

Recherche géologique et métallogénique dans les régions de Schefferville (23J15) et du lac Zeni (23I16)

Thomas Clark¹, Alain Leclair^{1,2}, Peir Pufahl³, Jean David⁴

RP 2008-01

Mots-clés : Shale noir métallifère, Fosse du Labrador, uranium, Complexe du lac Zeni, anomalie géochimique de sédiments de lac

Résumé

Dans la région de Schefferville, la zone de contact entre les deux cycles volcanosédimentaires de la Fosse du Labrador ne montre pas d'évidence d'une discordance majeure. Des résultats antérieurs portant sur les isotopes stables de carbone laissent croire que les dolomies de la Formation de Denault, considérées comme le sommet du premier cycle, se sont déposées au cours d'un laps de temps de 260 Ma, soit le temps entre les deux cycles selon l'interprétation des données géochronologiques disponibles; notre examen du contact appuie cette hypothèse. La base de la Formation de Menihék dans le deuxième cycle est marquée régionalement par une intervalle métrique de shales noirs radioactifs qui sont enrichis en métaux (V, Hg, Se, Ag). Dans la région du lac Zeni, située dans l'arrière-pays de la Fosse, les roches précédemment interprétées comme des volcanites felsiques sont réinterprétées comme des granites mylonitiques. Une tonalite a donné un âge U-Pb Archéen de mise en place. Des anomalies locales en Cu dans les sédiments de fond de lac semblent être causées par la présence de bandes de métagabbro contenant une faible quantité de sulfures cuprifères disséminés.

1. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Géologie Québec
2. Présentement à la Commission géologique du Canada, Ottawa
3. Université Acadia, Département de Géologie, Wolfville, Nouvelle-Écosse
4. GEOTOP-UQAM-McGill, Montréal

INTRODUCTION

La Fosse du Labrador est l'une des plus importantes ceintures volcanosédimentaires du Québec. Sa renommée est en grande partie due à l'exploitation des gisements de fer enrichi¹ dans la région de Schefferville de 1954 à 1982. Toutefois, sa longue histoire d'exploration pour des substances autres que le fer atteste de son grand potentiel métallifère (Clark et Wares, 2004). L'arrière-pays de la Fosse du Labrador a attiré moins l'attention que la Fosse même, mais cette région a récemment fait l'objet de travaux d'exploration pour des substances tels le nickel et l'uranium. C'est dans ce contexte que nous avons entrepris à l'été 2006 une reconnaissance géologique d'une durée de trois semaines sur certains aspects géologiques et métallogéniques ponctuels de la Fosse du Labrador et de son arrière-pays.

L'étude comprend deux volets. Le premier est une reconnaissance de la lithostratigraphie et de la distribution de l'uranium dans une partie de la succession sédimentaire à proximité de Schefferville. Le deuxième est une vérification de la nature d'une unité de métavolcanites felsiques rapportée dans la région du lac Zeni, située dans l'arrière-pays de la Fosse, combinée à une investigation sur la cause des anomalies géochimiques de sédiments de lac (Cu, Au) associées à ces roches.

RÉGION DE SCHEFFERVILLE

Problématique

Dans la partie ouest de la Fosse du Labrador, la fin du premier cycle de dépôt volcanosédimentaire et le début du deuxième cycle correspondent, d'après Dimroth (1970) et Dimroth *et al.* (1970), au contact entre le Groupe d'Attikamagen (formations de Denault, de Dolly et de Fleming) et le Groupe de Ferriman (formations de Wishart, de Ruth et de Sokoman). Ces formations sont décrites en détail par Dimroth (1971, 1978). Les données géochronologiques disponibles suggèrent une période pouvant atteindre 260 Ma entre les deux cycles (Rohon *et al.*, 1993; Machado *et al.*, 1997). Dimroth (1971) a décrit la présence d'une discordance à petit angle à la base du Ferriman près de la marge ouest de la Fosse dans le secteur des lacs Cambrien et Oteluk, à quelques 200 km au nord-ouest de Schefferville. Il attribue cette discordance à une régression marine importante. Toutefois, il n'écarte pas la possibilité d'une relation concordante dans le centre de la Fosse, près de Schefferville. Certaines données isotopiques suggèrent que la période entre les deux cycles a connu des activités sédimentaires. Les valeurs des isotopes stables de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) obtenues dans les dolomies de la Formation de Denault, une formation considérée comme étant près du sommet du premier cycle,

sont beaucoup plus petites (le carbone est plus léger) que celles dans les dolomies de la partie inférieure du premier cycle (Schrijver *et al.*, 1986; Melezhik *et al.*, 1997). Cette différence n'est pas le résultat d'altération post-sédimentation, d'après Melezhik *et al.* (1997), mais elle est plutôt le reflet de différences dans les caractéristiques isotopiques de l'eau dans les bassins contemporains. La transition entre les isotopes de carbone lourds et légers s'est produite il y a environ 2,06 Ga (Karhu et Holland, 1996). Ceci suggère que le Denault est considérablement plus jeune que l'âge présumé ($\approx 2,14$ Ga) du sommet du premier cycle et que ces dolomies pourraient être liées au deuxième cycle ($\approx 1,88$ Ga) plutôt qu'au premier (Clark et Wares, 2004). Nous avons donc examiné la succession contenant le contact entre les groupes d'Attikamagen et de Ferriman à quelques endroits dans la région de Schefferville dans le but de mieux comprendre les relations stratigraphiques.

Rappelons qu'un shale noir est « une roche sédimentaire laminée, de couleur foncée (grise ou noire) et à grain fin (granulométrie de silt ou plus fine). La roche est généralement argileuse et contient une quantité appréciable de carbone organique ($>0,5\%$) » (définition de Huyck, 1990). Vine et Tourtelot (1970) ont proposé une définition pour un « shale noir métallifère » qui est basée sur les teneurs en 21 éléments. Après avoir examiné plusieurs définitions antérieures, Huyck (1990) a proposé une nouvelle définition de cette roche en considérant un plus grand nombre d'éléments. Ainsi, un « shale noir métallifère » est un shale noir qui est enrichi en métaux par un facteur de 2 (sauf Be, Co, Mo et U, pour lesquels le facteur est 1) comparativement au standard SDO-1, le « *USGS Devonian Ohio Shale* » du *United States Geological Survey*. Les shales noirs métallifères peuvent être enrichis en plusieurs métaux, par exemple, Cu, Zn, V, Ni, Mo, U, Mn, As, Co, Se, Hg, Ag, Au et EGP. Plus spécifiquement, les shales noirs carbonés, surtout ceux d'âge Paléoprotérozoïque, constituent une cible importante pour l'exploration de l'uranium à l'échelle mondiale (Tilsley, 1988). Les shales noirs riches en métaux, même de petite épaisseur, peuvent être un indicateur de la présence d'un gisement métallique à proximité (Coveney, 2003). Des liens génétiques sont possibles entre les shales noirs métallifères et les gîtes de type SEDEX (Zn-Pb), Mississippi Valley (Zn-Pb), SMV (Cu-Zn), ou cuivre stratiforme en milieu sédimentaire (p. ex. Kupferschiefer).

Des shales noirs, chertueux, phosphatiques et uranifères ont été rapportés localement à la base de la Formation de Menihek dans le deuxième cycle (Bell et Ruzicka, 1985; Bell et Thorpe, 1986; tableau 1). Ces shales noirs marquent la transition entre la sédimentation chimique de la Formation de Sokoman (formation de fer et chert) et la sédimentation clastique terrigène de la Formation de Menihek. Nous avons donc examiné la partie basale du Menihek à quelques endroits (figure 1) afin de vérifier l'étendue régionale de cet enrichissement en uranium et de déterminer sa teneur en divers métaux. D'autres sédiments phosphatiques ont été

1- Minerai résiduel « tout venant » à forte teneur en fer composé d'oxydes et d'hydroxydes de fer (Gross, 1995).

rapportés par Harrison *et al.* (1972) et Birkett (1991) dans les formations de Dolly (argilites chertoux phosphatiques) et de Wishart (conglomérats à cailloux de chert et à matrice chertreuse et phosphatique). Notons que Kish (1994) a déjà étudié des shales noirs dans la Fosse du Labrador, soit dans les formations de Dunphy et de Du Chambon, à environ 185 km au NO de Schefferville, et dans les formations de Hautes Chutes et de Menihék, à environ 45 km au NE de Schefferville; à ces endroits, il a découvert des enrichissements locaux en certains métaux.

Résultats et Discussion

Contact entre les cycles de sédimentation 1 et 2

Dans la région de Schefferville, nous avons constaté des évidences de transition dans la sédimentation entre le sommet du Denault et la base du Wishart et un parallélisme des strates dans cette succession. Toutefois, la présence de surfaces d'exposition subaérienne ici et là dans la succession suggère que la sédimentation a été discontinuée. Sur la crête immédiatement au sud-ouest de Schefferville (crête du lac Knob), un niveau de shale et siltite gris verdâtre, de 1 à 3 m d'épaisseur, est en contact franc avec le sommet du Denault (figure 2; photos 1 et 2); il est surmonté par la brèche chertreuse de la Formation de Fleming (photo 3) et ensuite par l'arénite quartzreuse de la Formation de Wishart. L'unité de shale et de siltite contient des niveaux de chert lités semblables à certains niveaux de chert dans le Fleming sus-jacent, suggérant une transition dans le style de sédimentation. D'après l'interprétation de Dimroth (1971), ce niveau de shale et de siltite constitue la base du Fleming. Toutefois, ce niveau occupe une position stratigraphique analogue à celle des shales et des siltites de la Formation de Dolly sur la crête de Dolly (*Dolly Ridge*), au nord-est de Schefferville, où l'épaisseur de cette formation atteint environ 230 m (Dimroth, 1971). Le Dolly a une distribution restreinte, n'ayant été rapporté qu'au sud et à l'est de Schefferville. Tel qu'illustré dans les coupes stratigraphiques de Dimroth (1971), le Dolly n'est pas présent aux endroits où ce niveau de shale et de siltite intercalé de chert a été identifié au-dessus du Denault. Toutefois, Harrison *et al.* (1970) mentionnent la présence d'un niveau d'argilite, qu'ils corrèlent avec le Dolly, sous-jacent à la brèche de Fleming. Ainsi, il est possible de mettre en corrélation le niveau de shale et de siltite de la crête du lac Knob avec les shales et les siltites de la crête de Dolly. Si cette corrélation est correcte, elle signifierait que le niveau de shale et de siltite de la crête du lac Knob représente un faciès de bordure du Dolly et que ce dernier s'épaissit rapidement vers l'est.

Birkett (1991) a interprété la brèche de chert de Fleming comme un précipité de silice primaire (c'est-à-dire un sédiment siliceux chimique) formé en eau peu profonde et relié aux évaporites. Ce précipité aurait subi une dessiccation à ou près de l'interface entre l'eau et l'atmosphère et des glissements synsédimentaires. Selon nos observations,

le Fleming contient des lentilles et des niveaux de grès quartzeux semblable au grès de Wishart. Les fragments de chert dans la partie supérieure du Fleming sont communément entourés d'une matrice gréseuse quartzifère, une caractéristique également mentionnée par Dimroth (1971). De plus, la formation contient des lits de chert, interprétés par Simonson (1985) comme étant pénécemporains des grès. Ainsi, il semble y avoir une transition entre la sédimentation chimiodétritique du Fleming et la sédimentation majoritairement détritique du Wishart.

Le Wishart est composé généralement d'arénite quartzifère blanche, de grain fin à moyen, qui a été déposée dans une variété d'environnements côtiers de grande énergie (grès de plage, dunes migrantes, etc.) (Harrison *et al.*, 1970; Dimroth, 1978; Simonson, 1985). Localement, la présence de stratifications entrecroisées bidirectionnelles indique que des processus dominés par des marées étaient importants. À cause des variations verticales et latérales observées dans le Wishart, Dimroth (1978) a mentionné que l'analyse stratigraphique de cette formation n'a qu'une valeur locale. Harrison *et al.* (1970) rapportent la présence persistante d'un conglomérat à cailloux de chert à la base du Wishart dans le secteur de Schefferville qu'ils ont attribué à une discordance d'érosion locale. De plus, ils rapportent la présence de tels conglomérats plus haut dans le Wishart par endroits. Ces conglomérats sont communément phosphatiques, avec de l'apatite dans la matrice des cailloux (Harrison *et al.*, 1970). Sur la crête du lac Knob, nous n'avons observé aucune évidence d'une discordance, tels un conglomérat de base ou un régolite, à la base du Wishart. Seuls quelques lits pluridécimétriques d'arkose, qui sont situés à environ 30 m au-dessus de la base de la formation, témoignent d'un apport périodique de détritiques plus immature. La discordance rapportée ailleurs, si elle existe, est donc masquée et située entre des strates parallèles (disconformité).

Parmi d'autres observations intéressantes, nous avons constaté des surfaces d'exposition subaériennes mineures dans les formations de Denault, de Wishart et de Ruth. Les surfaces d'exposition sont caractérisées par des fissures de dessiccation bien développées et, localement, par des stromatolites. Un mince niveau (<1 m) de dolomie stromatolitique de couleur brun orangé est situé à 2,5 m au-dessus de la base de la Formation de Wishart (figure 2) et ne semble pas avoir été observé auparavant. Cette unité se serait formée au niveau de la mer dans une zone côtière calme. Des concrétions chertreuses sont communes dans la partie sommitale du Denault. À quelques dizaines de mètres en dessous de son sommet (au Labrador, en bas et au sud-ouest de la croix située sur la crête du lac Knob), le Denault contient quelques lits spectaculaires, d'épaisseur métrique, de brèche à fragments anguleux de dolomie dans une matrice chertreuse ou quartzreuse à structure en cocarde. Ces lits témoignent de glissements synsédimentaires périodiques sur une pente et de l'action de fluides diagénétiques siliceux (Dimroth, 1970). La Dolomie de Denault n'est stromatolitique que localement dans ce secteur, les faciès stromatolitiques étant

plus communs dans une bande de Denault localisée plus à l'est, dans la zone lithotectonique allochtone de Hurst (Clark et Wares, 2004).

Dans le secteur du lac Otelnuik, Dimroth (1971) a rapporté que la base du Wishart recoupe des plis à plongement faible dans la succession plus ancienne sous-jacente (voir la carte du feuillet 24C dans Avramtchev *et al.*, 1990). D'après lui, il s'agit d'une preuve d'une discordance d'érosion sous le Wishart près de la marge ouest de la Fosse. Il cite d'autres chercheurs qui font référence à une discordance sous le Wishart dans la partie nord de la Fosse. Le Gallais et Lavoie (1982) ont proposé un épisode de déformation entre les deux cycles, en admettant toutefois l'absence de preuve sur le terrain. Dimroth (1971) a également constaté l'absence générale de plissement, de chevauchement et de métamorphisme pendant le dépôt de la succession volcanosédimentaire de la Fosse. Un examen de la carte géologique indique que les formations plus anciennes plissées dans le secteur du lac Otelnuik sont celles de la partie *inférieure* du premier cycle (groupes de Pistolet et de Swampy Bay); le Denault n'est pas présent dans ce secteur. Une discordance d'érosion sous le Wishart peut bien exister dans ce secteur, mais cela ne signifie pas nécessairement qu'un très grand laps de temps (c'est-à-dire ≈ 260 Ma) s'est écoulé entre le Denault et le deuxième cycle : une période importante d'érosion a pu se produire avant le dépôt du Denault. Il est possible que les plis soient reliés aux mouvements synsédimentaires subverticaux qui sont à l'origine de certaines variations sédimentologiques observées dans la partie inférieure de la succession du premier cycle (Dimroth, 1971 et 1972).

Nos observations dans la région de Schefferville n'appuient pas la présence d'un très grand laps de temps entre le sommet du Groupe d'Attikamagen et la base du Groupe de Ferriman. Elles ont révélé un parallélisme des strates et des caractéristiques transitionnelles de la sédimentation en passant de l'Attikamagen au Wishart. Cette sédimentation se serait produite dans de l'eau marine peu profonde ou au niveau de la mer, dans un environnement côtier. Des variations fréquentes du niveau de la mer, en combinaison avec la présence de reliefs locaux, pourraient expliquer la présence de conglomérats à cailloux de chert à la base du Wishart. Ainsi, nous suggérons que la Formation de Denault a davantage d'affinité avec le deuxième cycle qu'avec le premier. D'après les données isotopiques du carbone, l'âge du Denault serait entre 2,06 et 1,88 Ga (voir la section « Problématique », ci-dessus). Par conséquent, une partie du laps de temps interprété à partir des données radiométriques pourrait se situer plus bas dans la succession sédimentaire, en dessous du Denault.

Shales noirs radioactifs à la base de la Formation de Menihék

Nous avons examiné la base de la Formation de Menihék à la crête de Dolly (Québec), à Iron Arm (Labrador) et à l'ouest d'Irony Mountain (sur le territoire du projet LabMag, près de la rivière Howells, Labrador) (figure 1 et tableau 1).

Le site à Iron Arm correspond approximativement à celui mentionné par Bell et Ruzicka (1985) et Bell et Thorpe (1986). Le site à l'ouest d'Irony Mountain est situé à environ 17 km au nord-ouest d'autres sites radioactifs à la base du Menihék (également près de Howell's River) et décrits par ces derniers auteurs. Le site à la crête de Dolly n'a pas été répertorié par ces auteurs, mais des résidus de dynamitage indiquent qu'il a été exploré pour l'uranium. Nous avons identifié un niveau radioactif à chacun des trois sites que nous avons examinés. Ces sites sont situés dans deux zones lithotectoniques différentes (Clark et Wares, 2004). Le site à l'ouest d'Irony Mountain est situé dans la zone lithotectonique autochtone de Tamarack, qui forme le contact ouest de la Fosse du Labrador et qui longe la bordure de la Province du Supérieur (pour la localisation de ces entités, voir la carte lithotectonique synthèse dans Clark et Wares, 2004). Les roches sédimentaires dans la zone de Tamarack (composée des formations de Wishart, de Ruth, de Sokoman, de Menihék et de Tamarack River) pendent faiblement ($<10^\circ$) vers le nord-est et ne sont pas déformées. Les sites de la crête de Dolly et d'Iron Arm sont situés dans la zone lithotectonique allochtone de Schefferville (composée, à ces sites, des formations de Denault, de Wishart, de Ruth, de Sokoman et, à Iron Arm, de Menihék; voir également Clark et Wares, 2004). Les roches dans cette zone sont plissées, et l'ensemble est imbriqué par un réseau de failles de chevauchement. Les sites d'Irony Mountain et de la crête de Dolly sont localisés à environ 65 km et 35 km au nord-ouest d'Iron Arm, respectivement. Les sites étudiés par nous et par Bell nous informent donc sur la distribution régionale de l'horizon radioactif.

Nous avons constaté que les shales noirs à ou près de la base du Menihék (maximum 8 à 10 m de la base) sont radioactifs : jusqu'à 10 fois le bruit de fond. À l'ouest d'Irony Mountain, les shales noirs radioactifs sont situés dans les 2 mètres inférieurs du Menihék; ce site est dans une position stratigraphique analogue à celle du site localisé à environ 17 km plus au sud-est et rapporté par Bell et Ruzicka (1985) et Bell et Thorpe (1986). À Iron Arm, près du site décrit par ces derniers auteurs, le niveau de shale noir radioactif a une épaisseur de 2 m et est situé immédiatement au-dessus du contact avec la Formation de fer de Sokoman. Sur la crête de Dolly, toutefois, le Sokoman est surmonté, de façon concordante et sans interstratification, par 8 m de shales gris verdâtre peu radioactifs. Ces derniers sont surmontés par environ 2 m de shales noirs qui sont localement fortement radioactifs (10 fois le bruit de fond) (photo 4). Cet horizon radioactif est recouvert par environ 30 m de shales noirs légèrement radioactifs (2 à 3 fois le bruit de fond). Des lits millimétriques à centimétriques de roche siliceuse gris foncé ou noire sont intercalés dans les shales noirs radioactifs aux trois sites. D'après Bell et Ruzicka (1985) et Bell et Thorpe (1986), il s'agit de cherts phosphatiques.

Nous disposons de résultats analytiques pour trois échantillons de shale noir provenant de la base du Menihék sur la crête de Dolly et deux provenant d'Iron Arm (tableau 2); les résultats pour les échantillons prélevés à l'ouest d'Irony

Mountain ne sont pas disponibles au moment de la rédaction de ce rapport. Les échantillons provenant de la crête de Dolly sont très riches en carbone, contenant entre 13,7 et 18,4 % de carbone total, dont la grande majorité serait d'origine organique; par contre, les deux échantillons provenant d'Iron Arm sont modérément à faiblement enrichis en carbone (0,31 à 4,47 % C). Le shale noir de la crête de Dolly est plus riche en carbone, par un facteur entre 137 et 184, que le « shale moyen » de Mason (1982). En comparaison, le shale noir moyen de Vine et Tourtelot (1970) contient 3,2 % de carbone organique. Cette valeur est semblable à la concentration dans l'un des échantillons provenant d'Iron Arm; l'autre échantillon provenant d'Iron Arm ne contient que 0,31 % de carbone total, ce qui est inférieur à la teneur minimale pour un shale noir tel que défini par Huyck (1990). Notons que Kish (1994) a rapporté que la matière organique dans la Formation de Menihek est sous forme de kérogène amorphe de texture spongieuse (le kérogène est une substance organique insoluble, généralement trouvée dans des shales, qui peut être convertie en produits pétroliers par distillation; Neuendorf *et al.*, 2005). La propriété réductrice de la matière organique permet la fixation initiale de métaux dans un milieu sédimentaire. Nos échantillons contiennent aussi entre 0,09 et 0,16 % de P₂O₅, soit des valeurs typiques d'un shale, suggérant que si les shales noirs chertoux du Menihek sont phosphatiques (Bell et Ruzicka, 1985; Bell et Thorpe, 1986) ils ne le sont que localement.

Les trois échantillons prélevés sur la crête de Dolly sont enrichis en plusieurs métaux. L'analyse du shale noir radioactif indique entre 13 et 32 ppm d'uranium (tableau 2). Ces valeurs révèlent un facteur d'enrichissement de 4 à 9 par rapport au « shale moyen » (Mason, 1982). Les autres métaux montrant des facteurs d'enrichissement élevés par rapport au « shale moyen » sont : Mo (23 à 40), Ag (24 à 26), Se (16 à 18), V (7 à 11), As (6 à 9), Hg (4 à 7), Sb (4 à 5), S (2 à 4), Pb (2 à 3) et W (1 à 3) (tableau 2; Sb, S, Pb et W ne figurent pas dans ce tableau). Certains éléments d'intérêt métallogénique, comme Cr, Ni, Zn, Cu, Co, Hf et Ba, ont des teneurs inférieures ou semblables à celles du « shale moyen ». D'après la définition d'un « shale noir métallifère » formulée par Huyck (1990), les teneurs en V, Hg, Se et Ag dans nos échantillons provenant de la crête de Dolly dépassent les valeurs minimales pour un shale noir métallifère (tableau 2).

Nous disposons de deux analyses provenant des shales noirs d'Iron Arm (tableau 2). Les échantillons provenant de sites radioactifs anomaux ne donnent que 6,9 et 7,5 ppm d'uranium, soit des valeurs moins élevées que celles de la crête de Dolly mais légèrement supérieures à celles du « shale moyen » (Mason, 1982). Pour d'autres métaux d'intérêt, les deux échantillons diffèrent considérablement, probablement en fonction de leur composition minérale. Un échantillon de shale noir légèrement silteux (65 % SiO₂) et enrichi en carbone (4 % C total) présente, pour certains métaux, des facteurs d'enrichissement par rapport au « shale moyen » : Ag (7), V (2), Mo (2), Se (2), U (2) et Hg (1,1).

D'après la définition de Huyck (1990), cet échantillon de shale noir est « métallifère » seulement en ce qui concerne Ag et Hg (tableau 2). L'autre échantillon de shale, contenant des niveaux siliceux minces et des traces de pyrite (63 % SiO₂, 0,22 % S), est pauvre en carbone (0,3 % C total) et présente des facteurs d'enrichissement pour les éléments suivants : Ta (24), Nb (20), La (7), Ce (6), Nd (3), Th (3), Zr (3), U (2), Au (2). Ainsi, le premier échantillon ressemble aux échantillons provenant de la crête de Dolly (bien que moins riches en métaux), mais le deuxième se distingue nettement par son cortège d'éléments enrichis.

Le vanadium dans des shales noirs métallifères est communément incorporé dans des argiles. Les échantillons provenant de la crête de Dolly contiennent une quantité significative de soufre (0,5 à 0,9 %), probablement en raison de la présence de sulfures qui pourraient agir comme hôtes pour certains métaux. Toutefois, les sources, les hôtes minéralogiques, le mode de fixation ainsi que la remobilisation et reconcentration ultérieures des métaux sont des sujets complexes qui nécessiteraient une étude détaillée afin de mieux les comprendre dans le présent contexte.

La distribution des cinq sites radioactifs démontrent clairement que l'anomalie radioactive située à ou tout près de la base de la Formation de Menihek est d'importance régionale. Pendant le dépôt du Menihek, la zone anormale couvrait une superficie s'étendant à la fois parallèle à la paléocôte protérozoïque et perpendiculaire à celle-ci. Bell et Ruzicka (1985) et Bell et Thorpe (1986) ont interprété la concentration initiale de l'uranium comme étant syn-sédimentaire à diagénétique précoce. Ils l'ont reliée à la fixation de l'uranium dans les shales noirs et les sédiments phosphatiques. Les concentrations d'uranium localisées à leur site près de Howell's River sont probablement de ce type. Ainsi, nos observations confirment que la période de transition entre la sédimentation chimique du Sokoman et la sédimentation détritique du Menihek constituait un temps propice pour le dépôt syn- ou diagénétique régional de concentrations relativement basses d'uranium dans un environnement chimique réducteur (ces dépôts constitueraient donc du *protore*). Bell et Ruzicka (1985) ont interprété les concentrations à Iron Arm comme le résultat de la remobilisation de la minéralisation syn- à diagénétique avec le dépôt de minéraux radioactifs dans des structures dilatantes formées durant la déformation régionale. Nos observations de la présence plutôt sporadique des plus fortes zones radioactives et de la concentration locale d'éléments fortement incompatibles appuient ces interprétations. Une telle remobilisation serait probablement un processus plus commun dans les zones lithotectoniques allochtones que dans les zones autochtones, en raison d'un niveau métamorphique légèrement plus élevé et de la présence de failles qui ont pu canaliser les fluides syn- ou postorogéniques. À Iron Arm, les concentrations anormales locales en éléments comme le Ta, Nb, La et Ce pourraient avoir un lien avec le volcanisme légèrement alcalin de la Formation de Nimish (Evans, 1978) en cours durant le dépôt du Groupe de Ferriman dans le sud

de la Fosse. Des minéralisations uranifères syngénétiques et épigénétiques dans ou associées à des shales noirs sont reconnues comme des cibles d'exploration importantes (Tilsley, 1988; OCDE-AIEA, 2005). Ainsi, la base du Menihék est un métallotecte régional qui pourrait être prospecté pour des concentrations épigénétiques d'uranium d'intérêt économique.

Kish (1994) a analysé trois échantillons de shale noirs provenant du Menihék près de Schefferville, mais sans préciser si ses échantillons ont été prélevés à la base de la formation. Ces échantillons indiquent 0,07 à 0,12 % de P_2O_5 , 1,3 à 17,0 ppm d'U, <0,5 ppm d'Ag, <10 ppm de Se, <1 à 47 ppm d'As, <0,1 à 0,6 ppm de Sb, 16 à 23 ppm de Cu, 3 à 4 ppm de Pb et 25 à 77 ppm de Zn. Ces teneurs sont inférieures à celles que nous avons obtenues à la crête de Dolly (sauf pour le Zn). Kish (1994) a également prélevé des échantillons de shale noir métallifère dans les formations de Hautes Chutes (enrichis en Au, Cu et Zn), de Dunphy (Au) et de Du Chambon (Au, Ag et Cu), à environ 185 km au nord-ouest de Schefferville; ces formations appartiennent au premier cycle de dépôt.

Par ailleurs, la Fosse du Labrador recèle de nombreux gîtes uranifères épigénétiques, particulièrement dans la région du lac Chakonipau, située à environ 200 km au NO de Schefferville (Brouillette, 1989; Clark et Wares, 2004). Ces gîtes se sont probablement formés par la remobilisation de concentrations d'uranium syn- ou diagénétiques localisées dans les sédiments du premier cycle ou dans les granites archéens du socle. Notons qu'un indice de phosphorite uranifère, qui semble être associé à la Formation de fer de Sokoman, est présent au lac Canova, à 75 km au NO du lac Chakonipau (Clark et Wares, 2004).

Certaines minéralisations sulfurées dans des shales noirs localisés près du sommet de la Formation de Menihék sont associées à une contexte métallogénique différent. Trois échantillons de shale noir prélevés par Kish près du sommet du Menihék à environ 45 km au NE de Schefferville (lac Faute) sont considérés comme « métallifères » en Au, et l'un d'entre eux l'est également en Cu, d'après la définition de Huyck (1990). Cette région recèle plusieurs gîtes de sulfures de métaux usuels syngénétiques (Cu, Zn) associés à des niveaux de mudstone noir graphiteux et pyriteux (formation de fer, faciès sulfuré). Citons les exemples suivants : les gîtes Jimmick et Frederickson-NW au Québec (voir Clark et Wares, 2004), ainsi que ceux au lac Chicago, au Labrador, à quelques kilomètres au sud du lac Jimmick. Du volcanisme contemporain de la sédimentation au sommet du Menihék dans la partie ouest de la Fosse témoigne d'un événement majeur (Formation de Willbob) à la fin du premier cycle dans la partie est de la Fosse. Dans le nord de la Fosse, de nombreux gîtes de sulfures de métaux usuels syngénétiques (Cu, Zn) se trouvent dans des mudstones noirs graphiteux (formation de fer, faciès sulfuré) au sommet de la Formation de Baby supérieure qui est corrélée avec le Menihék plus au sud (Clark et Wares, 2004); l'origine de ces gîtes est attribuée à une activité hydrothermale volcanogène précé-

dant un épisode majeur de volcanisme mafique (Formation d'Hellancourt) (Barrett *et al.*, 1988).

RÉGION DU LAC ZENI

Problématique

Le Complexe volcanosédimentaire du lac Zeni, situé à environ 150 km à l'est de Schefferville dans l'arrière-pays de la Fosse du Labrador, a été décrit par Taner (1992) comme étant constitué principalement de roches mafiques (gneiss à hornblende + biotite, amphibolite, métagabbro et metabasalte) avec des amas de roches felsiques représentant des tufs volcaniques métamorphisés. Au premier abord, le contexte géologique du Complexe du lac Zeni invite à une comparaison avec les roches volcaniques de la ceinture de Flin Fon-Snow Lake (Manitoba et Saskatchewan), qui recèle des gîtes économiques de type SMV. Cette ceinture est située dans la partie sud-est de la zone interne de Reindeer (Stauffer, 1984) et se trouve essentiellement en position analogue avec l'arrière-pays de la Fosse du Labrador. Les cartes géologiques existantes (Avramtchev *et al.*, 1990; Taner, 1992) montrent que les roches volcaniques felsiques dans la région du lac Zeni sont beaucoup plus étendues qu'ailleurs dans l'arrière-pays. La plus grande bande de métatufs felsiques reconnue à l'intérieur du Complexe du lac Zeni s'étend sur environ 5 km de longueur par 2,5 km de largeur dans le coin nord-est du feuillet SNRC 231/16 (figure 3); suite à nos travaux, le nom de « métatuf felsique » n'apparaît pas dans la légende de cette figure (voir la section « Résultats » ci-dessous). Cette bande coïncide avec d'importantes anomalies en Cu (figure 4) et d'une autre beaucoup plus faible en Au dans les sédiments de fond de lac (Beaumier, 1982). De plus, les études réalisées par Taner (1992) sur la géologie économique indiquent des concentrations anormales en Au et en Ag dans des veines de quartz recoupant les roches mafiques de la région. Nous avons donc effectué des travaux de reconnaissance dans la région du lac Zeni dans le but de vérifier la nature et la stratigraphie des faciès volcaniques à l'intérieur de la bande de roches felsiques et de déterminer la source exacte des anomalies géochimiques apparemment associées à ces roches.

En théorie, les roches volcaniques felsiques du Complexe volcanosédimentaire du lac Zeni pourraient être corrélées avec les roches intrusives de la Suite de Pallatin située plus au nord. La Suite de Pallatin est datée provisoirement à 2,32 Ga (Girard, 1990a et 1990b), soit un âge plus vieux que celui des roches les plus anciennes reconnues dans la Fosse du Labrador. L'existence d'une corrélation entre cette suite et le Complexe du lac Zeni aurait par conséquent d'importantes implications sur le modèle géotectonique de l'arrière-pays. Nous avons donc prélevé un échantillon de leucotonalite pour datation par la méthode U-Pb afin de préciser l'âge du Complexe du lac Zeni.

Complexe volcanosédimentaire du lac Zeni

Le Complexe volcanosédimentaire de Zeni, de 10 à 15 km de largeur, s'étend sur plus de 50 km dans une direction NO-SE (Avramtchev *et al.*, 1990; Taner, 1992; figure 3). Il est associé à une anomalie aéromagnétique positive proéminente située dans la partie sud du Domaine de Mistinibi-Raude (van der Leeden *et al.*, 1990). L'anomalie magnétique dévie vers le nord à l'intérieur de la Zone de cisaillement de la Rivière George. D'un point de vue lithologique, le Complexe du lac Zeni est lithologiquement semblable au Complexe de George faisant partie du Domaine de la Rivière George (van der Leeden *et al.*, 1990). Ces deux complexes sont composés principalement d'unités de basalte, de gabbro, de diorite et de sédiments calciques et, en moindre quantité, de roches volcanoclastiques et ultramafiques. Toutes ces roches sont métamorphosées aux faciès des amphibolites ou des granulites.

La foliation principale, de direction NO-SE, associée au Complexe du lac Zeni semble s'amalgamer avec ou se buter à l'ouest contre la Zone de cisaillement de la Rivière George qui est orientée N-S parallèle au grain tectonique régional. Cette zone de cisaillement est reliée à une déformation en transpression dextre dans l'arrière-pays de la Fosse (Wardle *et al.*, 2002). Comme la corrélation ci-dessus le suggère, il est probable que les unités du complexe se poursuivent à l'intérieur de cette zone, où elles auraient été amincies et atténuées par la déformation ductile intense. Près du contact sud du Complexe du lac Zeni, la foliation principale prend une orientation essentiellement E-W. Ce contact est marqué par une importante zone de déformation (ou suture tectonique) entre les roches d'affinité océanique du Complexe du lac Zeni au nord et celles d'affinité continentale, représentées par les métasédiments du lac Jannière et le Complexe intrusif du lac La Pinaudière, au sud (Taner, 1992).

Sur les cartes géologiques produites par Taner (1992), le Complexe du lac Zeni est subdivisé en quatre principales unités lithologiques : a) gneiss à hornblende-biotite et amphibolite à grenat (unité C5a); b) métatufs felsiques à biotite (unité C5b); c) métatufs mafiques à intermédiaires (unité C5c; pas cartographiable à l'échelle de la figure 3); et d) metabasaltes et métagabbros à clinopyroxène (unité C5d). Les interprétations indiquent qu'il s'agit notamment de roches d'origine volcanique, volcanoclastique, sédimentaire et subvolcanique qui ont été fortement déformées, métamorphosées et coupées par des intrusions de diorite quartzifère et de granite. Les descriptions lithologiques qui suivent sont tirées des travaux de Taner (1992).

Gneiss à hornblende-biotite et amphibolites à grenat

Ces roches forment l'unité dominante du Complexe du lac Zeni. Les gneiss mélanocrates sont intercalés avec des niveaux leucocrates et mésocrates d'épaisseur millimétrique à métrique. Les niveaux leucocrates sont constitués d'une

alternance de bandes quartzofeldspathiques et de bandes riches en biotite. Les niveaux mésocrates sont constitués de bandes contenant des proportions variables de hornblende, de biotite, de plagioclase, de feldspath alcalin, de quartz et localement de grenat. Les amphibolites intercalées avec ces gneiss sont caractérisées par des assemblages de plagioclase + amphibole + grenat ± clinopyroxène ± orthopyroxène ± biotite. Le plagioclase dans les amphibolites à grain fin forme par endroits des porphyroblastes et des couronnes autour du grenat.

Métatufs felsiques à biotite

Ces roches de composition felsique sont constituées de plagioclase, de feldspath alcalin, de quartz, de biotite et de hornblende. De granulométrie fine, elles contiennent également des porphyroblastes et/ou des porphyroclastes (<3 cm) de feldspath par endroits. D'après les descriptions fournies, ces roches sont massives, équigranulaires et localement foliées, et elles sont dérivées d'un protolithe volcanique (Taner, 1992). Le plus grand affleurement typique de cette unité, qui est localisé près du lac Zeni (figure 3) dans le nord-est du feuillet 23I/16, a fait l'objet de nouvelles observations par les deux premiers auteurs (voir la section « Résultats » ci-dessous).

Métatufs mafiques à intermédiaires

Ces roches à grain fin affleurent seulement à un endroit dans le Complexe du lac Zeni, soit sur une petite colline dans le feuillet 23I/16. Elles se composent de plagioclase, de quartz, de biotite, de grenat et localement de hornblende. Il s'agit possiblement d'un niveau de grauwacke déformée et métamorphosée (Taner, 1992).

Métabasaltes et métagabbros à clinopyroxène

Ces roches amphibolitiques fortement déformées sont représentées par une unité de moins de 2 km de largeur qui forme la marge sud du Complexe du lac Zeni. Elles montrent une texture mylonitique bien développée avec des porphyroclastes de grenat entourés de plagioclase formant des lentilles étirées. Le métagabbro est composé de plagioclase, de hornblende, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de biotite, de minéraux opaques et d'apatite. De granulométrie fine à grossière, le métagabbro possède localement une texture porphyrique et il ressemble à du metabasalte lorsqu'à grain fin.

Résultats

La bande de roches felsiques du lac Zeni

Pendant une semaine, nos travaux de terrain ont porté sur la principale bande de roches felsiques du complexe (*unité C5b* de Taner, 1992) située à environ 5 km au nord-est du

lac Zeni (figure 3). Ces travaux ont consisté en une série de cheminements à travers cette unité afin d'identifier, de documenter et d'échantillonner les différents faciès volcaniques qui pourraient être présents dans ce secteur. Tel que précisé ci-dessus, ces roches avaient été interprétées par Taner (1992) comme des tufs felsiques métamorphisés en raison de leur pétrographie et de leur aspect « tufacé ». Toutefois, les observations que nous avons recueillies ne peuvent confirmer la présence de roche felsique d'origine volcanique. Elles ont plutôt révélé que la bande de roches felsiques du lac Zeni est formée de nombreuses intercalations centimétriques à décimétriques d'amphibolite, de métagabbro, de tonalite (photo 5), de granite (photo 6) et de pegmatite montrant une gneissosité forte et une foliation mylonitique généralement bien développée.

L'amphibolite est composée de plagioclase, de hornblende, de grenat et de clinopyroxène avec localement de la biotite et de l'orthopyroxène. Elle est de granulométrie fine à moyenne et communément d'aspect rubané avec des bandes de puissance centimétrique. Une forte foliation et une texture granoblastique sont observées dans la plupart des affleurements. L'amphibolite varie de normalement mélanocrate à des roches amphibolitiques mésocrates. Des bandes de roches ultramafiques ont également été observées à certains endroits.

L'amphibolite est étroitement associée à des roches gabbroïques métamorphisées qui se distinguent par une granulométrie plus grossière et par une apparence généralement plus massive et homogène. Ces roches varient de métagabbro à métagabbronrite. Elles sont constituées d'assemblages de plagioclase, de hornblende, de biotite, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de grenat et de magnétite. Des textures primaires de cumulats de plagioclase et pyroxène sont soit partiellement conservées, soit remplacées par une texture granoblastique polygonale bien développée. À certains endroits, du mobilisat contenant des poeciloblastes de grenat ou d'orthopyroxène donne une apparence hétérogène aux roches mafiques.

À la lumière de nos observations, les roches felsiques identifiées par Taner (1992) comme des métatufs felsiques sont en réalité des granitoïdes fortement déformés (photos 5 et 6) qui sont composés majoritairement de granite et localement de leucotonalite. Le granite contient de la biotite et localement du grenat et de la titanite. En général, la roche est hololeucocrate, de granulométrie moyenne à grossière et de couleur grisâtre à rosé et localement blanchâtre. Elle est caractérisée par une foliation mylonitique omniprésente qui est définie par des rubans et des lentilles de quartz et par l'alignement de la biotite et de grains aplatis de feldspath. À plusieurs endroits, on peut observer la foliation contournant des porphyroclastes (≤ 2 cm) de feldspath alcalin. La texture porphyroclastique est particulièrement bien développée dans le granite à grain grossier, ainsi que dans la pegmatite. La leucotonalite, qui est présente en moindre quantité, est injectée par le granite et par des dykes déformés de pegmatite (photo 5). Elle contient de la hornblende, de la biotite

et de la magnétite et elle montre une texture granoblastique à grain moyen. Les intercalations parallèles de granite, de leucotonalite et de pegmatite confèrent aux affleurements un aspect gneissique.

Toutes les roches de la région du lac Zeni ont subi une déformation par cisaillement intense qui se manifeste par une foliation mylonitique fortement pentée vers le NE et une linéation d'étirement subhorizontale. Ces structures, qui sont clairement visibles dans tous les affleurements examinés, pourraient être liées au déplacement le long de la zone de faille marquant la bordure sud du Complexe du lac Zeni.

Géochronologie

L'échantillon de leucotonalite AL-06-031 (UTM NAD83, zone 19 : 430687 mE, 6093894 mN), prélevé pour datation, provient d'un affleurement localisé au centre de la bande de roches étudiée (*unité C5b* de Taner, 1992). L'affleurement est composé d'intercalations parallèles de leucotonalite, d'amphibolite et de granite. La leucotonalite échantillonnée forme une bande variant de 10 centimètres à 1 mètre d'épaisseur. Elle est composée de plagioclase, de quartz lenticulaire, de biotite, de hornblende et de magnétite. Elle contient aussi une faible quantité de sulfures disséminés. La roche montre une granulométrie moyenne et une foliation mylonitique.

Les analyses de zircons dans cet échantillon définissent une discordia avec une intersection supérieure à 2480 ± 11 Ma et une intersection inférieure à 1790 ± 100 Ma (J. David, communication personnelle). L'âge de 2480 ± 11 Ma est considéré comme un âge pour la mise en place de la tonalite dans les roches volcanosédimentaires du Complexe du lac Zeni. Cet âge est plus jeune que ceux obtenus du gneiss tonalitique (environ 2,70 à 2,66 Ga; Nunn *et al.*, 1990; James et Dunning, 2000) dans les régions plus au sud, mais peut néanmoins indiquer que le Complexe du lac Zeni est d'un âge proche de la limite Archéen-Paléoproterozoïque. L'âge de 1790 ± 100 Ma représente vraisemblablement une perte en Pb durant l'événement métamorphique du Paléoproterozoïque (1825 à 1775 Ma; James et Dunning, 2000) qui a affecté les roches de l'arrière-pays.

Origine des anomalies en Cu et en Au du lac Zeni

La région du lac Zeni est marquée par des anomalies en Cu et en Au dans les sédiments de lac situés aux alentours de la bande de roches étudiée (*unité C5b* de Taner, 1992). Sur les cartes en couleur présentant la répartition des teneurs géochimiques (la figure 4 montre les anomalies en Cu; M. Beaumier, communication personnelle, 2006), ces anomalies en Cu et en Au forment des cibles arrondies qui sont essentiellement coïncidentes. Une anomalie importante en Cu est centrée sur l'unité *C5b* (région d'étude; figure 3). Les teneurs en cuivre et en or atteignent respectivement 146 ppm et 9 ppb, soit plusieurs fois celles du bruit de fond

pour le Cu (10 à 20 ppm) et légèrement au-dessus de la limite de détection pour l'or (5 ppb). Dans le secteur plus au nord, des anomalies de grande étendue en Mo, en La et en U correspondent au batholite de Mistastin.

La présence de niveaux discontinus d'amphibolite rouillée contenant moins de 1 % de sulfures (pyrite + pyrrhotite + chalcopryrite) disséminés à grain fin permet d'expliquer les anomalies en Cu et peut-être celle en Au. Ces niveaux d'amphibolite, de puissance métrique et de longueur hectométrique, ont été observés sur le flanc d'une colline à proximité d'un lac (bassin versant) dans lequel les sédiments ont donné des valeurs de 65 ppm Cu et de 8 ppb Au. Les meilleures teneurs obtenues à partir de quatre échantillons prélevés sur les amphibolites minéralisées sont de 0,06 % de Cu, 0,008 % de Ni et de 2,6 ppb Au (pour 0,13 à 0,18 % de S).

Veines de quartz et bloc minéralisé

Des veines de quartz blanc d'épaisseur centimétrique à décimétrique ont été notées ici et là dans le secteur. Une veine de quartz contenant des traces de pyrite a été observée à proximité de l'échantillon de tonalite datée (voir ci-dessus). Cette veine, de 2 à 10 centimètres de largeur, coupe les amphibolites intercalées avec la tonalite et est concordante avec la foliation. Les analyses sur un échantillon de la veine indiquent une teneur en or de 2,3 ppb. Rappelons que Taner (1992) a remarqué des concentrations anormales en Au et en Ag dans des veines de quartz du secteur.

Un bloc décimétrique de gabbro minéralisé contenant environ 8 % de sulfures (pyrrhotite + chalcopryrite + pyrite) a également été repéré dans la région d'étude. Les analyses indiquent des teneurs de 0,09 % Cu, 0,002 % Ni et 5,8 ppb Au (pour 2,7 % de S). Bien que le bloc montre une couleur rouille très marquée, les sulfures (à 100 % de sulfures) qu'il renferme sont notablement pauvres en métaux.

CONCLUSIONS

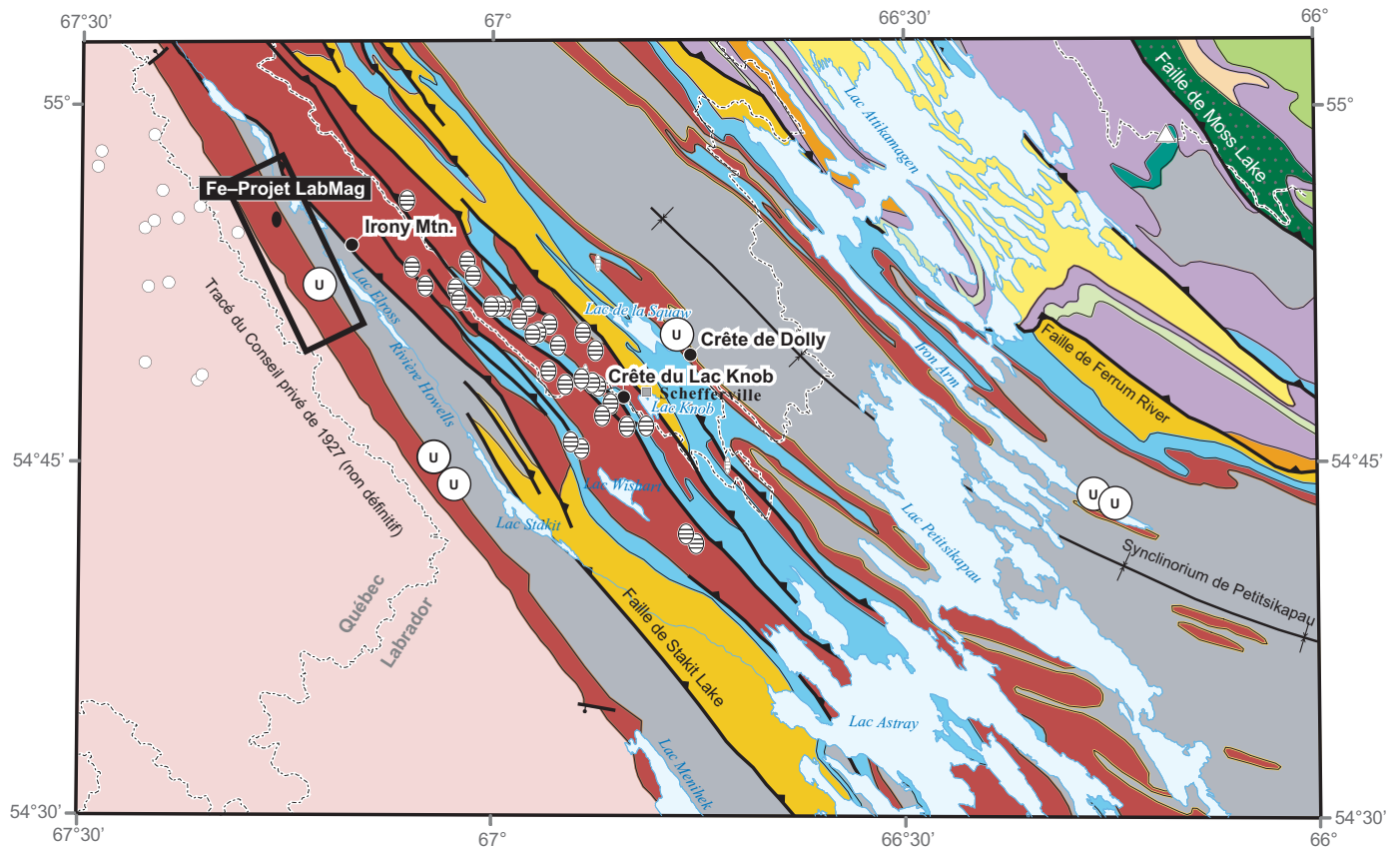
Les roches observées dans la région du lac Zeni font partie d'un complexe de roches métamorphiques de diverses provenances. À l'origine, ce complexe comprenait un assemblage de roches volcaniques mafiques et d'intrusions de gabbro et de tonalite, vraisemblablement synvolcaniques, ainsi qu'une suite de granite plus jeune. Malgré qu'une importante unité de roches volcaniques felsiques est montrée sur les cartes géologiques de la région, nos travaux ne peuvent confirmer l'existence de telles roches dans le Complexe du lac Zeni. Les anomalies en Cu dans les sédiments de lac, qui coïncident avec cette bande de roches, sont reliées à la présence de niveaux métriques d'amphibolite rouillée contenant des sulfures disséminés. Les anomalies en Au peuvent être reliées aux amphibolites minéralisées ou aux veines de quartz qui sont assez communes dans le secteur. Une déformation en cisaillement intense a largement obli-

téré les textures primaires dans les roches de cette région, rendant la plupart de leurs relations difficiles à établir. Cette déformation est associée au régime de déformation régionale en transpression (Wardle *et al.*, 2002) qui s'exprime par plusieurs failles à décrochement telles que la Zone de cisaillement de la Rivière George et la faille marquant la bordure sud du Complexe du lac Zeni.

RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L. - CLARK, T. - MARCOUX, P. - BÉLANGER, M. - WILSON, C., 1990 - Carte des gîtes minéraux du Québec; région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-01, 42 pages.
- BARRETT, T.J. - WARES, R.P. - FOX, J.S., 1988 - Two-stage hydrothermal formation of a Lower Proterozoic sediment-hosted massive sulfide deposit, northern Labrador Trough, Quebec. *Canadian Mineralogist*; volume 26, pages 871-888.
- BEAUMIER, M., 1982 - Géochimie des sédiments de lac dans la région de la rivière George, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DP 82-16, 41 pages.
- BELL, R.T. - RUZICKA, V., 1985 - Uranium in the Circum-Ungava belt, northern Quebec and Labrador: new information from the central Labrador Trough. *In: Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A*, pages 145-149.
- BELL, R.T. - THORPE, R.I., 1986 - Pb-Pb isochron age of uraniumiferous phosphorite at the base of the Menihek Formation, Labrador Trough. *In: Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B*, pages 585-589.
- BIRKETT, T.C., 1991 - Origin of the Lower Proterozoic Fleming chert-breccia, Newfoundland, Labrador-Québec. *Geological Survey of Canada; Paper 91-12*, 44 pages.
- BROUILLETTE, P., 1989 - Géologie et métallogénie de la région des lacs Minowean et du Portage (Fosse du Labrador). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-06, 74 pages.
- CLARK, T. - WARES, R., 2004 - Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 180 pages.
- COVENEY, R.M., 2003 - Metalliferous Paleozoic black shales and associated strata. *In: Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks* (Lentz, D.R., editor). Geological Association of Canada, GEOText 4, pages 135-144.
- DIMROTH, E., 1970 - Evolution of the Labrador Geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*; volume 81, pages 2717-2742.
- DIMROTH, E., 1971 - The Attikamagen-Ferriman transition in part of the central Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 1432-1454.
- DIMROTH, E., 1972 - The Labrador Geosyncline revisited. *American Journal of Science*; volume 272, pages 487-506.
- DIMROTH, E., 1978 - Région de la fosse du Labrador (54°30' - 56°30'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 193, 396 pages.

- DIMROTH, E. - BARAGAR, W.R.A. - BERGERON, R. - JACKSON, G.D., 1970 - The filling of the Circum-Ungava geosyncline. *In: Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield* (Baer, A.J., editor). Geological Survey of Canada; Paper 70-40, pages 45-142.
- EVANS, J.L., 1978 - The geology and geochemistry of the Dyke Lake area (parts of 23 J/8, 9), Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Report 78-4, 39 pages.
- GIRARD, R., 1990a - Géologie de la région de la rivière Déat (rapport final). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 90-15, 154 pages.
- GIRARD, R., 1990b - Évidence d'un magmatisme d'arc protérozoïque inférieur (2.3 Ga) sur le plateau de la rivière George. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 265-268.
- GROSS, G.A., 1995 - Enriched iron-formation. *In: Geology of Canadian mineral deposit types* (Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., editors). Geological Survey of Canada; *Geology of Canada*, number 8, pages 82-92 (also published by the Geological Society of America; *The Geology of North America*, volume P-1).
- HARRISON, J.M. - HOWELL, J.E. - FAHRIG, W.F., 1972 - A geological cross-section of the Labrador miogeosyncline near Schefferville, Québec. Geological Survey of Canada; Paper 70-37, pages 1-34.
- HUYCK, H.L.O., 1990 - When is a metalliferous shale not a black shale? *In: Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits – Proceedings*, 1989 (Grauch, R.I. and Huyck, H.L.O., editors). U.S. Working Group Meeting, International Geological Correlation Program Project 254, U.S. Geological Survey, Circular 1058, pages 42-56.
- JAMES, D.T. - DUNNING, G.R., 2000 - U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*, volume 103, pages 31-54.
- KARHU, J.A. - HOLLAND, H.D., 1996 - Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology*; volume 24, pages 867-870.
- KISH, L., 1994 - Shales noirs dans la Fosse du Labrador, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-43, 14 pages.
- LE GALLAIS, C.J. - LAVOIE, S., 1982 - Basin evolution of the Lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, central Labrador Miogeocline (Trough), Quebec. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*; volume 30, pages 150-166.
- MACHADO, N. - CLARK, T. - DAVID, J. - GOULET, N., 1997 - U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Quebec Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 34, pages 716-723.
- MASON, B., 1982 - *Principals of Geochemistry*, John Wiley and Sons Limited, New York, 329 pages.
- MELEZHNIK, V.A. - FALLICK, A.E. - CLARK, T., 1997 - Two billion year old isotopically heavy carbon : evidence from the Labrador Trough, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 34, pages 271-285.
- NEUENDORF, K.K.E. - MEHL, J.P., Jr. - JACKSON, J.A. (editors), 2005 - *Glossary of Geology*, Fifth Edition, American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 779 pages.
- NUNN, G.A.G. - HEAMAN, L.M. - KROGH, T.E., 1990 - U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (eastern Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 259-265.
- OCDE–AIEA, 2005 - *Uranium 2005 : Ressources, Production et Demande (« Red Book »)*. Organisation de Coopération et de Développement économiques–Agence internationale de l'Énergie atomique, 402 pages.
- ROHON, M.-L. - VIALETTE, Y. - CLARK, T. - ROGER, G. - OHNENSTETTER, D. - VIDAL, P., 1993 - Aphebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): its age and the nature of its mantle source. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1582-1593.
- SCHRIJVER, K. - BERTRAND, R. - CHAGNON, A. - TASSÉ, N. - CHEVÉ, S.R., 1986 - Fluids in cupriferous dolostones and dolomite veins, Proterozoic Dunphy Formation, Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 1709-1723.
- SIMONSON, B.M., 1985 - Sedimentology of cherts in the Early Proterozoic Wishart Formation, Quebec–Newfoundland, Canada. *Sedimentology*; volume 32, pages 23-40.
- STAUFFER, M.R., 1984 - Manikewan: an Early Proterozoic ocean in central Canada, its igneous history and orogenic closure: *Precambrian Research*, volume 25, pages 257-281.
- TANER, M.F., 1992 - Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages.
- TILSLEY, J.E., 1988 - Genetic considerations relating to some uranium ore deposits. *In: Ore Deposit Models* (Roberts, R.G. and Sheahan, P.A., editors). Geological Association of Canada, *Geoscience Canada*; Reprint Series 3, pages 91-102.
- VAN DER LEEDEN, J. - BÉLANGER, M. - DANIS, D. - GIRARD, R. - MARTELAIN, J., 1990 - Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Québec). *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America* (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; *Special Paper 37*, pages 371-386.
- VINE, J.D. - TOURTELOT, E.B., 1970 - Geochemistry of black shales - A summary report. *Economic Geology*; volume 65, pages 253-272.
- WARDLE, R.J. - JAMES, D.T. - SCOTT, D.J. - HALL, J., 2002 - The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, pages 639-663.



PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Filons-couches de Montagnais : gabbro, périclélite, pyroxénite

Groupe de Doublet

- Formation de Willbob : basalte, mudstone
- Formation de Thompson Lake : mudstone, siltite
- Formation de Murdoch : pyroclastites mafiques

Groupe de Ferriman

- Formation de Menihek : basalte
- Formation de Menihek : mudstone, siltite, grès, shale noir
- Formations de Sokoman, de Ruth et de Wishart : formation de fer, mudstone, grès quartzeux

Groupe d'Attikamagen

Formations de Denault, de Fleming et de Dolly : dolomie, brèche de chert, mudstone, siltite

Groupe de Swampy Bay

- Formation de Bacchus : basalte, mudstone
- Formation de Bacchus : mudstone, grès
- Formation de Le Fer : mudstone, siltite

Groupe de Seward

Formation de Portage : arkose, mudstone

ARCHÉEN

Granite, orthogneiss, paragneiss

Gîtes minéraux

- Site de shale noir radioactif (U)
- Au
- Fe enrichi
- Fe taconite
- Cu-Zn (SMV)
- Faille de chevauchement
- Faille normale
- Synclinal



Figure 1 – Carte géologique, région de Schefferville. Les sites connus de shales noirs radioactifs sont indiqués (symbole U). Les limites du projet LabMag sont approximatives. La géologie est modifiée de Avramtchev *et al.* (1990), feuillets 23J et 23O.

Crête du lac Knob

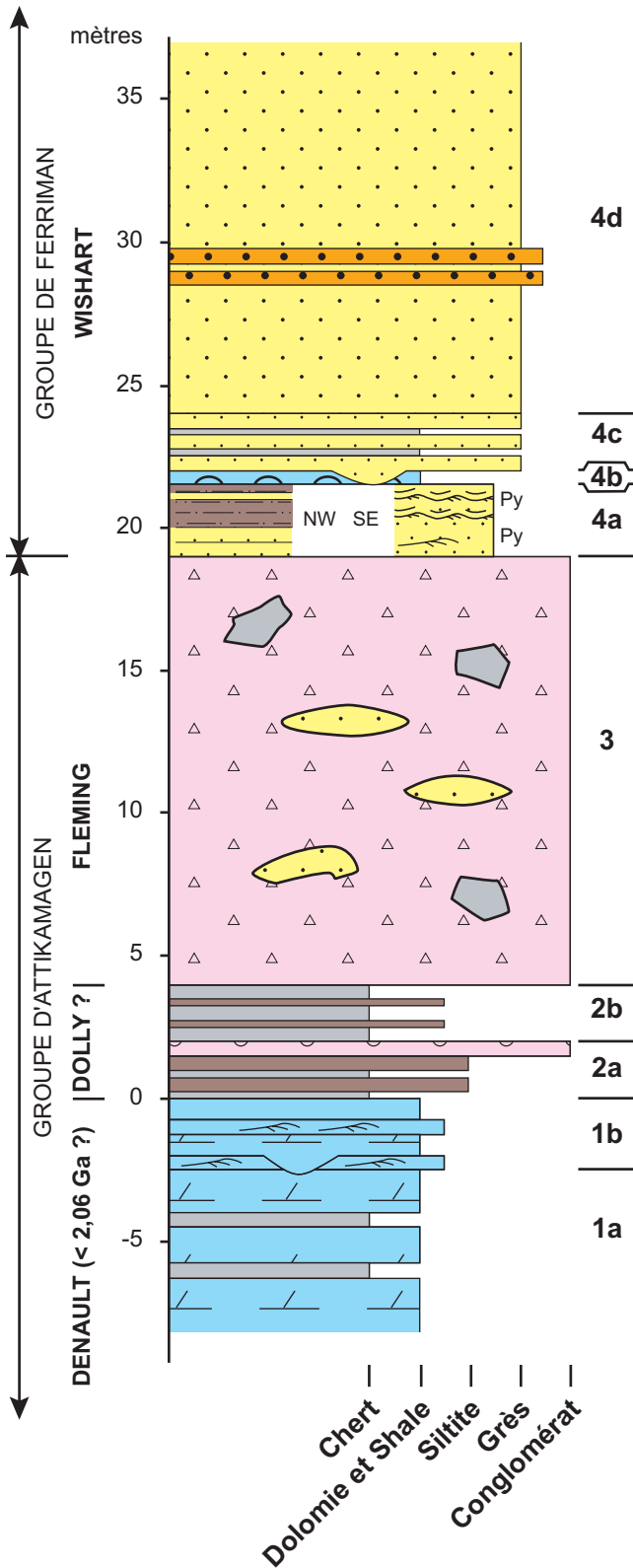


Figure 2 – Colonne stratigraphique et description des unités – Crête du lac Knob

Les repères à la base de la colonne correspondent à la granulométrie du lithofaciès sédimentaire principal dans les différentes unités de la colonne. Le lithofaciès principal dans une unité donnée gouverne la largeur et la couleur de l'unité, telles que montrées dans la colonne.

Description des unités :

4. Formation de Wishart (>25 m d'épaisseur)

4d = Arénite quartreuse à grain moyen (≈1 mm) en lits submétriques; matrice siliceuse; quelques lits d'arkose conglomératique d'environ 30 cm d'épaisseur. Épaisseur : >20 m.

4c = Grès quartzueux à grain fin (<1 mm) en lits minces (2 à 15 cm); minces interstrates (1 à 2 mm) de shale gris. Épaisseur : ≈2 m.

4b = Dolomie conglomératique et stromatolitique à patine rouge-brun, contenant des fragments de chert gris. Épaisseur : 0 à 40 cm.

4a = Coupe SE : grès en lits minces <2 cm d'épaisseur (95 %), avec rides de courant; lamines de shale gris foncé à noir (≤1 mm d'épaisseur) (5 %); pyrite disséminée, augmentant vers le haut.

Coupe NW (environ 100 m au NW de la coupe SE) : grès à grain fin en lits de plusieurs décimètres d'épaisseur, surmonté de siltite gris foncé en lits décimétriques, avec interstratifications de siltite verdâtre et de grès à grain fin. Épaisseur : ≈2 m.

3. Formation de Fleming (15 m d'épaisseur)

3 = Conglomérat : cailloux arrondis et blocs anguleux (1 à 60 cm) de chert gris à blanc, ainsi que blocs et lentilles (<30 cm) d'arénite quartreuse contenant localement des cailloux de chert; ces blocs et cailloux sont supportés par une matrice formée d'arénite quartreuse à grain fin (<1 mm) contenant d'abondantes plaquettes de chert (1 à 2 mm x 1 à plusieurs cm). Épaisseur : ≈15 m (photo 3).

2. Formation de Dolly? (2 à 4 m d'épaisseur)

2b = Chert gris laminé (50 %) en lits jusqu'à 30 cm d'épaisseur; interstratifications de siltite vert grisâtre et shale fissile gris foncé (50 %). Épaisseur : ≈1 m.

2a = Siltite vert grisâtre (75 %) et interstratifications de chert gris laminé (25 %), en lits de 1 à 60 cm d'épaisseur; grès et siltite à cailloux de chert gris (lits <10 cm) au sommet; rares blocs de dolomie et chert. Épaisseur : 1 à 3 m (photos 1 et 2).

1. Formation de Denault (>100 m d'épaisseur)

1b = Dolomie à patine jaune orangé à brun orangé foncé et à surface fraîche grise; massive ou à stratifications entrecroisées (<5 mm); interstrates (1 à 2 cm) de siltite grise. Épaisseur : 1 à 2 m. (photo 1).

1a = Dolomie et dolomie silteuse à sablonneuse, à patine beige à jaune pâle; interstratifications (<10 cm) de chert gris près du sommet; stratifications entrecroisées (mm–cm); remplacement de dolomie par du chert; bancs (1 à 3 m) de brèche de talus (fragments de dolomie et de chert dans une matrice siliceuse à texture en cocarde). Épaisseur : >100 m.

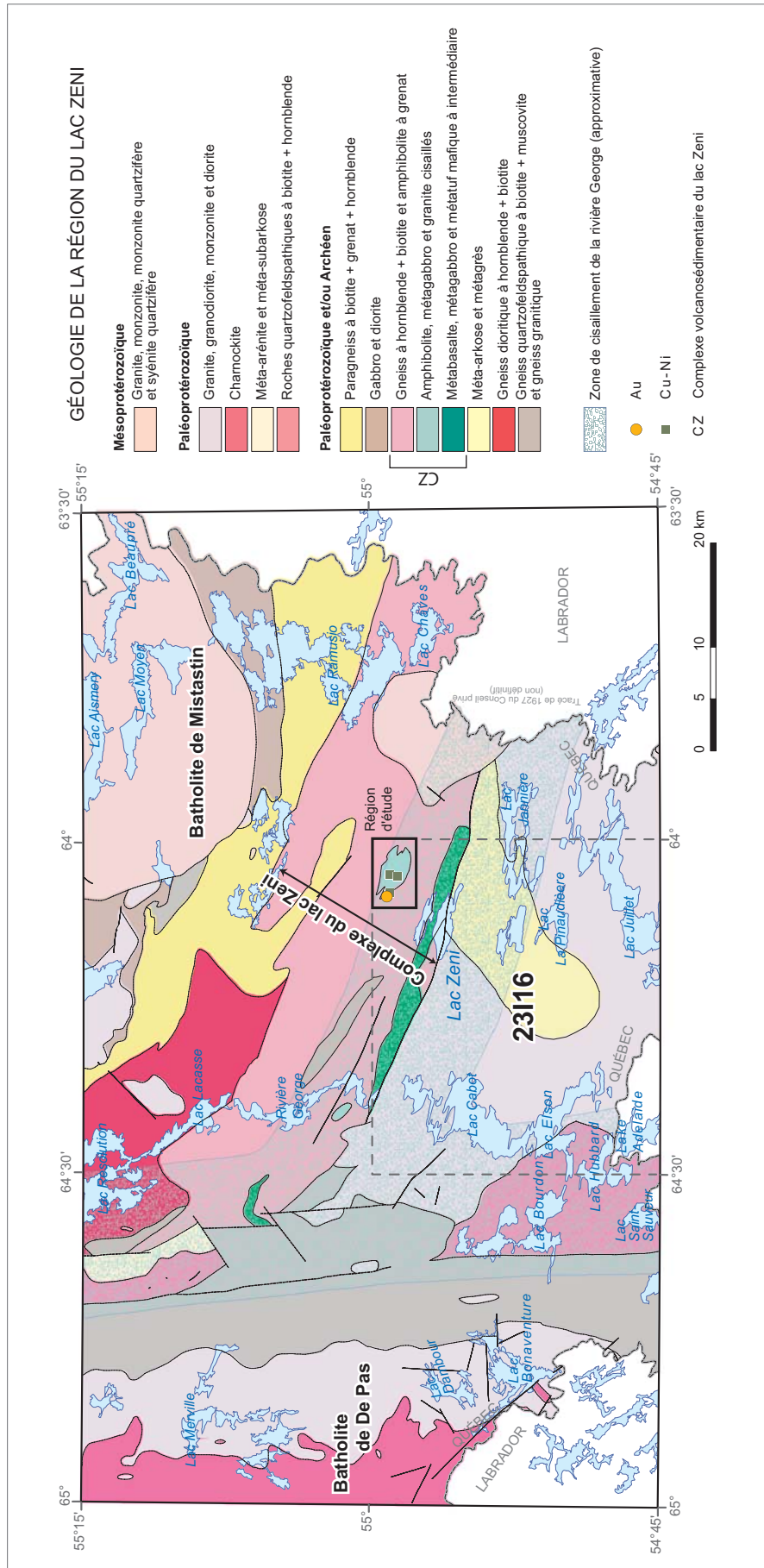


Figure 3 – Carte géologique simplifiée de la région du lac Zeni (compilée et modifiée de Taner, 1992) dans l'arrière-pays de la Fosse du Labrador. L'étendue latérale du Complexe volcanosédimentaire du lac Zeni est indiquée sur la carte (flèche à deux têtes) et les unités faisant partie du complexe sont indiquées dans la légende.

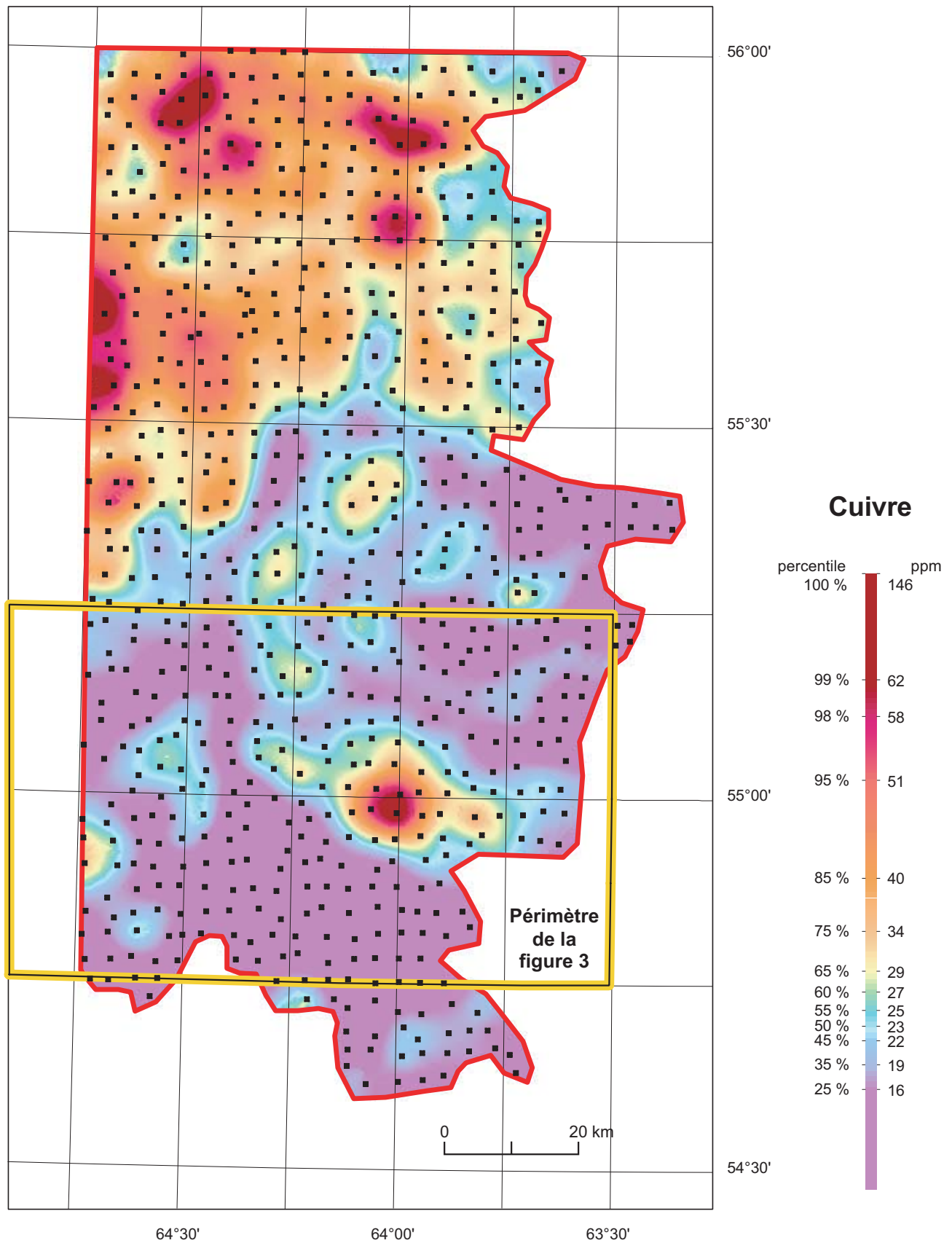


Figure 4 – Carte géochimique montrant les anomalies en cuivre dans les sédiments de lac (préparée par M. Beaumier). L'encadré correspond à la région du lac Zeni illustrée à la figure 3.



Photo 1 – Dolomie jaune orangé de la Formation de Denault surmontée par une unité de shale, de siltite et de chert dans une position stratigraphique analogue à celle de la Formation de Dolly.

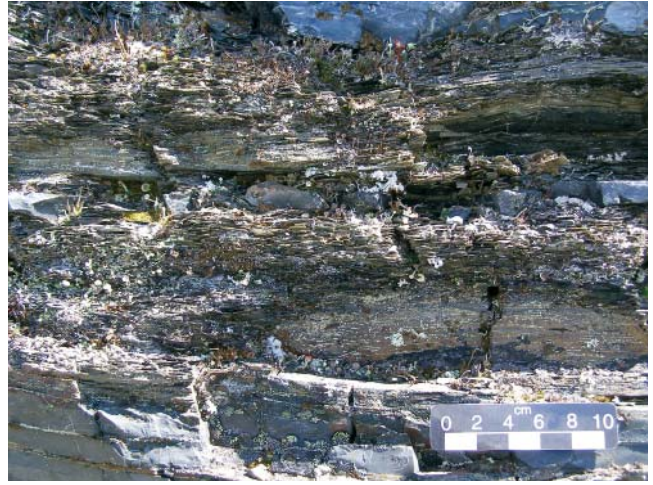


Photo 2 – Interlits de shale, de siltite, et de chert sus-jacents à la Formation de Denault (même unité que dans la photo 1).



Photo 3 – Brèche de chert de la Formation de Fleming.



Photo 4 – Trou excavé dans un horizon fortement radioactif (jusqu'à 1300 cps) situé à 8 m au-dessus de la base de la Formation de Menihék, crête de Dolly.



Photo 5 – Tonalite à biotite + hornblende injectée de dykes parallèles de granite et de pegmatite, le tout superposé par une forte foliation mylonitique définie par des rubans millimétriques de quartz.



Photo 6 – Affleurement de granite à biotite contenant des enclaves tonalitiques et des dykes concordants de pegmatite. Notez l'effet prononcé de la déformation par cisaillement intense.

Tableau 1 – Sites connus de shale noir radioactif à la base de la Formation de Menihek

Nom du Site	UTM NAD83, zone 19	Coordonnées Mercator	Remarques
Crête de Dolly	643440 m E, 6078496 m N	54° 50,0' N 66° 46,0' W	Site visité lors de ce travail; géofiche AL-06-09
Iron Arm (Labrador)	676055 m E, 6066692 m N	54° 43' N 66° 16' W	Échantillon TQ-84-154 : Bell et Ruzicka, 1985; Bell et Thorpe, 1986
Iron Arm (Labrador)	676250 m E, 6066381 m N	54° 42,8' N 66° 15,9' W	Site visité lors de ce travail
Rivière Howells (près du lac Stakit, Labrador)	625607 m E, 6066875 m N	54° 44' N 67° 03' W	Échantillon BA-7 : Bell et Ruzicka, 1985; Bell et Thorpe, 1986; site non visité lors de ce travail
Rivière Howells (près du lac Stakit, Labrador)	625555 m E, 6068730 m N	54° 45' N 67° 03' W	Échantillon BA-3 : Bell et Ruzicka, 1985; Bell et Thorpe, 1986; site non visité lors de ce travail
Rivière Howells – Lac Elross (Labrador)	615329 m E, 6082251 m N	54° 52,5' N 67° 12,2' W	Site visité lors de ce travail

Tableau 2 – Composition des shales noirs à la base de la Formation de Menihek

	P ₂ O ₅	C total	Ag	As	Au	Ba	Ce	Cu	Hg	La	Lu	Mo
Crête de Dolly												
AL-06-9A1	0,13	17,1	1,9	112	22	660	66	72	2,6	35	0,38	94
AL-06-9A2	0,16	18,4	1,8	112	25	594	62	53	2,85	35	0,31	105
AL-06-9B	0,09	13,7	1,7	74	17	213	31	39	1,55	19	0,24	61
Facteur d'enrichissement	0,6-0,8	137-184	24-27	6-9	6-8	0,4-1,1	0,6-6,2	0,9-1,6	4-7	0,8-1,5	0,4-0,6	23-40
« Métallifère » : oui / non	–	–	Oui	Non	Oui	Non	Non	Non	Oui	Non	Non	Non
Iron Arm												
1A-1	0,08	0,31	<0,1	4,9	5	318	311	3,8	0,14	164	0,56	2,3
1A-7	0,11	4,47	0,5	11,8	4	428	68	17	0,45	32	0,39	5,4
Facteur d'enrichissement	0,5-0,7	3,1-45	<1,4-7,1	0,4-0,9	1,3-1,7	0,6-0,7	1,4-6,2	0,1-0,4	0,4-1,1	1,4-6,8	0,7-0,9	0,9-2,1
« Métallifère » : oui / non	–	–	Oui	Non	Non	Non	Oui	Non	Oui	Oui	Non	Non
	Nb	Nd	Ni	Pd	Pt	Se	Ta	Th	U	V	Zn	Zr
Crête de Dolly												
AL-06-9A1	13,3	33	39	17,1	8,5	9,7	0,8	7,6	31,5	1359	29	126
AL-06-9A2	11,1	30	29	18,6	10,3	9,6	0,7	7,8	25,5	1124	30	113
AL-06-9B	3,7	17	22	16,8	6,8	10,7	0,3	2,2	13,3	935	42	58
Facteur d'enrichissement	0,3-1,2	0,7-1,4	0,3-0,6	–	–	16-18	0,4-1,0	0,2-0,7	4-9	7-11	0,3-0,4	0,4-0,8
« Métallifère » : oui / non	Non	Non	Non	–	–	Oui	Non	Non	Non	Oui	Non	Non
Iron Arm												
1A-1	218	80	3,5	2,9	<0,1	<0,5	19	35	6,9	26	31	499
1A-7	12	28	47	7,3	2,9	1,1	0,9	11	7,5	300	77	134
Facteur d'enrichissement	1,1-20	1,2-3,3	0,1-0,7	–	–	<0,8-1,8	1,1-24	0,9-2,9	1,9-2,0	0,2-2,3	0,3-0,8	0,8-3,1
« Métallifère » : oui / non	Oui	Oui	Non	–	–	Oui	Oui	Oui	Non	Non	Non	Oui

Notes :

- AL-06-9A1 et AL-06-9A2 = shale noir; AL-06-9B = shale noir chertoux; 1A-1 = shale noir à pyrite avec niveaux siliceux; 1A-7 = shale noir silteux.
- P₂O₅ et C total en % poids; éléments traces en ppm, sauf Au, Pd et Pt en ppb.
- Le facteur d'enrichissement est calculé par rapport au « shale moyen » de Mason (1982).
- « Métallifère » fait référence au standard de comparaison, soit le shale noir SDO-1 (Huyck, 1990); « oui » veut dire plus grand que 2X la teneur dans SDO-1, sauf pour Mo et U où « oui » veut dire plus grand que 1X cette teneur. Les enrichissements significatifs sont indiqués en caractères gras.
- Méthodes analytiques : P₂O₅, Ba et Ni ont été analysés par ICP-AES (fusion par borate de lithium); C total par LECO; Ce, La, Lu, Nb, Nd, Ta, Th, U, V et Zr par ICP-MS (fusion par borate de lithium); Ag, As, Cu, Hg, Mo, Se et Zn par ICP-MS (lixiviation par HCl-HNO₃-H₂O); Au, Pd et Pt par pyroanalyse, doré dissout en acide, analyse par ICP-MS.
- Pour les coordonnées UTM des sites, voir le tableau 1.
- Laboratoire : Acme Analytical Laboratories Ltd, Vancouver.