ces zones, les roches montrent un faciès de métamorphisme et de degré de déformation plus faibles. Dans chaque cas, un cisaillement important, interprété et positionné dans le lac, sépare les domaines. Ces domaines sont interprétés comme des zones de déformation profondes, maintenant exhumées. Le domaine V, partie ouest, est caractérisé par la présence des volcanites altérées du Lac Watson, qui contiennent un assemblage de cordiérite + biotite + quartz + plagioclase + muscovite ± grenat ± anthophyllite ± sillimanite ± épidote

(figures 4 et 13). Cet assemblage indique que ces volcanites ont atteint le faciès des amphibolites.

En affleurement et en lame mince, les veines de chlorite, de carbonates et de quartz coupent clairement, en plusieurs endroits, les foliations tectoniques. Ceci indique qu'une grande partie de la région a été affectée par un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Éléments structuraux

La définition des différents éléments structuraux (S1, S2, etc.) a d'abord été établie en fonction des relations de recoupement observées en affleurement. La foliation principale a été désignée par S1 et la gneissosité par G1 sur les cartes hors-texte et dans les géofiches. Ainsi, le symbole désignant S1 ou G1 sur les cartes est utilisé tant pour les roches de la Sous-province d'Opatoca que celle de l'Abitibi, sans égard aux phases de déformation interprétées par la suite.

Dans les roches de la Sous-province d'Opatoca, la gneissosité est définie par l'alternance de bandes mafiques et felsiques. Dans les tonalites, la foliation suit l'alignement de la biotite et de la hornblende, ainsi que l'aplatissement du quartz. La schistosité dans les métavolcanites et les métasédiments est définie par l'orientation préférentielle des micas et des amphiboles. Ces minéraux définissent aussi des linéations minérales. Dans certains secteurs, la surface S2 correspond au clivage de crénulation reprenant la schistosité principale dans les zones de cisaillement.

Les zones de cisaillement de la région sont caractérisées par des structures de cisaillement ou mylonitiques de plusieurs mètres d'épaisseur. Deux types de cisaillement sont observés dans la région : le premier type est associé aux cisaillements régionaux, d'attitude abrupte (cisaillements du lac Matagami, de la rivière Waswanipi et du lac Olga). Les roches sont transformées en schiste, les structures primaires sont oblitérées et le faciès métamorphique reste celui des schistes verts; et 2) le second est associé aux deux zones mylonitiques au faciès des amphibolites. Ces roches différentes et représentent des assemblages particuliers. Il s'agit de l'unité T2a et de la bordure nord de la Tonalite d'Opaoca. Les plis majeurs ont été tracés à partir des variations d'orientation de la stratification et des changements de polarité stratigraphique dans les wackes.

Agencement structural et domaines structuraux

Les roches de la région du lac Olga se trouvent dans un ensemble plissé et cisailé, orienté grosso modo E-W. Cette région se divise en quatre grands domaines en fonction de

l'attitude de la foliation (figure 14). Des sous-domaines ont été identifiés pour faire ressortir des différences locales. La grande majorité des linéations de la région sont abruptes.

Le domaine I correspond aux roches de la Sous-province d'Opatoca et de la mince bande de volcanites de Dussieux et des roches du Groupe de Matagami. Ce domaine est caractérisé par une foliation abrupte ($\approx 75^\circ$), inclinée vers le sud. Dans la partie NW du feuillet, le sous-domaine Ia est associé à la bande de gneiss ayant une gneissosité plissée et inclinée vers le nord.

Le domaine II est au centre de la région. Il est délimité au nord par le cisaillement du lac Matagami et au sud par plusieurs éléments dont une partie du cisaillement de la rivière Waswanipi et du second synclinal. Ce domaine est caractérisé par des strates et une foliation orientées E-W, abruptes ($\approx 78^\circ$) et inclinées vers le nord. Les deux sous-domaines particuliers sont la bande de mylonite et de gneiss au lac Matagami et le synclinal du lac Olga.

Le troisième domaine est limité par le Pluton d'Olga au sud et par le cisaillement de la rivière Waswanipi, au nord et la partie nord du second synclinal. La demi-ouest du domaine est homogène et la foliation E-W, abrupte ($\approx 70^\circ$), est inclinée vers le sud. Dans la demi-est, la déformation est hétérogène. La foliation change d'orientation en moulant la forme du Pluton d'Olga et plusieurs changements de sens d'inclinaison sont aussi observés.

Le quatrième domaine est limité à la bande de tonalite et diorite gneissiques au faciès des amphibolites dans la partie SE du feuillet 32F/14. La foliation E-W est très abrupte ($\approx 83^\circ$) et inclinée vers le nord.

Interprétation et modèle structural

L'agencement structural de la région du lac Olga est caractérisé par des structures abruptes, des domaines montrant des changements d'attitude de la foliation, des synclinaux sans association avec des anticlinaux, des grands cisaillements et des zones de haute déformation. Ceci résulte de la collision des volcanites de l'Abitibi et des roches plutoniques de l'Opatoca, comme le montre le modèle de Sawyer et Benn (1993). Les éléments structuraux, inclinés vers le sud, de l'Opatoca, de la bande de volcanites et de la bande de roches sédimentaires, sur la rive nord du lac Matagami, reflètent la portion qui est en chevauchement sur l'Opatoca. Les éléments structuraux du domaine II, inclinés vers le nord, sont associés au sous-charriage des roches de l'Abitibi sous l'Opatoca (subduction). La série de synclinaux et de cisaillements résultent du raccourcissement N-S général. Une partie de l'hétérogénéité de l'agencement structural est probablement associée à la forme des édifices volcaniques de la Formation de Dussieux.

Les zones de haute déformation (Atop et T2a) sont interprétées comme représentant des zones profondes de cisaillement exhumées par les plutons tardifs. Ces zones et la phase de déformation associée sont antérieures à 2693 Ma puisque les Plutons de Canet et d'Olga les recoupent clairement.

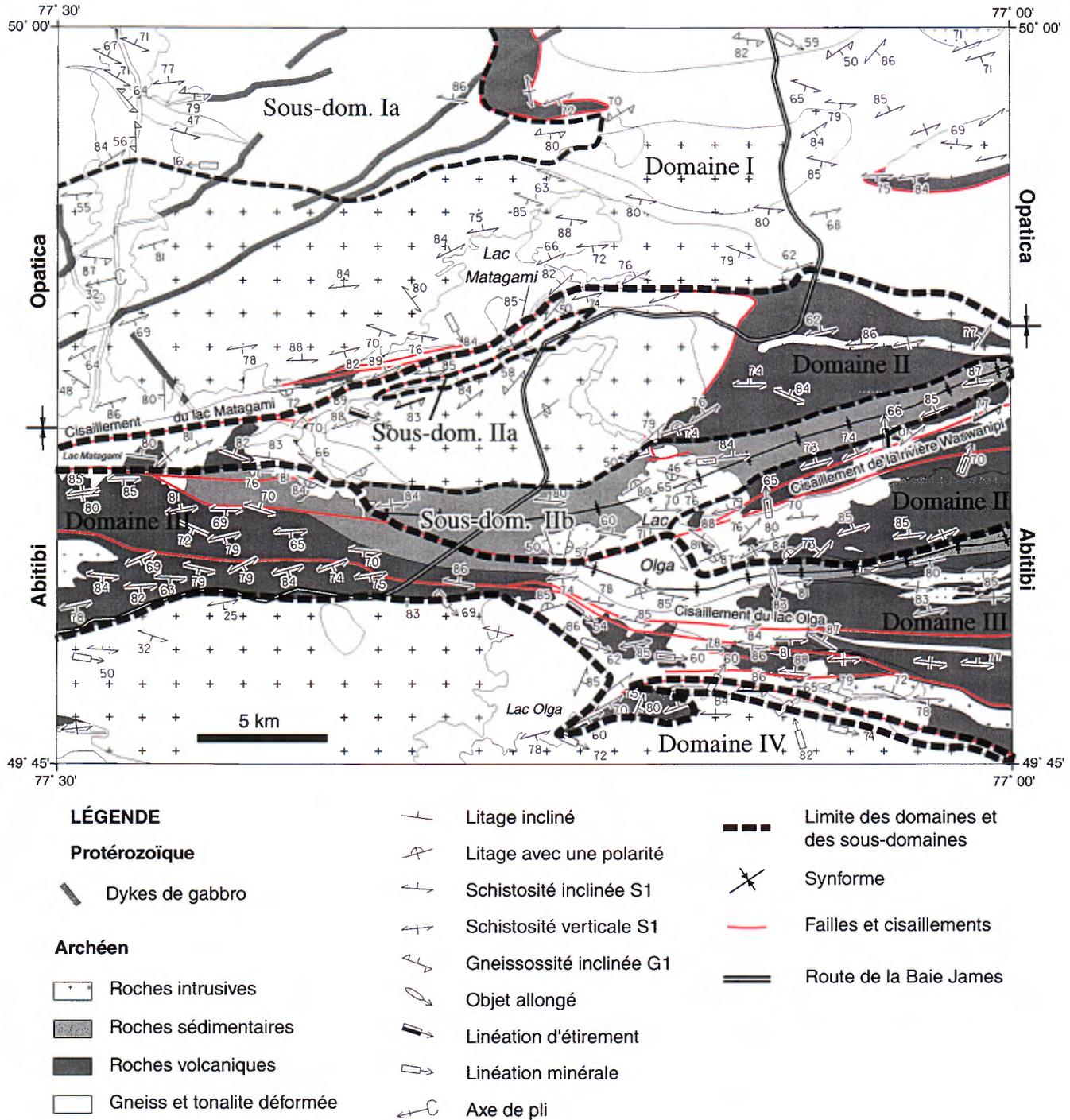


FIGURE 14 - Carte structurale de la région du lac Olga (32F/14).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Sept indices minéralisés sont présentement connus dans la région du lac Olga (figure 15). Ils appartiennent à quatre types de minéralisation : veines orogéniques de quartz aurifère, zone de pyrite disséminée aurifère, système filonien Au-Ag-Cu et gîte de sulfures massifs volcanogènes. Seul l'indice du Lac Olga-Ouest est exposé en surface et a été visité. Les autres indices correspondent à des intersections en forage. Les carottes associées aux indices de la Zone Olga et du Lac Olga-SE ont été examinées. Les autres indices sont décrits à partir des documents d'origine.

Les anciens indices Livaudière ou Groupe Ken (32F/14-01), Lozeau (32F/14-02) et Morris ou Chute Rouge (32F/14-03) n'ont pas été ajoutés au SIGEOM puisqu'il n'y pas d'analyse de métaux associée à ces affleurements sulfurés. La première citation de l'indice Livaudière est une courte note dans l'étude spéciale 2 (Grenier, 1967). L'affleurement de volcanite qui pourrait être associé à cet indice (Freeman, 1940; Imbault, 1952), à 2,8 km au NNE du lac Matagami, n'a pas été retrouvé. Seul, un affleurement de gabbro protérozoïque a été cartographié dans ce secteur.

L'indice Morris ou de la chute Rouge, découvert par Auger (1942), consiste en de la pyrite et de la chalcopryrite au contact des wackes de la Formation de Morris et du Pluton de Canet. La zone minéralisée est importante puisqu'elle se

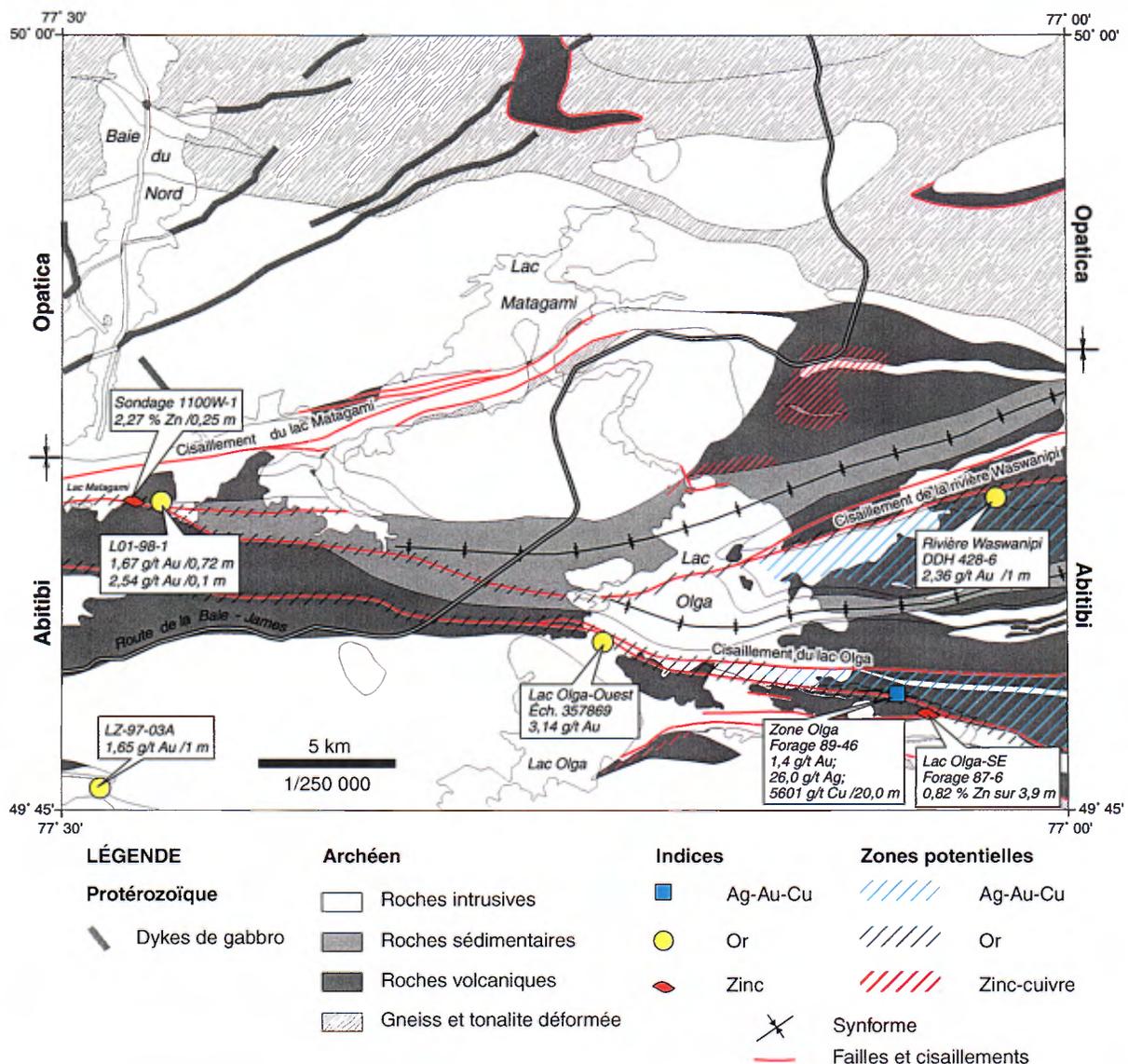


FIGURE 15 - Carte de localisation des indices minéralisés de la région du lac Olga (32F/14). Les zones en hachurées représentent les secteurs potentiels de découverte de nouveaux indices.

prolonge sur 150 m du côté ouest de la chute, avec une épaisseur de 15 m, alors qu'à l'est de la chute, la zone n'atteint que 3,6 m d'épaisseur. Auger (1942) rapporte que l'analyse d'échantillons a révélé peu ou pas d'or. Il ne fait pas mention de teneur en cuivre, ni en zinc. Cette zone mérite d'être réévaluée pour son contenu en métaux usuels et pour la possibilité d'un contexte de sulfures massifs de type Besshi. Les rares volcanites felsiques de ce secteur (Adx1) correspondent aux volcanites de type FII de Leshner *et al.* (1986), comme celles des Mines Selbaie (32E/15).

Une section de 25 cm dans le forage **1100W-1**, situé près du cisaillement de la Rivière Waswanipi a donné une teneur de 2,27 % Zn (figure 15) dans des tufs rhyolitiques coupés de veines de quartz et de carbonates (Borduas, 1989). Cet indice n'est pas classé dans les types énumérés précédemment.

Veines orogéniques de quartz aurifère

Les grands corridors de déformation E-W sont fréquemment associés aux minéralisations aurifères mésothermales dans la Sous-province d'Abitibi (Robert, 1990). Trois corridors dans le feuillet 32F/14 ont été reconnus, soit les corridors du lac Matagami, de la rivière Waswanipi et du lac Olga. La direction de ces structures à fort pendage varie de N080° à N100°. Les indices aurifères de la région se trouvent près ou dans ces corridors de déformation. L'or est associé à des systèmes de veines de quartz-carbonates. Les principales minéralisations aurifères d'affinité orogénique sont :

- L'indice du **Lac Olga-Ouest**, qui consiste en une paire de veines d'extension de quartz dans des basaltes fortement déformés le long du cisaillement du lac Olga. Les veines mesurent moins d'un mètre d'épaisseur et sont localement plissées. Leurs épontes contiennent un faible pourcentage de pyrite fine. Une teneur de 3,14 g/t Au a été obtenue de l'échantillon 357869 (Thériault, 1989). Des teneurs de 2,95 g/t Au et de 1,4 g/t Au ont été obtenues de blocs erratiques de veine de quartz, échantillonnés au SE de cet indice, sur la rive opposée (Guimond et Oswald, 1990; Nicole et Thériault, 1988).

- L'indice aurifère dans le forage **LOI-98-1** est associé à une section de 72 cm contenant une veine de quartz-carbonates faiblement pyriteuse dans un basalte en bordure du cisaillement de la rivière Waswanipi. Les teneurs aurifères dans cette section sont de 1,67 g/t Au sur 0,72 m et de 2,54 g/t Au sur 0,1 m (Borduas, 1993).

Zone de pyrite disséminée aurifère

L'indice **Rivière Waswanipi DDH 428-6** est une section faiblement pyriteuse à 2,36 g/t Au sur 1 m dans un dyke de porphyre quartzofeldspathique intrusif dans un tuf altéré au sud du cisaillement de la rivière Waswanipi (Salamis, 1992). Les travaux de Ressources William (Desbiens et Girard, 1994), en périphérie du forage 428-6, ont mis en évidence des zones d'altération en silice, en séricite, en chloritoïde,

en pyrite (1 % à 4 %) et en micas verts dans des dykes felsiques porphyriques associés à des halos anomaux en or (738 ppb Au sur 1,7 m, forage OL-94-05 et 928 ppb sur 0,6 m, forage 428-4). Ce secteur est clairement altéré en séricite et en carbonates. Il représente une zone anormale en or.

L'indice **LZ-97-03A** correspond à une section de 1,0 m à 1,65 g/t Au dans une tonalite bréchique, localement bien foliée, hématisée et contenant de 2 à 7 % de pyrite (Masson, 1997). Cette roche pourrait être une enclave de la phase granophyrique du Complexe de la Rivière Bell ou de la Diorite quartzifère de Radiore dans le Pluton d'Olga.

Système filonien à Au-Ag-Cu

Le principal indice métallifère de la région est celui de la **Zone Olga**, localisé au nord du bras SE du lac Olga (figures 15 et 16). Cette découverte résulte de l'identification de blocs de tourmalinite aurifère sur les rives du lac Olga (Nicole et Thériault, 1988). Cette zone s'étend sur 2120 m en bordure du cisaillement du lac Olga. Elle est contenue dans l'assemblage de schiste à tourmaline et de tourmalinite (M8(TL)a) qui est encaissé dans les volcanites de Dussieux. La zone minéralisée affleure en un endroit, mais elle a été coupée par de nombreux forages réalisés par SOQUEM en 1989 et en 1990 (Guimond et Oswald, 1990). Le cœur de la minéralisation est situé entre les forages 89-45 et 89-47 (figures 16 et 17), où se trouvent les meilleures intersections minéralisées :

- 89-46 (1,4 g/t Au; 26,0 g/t Ag; 0,56 % Cu sur 20,0 m);
- 89-47 (1,1 g/t Au; 30,7 g/t Ag; 0,55 % Cu sur 15,5 m);
- 89-45 (405,2 g/t Au; 6,7 g/t Ag; 0,73 % Cu sur 0,1 m);
- 89-45 (5,0 g/t Au; 16,2 g/t Ag; 0,40 % Cu sur 7,94 m);
- 90-84 (24,4 g/t Au; 11,5 g/t Ag; 0,025 % Cu sur 1,62 m).

La Zone Olga présente plusieurs habitus de minéralisation aurifère dont les plus importants sont la tourmalinite, des niveaux de pyrite semi-massive intercalés dans le schiste à tourmaline, de la pyrite disséminée dans le schiste à tourmaline et des veines de quartz-carbonates-sulfures.

Le tableau de corrélation multiéléments du rapport de Guimond et Oswald (1990) fait ressortir une bonne corrélation (>0,5) entre l'argent, le cuivre, le cobalt et le nickel et une forte corrélation (0,80) entre l'argent et le cuivre. L'or montre, à l'inverse, une faible corrélation (0,34) avec l'argent. Ainsi, les meilleures teneurs d'argent sont associées aux meilleures teneurs de cuivre et aux pourcentages plus élevés en sulfures. Tandis que la quantité d'or n'est pas directement associée au pourcentage de sulfures et plusieurs teneurs élevées proviennent de veines de quartz avec peu de sulfures.

L'observation des lames minces et les analyses géochimiques (2003031307¹ à 2003031316¹) montrent que cette zone correspond à un vaste système mésothermal développé dans les volcanoclastites intermédiaires de la Formation de Dussieux. Ceci comprend une grande enveloppe d'altération en séricite et carbonates (M8(V2)SR++,CB+),

1. Numéro d'échantillon avec analyse géochimique répertorié dans le SIGEOM.

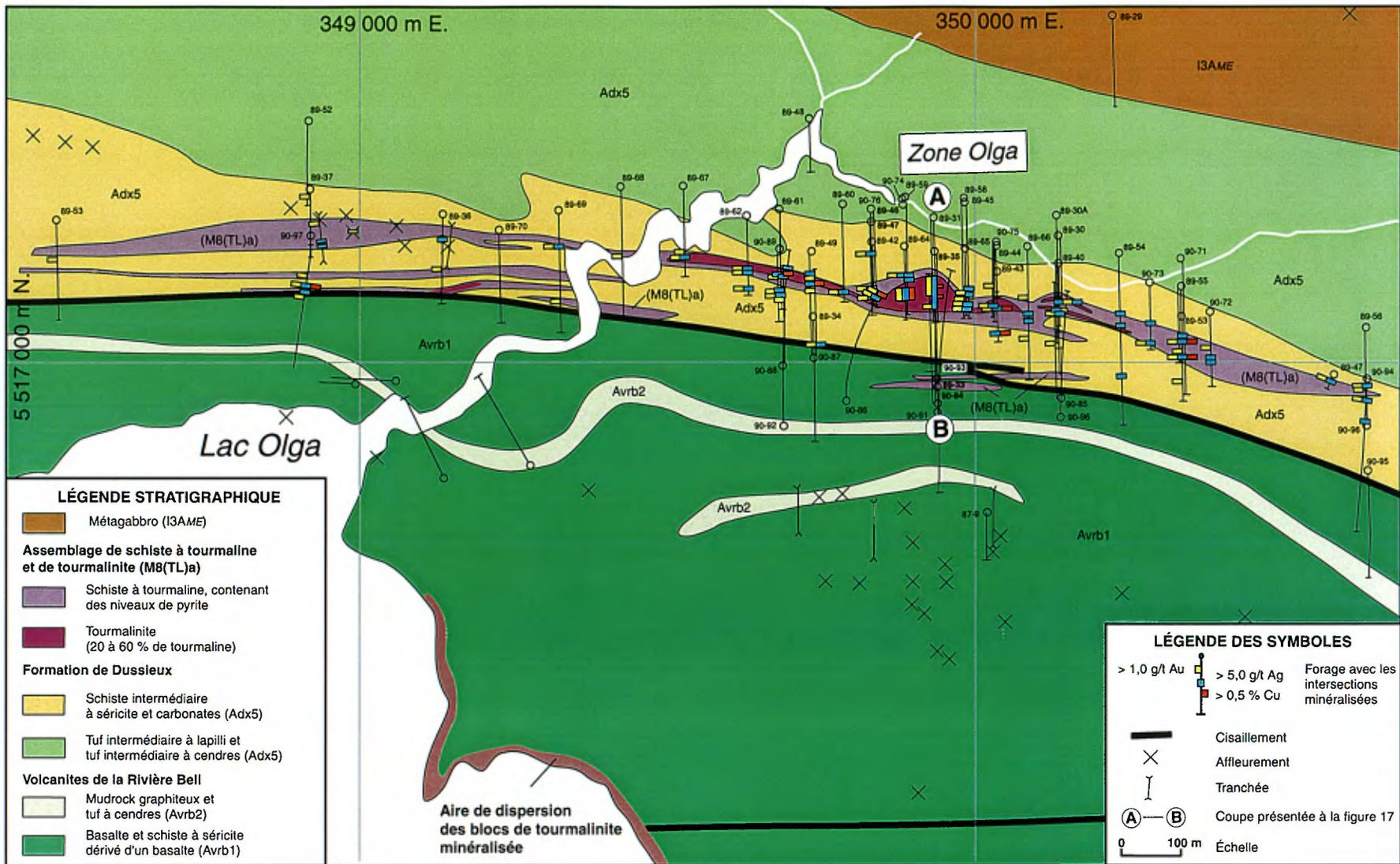


FIGURE 16 - Carte détaillée illustrant la distribution des minéralisations en or, en argent et en cuivre du secteur de la Zone Olga (32F/14), provenant d'une carte de Guimond et Oswald (1990) et des nouvelles données de terrain. La carte est localisée sur la figure 2. Les intersections minéralisées ont été recalculées à partir des analyses de Guimond et Oswald (1990). Ces intersections ont aussi été attachées aux forages dans le SIGÉOM. Les lettres A et B indiquent les limites de la trace de la coupe verticale (figure 17).

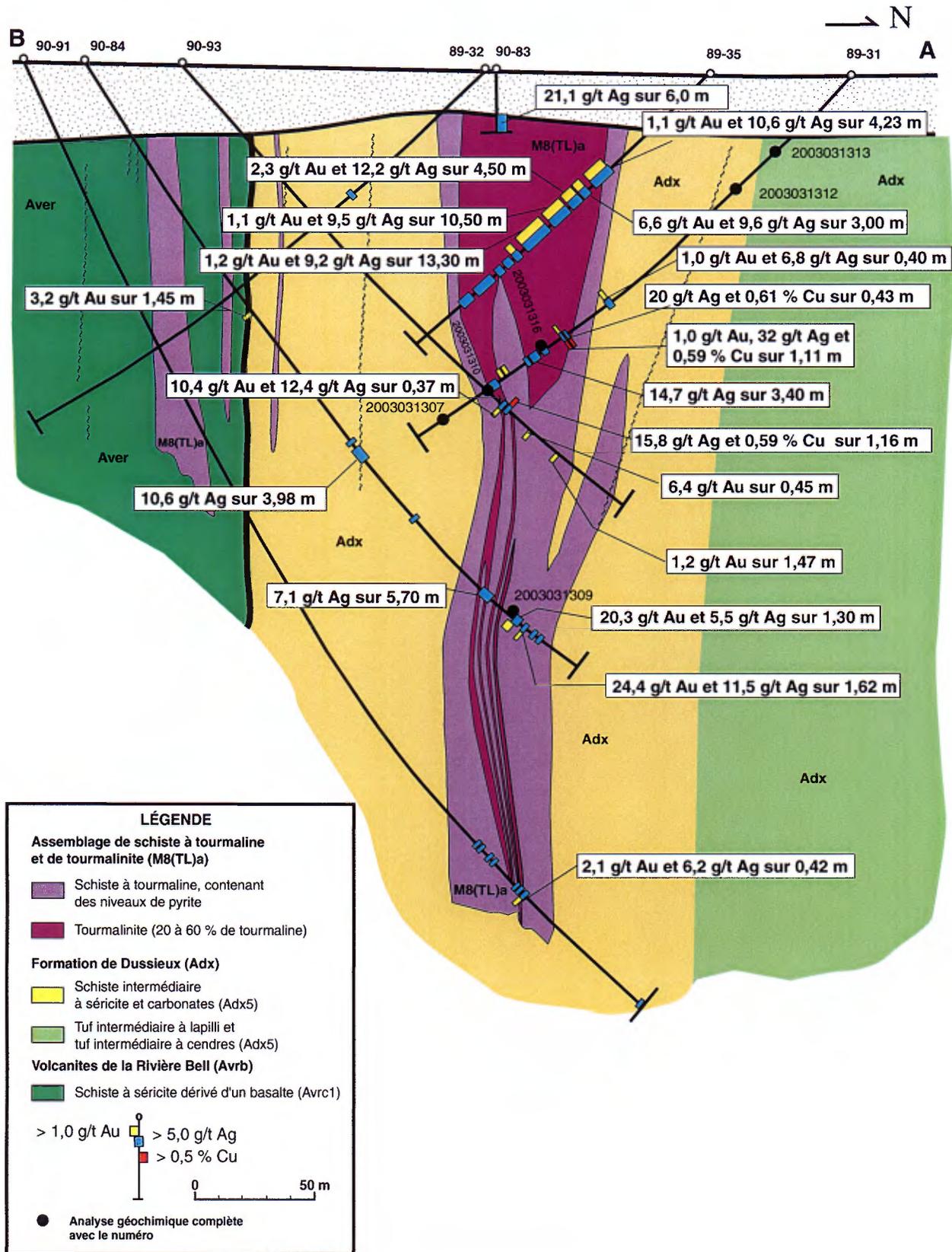


FIGURE 17 - Coupe verticale de la Zone Olga montrant les principales intersections en or, en argent et en cuivre en fonction de la géométrie de l'assemblage de schiste à tourmaline et de tourmalinite. La coupe provient des travaux de Guimond et Oswald (1990). Les intersections minéralisées ont été recalculées à partir des analyses de Guimond et Oswald (1990).

une zone minéralisée en sulfures correspondant au schiste à tourmaline et un cœur de tourmalinite caractérisé par un lessivage du Na, K, Ba et des terres rares légères. La Zone Olga se distingue des systèmes mésothermaux de l'Abitibi pour ses teneurs élevées en Ag et en Cu.

L'important volume d'altération en séricite (figure 12) et la présence de cette grande zone minéralisée en Au-Ag-Cu sur 2100 m indiquent que les volcanites de la Formation de Dussieux représentent un excellent environnement pour des minéralisations aurifères. De plus, des grains d'or et des teneurs de 2120 ppb Au et de 4940 ppb Au ont été obtenus d'échantillons de forages à circulation inversée au nord et à l'est de la Zone Olga (Haga *et al.*, 1988; Arscott et Fraser, 1992) indiquant qu'il y a d'autres indices aurifères dans les volcanites de Dussieux.

Minéralisation d'affinité exhalative volcanogène

Dans la région du lac Olga, le Groupe du Lac Watson et la Formation de Dussieux sont les unités volcaniques les plus propices aux minéralisations en sulfures massifs volcano-gènes (SMV). Le Groupe du Lac Watson est reconnu dans la région de Matagami pour l'association de gîtes de sulfures massifs à Zn-Cu-Ag avec la «Tuffite clef» (Sharpe, 1968; MacLean, 1984; Piché *et al.*, 1990 et 1993).

La partie sud de la région du lac Olga correspond à l'extension vers l'est du flanc nord de l'anticlinal de Galinée. Les gisements de métaux usuels de ce flanc sont généralement plus riches en cuivre, alors que ceux du flanc sud sont nettement riches en zinc (Sharpe, 1968). Antérieurement, l'extension des volcanites altérées des groupes du Lac Watson et de Wabasse se terminait à 2 km du lac Caron, se butant sur le Pluton d'Olga, dans le coin SW de la carte. La découverte des rhyolites fortement altérées en cordiérite et anthophyllite, représentant une chloritisation métamorphisée, indique un potentiel de découverte de gisements de sulfures volcano-gènes dans ce secteur (figure 15).

L'indice du **Lac Olga-SE**, situé à 1 kilomètre au SE de la Zone Olga, est une occurrence de minéralisation d'affinité SMV. Le forage 87-6 a intersecté une section à 0,82 % Zn sur 3,9 m au sein d'une section anormale plus large à 0,39 % Zn sur 18,0 m (Bambic et Eymard, 1988). La minéralisation se compose de sulfures massifs à semi-massifs dans les mudrocks graphiteux noirs avec des niveaux de tuf intermédiaire à cendre, associés aux volcanites de la Rivière Bell. Les sulfures consistent principalement en de la pyrrhotine (95 %) accompagnée de sphalérite (2 %) et des traces de chalcopryrite. L'assemblage de sulfures supporte et remplace partiellement de nombreuses esquilles de claystone (*rip-up clasts*).

La Formation de Dussieux contient une épaisse séquence de volcanites intermédiaires et felsiques marquées par un fort degré d'altération. La présence de minéralisation en séricite, la signature calco-alcaline et l'abondance des lentilles de

pyrite et de pyrrhotine (90 % de pyrite-pyrrhotine sur 4,9 m dans le forage V-70, Vandenhirtz, 1971) dans ces roches impliquent qu'il serait possible de trouver des lentilles importantes de sulfures massifs de type Bousquet-LaRonde.

CONCLUSION

Nos travaux de cartographie ont permis de trouver vers l'est, à plus de 15 km, l'extension des volcanites du Groupe du Lac Watson en contact avec les volcanites de la Rivière Bell. De plus, ces volcanites ont été affectées par une altération chloriteuse, maintenant métamorphosées en cordiérite et en anthophyllite, associée à l'altération proximale des gisements de sulfures massifs (Zn-Cu-Ag) de Matagami. Ce secteur, au sud du lac Olga, mérite d'être exploré pour ce type de minéralisation.

Le second objectif était de définir les relations stratigraphiques entre les roches sédimentaires et les volcanites adjacentes. La Formation de Morris, une nouvelle unité turbiditique, repose de façon concordante sur les volcanites de la Formation de Dussieux. La nouvelle unité, la Formation de Dussieux, est très différente des volcanites de la région de Matagami par son abondance de pyroclastites, sa composition continue d'andésite basaltique à dacite et son affinité transitionnelle et calco-alcaline. La datation à $<2701 \pm 1$ Ma d'un échantillon du conglomérat polygénique du Groupe de Matagami indique que cette roche est plus jeune que prévu par les modèles antérieurs.

Le troisième objectif était de définir la nature du contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca. Cette zone affleure peu et deux plutons tardifs sont injectés au contact. L'agencement structural de la région correspond au modèle de Sawyer et Benn (1993) qui indique qu'une partie de l'Abitibi est chevauchée sur l'Opatoca et que l'autre est sous-charriée en-dessous.

Le secteur couvrant les volcanites de Dussieux et comprenant les grandes zones d'altération en séricite-carbonate, est le plus intéressant pour la découverte de minéralisation en Au-Ag-Cu.

RÉFÉRENCES

- ALIBERT, C. - ALBAREDE, F., 1988 - Relationships between mineralogical, chemical and isotopic properties of some North American kimberlites. *Journal of Geophysical Research*; vol. 93, no. B7, pages 7643-7671.
- ARSCOTT, P. - FRASER, B., 1992 - 1990 diamond drilling report, Matagami east « A » block. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 51125, 70 pages et 5 cartes.

- AUGER, P.-E., 1942 - Région d'Olga-Mattagami, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; rapport géologique 10, 20 pages.
- AYER, J. - AMELIN, Y. - CORFU, F. - KAMO, S. - KETCHUM, J. - KWOK, K. - TROWELL, N., 2002 - Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*; volume 115, pages 63-95.
- BAMBIC, P. - EYMARD, D., 1988 - 28 journaux de sondage au diamant des trous 87-1 à 87-25 et 88-26 à 88-28, Projet Olga. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48300, 144 pages et 26 cartes.
- BANCROFT, J. A., 1913 - A report on the Geology and natural resources of certain portions of the drainage basins of the Harricanaw and Nottaway rivers, to the North of the National Transcontinental railway in Northwest Quebec. Department of Colonization, Mines and Fisheries, Quebec; report on mining operations in the Province of Quebec during the Year 1912, pages 131-198.
- BARTLEY, C. M., 1949 - Geological report. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 06831-A, 3 pages et 2 cartes.
- BONAVIA, F. F. - MACLEAN, W. H., 1986 - Geology and ore enrichment factors at the Radiore mine, Quebec. *Mineralium Deposita*; volume 21, pages 137-146.
- BEAUDRY, C. - GAUCHER, E., 1986 - Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-32, 147 pages et 6 cartes.
- BELL, R., 1902 - Report on the Geology of the Basin of Nottaway River with a map of the region, 1900. Geological Survey of Canada; annual report (new series), volume XIII, 1903, pages 3-11.
- BENN, K. - SAWYER, E.W. - BOUCHEZ, J.-L., 1992 - Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2429-2444.
- BLAKE, D. W. A., 1953 - Région du lac Waswanipi (moitié est), comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; rapport géologique 59, 36 pages et une carte.
- BONAVIA, F. F. - MACLEAN, W. H., 1986 - Geology and ore enrichment factors at the Radiore mine, Quebec. *Mineralium Deposita*; volume 21, pages 137-146.
- BORDUAS, B., 1989 - Report on a diamond drilling program with 1 log of hole 1100W-1, Lozeau property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49556, 24 pages.
- BORDUAS, B., 1993 - Rapport de sondages, propriété Lozeau #1. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 51927, 39 pages.
- BRITTON, J. W. - FEDOSEJEVS, G. - HESLOP, R. M. - MACINNIS, D. - MACISAAC, N., 1974 - 2 reports on exploration programme. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34058, 70 pages et 52 cartes.
- BUCHAN, K. L. - MORTENSEN, J. K. - CARD, K. D., 1993 - Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- CALVERT, A.J. - SAWYER, E.W. - DAVIS, W.J. - LUDDEN, J.N., 1995 - Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*; volume 375, pages 670-674.
- CARD, K. D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, no. 1, pages 5-13.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - MORTENSEN, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- DAVID, J. - PARENT, M. - STEVENSON, R. - NADEAU, P.-GODIN, L., 2002 - La séquence supracrustale de Porpoise Cove, région d'Inukjuak : un exemple unique de croûte paléoarchéenne (ca. 3.8 Ga) dans la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10, page 17.
- DAVIS, D. W., 1982 - Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2141-2149.
- DAVIS, D. W., 2002 - U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*; volume 115, pages 97-117.
- DAVIS, W. J. - GARIÉPY, C. - SAWYER, E. W., 1994 - Pre-2.8 Ga crust in the Opatoca gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*; volume 22, pages 1111-1114.
- DAVIS, W. J. - MACHADO, N. - GARIÉPY, C. - SAWYER, E. W. - BENN, K., 1995 - U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 113-127.
- DESBIENS, H. - GIRARD, R., 1994 - Rapport de la campagne de sondages (1994), propriété du Lac Olga. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 52712, 134 pages et 3 cartes.
- DUFRESNE, J. A. O., 1913 - Geology of an area in the vicinity of Gull and Olga lakes, Northwestern Quebec. McGill University, Montréal; master thesis, 44 pages.
- FRANKLIN, J.M., 1993 - Volcanic-associated massive sulphide deposits. *In: Mineral deposit modeling*, édité par KIRKHAM, R.V. - SINCLAIR, W.D. - THORPE, R.I., - DUKE, J.M. Geological Survey of Canada; special paper 40, pages 315-334.
- FREEMAN, B. C., 1938 - Replacement shells around batholiths in the Waswanipi District, Northwestern Quebec. *The Journal of Geology*; volume XLVI, pages 681-699.
- FREEMAN, B. C., 1939 - The Bell river Complex, Northwestern Quebec. *The Journal of Geology*; volume XLVII, pages 27-46.
- FREEMAN, B. C., 1940 - Mattagami Lake. Geological Survey of Canada; map 571A.
- FREEMAN, B. C. - BLACK, J. M., 1944 - Région de la rivière Opaoka, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; rapport géologique 16, 23 pages et une carte.

- GARTNER, J.F., 1984 - Geological reconnaissance report, volcan project, Livaudière 1 property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 41598, 14 pages.
- GRENIER, P. E., 1967 - Bibliographie annotée sur la minéralisation métallique dans les régions de Noranda, de Matagami, de Val-d'Or et de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec; étude spéciale 2, 305 pages et 7 cartes.
- GOETTEL, T., 1998 - Report on the 1998 diamond drilling program, Lozeau #3 property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55823, 35 pages et 2 cartes.
- GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.-C. - MERCIER-LANGEVIN, P. - DAVIS, D. W., 2001 - Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages.
- GOUTIER, J. - MELANÇON, M., (en préparation) - Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi, 1/500 000. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec.
- GOUTIER, J. - OUELLET, M.-C., 2002 - Carte géologique de la région du lac Olga - 32F14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-11, une carte couleur.
- GUIMOND, J. L. - OSWALD, R., 1990 - Rapport d'une campagne de cartographie géologique, décapage, tranchées, géochimie de sols et d'un programme de sondage au diamant avec 41 journaux des trous 90-71 à 90-111, projet Olga 111029. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 50632, 1239 pages et 57 cartes.
- HAWLEY, P.J., 1993 - Compilation report on the Dunlop Bay property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 51803, 36 pages.
- HAGA, I. - PARADIS, S. - RAMPTON, V.N. - THOMAS, R.D. - TOUBORG, J.F. - RAINSFORD, D.R. 1988 - Summary report of work, including: Compilation of previous work, preliminary evaluation of quaternary geology and superficial deposits, landsat study, geophysical surveys, petrographic description and diamond drilling campaign with 5 logs of holes OL-87-01 to OL-87-05, lac Olga property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 46892, 72 pages et 2 cartes.
- HEAMAN, L., 1997 - Global mafic magmatism at 2.45 Ga : Remnants of an ancient large igneous province. *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- HOCQ, M., 1994 - La Province du Supérieur. *In* : Géologie du Québec. Les publications du Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- IMBAULT, P.-E., 1952 - La région d'Olga-Goéland, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; rapport géologique 51, 79 pages et une carte.
- JAFFEY, A. H. - FLYNN, K. F. - GLENDENIN, L. E. - BENTLEY, W. C. - ESSLING, A. M., 1971 - Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review* 4; pages 1889-1906.
- JENSEN, L. S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of Natural resources, Division of Mines, Ontario; miscellaneous paper 66, 22 pages.
- KROGH, T. E., 1973 - A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 37, pages 485-494.
- KROGH, T. E., 1982 - Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.
- LANG, H. E., 1933 - Waswanipi Lake area, Quebec. Department of Mines, Canada, Geological Survey; summary report, 1932, Part D, pages 36D-43D.
- LARGE, R. R. - MC PHIE, J. - GEMMEL, J. B. - HERRMANN, W. - DAVIDSON G. J., 2001 - The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions : some examples from Australia. *Economic Geology*; volume 96, pages 913-938.
- LE MAITRE, R. W. - BATEMAN, P. - DUBEK, A. - KELLER, J. - LAMEYRE, J. - LE BAS, M. J. - SABINE, P. A. - SCHMID, R. - SØRENSEN, H. - STRECKEISEN, A. - WOOLLEY, A. R. - ZANETTIN, B., 1989 - A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences, subcommission on the Systematics of Igneous rocks. Blackwell Scientific Publications; 193 pages.
- LESHER, C. M. - GOODWIN, A. M. - CAMPBELL, I. H. - GORTON, M. P., 1986 - Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 222-237.
- LONGLEY, W. W., 1943 - Région du lac Kitchigama, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; rapport géologique 12, 36 pages et une carte.
- LUDDEN, J. - HYNES, A., 2000 - The Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect : two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 459-476.
- LYDON, J. W., 1984 - Volcanogenic Massive Sulphide Deposits Part 1 : A descriptive model. *Geoscience Canada*; volume 11, pages 195-202.
- LYDON, J. W., 1988 - Volcanogenic Massive Sulphide Deposits Part 2 : Genetic models. *Geoscience Canada*; volume 15, pages 43-65.
- MACFARLANE, R. L., 1962 - 5 DDH logs. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 12659, 11 pages et 1 carte.
- MACGEEHAN, P. J. - MACLEAN, W. H., 1980a - An Archaean sub-seafloor geothermal system, 'calc-alkali' trends, and massive sulphide genesis. *Nature*; volume 286, pages 767-771.
- MACGEEHAN, P. J. - MACLEAN, W. H., 1980b - Tholeiitic basalt-rhyolite magmatism and massive sulphide deposits at Matagami, Quebec. *Nature*; volume 283, pages 153-157.
- MACLEAN, W. H., 1984 - Geology and ore deposits of the Matagami District. *In*: Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 483-495.

- MASSON, M., 1997 - Rapport de forage, propriété Lozile J. V. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54474, 32 pages et 3 cartes.
- MATTHEWS, W. - DAVIS, W. J., 1999 - A practical image analysis technique for estimating the weight of abraded mineral fractions used in U-Pb dating. Geological Survey of Canada; Current Research 1999-F, Radiogenic Age and Isotopic Studies: report 12, pages 1-7.
- McDONOUGH, W. F. - SUN, S.-S., 1995 - The composition of the Earth. *Chemical Geology*; volume 120, page 223-253.
- MORTENSEN, J. K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- MUELLER, W. - DONALDSON, J. A., 1992 - Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2249-2265.
- NICOLE, J. F. - THÉRIAULT, G., 1988 - Rapport d'une campagne d'échantillonnage, projet Olga (111029). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48395, 99 pages et 4 cartes.
- PEARSON, V., 1999 - Rapport de la campagne de cartographie (été 1998) et de forage (hiver 1999), Projet Olga (# 1029). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56637, 87 pages et 8 cartes.
- PICHÉ, M., 2000 - Quantification de l'altération hydrothermale des roches du camp minier de Joutel à partir d'analyses d'éléments majeurs. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-06, 27 pages.
- PICHÉ, M. - GUHA, J. - DAIGNEAULT, R. - SULLIVAN, J. R. - BOUCHARD, G., 1990 - Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami : Structure, stratigraphie et implications métallogéniques. *In* : La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière (Rive, M. - Verpaelst, P. - Gagnon, Y. - Lulin, J.-M. - Riverin, G. - Simard, A., éditeurs). L'institut canadien des mines et de la métallurgie; volume spécial 43, pages 328-335.
- PICHÉ, M. - GUHA, J. - DAIGNEAULT, R., 1993 - Stratigraphic and Structural Aspects of the Volcanic Rocks of the Matagami Mining Camp, Quebec: Implications for the Norita Ore Deposit. *Economic Geology*; volume 88, pages 1542-1558.
- PUPIN, J. P. 1980 - Zircon and granite petrology. *Contribution of Mineralogical Petrology*; volume 73, pages 207-220.
- ROBERT, F., 1990 - An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi Subprovince. *In* : La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière (Rive, M. - Verpaelst, P. - Gagnon, Y. - Lulin, J.-M. - Riverin, G. - Simard, A., éditeurs). L'institut canadien des mines et de la métallurgie; volume spécial 43, pages 93-106.
- SALAMIS, G., 1992 - Report on a diamond drilling programme with 6 logs of holes 428-1 to 428-4, 428-6, 428-7, Project Olga (428). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 51193, 133 pages et 9 cartes.
- SANSFAÇON, R., 1993 - Rapport sommaire de présentation, propriété lac Olga, blocs centre et nord. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 51741; 23 pages et 4 cartes.
- SAWYER, E. W. - BENN, K., 1993 - Structure of the high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*; volume 15, pages 1443-1458.
- SHARMA, K. N. M., 1996 - Légende générale de la carte géologique - édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- SHARPE, J. I., 1968 - Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami. Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 137, 130 pages et 8 cartes.
- STE-CROIX, L., 1990 - Report on diamond drilling programme with 7 logs of holes lz-90-01 to lz-90-07 and geological mapping. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec; GM 50444, 71 pages et 4 cartes.
- TELMAT, H. - MARESCHAL, J. C. - GARIÉPY, C. - DAVID, J. - ANTONUK, C. N. 2000 - Crustal models of the eastern Superior Province, Quebec, derived from new gravity data. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 37, pages 385-397.
- THÉRIAULT, G., 1989 - Rapport d'un levé géologique, projet Olga (111029). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49140, 39 pages et 5 cartes.
- THURSTON, P. C., 1991 - Archean Geology of Ontario: Introduction. *In*: *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey; special volume 4, part 1, pages 73-78.
- THURSTON, P. C. - CHIVERS, K. M., 1990 - Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 46, pages 21-58.
- VANDENHIRTZ, R., 1971 - Report on magnetic, electromagnetic surveys and 16 DDH logs. Rapport statutaire déposé au ministère des Richesses naturelles, Québec; GM 27168, 103 pages et une carte.
- VEILLETTE, J. J. - PARADIS, S. J. - THIBAUDEAU, P. - POMARES, J.-S., 1991 - Distribution of distinctive Hudson Bay erratics and the problem of the Cochrane limit in Abitibi, Quebec. Geological Survey of Canada; Current Research, Part C, Paper 91-1C, page 135-142.
- VEILLETTE, J. J. - POMARES, J.-S., 1991 - Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec. Geological Survey of Canada; Current Research, Part C, Paper 91-1C, page 143-148.

ANNEXE 1 : MÉTHODE GÉOCHRONOLOGIQUE

Méthode analytique pour les datations isotopiques U-Pb

L'échantillon est pulvérisé au moyen d'un broyeur à mâchoires suivi d'un broyeur à disques. Les poudres passent ensuite par la séparation de densité avec du bromoforme et de l'iodure de méthylène et par la séparation paramagnétique au moyen d'un séparateur isodynamique Frantz. La sélection finale des minéraux est faite avec des pinceaux sous un microscope binoculaire en cherchant des cristaux sans faille ni évidence d'altération. Les surfaces des zircons sélectionnés sont enlevées par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982). Seuls les monozircons sont analysés. Le poids des grains sélectionnés pour l'analyse est estimé par une analyse stéréographique des images numériques en utilisant la méthode de Matthews et Davis (1999). Ceci contrôle seulement les concentrations en U et Pb (tableau 1 de la section «Datation isotopique U-Pb d'un conglomérat du Groupe de Matagami»), pas les âges, qui dépendent des rapports isotopiques qui sont insensibles au poids.

La dissolution du zircon s'effectue avec du HF à 200° C dans une capsule de téflon à haute pression, après un lavage dans du HNO₃ et l'addition d'un étalon isotopique de ²⁰⁵Pb et ²³⁵U. Les produits de décomposition sont traités avec du HCl pour assurer une dissolution complète. Pour les zircons pesants moins que 5 microgrammes, les solutions sont réduites par évaporation et mises directement sur des filaments pour montage dans le spectromètre de masse. Les solutions de zircons plus grands que 5 microgrammes passent par des colonnes à échange anionique avec du HCl

afin de purifier le plomb et l'uranium. Le procédé suit la méthode de Krogh (1973) avec des capsules et colonnes à taille réduite pour minimiser la contamination (le «blanc»).

Le plomb et l'uranium sont déposés sur le même filament à rhénium avec un gel de silice et d'acide phosphorique et le filament est ensuite monté dans un spectromètre de masse VG354. Les analyses s'effectuent au moyen d'un compteur d'ions Daly. Les corrections pour discrimination thermique des masses et discrimination du détecteur sont respectivement de 0,10 %/AMU et 0,07 %/AMU. La correction pour le temps-mort du détecteur est de 21,5 nsec. Ces corrections sont déterminées avec l'étalon isotopique SRM982 pour le plomb et CBNM 72-6 pour l'uranium.

Les calculs de «droite discordia» sont effectués en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982) et en prenant en considération les erreurs corrélées des rapports ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U, de même que celle associée au rapport ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Dans les cas où les données sont cohérentes et se projettent sur la «courbe concordia», où à proximité de celle-ci, l'âge est calculé en forçant une droite passant par les données et l'origine de la «concordia». Ceci équivaut à calculer la moyenne des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Normalement, les probabilités d'accord doivent se situer autour de 50 %. On considère une probabilité d'accord de plus de 10 % comme étant statistiquement acceptable. Les incertitudes sur les âges sont toutes présentées pour un intervalle de confiance de 95 %. Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent un intervalle de 2 σ. La composition du Pb commun dans l'analyse est considérée comme étant celle du blanc de laboratoire.

ANNEXE 2 : ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

Analyses représentatives des unités volcaniques de la région du lac Olga (32F/14)

Affleurement Échantillon Lithologie unité	02-JG-1212 2002034919 V1[AE] Awt	02-MC-5130 2002034132 V3B Avrb1	02-MC-5146 2002034140 V1D Avrb	02-MC-5274 2002034901 V1B[MR] Adx1	02-JG-1042 2002034161 I1D I1D[FO]	02-JG-1019 2002034168 M16(V2) Adx2	02-MC-5159 2002034134 V2J Adx2	02-JG-1075 2002034158 V1D Adx3	02-JG-1231 2002034199 V1[TL] Adx4	02-JG-1224 2002034910 V2[TL] Adx5
en %										
SiO ₂	73,58	48,87	69,85	70,71	74,95	55,37	57,53	64,50	70,84	59,58
TiO ₂	0,20	1,57	0,69	0,51	0,24	0,93	0,76	0,38	0,46	0,59
Al ₂ O ₃	11,21	14,00	11,60	13,11	12,78	15,97	15,04	14,27	15,31	14,85
Cr ₂ O ₃	0,004	0,006	0,003	0,002	0,004	0,011	0,008	0,004	0,004	0,041
Fe ₂ O _{3t}	4,82	15,53	7,66	4,58	2,87	9,77	8,75	3,90	1,35	5,67
MnO	0,05	0,36	0,10	0,05	0,04	0,12	0,13	0,06	0,01	0,09
MgO	4,59	5,64	0,99	1,88	0,33	4,57	5,68	0,89	0,47	4,45
CaO	0,04	8,17	5,89	1,85	1,38	8,67	4,08	4,99	2,74	4,69
Na ₂ O	0,29	2,81	1,67	3,24	4,10	3,23	4,21	2,35	4,86	3,43
K ₂ O	1,77	0,26	0,48	1,63	2,59	0,43	0,37	2,38	0,59	1,03
P ₂ O ₅	0,03	0,19	0,13	0,10	0,01	0,27	0,19	0,09	0,11	0,08
PAF	3,20	1,90	0,50	2,30	0,60	0,60	2,80	6,00	3,20	5,30
C	0,01	0,20	0,01	0,12	0,02	0,01	0,04	1,06	0,47	0,59
S	0,01	0,28	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
en ppm										
Ba	178,00	85	135	154,00	602	64	92	539	192,00	225,00
Co	1,30	51,9	5,2	6,40	2,9	26,5	25,4	10,9	3,60	31,10
Cs	1,00	0,2	0,5	0,80	0,8	0,3	0,2	1,8	0,60	0,80
Ga	33,00	19,4	28,5	18,00	15,8	17,0	15,6	17,0	18,40	19,90
Hf	17,90	2,6	13,6	6,90	7,1	3,6	3,5	3,5	3,60	2,20
Nb	38,50	5,4	20,1	12,40	10,2	7,8	6,5	4,4	6,00	1,90
Ni	42,00	36,4	3,1	20,00	3,3	27,5	54,9	21,4	20,00	132,00
Rb	31,70	5,3	9,9	49,30	84,5	11,8	10,1	65,6	18,20	29,90
Sr	6,10	139,7	550,4	52,60	92,4	161,4	95,7	158,8	332,80	415,70
Ta	2,50	0,5	1,4	1,20	0,7	0,6	0,6	0,4	0,50	0,10
Th	5,90	0,8	2,2	6,70	10,7	1,1	1,4	1,9	2,40	0,90
U	1,40	0,4	0,8	1,40	1,7	0,3	0,5	0,7	0,40	0,10
V	5,00	335	34	27,00	9	152	147	54	48,00	135,00
Y	188,20	30,7	130,3	37,30	39,7	26,1	20,6	8,0	9,10	9,20
Zr	507,20	89,3	424,0	248,30	219,7	141,3	127,6	123,7	141,80	78,30
La	38,40	6,9	24,7	30,30	66,0	15,2	13,3	16,7	17,20	7,80
Ce	95,70	16,7	58,8	61,80	109,6	30,0	25,5	27,5	32,00	17,80
Pr	14,60	2,55	9,17	7,09	11,35	3,86	3,38	3,02	3,70	2,21
Nd	78,90	12,3	43,3	29,60	39,9	16,8	13,9	10,7	14,50	10,80
Sm	22,20	3,8	14,0	5,80	7,6	3,8	3,1	2,4	2,30	2,20
Eu	3,19	1,27	3,02	1,13	1,00	1,08	0,82	0,59	0,70	0,75
Gd	25,33	4,70	16,96	5,40	6,83	4,15	3,31	1,62	2,07	1,96
Tb	4,95	0,79	3,09	0,95	1,01	0,68	0,55	0,26	0,30	0,32
Dy	30,20	5,21	20,47	5,80	6,25	4,13	3,33	1,46	1,52	1,61
Ho	6,60	1,13	4,80	1,25	1,39	0,90	0,73	0,27	0,31	0,33
Er	19,70	3,21	13,64	3,52	3,89	2,65	2,01	0,73	0,77	1,03
Tm	3,02	0,49	2,10	0,59	0,56	0,38	0,33	0,10	0,11	0,14
Yb	19,03	3,10	13,89	3,44	3,73	2,60	2,14	0,76	0,68	0,91
Lu	3,06	0,47	2,10	0,61	0,54	0,40	0,34	0,11	0,10	0,13

N.B. Tous les affleurement et les échantillons analysés, identifiés ici, sont répertoriés dans le SIGEOM.

Résumé

La région du lac Olga (32F/14) a été cartographiée à l'échelle du 1 : 20 000 et 1 : 50 000 dans le but de vérifier : 1) l'extension des volcanites du Groupe du Lac Watson, porteuses des gisements de zinc et de cuivre dans le camp minier de Matagami; 2) les relations stratigraphiques entre les roches sédimentaires et les volcanites adjacentes; et 3) la nature du contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica. Cette région est composée de roches archéennes des sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatica et de dykes de gabbro protérozoïque. La Sous-province d'Opatica contient principalement une tonalite foliée, un peu de gneiss, des lambeaux d'amphibolites dérivées de volcanites et une intrusion de gabbro pyroxénite. Les roches de la Sous-province de l'Abitibi comprennent des unités volcaniques (Groupe du Lac Watson (2725-2723 Ma), volcanites de la Rivière Bell et Formation de Dussieux, une nouvelle unité) et des unités sédimentaires (Formation de Morris, une nouvelle unité et Groupe de Matagami (<2701 Ma)). Ces roches sont coupées par plusieurs intrusions dont les plus importantes sont le Complexe de la Rivière Bell (2725 Ma), le Pluton d'Olga (2693 Ma) et le Pluton de Canet (2693 Ma). Une zone de tourmalinite, porteuse de minéralisations en or, en argent et en cuivre, a aussi été tracée sur les cartes. Les volcanites felsiques du Groupe du Lac Watson et les basaltes des volcanites de la Rivière Bell sont tholéitiques, tandis que celles de la Formation de Dussieux ont une composition qui varie d'andésite basaltique à dacite et sont d'affinité transionnelle à

calco-alcaline. Les roches de la région sont affectées par trois systèmes d'altération : 1) une ancienne altération riche en chlorite, maintenant métamorphosée (cordiérite-anthophyllite), présente dans les roches felsiques du Groupe du Lac Watson; 2) une altération en séricite-carbonates dans les volcanites de la Formation de Dussieux; et 3) une altération en carbonates le long des grands cisaillements. Les roches de l'Opatica sont aux faciès des amphibolites ou des granulites, tandis que celles de l'Abitibi passent du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. L'agencement structural de la région du lac Olga est caractérisé par des structures E-W abruptes, des changements d'attitude de la foliation, la présence de synclinaux sans anticlinaux, ainsi que par des grands cisaillements E-W et des zones de haute déformation représentant des zones profondes exhumées. Ceci résulte de la collision entre les deux sous-provinces, créant des chevauchements sur l'Opatica et un sous-charriage sous l'Opatica. Quatre types de minéralisation ont été reconnus : 1) des veines orogéniques de quartz aurifère; 2) des zones aurifères de pyrite disséminée; 3) un système filonien à Au-Ag-Cu; et 4) un indice de sulfures massifs volcanogènes. Selon nos observations, les secteurs les plus prometteurs sont : la zone de contacts entre les volcanites du Groupe du Lac Watson et de la Rivière Bell (Zn-Cu-Ag) au sud du lac Olga et les volcanites de la Formation de Dussieux contenant, entre autres, la Zone Olga (Au-Ag-Cu).

