MB 89-12

GEOLOGIE DE LA REGION DE WINDSOR - ESTRIE -

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique de Québec

SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Géologie de la région de Windsor
- Estrie -

Robert Marquis

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

1989

MB 89 - 12

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	2
STRATIGRAPHIE	3
Groupe de Oak Hill	3
Suite métamorphique de Sutton	4
Groupe de Caldwell	5
Complexe ophiolitique d'Asbestos	7
Complexe de Saint-Daniel	7
Unité volcanoclastique de Windsor	10
Unité ultramafique	11
Unité d'ardoise laminée	12
ANALYSE STRUCTURALE	12
Déformation du Groupe de Oak Hill et de la Suite de Sutton	12
- Anticlinorium des monts Sutton	12
- Anticlinal du mont Pinnacle	13
Déformation du Groupe de Caldwell	14
Déformation du Complexe ophiolitique d'Asbestos	15
Déformation du Complexe structural de Saint-Daniel	15
Déformation de l'unité volcanoclastique de Windsor	16
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	17
Minéralisation en Cu-Ag	17
Minéralisation argentifère	17
Minéralisation en amiante, en chrome et en platine	18
Carrière d'ardoise	18
Gravières	19
RÉFÉRENCES	19

INTRODUCTION

La région cartographiée au cours de l'été 1988 couvre une superficie approximative de 150 km² dans les cantons de Windsor, de Melbourne et de Brompton, en Estrie. Les coordonnées du coin nord-est de la carte sont la latitude 45°37'30" et la longitude 72°00'.

Ces travaux complètent le relevé au 1:20 000 du feuillet topographique Richmond (31 H/09-200-0102) entrepris en 1984 dans le cadre d'une recherche portant sur l'anticlinorium des monts Sutton.

Ce feuillet topographique chevauche les zones de Humber et de Dunnage (Williams, 1979) qui correspondent respectivement au domaine interne paléocontinental et au domaine interne paléoocéanique des Appalaches du Québec (St-Julien et Hubert, 1985). Localement, le Complexe ophiolitique d'Asbestos qui affleure à l'ouest de Windsor marque la limite entre les zones de Humber et de Dunnage.

Le relevé de 1988 est limité aux initiés de la zone de Dunnage, c'est à dire celles qui apparaissent à l'est du Complexe ophiolitique d'Asbestos. Les relevés antérieurs (1984-1987) concernaient en premier lieu l'étude de la zone de Humber.

Dans la région, les grandes unités stratigraphiques sont d'ouest en est, le Groupe d'Oak Hill, la Suite de Sutton, le Groupe de Caldwell, le Complexe ophiolitique d'Asbestos, le Complexe de St-Daniel, l'unité volcanoclastique de Windsor, une unité informelle constituée de roche ultramafique serpentinisée et la Formation de St-Victor du Groupe de Magog.

STRATIGRAPHIE

Groupe d'Oak Hill

Le Groupe d'Oak Hill représente une unité volcano-sédimentaire, reconnue sur une distance de 100 km, depuis la frontière Vermont-Québec jusqu'aux environs de Danville, dans le comté de Drummond. Établie initialement près de Sutton (Clark, 1934, 1936) cette unité fut étendue ultérieurement (Cooke, 1952; Cooke et al., 1962) dans la région de Richmond.

Une datation isotopique sur des zircons provenant de la Formation de Tibbit Hill confirme que l'unité de base du Groupe d'Oak Hill, constituée de basaltes alcalins métamorphisés, date du Cambrien précoce (Kumarapeli, communication personelle, 1988).

Les fossiles les plus anciens du Groupe d'Oak Hill, des fragments de trilobites et de mollusques du Cambrien précoce, ont été découverts dans les Formations de Gilman et de Dunham (Clark , 1936 ; Clark et McGerrigle, 1944). Plus tard, Shaw (1954) et Osberg (1956, 1965) ont attribué un âge Cambrien moyen à la Formation de Sweetsburg, en la corrélant avec le Parker Slate un phyllade graphiteux fossilifère du nord du Vermont.

Dans la région-type de Sutton, la Formation de Sweetsburg représente l'unité la plus jeune du Groupe d'Oak Hill. Dans la région de Richmond, les relevés effectués entre 1984 et 1988 établissent qu'une unité calcaire, la Formation de Melbourne repose en concordance sur la Formation de

Sweetsburg. L'âge de la Formation de Melbourne, établi d'après son contenu en conodontes, varie entre l'Ordovicien précoce et la fin de l'Ordovicien moyen (Nowlan, 1987).

Nous considérons donc que le Groupe d'Oak Hill s'est formé durant un intervalle de temps qui couvre environ 100 Ma, soit depuis le Cambrien précoce jusqu'à la fin de l'Ordovicien moyen.

Suite métamorphique de Sutton

La Suite métamorphique de Sutton regroupe trois unités informelles de schistes. Deux unités sont métasédimentaires; il s'agit d'un schiste gris bleuté à albite, muscovite, quartz, ± pyrite, ± magnétite, et d'un schiste à quartz, muscovite et chlorite, blanc en surface altérée et verdâtre en cassure fraîche. Le litage est souvent conservé dans ces roches par ailleurs très déformées. La troisième unité, un schiste vert foncé, à chlorite, épidote, calcite, amphibole, ± fuschite ± quartz, possède une composition typiquement ignée. Localement c'est un schiste à stéatite, trop mince pour être cartographié.

Ces trois unités pourraient éventuellement être élevées au rang de lithodèmes. Des affleurements représentatifs, localisés près de Racine et facilement accessibles pourraient être désignés comme les stratotypes de ces lithodèmes.

Le contact entre la Formation de Sweetsburg du Groupe d'Oak Hill et la Suite métamorphique de Sutton est souligné par un schiste à stéatite, ce qui suggère un contact faillé. La présence répétée de phyllade et de grès de la

Formation de Sweetsburg dans la Suite de Sutton pourrait être due à une imbrication associée à un réseau de failles parallèles à celle qui marque ce contact.

Cependant, l'unité de schiste verdâtre à quartz, muscovite ± chlorite de la Suite de Sutton n'est pas sans rappeller la Formation de Gilman du Groupe d'Oak Hill dont elle pourrait représenter un équivalent latéral plus métamorphisé.

Par ailleurs, le schiste à chlorite d'origine volcanique de la Suite de Sutton ressemble à la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill. Cependant, ces deux unités n'occupent pas la même position stratigraphique. En effet, la Formation de Tibbit Hill apparaît toujours à la base de la stratigraphie du Groupe d'Oak Hill alors que le schiste à chlorite est interstratifié avec le schiste métasédimentaire à quartz, muscovite, chlorite. Il s'agit donc d'unités stratigraphiques distinctes.

Groupe de Caldwell

Le Groupe de Caldwell, tel que reconnu en Beauce par Mackay (1921), contient un grès feldspathique et des pélites rouge et verte, provenant de l'accumulation de sédiments dérivés du continent nord-américain. Ces roches sédimentaires terrigènes sont interstatifiées avec des basaltes tholéiitiques massifs, coussinés et bréchiques (Cousineau, 1987; Gariépy, 1978).

Comme le Groupe de Caldwell est dépourvu de fossiles, son âge est établi d'après des considérations tectoniques et paléogéographiques. Par

exemple, en Beauce, la composition feldspathique du grès de Caldwell indique un dépôt dans un rift intracratonique, ce qui suggère un âge Hadrynien tardif ou Cambrien précoce (Cousineau, 1987), contemporain ou même plus ancien que la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill.

Dans la région de Richmond, le Groupe de Caldwell est différent. Dépourvu de roche volcanique, il est constitué essentiellement de wacke lithique verdâtre à patine beige, granoclassé, presque toujours en position normale et interstratifié avec des phyllades mauves verts et noirs (Marquis, 1986). Les structures primaires conservées dans le wacke lithique: granoclassement normal, chenaux d'érosion et laminations parallèles apparaissent selon une séquence typique aux sédiments transportés par des courants de turbidité. Dans la région de Richmond, le Caldwell représente donc une accumulation marine de sédiments terrigènes, probablement accumulés sur un talus ou une pente continentale.

Selon des considérations paléogéographiques, le Caldwell de Richmond pourrait donc être plus jeune que celui de Beauce, puisqu'il représente un dépôt marin formé en bordure d'une marge passive plutôt qu'un dépôt de rift intracratonique.

Le contact entre les Groupes de Caldwell et d'Oak Hill est une faille le long de laquelle affleurent des amas discontinus de roches ignées mafiques et ultramafiques, similaires aux lithologies du Complexe ophiolitique d'Asbestos. Des amas de roches ignées mafiques et ultramafiques apparaissent également à l'intérieur du Groupe de Caldwell où elles

marquent la position de failles importantes qui découpent le Caldwell en segments discontinus.

Complexe ophiolitique d'Asbestos

Le complexe ophiolitique d'Asbestos représente un copeau de croûte océanique obducté sur le continent nord-américain et transporté vers l'ouest. sur le socle grenvillien, sur une distance indéterminée. Lamarche (1973) a reconnu 14 unités lenticulaires dans ce complexe ophiolitique. Il s'agit essentiellement de péridotites et de pyroxénites serpentinisées, de basalte, de gabbro et de volcanoclastites apparaissant à l'est du Groupe de Caldwell. Dans le secteur de Kingsbury, des roches ultramafiques similaires affleurent également à l'ouest du Groupe de Caldwell.

Des roches ultramafiques du même type forment également une unité cartographiable dans le secteur de St-François Xavier de Brompton. Nous en reparlerons plus loin.

Complexe de St-Daniel

Interprété originellement (St-Julien, 1972) comme un dépôt de fond océanique, puis comme un mélange tectonique formé dans un prisme d'accrétion (Laurent et al., 1979), le St-Daniel est perçu aujourd'hui comme un complexe structural dont l'origine est partiellement sédimentaire et partiellement tectonique (Cousineau, 1987).

Le faciès typique du Complexe de St-Daniel est une unité chaotique, un mélange, constitué d'une matrice de mudstone verte et noire, dans laquelle sont incorporés des granules, cailloux et blocs d'ardoise, de grès, de

calcaire et occasionnellement de chert noir. Les fragments du mélange pourraient provenir de l'érosion des formations du Groupe d'Oak Hill, de la Suite de Sutton, du Groupe de Caldwell et des Complexes ophiolitiques d'Orford, d'Asbestos et de Thetford Mines.

Un âge Ordovicien précoce a été proposé pour le St-Daniel (St-Julien et Hubert, 1975), en assumant deux choses; premièrement, que le St-Daniel se trouve sous la Formation de Beauceville du Groupe de Magog , qui contient des graptolites de l'Ordovicien moyen, N. Gracilis et D. Multidens (Riva, 1974) et deuxièmement, qu'une discordance de courte durée sépare ces deux unités.

Dans la région de Windsor, le mélange du Complexe de St-Daniel est une ardoise bleu fonçé dans laquelle se trouvent des fragments de grès, de siltstones, de calcaires, de dolomies et de mudstones. Dans ce mélange dépourvu de schistosité phacoïdale, les fragments centimétriques de mudstone vert et noir sont très nombreux. Le plus gros bloc observé est un basalte amygdalaire, bréchique et coussiné, hectométrique. L'orientation préférentielle des blocs et des cailloux résulte du développement d'un clivage ardoisier, attribué à une déformation régionale postérieure à la mise en place du dépôt chaotique.

L'interstratification de turbidites gréseuses et de turbidites calcaires avec le mélange suggère pour celui-ci une origine sédimentaire. Il pourrait s'agir de coulées de débris sous-marines, du même type que celles de la Formation de Cooks Brook, péninsule de Port au Port, à Terre Neuve (Jacobi, 1984), où la mise en place des coulées de débris s'est faite sans

déformer les turbidites sousjacentes.

Dans la région de Richmond, les turbidites gréseuses sont représentées par un grès quartzifère gris moyen, contenant de nombreux fragments d'ardoise centimétriques à décimétriques. Les stuctures sédimentaires suivantes, typiques aux turbidites, sont conservées dans le grès : granoclassement normal, laminations parallèles et obliques, chenaux d'érosion, "slumps" et convolutes.

Une ardoise grise à séricite, du même type que celle exploitée anciennement à la carrière Rockland de Kingsbury, est interstratifiée avec les turbidites. L'épaisseur de cette ardoise peut atteindre plusieurs mètres.

Une troisième lithologie est interstratifiée également avec le grès et l'ardoise grise. Il s'agit d'une brèche synsédimentaire produite par la déformation "in situ" de sédiments siliciclastiques partiellement lithifiés. Contrairement au mélange de St-Daniel, la brèche synsédimentaire ne contient jamais de fragments calcaires. De plus, la matrice de cette brèche synsédimentaire est grise et sériciteuse alors que celle du mélange est noire et graphiteuse. Il s'agit bien de deux unités distinctes.

Au nord de la rivière St-François, le long du ruisseau Willow, affleure une calcarénite laminée interlitée avec une ardoise graphiteuse. Il s'agit de turbidites calcaires que nous avons échantillonnées dans l'espoir de trouver des conodontes, ce qui permettra éventuellement de dater le Complexe de St-Daniel.

L'érosion en milieu marin d'une partie de ces turbidites calcaires

pourrait avoir fourni les fragments carbonatés trouvés en grand nombre dans le mélange de St-Daniel, en particulier dans le secteur de Windsor.

Unité volcanoclastique de Windsor

L'unité volcanoclastique de Windsor est identifiée comme une trachyte sur la carte de compilation géologique de l'Estrie-Beauce (Slivitsky et St-Julien, 1987), qui reprend l'interprétation de Cooke (1956).

Il s'agit en fait d'un tuf felsique laminé à grain fin, et d'un tuf cherteux gris foncé que nous corrélons avec la Formation de Beauceville du Groupe de Magog, ainsi que d'un tuf vert très schisteux qui affleure dans le secteur de St-François Xavier de Brompton et que nous corrélons avec la Formation d'Etchemin du Groupe de Magog (Cousineau, communication personnelle, 1988).

Dans le secteur de Windsor, le tuf gris foncé que nous corrélons à la Formation de Beauceville est stratigraphiquement sous le Complexe de St-Daniel, ce qui remet en question la relation stratigraphique généralement admise selon laquelle le St-Daniel est plus vieux que le Magog.

Les tufs de l'unité volcanoclastique de Windsor présentent en outre des structures sédimentaires semblables à celles conservées dans les grès du Groupe de Caldwell et du Complexe de St-Daniel: laminations parallèles, granoclassement normal, figures de déformation de type "slump", ce qui suggère un dépôt contrôlé par des courants de turbidités.

Unité ultramafique

Deux km à l'ouest de St-François-Xavier de Brompton, une unité ultramafique affleure entre le tuf vert de la Formation d'Etchemin et le mélange de St-Daniel. Nous avons distingué quatre faciès à l'intérieur de cette unité ultramafique : un mélange ophiolitique constitué de blocs de péridotite dans une matrice schisteuse serpentinisée, une serpentinite massive, un gabbro pegmatitique et une brèche volcanoclastique felsique.

La brèche volcanoclastique felsique apparaît sous forme de blocs décamétriques limités par des failles et complètement entourés de serpentinite. La présence de ces blocs, vraisemblablement arrachés à l'unité volcanoclastique de Windsor, indique qu'en profondeur l'unité ultramafique recoupe l'unité volcanoclastique.

Notre relevé montre qu'il existe en fait deux bandes ultramafiques parallèles, séparées entre elles par le mélange de St-Daniel. Ces deux bandes recoupent le grain tectonique nord-est défini par la schistosité régionale. Par contre, leur direction nord-sud est parallèle à celle d'un lambeau de mélange inclus dans le tuf gris du Beauceville à proximité de Windsor. Dans le même secteur, nous avons relevé également une famille de failles tardives de direction nord-sud.

Selon nous, cette unité ultramafique s'est mise en place tectoniquement le long d'un plan de faille de direction nord-sud. De plus, puisque la mise en place de l'unité ultramafique est postérieure au développement de la schistosité régionale, nous estimons qu'elle est vraisembablement indépendante et postérieure à l'obduction du Complexe

ophiolitique d'Asbestos.

Unité d'ardoise noire laminée

Une ardoise noire graphiteuse apparaît dans le secteur sud-est de la carte. Cette ardoise ressemble à la matrice du mélange de St-Daniel par sa composition, sa granulométrie et sa couleur. Elle s'en distingue par l'absence de fragments et par la présence de fines laminations soulignées par des variations de teinte, ainsi que par la présence de lits d'ardoise gréseuse contenant jusqu'à 10 ou 15 % de grains de quartz.

Cette lithologie affleure peu dans les limites du feuillet cartographié. Par contre, elle occupe tout le secteur nord-ouest du feuillet topographique adjacent, Sherbrooke 21E05-200-0201 où elle est corrélée avec la Formation de St-Victor du Groupe de Magog (Tremblay communication personnelle, 1988).

ANALYSE STRUCTURALE

Déformation du Groupe d'Oak Hill et de la Suite de Sutton

ANTICLINORIUM DES MONTS SUTTON

L'anticlinorium des monts Sutton est une structure majeure des Appalaches du Québec. Sa largeur, qui dépasse 40 km à la frontière Vermont-Québec, diminue régulièrement vers le nord-est pour atteindre 12 km dans la région de Richmond.

La plus forte anomalie gravimétrique positive des Appalaches du nord, de même qu'une forte anomalie magnétique positive sont associées à

l'anticlinorium des monts Sutton. Ces anomalies sont expliquées par la présence en profondeur de roches ignées mafiques, de densité comparable au basalte alcalin métamorphisé de la Formation de Tibbit Hill du Groupe d'Oak Hill (Kumarapelli et al., 1981).

L'âge de l'anticlinorium bien qu'il soit encore sujet à controverse, est généralement attribué à la déformation taconienne (Lowdon et al., 1963; Williams et St-Julien, 1982). Les datations obtenues par la méthode K/Ar sur la muscovite des Formations de Pinnacle et de Bonsecours échantillonnées près de Sutton, donnent des âges de 440 et 420 m.a. ± 30 m.a. (Lowdon et al., 1963).

L'anticlinorium des monts Sutton résulte d'une tectonique polyphasée. Il peut être subdivisé en 2 structures appartenant à des phases de déformation successives: l'anticlinal du mont Pinnacle et l'antiforme de St-Etienne.

ANTICLINAL DU MONT PINNACLE

L'anticlinal du mont Pinnacle (Clark et Eakins, 1968), appelé également "Tibbit Hill Anticline" (Rickard, 1965; Cooke, 1952), "Enosburg Falls Anticline" (Osberg, 1965) et "Western Anticline" (Kumarapeli et al., 1981) est le prolongement québécois du "Lincoln-Enosburg Falls Anticline" du Vermont (Cady, 1960; Osberg, 1967). La trace axiale de cet anticlinal passe à l'intérieur de la Formation volcanique de Tibbit Hill, immédiatement à l'ouest du secteur cartographié.

Une schistosité pénétrative pentée au nord-ouest est parallèle au plan axial de ce pli majeur déversé vers le sud-est. Cette schistosité très

pénétrative affecte les lithologies du Groupe d'Oak Hill ainsi que celles de la Suite de Sutton et du Groupe de Caldwell.

ANTIFORME DE ST-ÉTIENNE

L'antiforme de St-Étienne (de Romer, 1961) équivaut au "Axial Anticline" (Cady, 1960). Il s'agit d'une structure antiforme orientée au nord-est dont le plan axial est vertical et dont la plongée de l'axe varie entre 10 et 50 °. L'antiforme de St-Étienne est plus jeune que l'anticlinal du mont Pinnacle puisqu'il déforme la schistosité synchrone à l'anticlinal du mont Pinnacle.

Le clivage de crénulation qui est associé à l'antiforme de St-Étienne affecte lui-aussi toutes les lithologies du Groupe d'Oak Hill, de la Suite de Sutton et dans une moindre mesure celles du Groupe de Caldwell.

Déformation du Groupe de Caldwell

La déformation du Groupe de Caldwell est concentrée dans des zones étroites fortement cisaillées, plissotées et injectées de veines de quartz dans lesquelles les structures sédimentaires sont complètement oblitérées. Hors des zones cisaillées, la polarité sédimentaire reconnue par le granoclassement normal des grès indique que les strates sont presque toujours en position normale. Le Groupe de Caldwell n'enregistre donc aucun plissement important, même si les phyllades et dans une moindre mesure le grès sont affectés par les schistosités reconnues dans le Groupe d'Oak Hill et la Suite de Sutton.

De plus, le contact entre d'une part, le Groupe de Caldwell et d'autre part, les unités du Groupe d'Oak Hill et de la Suite de Sutton, correspond à

une faille majeure. À plusieurs endroits, ce contact est ponctué par des affleurements de roches ignées mafiques et ultramafiques mises en place tectoniquement le long du plan de faille.

Le style de déformation du Groupe de Caldwell, contrôlé par d'importants cisaillements, contraste donc fortement avec celui du Groupe d'Oak Hill et de la Suite de Sutton; par contre il s'apparente beaucoup au style de déformation du complexe ophiolitique d'Asbestos.

Déformation du Complexe ophiolitique d'Asbestos

Le complexe ophiolitique d'Asbestos est déformé de façon analogue au Groupe de Caldwell. Les couloirs de déformation correspondent à des secteurs très déformés qui limitent les différents faciès reconnus par Lamarche (1973), ce qui explique l'aspect lenticulaire et discontinu des unités.

Sur le terrain, les couloirs de déformation correspondent à des zones intensément faillées. Les plans de failles sont souvent plaqués de longues aiguilles d'antigorite d'orientation variable, qui permettent la détermination du sens du mouvement sur la plupart des plans de failles.

Déformation du Complexe structural de St-Daniel

Le Complexe de St-Daniel est affecté par un grand nombre de plis synchrones au développement de la schistosité régionale, subverticale et de direction nord-est. La présence de ces plis isoclinaux a pu être démontrée le long de la rivière St-François, où la densité d'affleurements permet un

relevé systématique de l'attitude des plans de stratification, et de la polarité des strates.

Il serait hasardeux de corréler l'unique phase de plissement du Complexe de St-Daniel avec l'une ou l'autre des déformations relevées à l'ouest du Complexe ophiolitique d'Asbestos. En effet, les éléments structuraux développés de part et d'autre du Complexe ophiolitique d'Asbestos ne se recoupent pas. De plus, ni le style de plissement, ni l'attitude des plans de schistosité ne permettent d'établir une telle corrélation. Finalement, la déformation du Complexe de St-Daniel est attribuée à l'orogénèse acadienne (Cousineau, 1987) alors que la déformation de la zone d'Humber semble taconienne (Williams et St-Julien, 1982).

Déformation de l'unité volcanoclastique de Windsor

Les volcanoclastites vertes et noires corrélées avec le Groupe de Magog ont subi les même déformations que le Complexe de St-Daniel, comme le démontre le relevé systématique de l'attitude et de la polarité des strates.

Une faille nord-sud, postérieure au plissement et injectée de roches ultramafiques, marque le contact entre l'unité volcanoclastique et le Complexe de St-Daniel à l'ouest de St-François-Xavier de Brompton.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Minéralisation en Cu-Ag

Plusieurs indices ainsi que des gîtes minéralisés en cuivre ont été découverts et exploités à la fin du XIX^{e} siècle dans les formations de Tibbit Hill, de Pinnacle, de White Brook et de Gilman du Groupe d'Oak Hill (Gauthier, 1985; Waddington, 1969; Bancroft, 1916). Un indice de cuivre est également rapporté dans le tuf vert de la formation d'Etchemin.

Le cuivre se présente sous forme de chalcopyrite, chalcosine, digénite, bornite et malachite. Il est disséminé dans les plans de schistosité ou concentré dans certaines veines et veinules de quartz, calcite, feldspath K et hématite. Des analyses récentes (Gauthier, 1985; Marquis, 1986) font ressortir une association Cu-Ag qui ajoute à l'intérêt de cette minéralisation.

Minéralisation argentifère

Nous avons retrouvé le puits d'exploitation d'une ancienne mine d'argent, la Denman Silver dont la localisation exacte était jusqu'alors inconnue. La minéralisation se présente sous forme d'une veine de quartz d'épaisseur métrique, minéralisée en pyrite et en galène, et mise en place dans le calcaire de la Formation de Melbourne. Aucune valeur économique n'a été obtenue suite aux analyses d'échantillons choisis prélevés sur le site.

Minéralisation en amiante, en chrome et en platine

De nombreux forages pour l'amiante ont été effectués dans les péridotites du Complexe ophiolitique d'Asbestos ainsi que dans l'unité ultramafique située près de St-François-Xavier de Brompton. Compte tenu de la conjoncture économique, les résultats de ces campagnes d'exploration n'ont pas justifié de travaux plus élaborés.

Cependant, la présence de roches ultramafiques en grande quantité dans le secteur est un facteur favorable à l'exploration pour le chrome et pour les éléments du groupe du platine. À ce jour, ce potentiel a été complètement ignoré.

Carrières d'ardoise

Deux carrières d'ardoise grise ont été exploitées dans la région pendant de nombreuses années. La plus importante, la carrière Rockland, est située à deux km au sud de Kingsbury. Quatre km au nord-est, une exploitation de moindre importance, la carrière Melbourne, a également produit une ardoise utilisée surtout comme matériau de recouvrement. Ces deux carrières ont cessé leur activité depuis longtemps.

Cependant, l'unité d'ardoise se poursuit vers le nord-est sur une distance de 6 km depuis la carrière Rockland au sud, jusqu'à la rivière St-François. Advenant un intérêt renouvelé envers ce type de matériau industriel, de nouvelles réserves pourraient donc facilement être mises en valeur.

Gravières

Sur la rive sud de la rivière St-François, dans le secteur de Windsor, d'épais dépôts de sable et de gravier sont exploités sur une base industrielle depuis plusieurs années.

RÉFÉRENCES

BANCROFT, J.A., 1916. Rapport sur les gisements de cuivre des Cantons de l'Est de la province de Québec, Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Service des Mines, Carte 20.

CADY, W.M., 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in Northern Vermont and Southern Quebec, Geological Society of America Bulletin, Volume 71, p.531-567.

CLARK, T.H., 1934. Structure and stratigraphy of Southern Quebec, Geological Society of America Bulletin, Volume 45, p.1-20.

CLARK, T.H., 1936. A Lower Cambrian Series from Southern Quebec, Royal Canadian Institute Transactions, Volume 21, Part1, p.135-151.

CLARK, T.H., EAKINS, P.R., 1968. The Stratigraphy and Structure of the Sutton Area of Southern Quebec, *in* Tectonics of the Appalachians Northern and Maritimes, Zen, White, Hadley, Thompson, Wiley, editors, Interscience, New York, p.163-173.

CLARK, T.H., McGERRIGLE, H.W., 1944. Oak Hill Series, Farnham Series and Philipsburg Series, *in* Geology of Quebec, Ministère des Mines, Québec, RG-20, Volume 2, p. 386-407.

COOKE, H.C., 1952. Geology of parts of Richmond and Drummondville map-areas, Eastern Townships, Quebec, Ministère des Mines, Québec, DP-467.

COOKE, H.C., 1956. Géologie d'une partie du sud-ouest des cantons de l'est de la province de Québec, Commission Géologique du Canada, Mémoire 257, 179 p.

COOKE, H.C., EAKINS, P.R., TIPHANE, M., 1962. Shefford map-area, Shefford and Brome counties, Eastern Townships of Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 187, 145p.

COUSINEAU, P.,1987. Paléogéographie et évolution tectonique d'une partie de la zone de Dunnage à l'est de la rivière Chaudière, Thèse de Ph.D, Université Laval, 270 p.

DE ROMER, H.S., 1961. Structural Elements in Southeastern Quebec, Northwestern Appalachians, Canada, Geologische Rundchau, Volume 51, p. 268-280.

GAUTHIER, M., 1985. Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur sud), Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-20, 74p.

GARIÉPY, C., 1978. Stratigraphie et géochimie des laves cambriennes(?) du Groupe de Caldwell dans la région du lac Etchemin, Appalaches du Québec, Thèse de MSc., Université de Montréal.

JACOBI, R.A., 1984. Modern submarine sediment slides and their implications for mélange and the Dunnage Formation in north-central Newfoundland, *in* Raymond L.A. editor, Mélanges: their nature, origin and significance, Geological Society of America, Special Paper 198, p.81-102.

KUMARAPELI, P.S., GOODACRE, A.K., THOMAS, M.D., 1981. Gravity and magnetic anomalies of the Sutton mountains region, Quebec and Vermont: expression of rift volcanics related to the opening of Iapetus, Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 18, p.680-693.

LAMARCHE, R.Y., 1973. Géologie du complexe ophiolitique d'Asbestos, Cantons de l'Est, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, GM-28558.

LAURENT, R., HÉBERT, R., HÉBERT, Y., 1979. Tectonic setting and petrological features of the Quebec appalachian ophiolites, *in* Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals, J. Malpas, and R.W. Talkington editors, Memorial University of

Newfoundland, Geology Department, Report 8, p.53-77.

LOWDON, J.A., STOCKWELL, C.H., TIPPER, H.W., WANLESS, R.K., 1963. Age determinations and geological studies, Canada Geological Survey Paper 62-17, 140p.

MACKAY, B.R., 1921. Beauceville map-area, Quebec, Commission géologique du Canada, Mémoire 127.

MARQUIS, R., 1986. Géologie de la région de Richmond, cantons de Cleveland, Kingsey et Shipton, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 86-31, 58p.

NOWLAN, G.S., 1987. Report no. 013-GSN-1987, Geological Survey of Canada, Ottawa Paleontology Section.

OSBERG, P.H., 1956. Stratigraphy of the Sutton mountains, Quebec; key to the stratigraphic correlation in Vermont (abstract), Geological Society of America Bulletin, Volume 67, p.1820.

OSBERG, P.H., 1965. Structural Geology of Knowlton-Richmond area, Quebec, Geological Society of America Bulletin, Volume 76, p. 223-250.

OSBERG, P.H., 1967. Lower paleozoic stratigraphy and structural geology, Green Moutain-Sutton Moutain anticlinorium, Vermont and Southern Quebec, American Association of Petroleum Geologist Symposium, Memoir 12.

RICKARD, M.J., 1965. Taconic orogeny in the Western Appalachians, experimental application of microtextural studies to isotopic dating, Geological Society of America Bulletin, Volume 76, p.523-536.

RIVA, J., 1974. A revision of some Ordovician graptolites of Eastern North America, Paleontology, Volume 17, p.1-40.

ST-JULIEN, P., 1972. Appalachian structure and stratigraphy, Quebec: 24 th international geological congress, Montreal, Guidebook for excursion A 56-C 56, 35p.

ST-JULIEN, P., HUBERT, C., 1975. Evolution of the taconian orogen in the Quebec Appalachians, American Journal of Science, 275A, p.337-362.

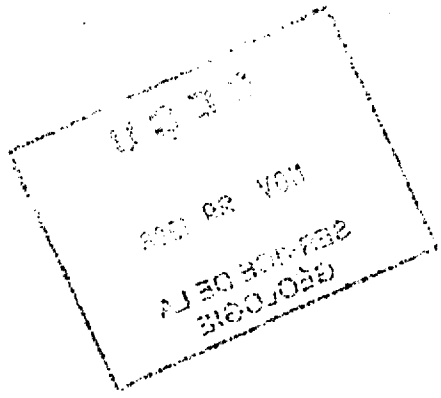
SHAW, A.B., 1954. Lower and lower middle Cambrian faunal succession in Northern Vermont, Geological Society of America Bulletin, Volume 65, p.1033-1046.

SLIVITSKY, A., ST-JULIEN, P., 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-04, 40 p.

WADDINGTON, G.W., 1969. Le cuivre au Québec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, ES-4, 338 p.

WILLIAMS, H.,1979. Appalachian orogen in Canada, Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 16, p.792-1003.

WILLIAMS, H., ST-JULIEN, P., 1982. The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic Continent-Ocean Interface in the Canadian Appalachians, *in* Major Stuctural Zones and Faults of the Northern Appalachians, P. St-Julien and J. Béland, editors, Association géologique du Canada, Special Paper 24, p. 177-207.



690