

# MB 87-31

GEOLOGIE DE LA REGION DE RICHMOND - RAPPORT INTERIMAIRE

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



## SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

# Géologie de la région de Richmond – Rapport intérimaire –

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.

## TABLE DES MATIÈRES

	<u>PAGE</u>
TABLE DES MATIÈRES	
INTRODUCTION	
Localisation.....	1
Population et accès.....	1
But de l'étude.....	1
Travaux antérieurs.....	4
Travaux effectués par l'auteur.....	6
STRATIGRAPHIE	
Introduction.....	7
Contexte géologique.....	8
Groupe d'Oak Hill.....	10
Introduction.....	10
Formation de Tibbit Hill.....	14
Formation de Call Mill.....	18
Formation de Pinnacle.....	19
Formation de White Brook.....	23
Formation de Gilman.....	24
Formation de Dunham (Lisgar).....	26
Formation de Sweetsburg.....	27
Formation de Melbourne.....	30
Conclusion.....	32
Groupe de Caldwell.....	34
Complexe ophiolitique d'Asbestos.....	36

Mélange de St-Daniel.....	36
Groupe de Stanbridge.....	38
STRUCTURE	
Introduction.....	40
Traits structuraux dominants du Groupe d'Oak Hill.....	40
Anticlinorium des Monts Sutton.....	40
Anticlinal du Mont Pinnacle.....	43
Antiforme de St-Etienne.....	46
Traits structuraux dominants du Groupe de Caldwell.....	49
Nature des contacts entre le Groupe d'Oak Hill et les unités adjacentes...	51
Analyse structurale.....	52
Les éléments structuraux.....	52
Interprétation structurale.....	53
MÉTAMORPHISME	
Premier épisode métamorphique.....	56
Deuxième épisode métamorphique.....	57
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE.....	59
RÉFÉRENCES.....	61
LISTE DES FIGURES.....	71
LISTE DES TABLEAUX.....	73
APPENDICE.....	74
Analyses géochimiques: éléments majeurs et éléments traces.....	74

## INTRODUCTION

### Localisation

Le secteur des Appalaches qui fait l'objet de ce rapport, se trouve dans les Cantons de l'Est. Situé dans les comtés de Richmond et de Drummond, il couvre le feuillet topographique au 1:20 000, 31H9-200-0202. Les coordonnées du coin nord-est de cette carte sont 45°45' de latitude et 72°00' de longitude (figure 1).

### Population et accès

La municipalité de Richmond, agglomération urbaine située au centre du secteur étudié, compte environ 5000 habitants. Érigée sur la rive nord-est de la rivière St-François, elle est reliée à l'agglomération de Melbourne, par deux ponts. Richmond constitue le centre névralgique de la région, car c'est le seul endroit où il est possible de traverser la rivière St-François entre Drummondville et Windsor.

Cette région est facilement accessible depuis Montréal ou Québec par l'autoroute 20 jusqu'à Drummondville, puis par la route 55. Les routes 116, 143 et 243 complètent le réseau routier principal. En outre, un grand nombre de chemins non asphaltés mais bien entretenus, sillonnent l'ensemble du territoire.

### But de l'étude

Notre projet est consacré à l'étude stratigraphique et structurale d'une structure majeure des Appalaches du Québec, l'anticlinorium des Monts Sutton.





- 3 -

Dans un premier temps, nous traitons de la stratigraphie du Groupe d'Oak Hill, unité tectono-stratigraphique qui définit l'anticlinorium des monts Sutton. Nous décrivons et comparons les unités lithologiques du Groupe d'Oak Hill reconnues dans le secteur de Richmond, avec les localités types de ce groupe, décrites près de Sutton.

La partie structurale de notre étude comporte deux aspects. Les relations de l'anticlinorium des Monts Sutton avec les unités limitrophes n'ayant jamais été clairement exposées, nous apportons tout d'abord quelques précisions, sur la nature des contacts entre le groupe d'Oak Hill et les unités adjacentes soit, le Groupe de Stanbridge, la Formation de Bulstrode et le Groupe de Caldwell. Nous décrivons par la suite les patrons de déformation très différents qui affectent les Groupes d'Oak Hill et de Caldwell.

Nous abordons l'étude métamorphique du secteur du point de vue du tectonicien, qui veut faire le lien entre les déformations des roches et les minéraux indicateurs du faciès métamorphique.

Finalement, nous discutons brièvement de la géologie économique.

### Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques effectués dans les Cantons de l'Est sont ceux de Logan (1849), qui proposa que les monts Sutton soient intégrés à une grande structure synclinale. Selwyn (1883) suggéra plutôt une structure anticliniale, constituée d'unités stratigraphiques de plus en plus jeunes en s'éloignant du centre des monts Sutton vers la bordure. Ellis (1887) reconnut et cartographia les calcaires noirs exposés à Richmond.

En 1934, T.H. Clark proposa le terme "Oak Hill slice" pour désigner une séquence lithostratigraphique bordée de failles, affleurant dans la région de Sutton, 17 km au nord de la frontière américaine. Dans une publication ultérieure, Clark (1936) désigna et décrivit les localités types des dix formations suivantes qui constituent "l'Oak Hill slice":

Sommet	l'ardoise de Sweetsburg
	le quartzite et le conglomérat de Scottsmore
	l'ardoise d'Oak Hill
	la dolomie de Dunham
	le quartzite de Gilman
	l'ardoise de West Sutton
	la dolomie de White Brook
	la grauwacke de Pinnacle
	l'ardoise de Call Mill
Base	le schiste de Tibbit Hill

Cooke (1952), reconnut la plupart de ces lithologies dans le comté de Richmond. Il les regroupa donc dans une unité qu'il appella indifféremment la série ou la succession d'Oak Hill et qu'il corrêla avec le "Oak Hill slice" de Clark (1934). Il ajouta en outre deux nouvelles unités à cette série, le calcaire dolomitique de Racine et le calcaire de Melbourne.

Le calcaire bleuté de Racine affleure en bandes discontinues, intimement associées au schiste de Tibbit Hill. Comme la séquence stratigraphique au-dessus du Tibbit Hill est bien connue et qu'elle ne comporte pas de calcaire de cette nature, Cooke (1952) proposa que ce calcaire soit stratigraphiquement placé sous le schiste de Tibbit Hill; ce qui en fait l'unité la plus ancienne du Groupe d'Oak Hill. Ce calcaire n'affleure pas dans notre secteur.

À l'autre extrémité de la succession d'Oak Hill, un calcaire graphiteux reconnu initialement par Ellis (1887) fut nommé par Cooke (1952) le calcaire de Melbourne. Ce calcaire affleure très bien à Richmond et à Melbourne. Il repose en concordance sur l'ardoise de Sweetsburg. Par conséquent, Cooke proposa que le calcaire de Melbourne soit considéré comme l'unité la plus jeune de la succession d'Oak Hill.

Le terme Groupe d'Oak Hill fut utilisé pour la première fois par Cooke, Eakins et Tiphane (1962), suite à leurs travaux effectués dans les comtés adjacents de Brome et de Shefford. Cette dénomination fut utilisée par la suite par Globensky (1978) et Charbonneau (1980).

- 6 -

Osberg (1965) n'employa pas le terme Oak Hill. Il regroupa les unités de Clark (1934), en cinq formations et utilisa le terme Formation de Bonsecours comme équivalent à l'ardoise de West Sutton, et à une partie du Gilman et du Dunham.

Charbonneau (1980), suite à des travaux détaillés dans le secteur de Cowansville, subdivisa la Formation de Gilman en deux unités distinctes, les Formations de Frelighsburg et de Cheshire. La Formation de Frelighsburg désigne une phyllade à chlorite, séricite bien exposée à Frelighsburg, alors que la Formation de Cheshire signale un quartzite blanc à grain grossier que Charbonneau (1980) corrèle avec une unité du même nom exposée au Vermont.

Le tableau des travaux antérieurs (Marquis, 1986) retrace les principales étapes du cheminement scientifique, qui a permis de préciser le contexte géologique des Cantons de l'Est.

#### Travaux effectués par l'auteur

La campagne de cartographie de 1986, financée par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MERQ) nous a permis de finaliser au 1:20 000 la partie de la carte 31H9-200-0202, située à l'ouest du complexe ophiolitique d'Asbestos.

Les affleurements furent localisés sur des photographies aériennes au 1:15 000, prises en partie en 1979 et en partie en 1985. Un grand nombre d'affleurements situés en bordure des routes, le long des cours d'eau et dans les champs sont facilement accessibles par le réseau routier. Dans les zones boisées, nous avons eu

- 7 -

recours à des cheminements à la boussole et au compte-pas.

Certains affleurements clés qui mettent en relief divers aspects du patron de déformation, ont été décrits en détail. Les croquis de ces affleurements furent tracés à partir de photographies polaroïdes ou 35 millimètres.

Le traitement statistique des éléments structuraux ainsi que les projections stéréographiques ont été réalisés dans un premier temps au MERQ, à l'aide du programme STATIS et par la suite, sur un microordinateur MacIntosh en utilisant le programme STEREO.

Les analyses géochimiques insérées en appendice, ont été effectuées au Centre de Recherches minérales, à Ste-Foy, pour le compte du MERQ.

Finalement, six échantillons du calcaire de Melbourne ont été envoyés au Dr. G. Nowlan de la Commission Géologique du Canada, à Ottawa, dans le but de trouver des conodontes.

## STRATIGRAPHIE

### Introduction

Dans cette section, les unités lithologiques sont décrites le plus précisément possible et leurs relations de terrain éclaircies avec soin, afin d'établir une séquence stratigraphique fiable, outil indispensable sans lequel il est hasardeux de procéder à une analyse structurale.

- 8 -

Nous adoptons ici la nomenclature proposée dans le code stratigraphique international, selon lequel la Formation est l'unité lithostratigraphique de base, décrite formellement à la localité type. Il s'agit d'une unité cartographiable au 1:20 000, dont la base et le sommet sont connus et qui possède une continuité latérale suffisante pour que son unité soit indiscutable. Un regroupement de Formations définit un Groupe.

Une Formation peut contenir un ou plusieurs Membres, qui ne sont pas toujours cartographiables au 1:20 000. Les Membres représentent des variations lithologiques d'intérêt souvent local.

Dans cette section, nous décrivons donc chacune des unités rencontrées sur le terrain, par analogie avec les unités correspondantes décrites aux localités types. Nous donnons tout d'abord une description mégascopique à la localité type. Puis nous décrivons cette unité dans notre secteur.

Nous fixons la position stratigraphique de chaque unité, en insistant sur la nature des contacts avec les unités adjacentes. Nous précisons également l'âge des unités pour lesquelles nous disposons de fossiles ou qu'il est possible de corréler avec des localités fossilifères.

### Contexte géologique

Depuis l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, le modèle invoqué pour expliquer l'orogénèse appalachienne fait intervenir l'ouverture et la fermeture d'un océan proto-Atlantique appelé Iapétus.

La fracturation du socle grenvillien à la fin du Précambrien correspond à la phase d'ouverture de l'océan Iapétus (St-Julien et Hubert, 1975). Des sédiments terrigènes et carbonatés cambro-ordoviciens, s'accumulèrent sur ce socle affaissé. Cette sédimentation se produisit dans un environnement de rift, puis de plateforme continentale qui passe vers l'est à un environnement de talus continental. À l'affaissement du socle succéda la formation d'une croûte océanique dont l'extension maximale a été évaluée par Williams (1980), à moins de 1000 kilomètres de largeur.

À l'Ordovicien supérieur, durant l'orogénèse taconienne, la déformation des roches cambro-ordoviennes produisit une série de nappes imbriquées qui recouvèrent en partie la séquence carbonatée de la plateforme continentale.

Situées plus à l'est et séparées des nappes imbriquées par la ligne de Logan, les nappes de gravité (Groupe de Stanbridge, Formation de Bulstrode), limitées par des failles périphériques, représentent des allochtones plats déconsolidés de leur source. Les nappes imbriquées et les nappes de gravité constituent le domaine externe des Apalaches du Québec.

Les terrains très déformés et métamorphisés situés à l'est des nappes de gravité constituent le domaine interne. Ce domaine regroupe les lithologies du Groupe d'Oak Hill et les schistes de l'anticlinorium des Monts Sutton et des Monts Notre-Dame, les roches sédimentaires et volcaniques du Groupe de Caldwell, les roches ultramafiques à felsique des complexes ophiolitiques d'Asbestos et de Thetford Mines et le Mélange de St-Daniel.

- 10 -

Les lambeaux d'ophiolites délimitent la ligne Brompton-Baie verte (BB), qui occupe la même position relativement aux unités tectono-stratigraphiques cambro-ordovi-ciennes, sur plus de 1000 kilomètres. Ces fragments d'une croûte océanique ancienne ont été obductés sur la croûte continentale, lors de l'orogénèse taconienne (Williams et St-Julien, 1982). Au niveau actuel d'érosion, la ligne BB sépare les roches formées sur l'ancienne marge continentale pré-taconienne à l'ouest, de celles formées sur une croûte océanique à l'est (figure 2).

Les relevés sismiques effectués récemment au large de Terre-Neuve (Keen et al., 1986) ont démontré que les ophiolites qui définissent la ligne BB reposent en fait sur un socle continental aminci se poursuivant vers l'est, sur environ 70 kilomètres. Par conséquent, la limite entre la marge continentale et le domaine océanique observée en surface, ne correspond pas à une cassure profonde de l'écorce terrestre. Ces données sismiques précisent l'interprétation de Williams et St-Julien (1982).

Quoi qu'il en soit le Groupe d'Oak Hill, les schistes de l'anticlinorium des Monts Sutton et des Monts Notre-Dame ainsi que le Groupe de Caldwell, se sont formés sur l'ancienne marge continentale contrairement au Mélange de St-Daniel, qui appartient au domaine océanique. Nos travaux portent principalement sur les Groupes d'Oak Hill et de Caldwell.

### Groupe d'Oak Hill

#### Introduction

Le Groupe d'Oak Hill désigne au Québec, une unité lithostratigraphique volcano-

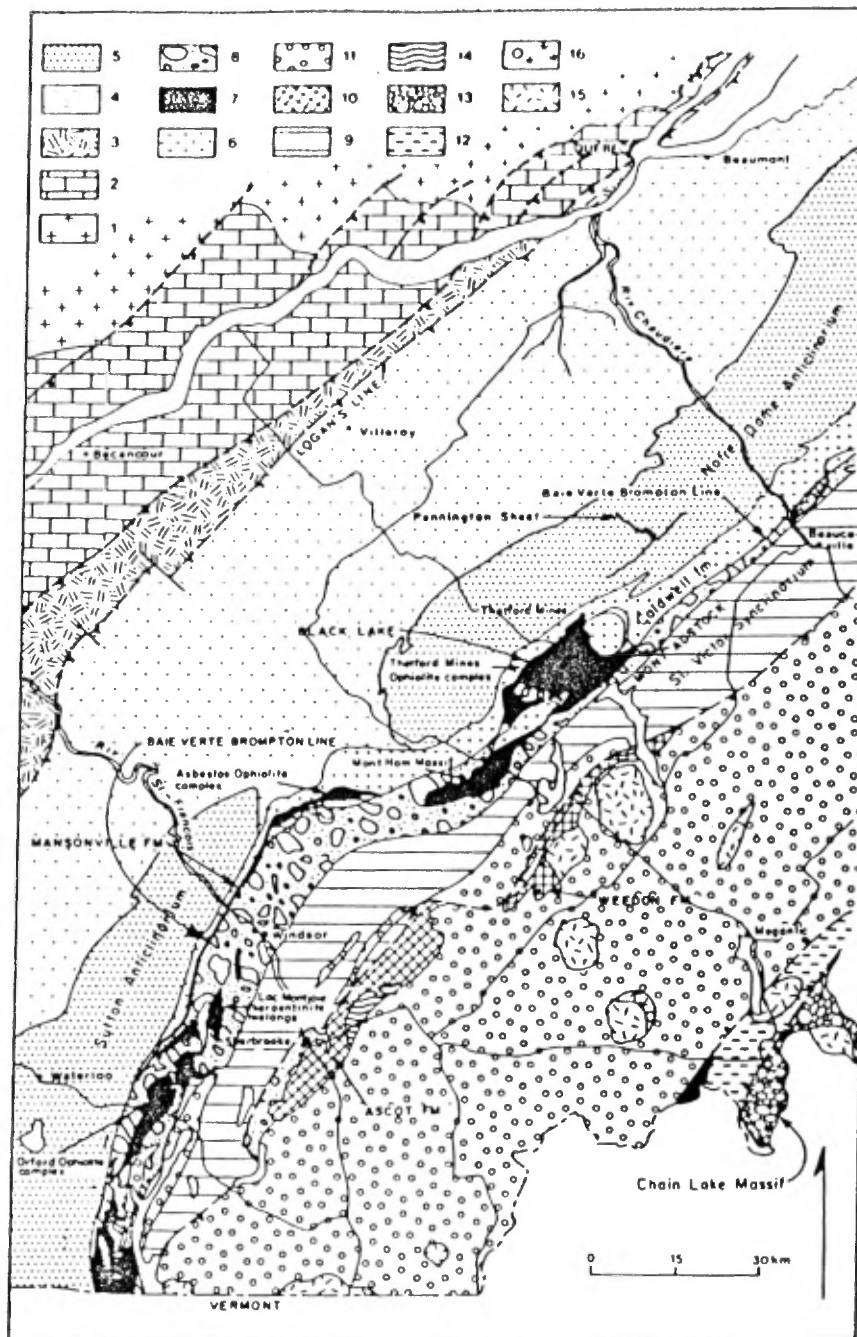


Figure 2 Carte géologique des Cantons de l'Est ( Williams et St-Julien, 1982).

- 12 -

sédimentaire reconnue dans les Cantons de l'Est sur une distance de 100 km, depuis la frontière Vermont-Québec jusqu'aux environs de Danville, dans le comté de Drummond.

Il a d'abord été attribué au Cambrien inférieur sur la base de quelques fragments de trilobites et de mollusques (Clark, 1936; Clark et McGerrigle, 1944). Par la suite, Osberg (1956, 1965) et Shaw (1958), ont assigné un âge Cambrien moyen à la Formation de Sweetsburg, qu'ils ont corrélée avec des unités fossilifères du Woods Corner Group, au Vermont.

La présence de roches volcaniques alcalines à la base du Groupe d'Oak Hill suggère que celui-ci pourrait être plus ancien que Cambrien inférieur. De plus, le calcaire graphiteux de Melbourne reconnu au dessus de la Formation de Sweetsburg, est lithologiquement comparable à des unités fossilifères datées de l'Ordovicien inférieur. Par conséquent il est raisonnable de penser que le Groupe d'Oak Hill puisse représenter un intervalle de temps considérable, allant de l'Hadrymien supérieur à l'Ordovicien inférieur (tableau 1).

Le socle sur lequel s'est formé le Groupe d'Oak Hill n'affleure pas au Québec. Cependant les corrélations lithostratigraphiques établies entre les unités au sud du Québec et celles du Vermont (Doll et al., 1961; Cady, 1969), en traçant vers le sud les formations du Groupe d'Oak Hill, ont permis de mettre en évidence que ce groupe repose en discordance sur un socle continental précambrien de type grenvillien.

Période	OUEST	Unités tectono-stratigraphiques	EST
O moy	Gr de Stanbridge	Fm de Melbourne Fm de Sweetsburg Fm de Gilman Fm de Pinnacle Fm de Call Mill Fm de Tibbit Hill	Mélange de St-Daniel
O inf			
C sup			
C moy			
C inf	Gr d'Oak Hill		
Pré C		Gr de Caldwell	

Tableau 1 : Tableau stratigraphique des unités cambro-ordoviciennes.

- 14 -

Ce contact affleure dans les Green Mountains du Vermont, plus spécifiquement dans le Lincoln Mountain Quadrangle, où des grès mal triés, parfois granoclassés et contenant des conglomérats à cailloux et à blocs (Doll et al., 1961) reposent en discordance sur le "Mount Holly Complex". Ces grès et conglomérats sont attribués à la Formation de Pinnacle.

La terminologie des géologues américains étant différente de celle en usage au Québec un tableau des corrélations stratigraphiques (Marquis, 1986), est nécessaire pour faire le lien entre les formations du Groupe d'Oak Hill décrites de part et d'autre de la frontière Vermont-Québec.

Dans les pages qui suivent nous décrivons les unités attribuées au Groupe d'Oak Hill dans la région de Richmond, en progressant de la base vers le sommet de ce groupe.

#### Formation de Tibbit Hill

Le Tibbit Hill a été décrit initialement comme un schiste à épidote vert foncé à jaunâtre, parfois amygdalaire (Clark, 1936).

Dans le secteur que nous avons cartographié, des schistes à chlorite vert foncé à gris verdâtre, dépourvus de textures magmatiques primaires, forment la lithologie dominante de la Formation de Tibbit Hill. La présence répétée de niveaux riches en amygdales suggère une origine volcanique. Ces amygdales centimétriques, aux formes

- 15 -

irrégulières, légèrement aplaties, sont remplies par un ou plusieurs des minéraux suivants: feldspath, quartz, chlorite, épidote, calcite et hématite.

Les coulées volcaniques sont très difficiles à individualiser. Cependant entre les coulées mafiques, des niveaux centimétriques et décimétriques de phyllade rougeâtre témoignent d'une faible sédimentation contemporaine au volcanisme.

Les schistes à chlorite contiennent aussi des nodules d'épidote et de quartz pouvant atteindre 50 centimètres de diamètre (figure 3). Des concentrations de ces minéraux, se forment également de part et d'autre de microfractures. L'altération différentielle des nodules d'épidote en regard des schistes à chlorite, confère à la roche un aspect bosselé, rehaussé par le contraste entre le vert pistache de l'épidote et le vert sombre des schistes à chlorite.

Selon Pintson et al. (1985), Jolly (1980), Reed et Morgan (1971), de telles concentrations en quartz et en épidote sont courantes dans les roches volcaniques paléozoïques aussi bien qu'archéennes. Elles résultent d'une redistribution isochimique des éléments majeurs, particulièrement  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  dans des roches basaltiques et andésitiques soumises à un faible métamorphisme.

La Formation de Tibbit Hill contient en outre, une faible proportion de roches volcaniques felsiques, souvent bréchifiées. Le volume des roches felsiques affleurant au niveau actuel d'érosion est négligeable. Néanmoins, leur présence suggère une séquence volcanique bimodale. C'est là une observation déterminante qui semble indiquer une mise en place de ces roches en milieu intracratonique.



Figure 3 Formation de Tibbit Hill, nodules d'épidote



Figure 4 Formation de Pinnacle, grès et phyllade plissés

- 17 -

Le long de la route 243, 4,4 km au nord-ouest de Richmond, un affleurement facilement accessible, montre un contact entre les roches volcaniques mafiques et felsiques. L'unité felsique gris bleuté, intensément fracturée, abonde en amygdales remplies de quartz. Son épaisseur ne dépasse pas 3 mètres. Cette unité felsique est surmontée par une brèche pyroclastique de quelques 4-5 mètres d'épaisseur. Les contours déchiquetés des fragments de pierres ponce et la présence d'une bordure de réaction autour des fragments de phyllades rougeâtres incorporés à la brèche, témoignent d'une activité volcanique de type explosif et de la proximité du centre volcanique. Sur le même affleurement, cette brèche est recouverte par une phyllade rougeâtre de 30 à 45 centimètres d'épaisseur, coiffée par les schistes à chlorite.

Au Québec, la Formation de Tibbit Hill se trouve à la base du Groupe d'Oak Hill.

L'âge de la Formation de Tibbit Hill n'est pas connu avec précision. Une datation Rb/Sr effectuée sur un échantillon provenant du Québec par Cady (1969), attribue un âge de  $494 \pm 20$  M.A. à ces roches. Cet âge est incompatible avec les relations de terrain, qui démontrent que la Formation de Tibbit Hill est recouverte par une séquence sédimentaire contenant des trilobites et des brachiopodes du Cambrien inférieur. Elle pourrait par contre, être plus vieille. Une datation isotopique des zircons, non disponible actuellement, permettra éventuellement d'établir s'il s'agit de roches cambriennes ou plus anciennes.

### Formation de Call Mill

L'ardoise de Call Mill fut décrite initialement comme une roche très schisteuse violet foncé, noire, grise ou encore vert foncé. La stratification rarement conservée est soulignée par des lits riches en magnétite et par la présence de cailloux pouvant atteindre 2 centimètres de diamètre. Son épaisseur maximum évaluée à Call Mill est de 30 mètres (Clark, 1936).

Globensky (1978), rapporte la présence de phyllade grise, verte et mauve, déposée directement sur la Formation de Tibbit Hill, au nord et à l'est de Danville, dans le comté de Drummond. Il rattache ces roches aux ardoises de Call Mill.

Des roches similaires affleurent à l'extrémité nord de notre secteur. Il s'agit d'une phyllade grise dont le trait rougeâtre trahit la présence d'hématite. Cette phyllade affleure sporadiquement, immédiatement au-dessus des roches volcaniques. Nous avons également relevé la présence d'un schiste noir à chloritoïde qui pourrait être l'équivalent métamorphique d'une partie des ardoises de Call Mill.

Le litage des phyllades est marqué par des traînées de cailloux mafiques métamorphisés et très écrasés. Ces cailloux métamorphisés forment des amas de chlorite et de séricite qui confèrent à la roche un aspect tâcheté.

Dans la région de Richmond comme dans celle de Sutton, cette unité présente latéralement des variations rapides d'épaisseur. Lorsqu'elle est présente, la Formation de Call Mill est toujours la première unité sédimentaire à recouvrir les schistes à chlorite du Tibbit Hill.

- 19 -

Clark (1936) interprète cette unité discontinue comme un régo-lite d'épaisseur variable, formé durant une longue période d'érosion qui aurait précédé le début de la sédimentation cambrienne. Le contact Tibbit Hill - Call Mill serait donc marqué par une discordance d'érosion.

La présence d'un schiste à chloritoïde à cette position stratigraphique dans le secteur de Richmond appuie l'hypothèse du régo-lite. En effet ce minéral métamorphique pauvre en silice et très enrichi en alumine et en fer aurait pu se former à partir d'une latérite, formée par le lessivage des roches volcaniques sous-jacentes.

Aucun fossile n'ayant été rapporté dans ces roches, l'âge de la Formation de Call Mill est incertain.

#### Formation de Pinnacle

Le grau-wacke de Pinnacle a été décrit par Clark (1936), comme un grès feldspathique gris, gris-vert ou noir, bien lité, caractérisé par la présence de laminations obliques et de lits à magnétite et à ilménite, dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à 3 mètres. Ces lits sont souvent très plissés. L'épaisseur maximum de cette formation est évaluée par Clark (1936), à 125 mètres.

Dans la région de Richmond, la Formation de Pinnacle ne correspond que partiellement à cette description. En plus du grès feldspathique, nous trouvons surtout ici un grès quartzique contenant des grains de quartz bleu, provenant vraisemblablement

- 20 -

d'une source cratonique précambrienne (Bird et Dewey, 1970). La dimension moyenne des grains varie de 1 à 4 millimètres.

Ce grès à grain moyen à microconglomératique, est souvent interstratifié avec une phyllade gris bleuté. L'épaisseur des strates de grès varie entre 30 et 50 centimètres, alors que la phyllade se présente généralement en interlits millimétriques à centimétriques. Toutefois, un banc de phyllade atteint 10 mètres d'épaisseur (figure 4). Ce banc contient de minces lits gréseux plissés et boudinés. À Richmond, les lits à magnétite sont rares et concentrés dans des siltstones plutôt que dans les grès, ce qui pourrait suggérer un milieu de dépôt plus éloigné de la source des sédiments.

La chlorite et la séricite qui définissent les plans de schistosité, sont considérées comme représentant une matrice recristallisée. Toutefois la proportion de matrice est souvent très difficile à évaluer, notamment à cause du degré de recristallisation des grès.

La nature du ciment des grès varie de la base au sommet de la formation. Le ciment est carbonaté à la base et silicieux au sommet. Sur quelques affleurements, la roche complètement recristallisée devient un quartzite blanc.

Une phyllade beige à chlorite et séricite s'intercale à plusieurs niveaux dans la formation. Il pourrait s'agir d'horizons décimétriques de tuf felsique métamorphisé.

- 21 -

Les structures sédimentaires sont rarement conservées. Toutefois à l'occasion, il est possible de retrouver des laminations parallèles et obliques, de même que des granoclasses normaux et à plus grande échelle, des séquences régressives "coarsening upward sequence".

Un regroupement de 3 affleurements situés à l'intersection des routes 116 et 55, permet de dresser une coupe de la Formation de Pinnacle (figure 5). Il manque environ 20 mètres à la base, entre les schistes à chloritoïdes qui recouvrent les volcaniques de Tibbit Hill et les premières strates gréseuses et le contact supérieur avec les phyllades du Gilman est marqué par une faille. La stratification est régulière et fortement pentée de 70° au nord-ouest. Nous évaluons l'épaisseur minimum de la Formation de Pinnacle à cet endroit à 200 mètres.

Une suite d'affleurements rapprochés, situés dans la partie nord-ouest de la carte de Richmond, nous a permis de compléter la partie basale de la séquence stratigraphique à l'intérieur de la Formation de Pinnacle. Dans l'ordre stratigraphique normal nous trouvons de la base au sommet:

- Sommet - un grès quartzique à ciment siliceux partiellement recristallisé.
- | - un grès quartzique interlité avec une phyllade bleutée.
- | - un grès feldspathique à grain moyen à microconglomératique.
- | - un grès quartzique à ciment carbonaté.
- Base - un grauwacke lithique.

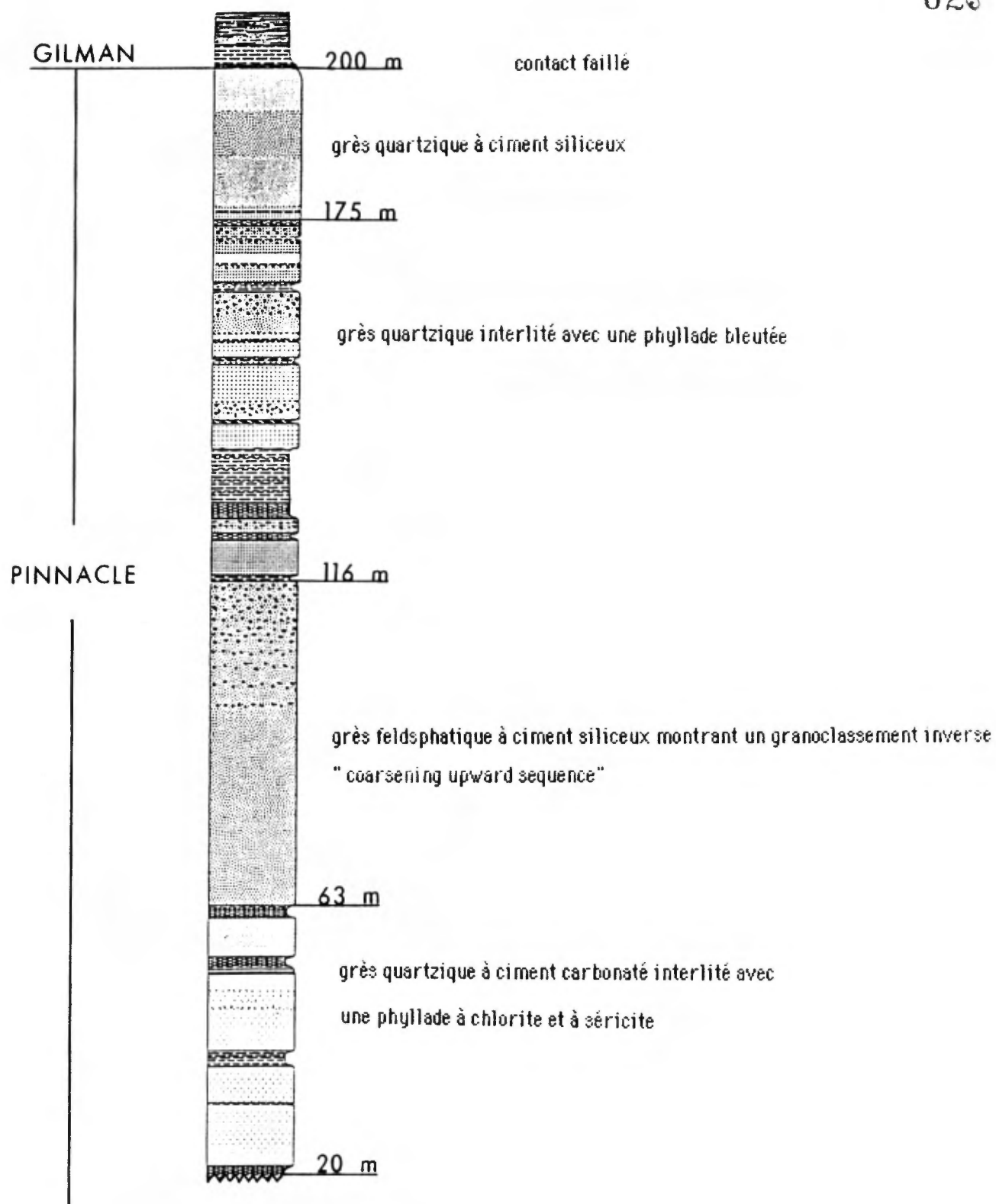


Figure 5 Coupe stratigraphique dans la Formation de Pinnacle.

- 23 -

Ce travail stratigraphique a été réalisé en collaboration avec 2 étudiants sous-gradués, M. Colpron et J. Goutier dans le cadre de projets de fin d'étude supervisés par l'auteur.

#### Formation de White Brook

À Sutton, une mince unité gréso-dolomitique rose affleure au-dessus du Pinnacle. Il s'agit de la Dolomie de White Brook.

Dans la partie sud-ouest de la carte de Richmond, entre les Formations de Pinnacle et de Gilman, affleure également une mince unité de dolomie gréseuse rose, latéralement discontinue. Son épaisseur maximum, ne dépasse pas 60 mètres. Certains bancs peuvent atteindre 2 mètres d'épaisseur.

Nous n'avons pas réussi à tracer cette unité de façon continue, cependant à plusieurs reprises nous avons retrouvé des affleurements isolés qui correspondent fidèlement à cette description. Ces affleurements se situent toujours à la même position stratigraphique, soit entre le Pinnacle et le Gilman.

Nous sommes donc d'avis que cette unité devrait être rattachée à la Formation de White Brook, lithologiquement comparable, puisqu'elle se trouve également à la même position stratigraphique que l'unité décrite par Clark (1936).

### Formation de Gilman

Le quartzite blanc de Gilman est décrit par Clark (1936), comme l'unité la plus épaisse du "Oak Hill slice". Relativement homogène, cette unité regroupe néanmoins avec le quartzite, des phyllades verdâtres riches en chlorite, qui peuvent contenir près de la base, des cailloux de quartz bleu. Suite à des relevés détaillés, effectués près de Cowansville, Charbonneau (1980) a jugé bon de subdiviser le Gilman en deux unités distinctes, qu'il a appelées les Formations de Frelighsburg et de Cheshire. Le Frelighsburg désigne la phyllade à chlorite et à séricite, mal stratifiée et le Quartzite de Gilman (Clark, 1936) devient la Formation de Cheshire, que Charbonneau corrèle avec l'unité du même nom, décrite dans le sud du Vermont.

La Formation de Gilman reconnue dans la région de Richmond par Cooke (1952), regroupe indistinctement des grès fins et une phyllade verte à chlorite et à séricite.

Osberg (1965) a utilisé le terme Formation de Bonsecours (de Romer, 1960) plutôt que Formation de Gilman pour identifier les mêmes lithologies. Cet usage nous semble peu approprié dans la mesure où l'appellation de Bonsecours a été utilisée également pour désigner indistinctement toutes les lithologies attribuées aux schistes de Sutton (Clark, 1934) et au Groupe de Sutton (Ambrose, 1943; Fortier, 1945).

Nos travaux ont démontré qu'il existe des variations lithologiques systématiques à l'intérieur de la Formation de Gilman reconnue par Cooke (1952). La phyllade verte à chlorite et à séricite affleure à la base de la Formation. Cette roche à grain très fin possède un aspect bigarré dû à la présence de limonite produite par

l'oxydation de cubes de pyrite authigénique formés sur les plans de schistosité. La stratification est obscurcie par la schistosité très pénétrative. Dans les zones de charnière des plis, il est parfois possible de distinguer les plans de stratification mais cette distinction devient très subtile sur les flancs des plis, lorsque la stratification et la schistosité sont sub-parallèles.

Cette phyllade semblable à la Formation de Frelighsburg de Charbonneau (1980), passe graduellement à un grès arkosique laminé, à grain très fin, mauve ou gris. La stratification est alors soulignée par des lits grésos-dolomitiques centimétriques, souvent transposés et réalignés dans le plan de la schistosité principale, de type anastomosée. Ce grès fin bien stratifié ne correspond pas à la description du Cheshire. Comme la Formation de Cheshire ne se prolonge pas jusqu'à Richmond, nous conserverons le terme Formation de Gilman qui historiquement a priorité et nous désignerons l'unité de grès fin comme un Membre du Gilman.

Le contact supérieur de la Formation de Gilman est concordant et graduel. En effet, au sommet de la formation, des lits dolomitiques deviennent plus nombreux et plus épais en passant progressivement à la Formation susjacente de Dunham.

Le contact stratigraphique avec la Formation sousjacente de Pinnacle est moins bien connu. Là où il affleure le mieux, à l'intersection des routes 116 et 55, ce contact est marqué par une zone de cisaillement d'origine tectonique, qui obscurcit les relations entre ces unités.

- 26 -

L'âge de la Formation de Gilman a été établi sur des critères paléontologiques. Clark (1936), rapporte la présence de fragments de brachiopodes du genre Kutorgina près de Scottsmore, Québec. Shaw (1954), a retrouvé des fragments de Salterella et de trilobites du genre Hyolithes, dans le prolongement du Gilman, au nord-ouest du Vermont. Ces fossiles, permettent de fixer l'âge du Gilman au Cambrien inférieur.

#### Formation de Dunham (Lisgar)

Au-dessus du quartzite de Gilman, Clark (1936) rapporte la présence de dolomie gris foncé à patine brune, qu'il appelle la dolomie de Dunham. Cette dolomie contient presque toujours une fraction détritique constituée essentiellement de quartz. La stratification rarement observée est soulignée occasionnellement par des lits détritiques à grain fin. L'épaisseur de cette unité varie entre 10 et 50 mètres.

Dans la région de Richmond, Cooke (1952) a tracé la dolomie de Dunham sur une distance de 8 kilomètres le long de la rive est de la rivière Ulverton. Il décrit cette lithologie comme une dolomie pure de couleur grise, contenant occasionnellement quelques grains de quartz.

Nos travaux ont démontré au contraire qu'il s'agit d'une unité hétérogène relativement mince, de moins de 60 mètres d'épaisseur, regroupant des dolomies, des grès dolomitiques grossiers parfois interstratifiés avec des phyllades noires, des conglomérats à cailloux de quartz et des brèches polymictiques formées de fragments de grès et de dolomie dans un ciment carbonaté. Les dolomies et les grès dolomitiques se

- 27 -

présentent en strates de 30 à 50 centimètres d'épaisseur.

Nous corrélons cette unité avec la dolomie de Dunham de Clark (1936). Cependant, étant donné les contrastes lithologiques marqués qui existent entre cette formation et celle décrite à la localité type, nous envisageons de lui attribuer un nouveau nom. Le terme Formation de Lisgar nous semble approprié, puisque dans les champs et en bordure du rang Lisgar, sont exposés plusieurs affleurements qui permettent d'observer la variété lithologique caractéristique de cette unité.

Les contacts avec les unités adjacentes de Gilman et de Sweetsburg, sont assez bien exposés dans les limites de la municipalité de Richmond. Le passage graduel d'une unité à l'autre ne fait pour nous aucun doute.

Cinq kilomètres au sud-ouest de Frelighsburg, Clark (1936) rapporte la présence de Trilobites de la famille des Mesonacidae, dans la dolomie de Dunham, ce qui permet de fixer son âge au Cambrien inférieur. Pour le moment, nous n'avons pas trouvé de fossile dans la Formation de Lisgar.

#### Formation de Sweetsburg

L'ardoise de Sweetsburg décrite par Clark (1936), est une roche gris bleuté ou noire, finement interlitée avec un grès quartzique blanc, à grain fin. Le grès forme des laminae de quelques millimètres d'épaisseur. Un ensemble lithologique typique de cette unité, serait constitué de 65% de phyllade et de 35% de grès et ce, aussi bien dans la région de Sutton que dans cette le Richmond (Cooke, 1952). Nous désignons cette unité comme la Formation de Sweetsburg.

- 28 -

Les variations lithologiques mises en relief à l'intérieur du Sweetsburg dans le secteur de Richmond, correspondent à des écarts dans la proportion relative de grès et de phyllade. Ainsi, à la base de la formation, la proportion de grès est considérable, la phyllade constituant à peine 10% de l'ensemble (figure 6). Les strates gréseuses décimétriques sont alors fréquemment granoclassées, ce qui permet de déterminer localement la polarité sédimentaire. À l'opposé, au sommet de la Formation de Sweetsburg, les interlits gréseux deviennent de plus en plus minces et espacés avant de disparaître tout à fait.

Lorsque la séquence stratigraphique est complète, les passages entre les Formations de Gilman, Dunham et Sweetsburg sont concordants et graduels. En l'absence de la Formation de Dunham, il peut toutefois être difficile de distinguer les formations de Gilman et de Sweetsburg. Nous fixons alors arbitrairement la base de la Formation de Sweetsburg à l'apparition de la phyllade noire.

Le contact supérieur de la Formation de Sweetsburg est concordant et graduel. Des lits calcaires gris foncé, centimétriques, à grain fin, apparaissent d'abord sporadiquement dans les phyllades. Puis, la proportion de ces lits calcaires augmente progressivement, jusqu'à constituer l'essentiel de la formation suivante que Cooke (1952) avait appelé le calcaire de Melbourne. Ce passage graduel est observé à plusieurs endroits, particulièrement le long d'un petit ruisseau dans le village de Melbourne, ainsi que dans un tunnel creusé sous le chemin Valley, qui relie Melbourne à Kingsbury. Sur ce point, concernant les relations stratigraphiques entre le Sweetsburg et le Melbourne, nos travaux confirment donc l'interprétation de Cooke (1952).

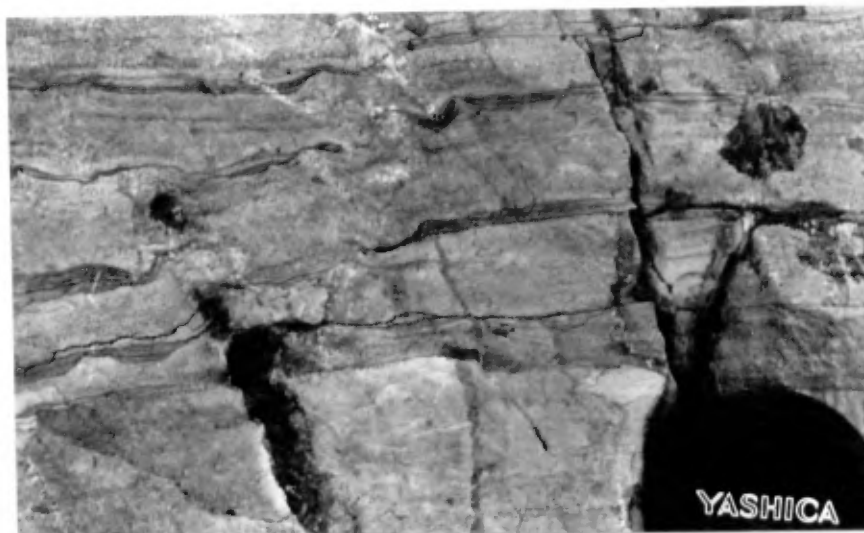


Figure 6 Formation de Sweetsburg, grès de base.

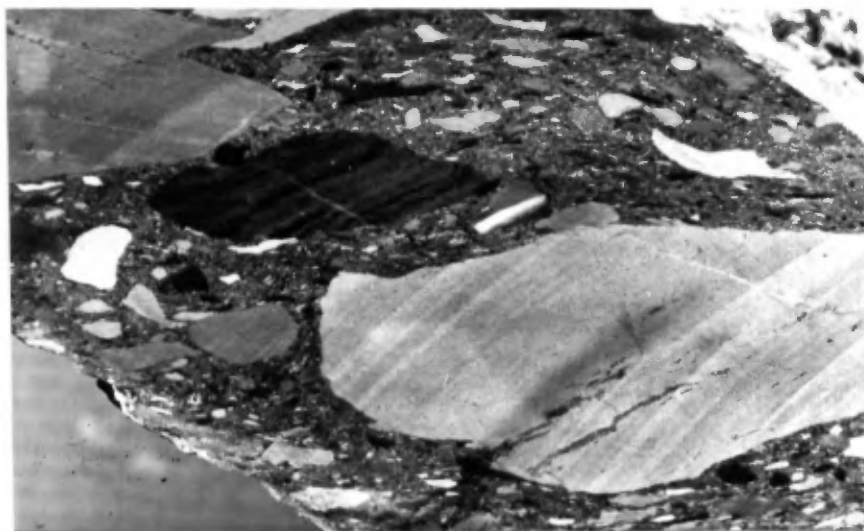


Figure 7 Groupe de Stanbridge, mélange tectonique au contact avec le Groupe d'Oak Hill.

- 30 -

Aucune localité fossilifère du Sweetsburg n'est connue au Québec. Cependant, la Formation de Sweetsburg a été corrélée avec des unités fossilifères du Vermont (Osberg, 1965; Cady, 1960) qui contiennent une faune du Cambrien moyen, zone à *Cedaria* (Shaw, 1958).

#### Formation de Melbourne

La Formation de Melbourne est absente de la région de Sutton. Reconnue initialement dans la région de Richmond par Ellis (1887), elle fut nommée et décrite par Cooke (1952).

Il s'agit d'un calcaire cristallin, graphiteux, gris foncé, interlité avec une phyllade noire parfois carbonatée. Le graphite contenu dans ces roches, leur confère un aspect lustré.

Cette unité ne possède pas une grande extension latérale, mais elle affleure assez bien dans la partie sud-est de la carte de Richmond, spécialement dans la zone charnière d'une structure majeure, l'antiforme de St-Etienne.

Deux problèmes importants surgissent lorsque l'on essaie d'établir la position stratigraphique de la Formation de Melbourne:

- 31 -

1 - Dans la région de Richmond, la Formation de Melbourne doit être considérée comme l'unité la plus jeune du Groupe d'Oak Hill. Cette formation est absente de la région de Sutton, où se trouvent les localités types de ce groupe.

2 - Dans le comté de Drummond, adjacent au comté de Richmond, affleurent les calcaires graphiteux de Bulstrode (Globensky, 1978). Lithologiquement ces deux formations, le Melbourne et le Bulstrode, sont tout à fait similaires. Pourtant, les calcaires de Bulstrode et de Melbourne appartiennent à deux unités lithotectoniques différentes. La Formation de Melbourne appartient au Groupe d'Oak Hill, avec lequel elle est très déformée, tandis que les calcaires graphiteux du Bulstrode forment une nappe du domaine externe, très étendue et peu déformée.

L'âge de la Formation de Bulstrode a été fixé à l'Ordovicien moyen à partir de fossiles retrouvés par Globensky (1978). Cependant l'absence de fossile dans la Formation de Melbourne nous prive d'un critère de différenciation important qui pourrait nous permettre de faire la lumière sur ce problème.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons pas ignorer la possibilité que ces deux formations soient contemporaines. Si cette hypothèse devait être confirmée par des travaux ultérieurs, nous devons alors admettre que le Groupe d'Oak Hill représente une période de sédimentation beaucoup plus considérable que celle qui lui est traditionnellement attribuée.

## Conclusion

Les principales conclusions auxquelles nous arrivons en comparant d'une part, les lithologies du Groupe d'Oak Hill décrites dans la région type de Sutton par Clark (1934, 1936) et Charbonneau (1980) et d'autre part, celles décrites près de Richmond par Cooke (1952), Osberg (1965), Globensky (1978) et nous même sont les suivantes:

- 1) A Richmond, les Formations de Call Mill, de White Brook et de West Sutton sont rarement observées et difficilement cartographiables au 1:20 000.
- 2) La Formation de Pinnacle ne répond que partiellement à la description de Clark (1936).
- 3) Nous n'avons pas pu distinguer les Formations de Frelighsburg et de Cheshire, décrites par Charbonneau (1980). L'appellation originale de Gilman est donc conservée.
- 4) L'appellation de Bonsecours (de Romer, 1960; Osberg, 1965) doit être rejetée car ce terme désigne tout aussi bien la Formation de Gilman que les schistes de Sutton.
- 5) Au sommet du Groupe d'Oak Hill, la Formation de Sweetsburg passe progressivement à une unité de calcaire graphiteux, qui n'apparaît pas dans la région-type de Sutton.

- 33 -

Sur la base d'études géochimiques, Kumarapelli et al. (1981) ont suggéré que les roches volcaniques du Tibbit Hill se soient formées à une jonction triple intracratonique (type rrr). Cette hypothèse nous semble plausible, car elle permet d'expliquer de façon satisfaisante nos observations lithostratigraphiques.

Nous croyons donc utile de présenter ici les arguments qui appuient l'hypothèse selon laquelle les roches volcaniques du Tibbit Hill se seraient mises en place sur une croûte continentale, dans un rift formé lors de l'ouverture de l'océan Iapétus, probablement à l'Hadrymien supérieur:

- 1) Les roches volcaniques du Tibbit Hill sont interstratifiées avec des roches sédimentaires terrigènes, qui recouvrent en discordance un socle continental précambrien, dans les Green Mountains du Vermont (Doll et al., 1961).
- 2) Les relevés gravimétriques et magnétiques, interprétés par Kumarapelli et al. (1981), indiquent que les roches volcaniques affleurantes au niveau actuel d'érosion, ne constituent qu'une petite partie de l'empilement total, qui pourrait atteindre 250 kilomètres de longueur et 45 kilomètres de largeur. L'épaisseur de roches ignées nécessaire pour expliquer la forte anomalie gravimétrique ponctuelle relevée près de Richmond est de l'ordre de 8 kilomètres.
- 3) Les analyses pétrographiques (Trzeciński, 1976; Aggarwal et al., 1984; Marquis, 1985) soulignent la présence de cristaux reliques de kaersutite primaire, une amphibole sodique restreinte aux roches volcaniques de composition alcaline.

- 4) Les analyses géochimiques des éléments traces et des terres rares effectuées sur des échantillons prélevés dans la région de Richmond (Pintson et al., 1985), appuient les conclusions de Coish et al. (1985), concernant la mise en place des roches volcaniques du Tibbit Hill, au début d'un épisode de rifting continental.

#### Groupe de Caldwell

Le Groupe de Caldwell reconnu en premier lieu en Beauce par Mackay (1921) a été étendu à la région de Richmond par Cooke (1952). Les termes suivants: Miller Pond Formation (de Romer, 1960) Brompton Formation (Fortier, 1945) et Mansonville Group (Clark, 1934) ont été utilisés pour décrire le prolongement vers le sud de cette unité.

En Beauce, le Groupe de Caldwell regroupe des roches volcaniques et sédimentaires, interstratifiées. Près de Richmond, il est constitué presque exclusivement de roches sédimentaires détritiques qui forment une bande étroite de crêtes rocheuses orientées au nord-est. L'affleurement le plus spectaculaire du Groupe de Caldwell est situé le long de la route 55 au sud-est de Richmond. À cet endroit affleure un wacke lithique à grain moyen à grossier, interstratifié avec des phyllades mauves, vertes et noires. Le wacke verdâtre à patine beige, forme des strates décimétriques souvent granoclassées, qui contiennent parfois des fragments allongés de phyllade. Le granoclassement normal indique que les roches sont en position normale. Ces roches pourraient représenter une accumulation de sédiments terrigènes dérivés du continent nord-américain et déposés sur une pente ou un talus continental naissant au Cambrien.

- 35 -

Des failles marquent les contacts avec le Groupe d'Oak Hill à l'ouest et avec le complexe ophiolitique d'Asbestos à l'est. Des intrusions de roches ignées ultramafiques et mafiques se mettent en place le long de ces contacts.

Nous avons également relevé la présence de roches ignées mafiques et ultramafiques à l'intérieur du Groupe de Caldwell, qui pourraient marquer la position de failles importantes, car elles juxtaposent des lithologies contrastées.

Une situation analogue existe dans le comté de Bolton, près d'Eastman, où des fragments d'ophiolite démembrés sont rapportés au contact entre le Miller Pond et la Formation de Sweetsburg. Ce contact est alors interprété comme une zone de failles imbriquées appelée Missisquoi fault zone (Smith, 1982).

L'âge du Groupe de Caldwell est problématique, car nous ne disposons pas de fossiles pour le préciser. St-Julien et Hubert (1975), lui ont attribué un âge Cambrien inférieur, en se basant sur des considérations tectoniques et paléogéographiques.

Les études pétrographiques comparatives effectuées par Smith (1982) dans le comté de Bolton font ressortir la similitude entre les grès et les ardoises du Miller Pond et ceux du St-Daniel. Dans les deux cas, la composition moyenne des grès ressemble à celle des sédiments qui se forment sur le talus continental de l'Atlantique. Ces sédiments sont plus riches en quartz et contiennent moins de feldspath et de fragments de roches que les turbidites d'eau profonde.

### Complexe ophiolitique d'Asbestos

Le complexe ophiolitique d'Asbestos correspond à une bande de roches ignées différenciées ultramafiques à felsiques. Un relevé détaillé (Lamarche, 1973) a permis de distinguer 14 unités discontinues et lenticulaires à l'intérieur de ce complexe. Certaines de ces unités sont minéralisées en chrome, en amiante et en fer. Le gisement d'amiante de la mine Jeffrey à Asbestos se trouve dans des roches ultramafiques serpentinisées et très fracturées, semblables à celles qui affleurent le long de la route 55, à l'est du Groupe de Caldwell.

Il importe pour nous de reconnaître cette unité dans la mesure où sa présence permet de localiser la ligne Brompton-Baie Verte (BB) (Williams et St-Julien, 1982). Sur environ 1000 kilomètres, la ligne BB occupe la même position relativement aux roches cambro-ordoviciennes. Elle sépare les roches formées sur l'ancienne marge continentale paléozoïque à l'ouest, des lithologies du domaine océanique à l'est. Elle constitue également l'extrémité sud-est de notre champ d'investigation.

### Mélange de St-Daniel

La Formation de St-Daniel a été décrite par St-Julien (1972), comme un assemblage constitué d'ardoise et de brèche, interprété comme un dépôt océanique affleurant à l'est des complexes ophiolitiques des Cantons de l'est et jusqu'en Gaspésie. Laurent et al. (1979) ont suggéré qu'il pourrait s'agir d'un mélange associé à une zone de subduction. La source des sédiments du mélange serait à rechercher dans les schistes de Sutton, le Groupe de Caldwell et les complexes ophiolitiques soulevés lors de

l'orogénèse taconienne. Par la suite Lamothe (1979) a suggéré le terme de Complexe de St-Daniel. Actuellement, le St-Daniel est considéré comme un mélange dont l'origine est à la fois sédimentaire et tectonique (Cousineau, P., communication orale).

Nous avons rencontré des affleurements attribués au Mélange de St-Daniel le long de la route 55 ainsi que le long des chemins Pinnacle et Perkins, à l'est du complexe ophiolitique d'Asbestos. Il s'agit d'ardoise bleu foncé contenant des fragments de roches volcaniques et sédimentaires de toutes tailles. Les plus nombreux sont les fragments centimétriques d'ardoise verte et noire.

Les blocs décimétriques de dolomie gréseuse qui ressortent en relief positif sur les affleurements plats pourraient provenir de l'érosion du Groupe d'Oak Hill. De très gros blocs de wackes lithiques atteignent plus de 100 mètres de longueur. Leur source pourrait être le Groupe de Caldwell. Au sommet de la coupe routière, du côté sud de la route 55, sont exposées des roches volcaniques bréchiques et coussinées, incorporées au St-Daniel sous forme de blocs de grande taille. Ceux-ci pourraient être des fragments du complexe ophiolitique d'Asbestos, ou d'une autre unité volcanique.

L'âge exact du Mélange de St-Daniel est inconnu. Cependant il est recouvert par les dépôts du Groupe de Magog, qui contiennent des graptolites de l'Ordovicien moyen, *N. Gracilis* et *D. Multiden* (Riva, 1974). En assumant une discordance de courte durée entre ces 2 unités, St-Julien et Hubert (1975) ont proposé un âge Ordovicien inférieur pour le St-Daniel. x

### Groupe de Stanbridge

Le Groupe de Stanbridge est associé aux nappes de gravité du domaine externe des Appalaches du Québec (St-Julien et Hubert, 1975). Décrit dans la région de Sutton, il a été divisé en 3 unités informelles: la séquence inférieure, l'unité intermédiaire de rythmites et la séquence supérieure (Charbonneau, 1980).

Des roches similaires ont été reconnues par Cooke (1952), dans le secteur de Richmond. Il s'agit de phyllades vertes et noires parfois laminées, pyriteuses et très cisailées, interstratifiées avec des calcaires gréseux souvent graphiteux et avec des conglomérats calcaires, lenticulaires, à cailloux décimétriques sub-arrondis, parfois fossilifères. Le conglomérat calcaire affleure à plusieurs niveaux au sein des phyllades laminées.

Le Groupe d'Oak Hill ne possède pas de lithologie comparable à ce conglomérat par ailleurs typique de la séquence inférieure du Groupe de Stanbridge.

Le contact entre les Groupes d'Oak Hill et de Stanbridge marque la faille de Richardson qui limite les domaines externe et interne des Appalaches du Québec (St-Julien et Hubert, 1975).

Dans le secteur de Richmond, nous trouvons au contact entre les Groupes d'Oak Hill et de Stanbridge un mélange constitué de fragments variés, volcaniques et sédimentaires, centimétriques à décimétriques, incorporés à une matrice schisteuse (figure 7). La présence de fragments exotiques dans ce mélange analogue à celui du St-Daniel, tend à démontrer qu'il est d'origine tectonique.

L'âge du Groupe de Stanbridge est assez bien connu. D'une part, les graptolites et les brachiopodes rapportés par Charbonneau (1980), couvrent un intervalle de 40 m.a. soit de l'Arenig (Ordovicien inférieur) au Caradoc (Ordovicien moyen). D'autre part, les fragments de macrofossiles remaniés que nous avons trouvés au sud-ouest de Lisgar, représentent un assemblage de brachiopodes articulés, ponctués et non ponctués, de trilobites phosphatés, de gastéropodes et de lamellibranches du Cambrien supérieur ou de l'Ordovicien inférieur.

## STRUCTURE

### Introduction

Dans ce chapitre, nous traiterons surtout de la structure des Groupes d'Oak Hill et de Caldwell, qui présentent des patrons de déformation très contrastés.

Dans la première partie, nous présenterons les traits structuraux dominants pour chacune de ces unités. Nous décrirons tout d'abord les principales structures plissées qui affectent le Groupe d'Oak Hill, soit: l'anticlinorium des monts Sutton, l'anticlinal du mont Pinnacle et l'antiforme de St-Étienne (figure 8). Nous verrons par la suite les traits structuraux propres au Groupe de Caldwell. Nous compléterons finalement cet exposé par une brève description des contacts entre le Groupe d'Oak Hill et les unités adjacentes.

Dans la deuxième partie, nous procéderons à l'analyse structurale proprement dite, en interprétant les relevés structuraux effectués durant nos campagnes de cartographie.

### Traits structuraux dominants du Groupe d'Oak Hill

#### Anticlinorium des monts Sutton

Le "Green Mountains Anticlinorium" du Vermont, prend naissance dans la bande de massifs précambriens, situés à l'extrémité ouest de la Nouvelle-Angleterre. Son

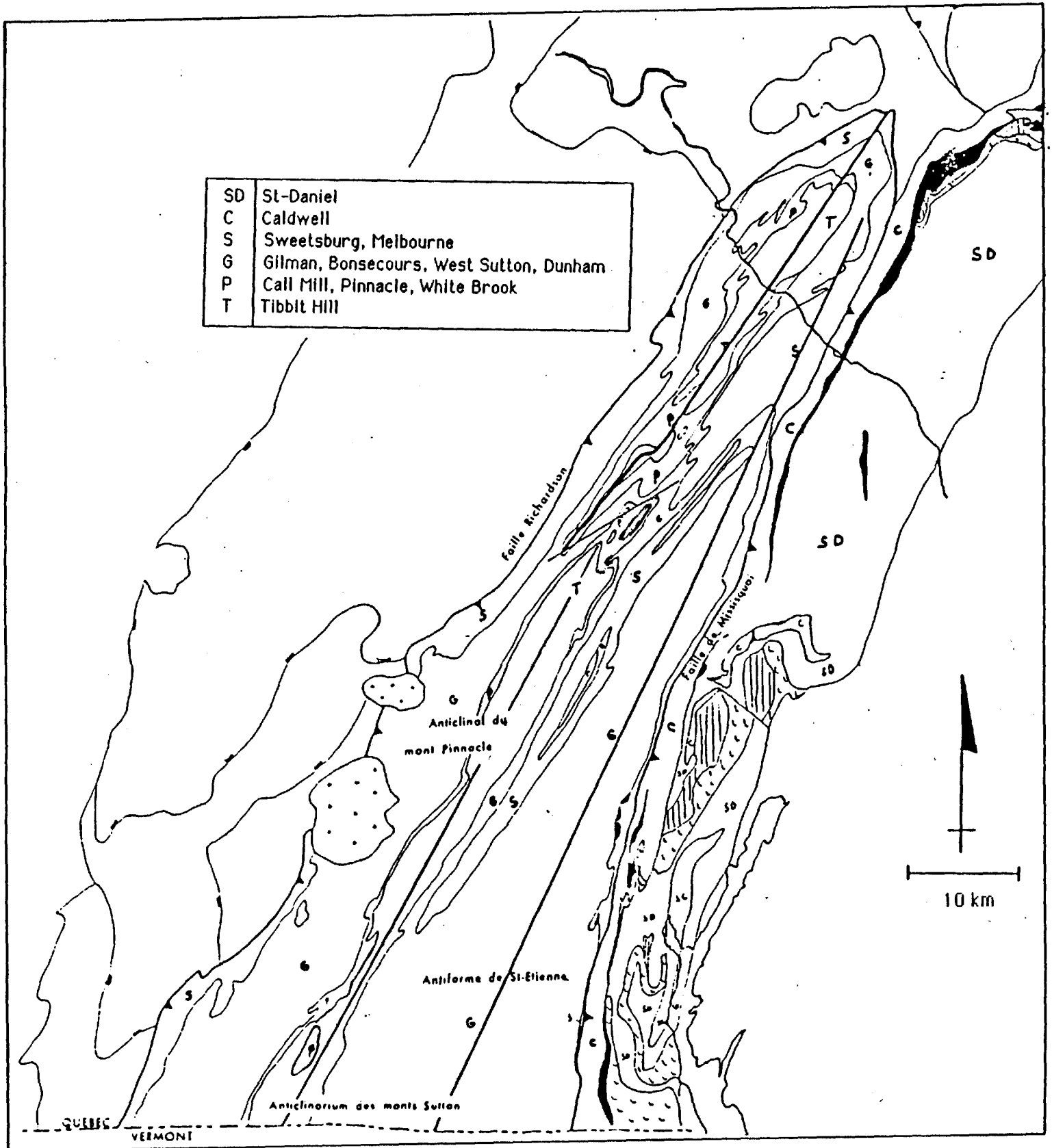


Figure 8 Carte géologique de l'anticlinorium des monts Sutton, modifiée d'après Hubert, St-Julien et Martignole (1977).

- 42 -

prolongement québécois, l'anticlinorium des monts Sutton, désigne une structure antiforme de grande dimension orientée au nord-est, en conformité avec le grain tectonique régional. Sa largeur dépasse 40 kilomètres à la frontière Vermont-Québec. Elle diminue régulièrement en se déplaçant vers le nord-est pour atteindre 18 kilomètres dans la partie nord du canton d'Orford et 12 kilomètres dans le secteur de Richmond. Au nord de Danville, dans le comté de Drummond, l'anticlinorium plonge sous les nappes de gravité du domaine externe. Il refait surface dans les monts Notre-Dame où il devient l'anticlinorium des monts Notre-Dame.

Le secteur que nous avons retenu pour notre étude se trouve là où l'anticlinorium des monts Sutton est le plus étroit, près de Richmond. A cet endroit, la plus forte anomalie gravimétrique positive des Appalaches du nord lui est associée. Cette anomalie atteint des valeurs de plus de 90 mGal au-dessus de la valeur moyenne. Une forte anomalie magnétique positive accompagne l'anomalie gravimétrique.

L'âge de l'anticlinorium est mal connu. Certains auteurs l'attribuent à la déformation taconienne (Lowdon et al., 1963; Williams et St-Julien, 1982). D'autres croient plutôt qu'il s'agit d'une déformation acadienne (Dennis, 1961). 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.  $\pm$  30 m.a. (Lowdon et al., 1963).

- 43 -

Cependant, les données de terrain semblent contradictoires. D'une part, Williams et St-Julien (1982) soutiennent que depuis les Cantons de l'Est jusqu'à la péninsule de Gaspé, les roches cambro-ordoviciennes présentent une structure complexe et un métamorphisme particulier qui n'affecte pas les roches siluro-dévonienues et d'autre part, les travaux de Dennis (1961), dans la partie nord du Vermont tendent à démontrer au contraire, que certaines roches dévonienues sont déformées de la même façon que les roches cambro-ordoviciennes.

Il est possible de distinguer à l'intérieur de l'anticlinorium des monts Sutton, 2 structures de moindre dimension: 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" (Kumarapelli et al., 1981) est le prolongement québécois du "Lincoln-Enosburg Falls Anticline" du Vermont (Cady, 1960; Osberg, 1967).

Cette structure est délimitée par les formations du Groupe d'Oak Hill. Sa trace axiale est marquée par la Formation volcanique de Tibbit Hill. Toutefois sur la plus grande partie de son parcours de 100 kilomètres, les formations du Groupe d'Oak Hill ne peuvent être individualisées que sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal. Sur le flanc sud-est, ces unités sont indissociables des schistes de Sutton.

Il n'y a que dans la région de Richmond, où les formations du Groupe d'Oak Hill sont reconnues de part et d'autre de la trace axiale de l'anticlinal du mont Pinnacle. En effet, 20 kilomètres au nord-est de Richmond, près de Danville, ces unités lithologiques dessinent une charnière de pli antiforme, anticlinal, plongeant au nord-est et déversé vers le sud-est (Cooke, 1952; Osberg, 1965; Globensky, 1978). Une schistosité pénétrative S1 pentée à 60° au nord-ouest, est parallèle au plan axial de cette structure de première phase P1. Le secteur étudié est donc un endroit clé pour établir des corrélations stratigraphiques. En effet, plusieurs des unités lithologiques corrélées de part et d'autre de la trace axiale de l'anticlinal du mont Pinnacle, dans la région de Richmond, sont tracées jusqu'au Vermont.

Le déversement vers le sud-est de l'anticlinal du mont Pinnacle pose un sérieux problème d'interprétation (figure 9). En effet, l'anticlinal du mont Pinnacle représente un pli assymétrique déversé au sud-est, ce qui indique un transport tectonique du nord-ouest vers le sud-est.

Le modèle tectonique régional développé pour expliquer la formation des Appalaches (Keepie, 1982), implique au contraire un transport tectonique du sud-est vers le nord-ouest.

Diverses hypothèses sont envisagées pour expliquer cette anomalie. En voici quelques unes:

- 1) Le déversement de l'anticlinal du mont Pinnacle pourrait être le résultat d'une déformation indépendante du transport tectonique et antérieure à celui-ci.

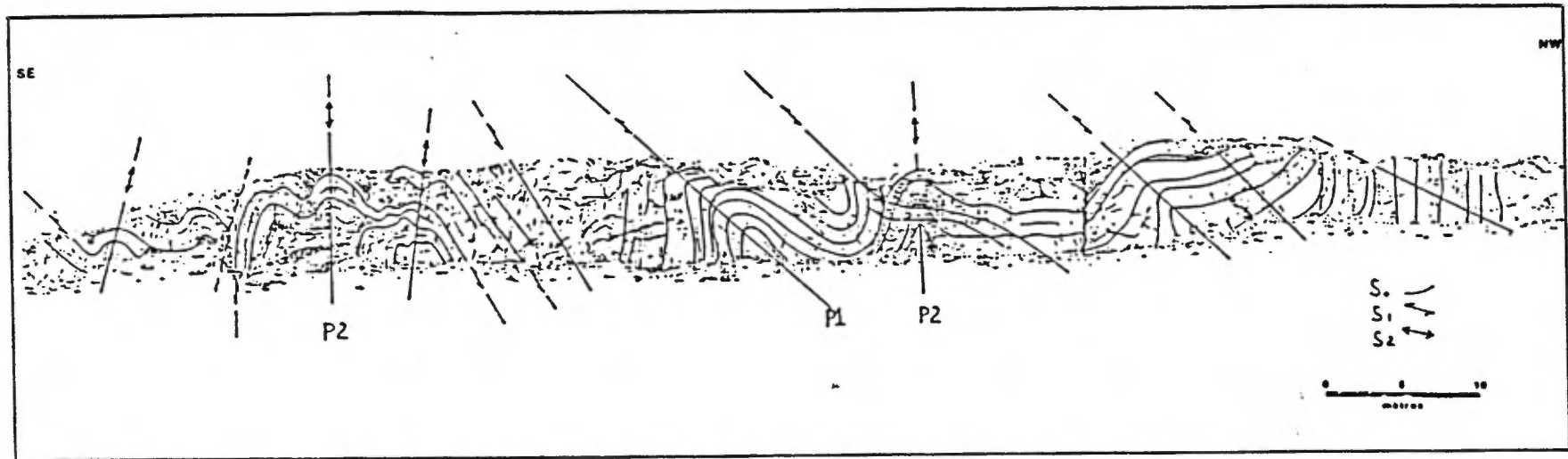


Figure 9 Coupe structurale dans la Formation de Sweetsburg. Noter le déversement au SE des plis P1, ainsi que le plissement de la schistosité S1 par les plis droits P2 (Route 55, 2 km au sud de l'intersection avec la route 116).

- 46 -

- 2) Il pourrait résulter d'un patron de déformation associé à une tectonique polyphasée.
- 3) Il pourrait être associé à un rétrocharriage intégré au mécanisme global de la déformation régionale.

La réponse à ces interrogations déborde largement le cadre de ce rapport géologique.

#### Antiforme de St-Étienne

L'antiforme de St-Étienne (de Romer, 1961) équivaut au "Axial Anticline" de Cady (1960). Il s'agit d'une structure antiforme orientée N 015<sup>0</sup>, très légèrement déjetée au nord-ouest et plongeant à environ 30<sup>0</sup> dans une direction N 005<sup>0</sup> (de Romer, 1961).

Le plan de référence qui permet de définir cette structure correspond à la schistosité de plan axial S1, associée à l'anticlinal du mont Pinnacle. C'est le plissement de cette schistosité S1 qui constitue l'antiforme de St-Étienne. Par conséquent, il s'agit d'un pli P2, postérieur à l'anticlinal du mont Pinnacle (figure 10).

Un clivage de crénulation S2 est bien développé dans les zones de charnière des plis mineurs asymétriques reliés à la structure majeure (figure 11).

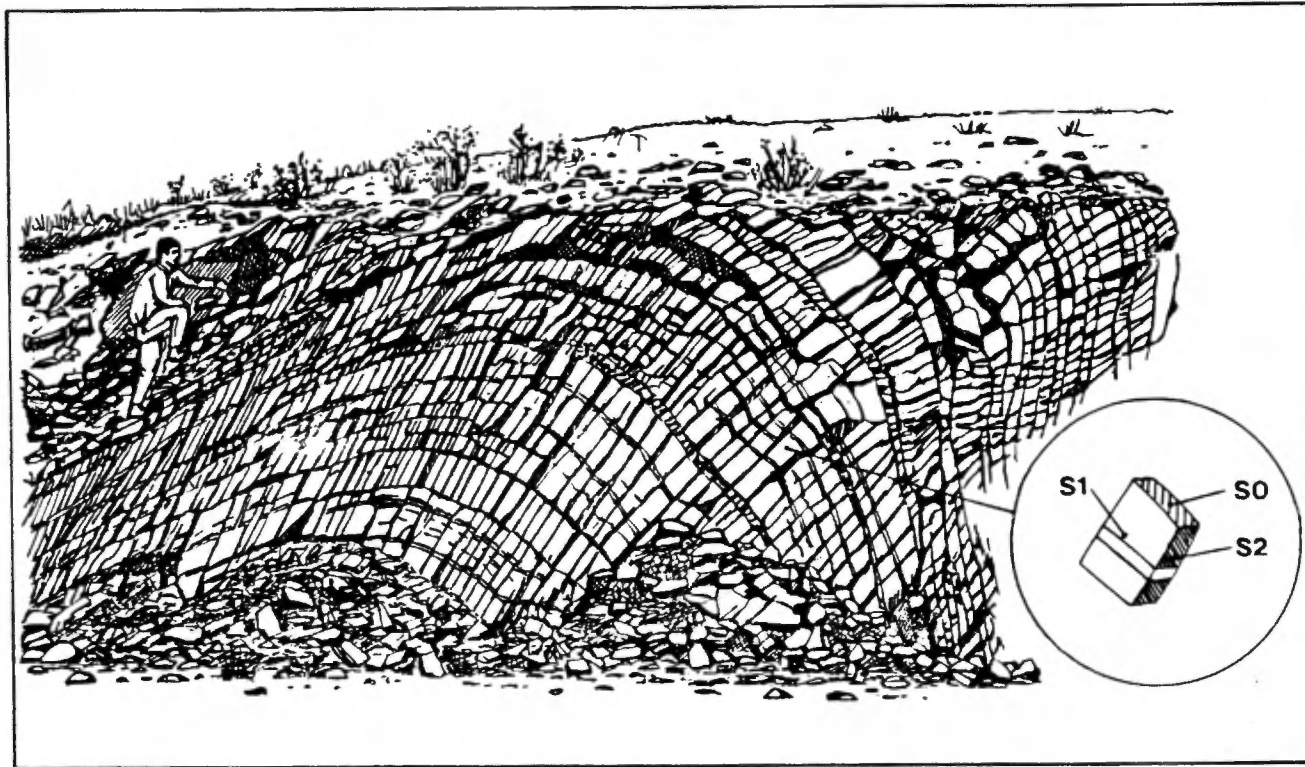


Figure 10 Coupe structurale illustrant la relation entre les éléments structuraux S0, S1 et S2 (même localité que la figure 9).

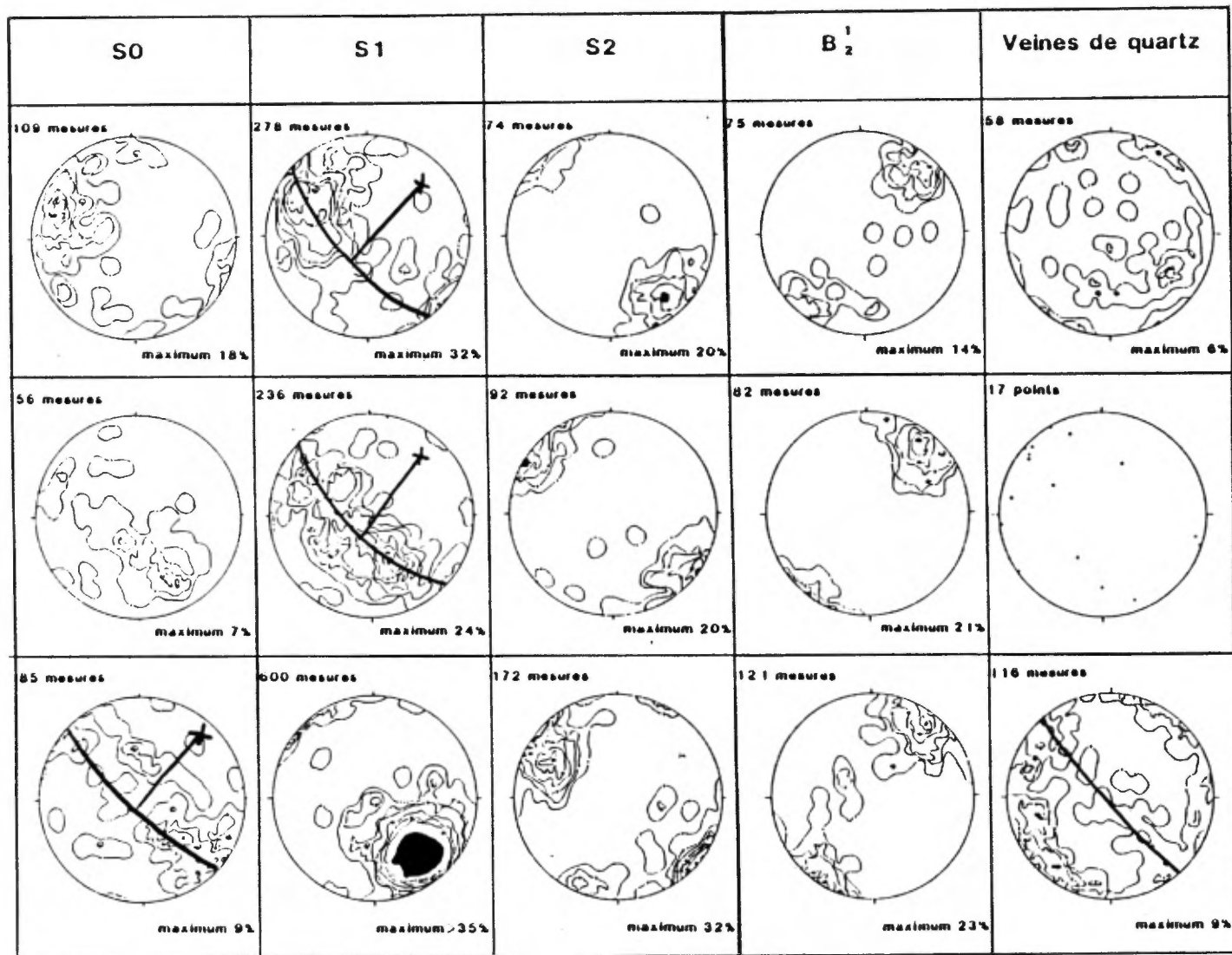


Figure 11 Canevas stéréographiques des éléments structuraux, pour les 3 domaines établis d'après la dispersion des S1; contours 1,3,5,10,15,20 % (modifié d'après Marquis, 1986).

### Traits structuraux dominants du Groupe de Caldwell

Nos observations suggèrent que la déformation qui affecte les lithologies du Groupe de Caldwell est limitée à des zones étroites fortement cisailées, plissotées et injectées de veines de quartz. La stratification et les structures sédimentaires sont alors complètement oblitérées ou extrêmement plissées, comme le montrent les affleurements exceptionnels situés sur une propriété privée du rang Smith, 4,6 kilomètres à l'est de Richmond. Contrairement au Groupe d'Oak Hill, le Groupe de Caldwell n'est affecté par aucun plissement important. En effet, la polarité sédimentaire reconnue par le granoclassement normal des grès, indique que les strates sont en position normale sur toute la largeur d'affleurement de cette unité.

Nos relevés révèlent également qu'un mélange ultramafique recoupe les lithologies attribuées au Groupe de Caldwell. Ce mélange ainsi que les gabbros qui recoupent également ces roches pourraient marquer la position de failles, découpant le Groupe de Caldwell en segments discontinus. Cette conclusion nous est suggérée par le fait que, de part et d'autre du mélange ultramafique, les lithologies attribuées au Groupe de Caldwell sont différentes. Au sud, le wacke verdâtre prédomine, alors qu'au nord les phyllades vertes et mauves affleurent davantage.

Le complexe ophiolotique d'Asbestos est déformé de façon similaire. En effet, il est découpé en lambeaux par un grand nombre de failles multidirectionnelles (figure 12). Les affleurements situés sur la propriété de la mine Sterret donnent un bon aperçu du type et du nombre de failles qui découpent ces roches.

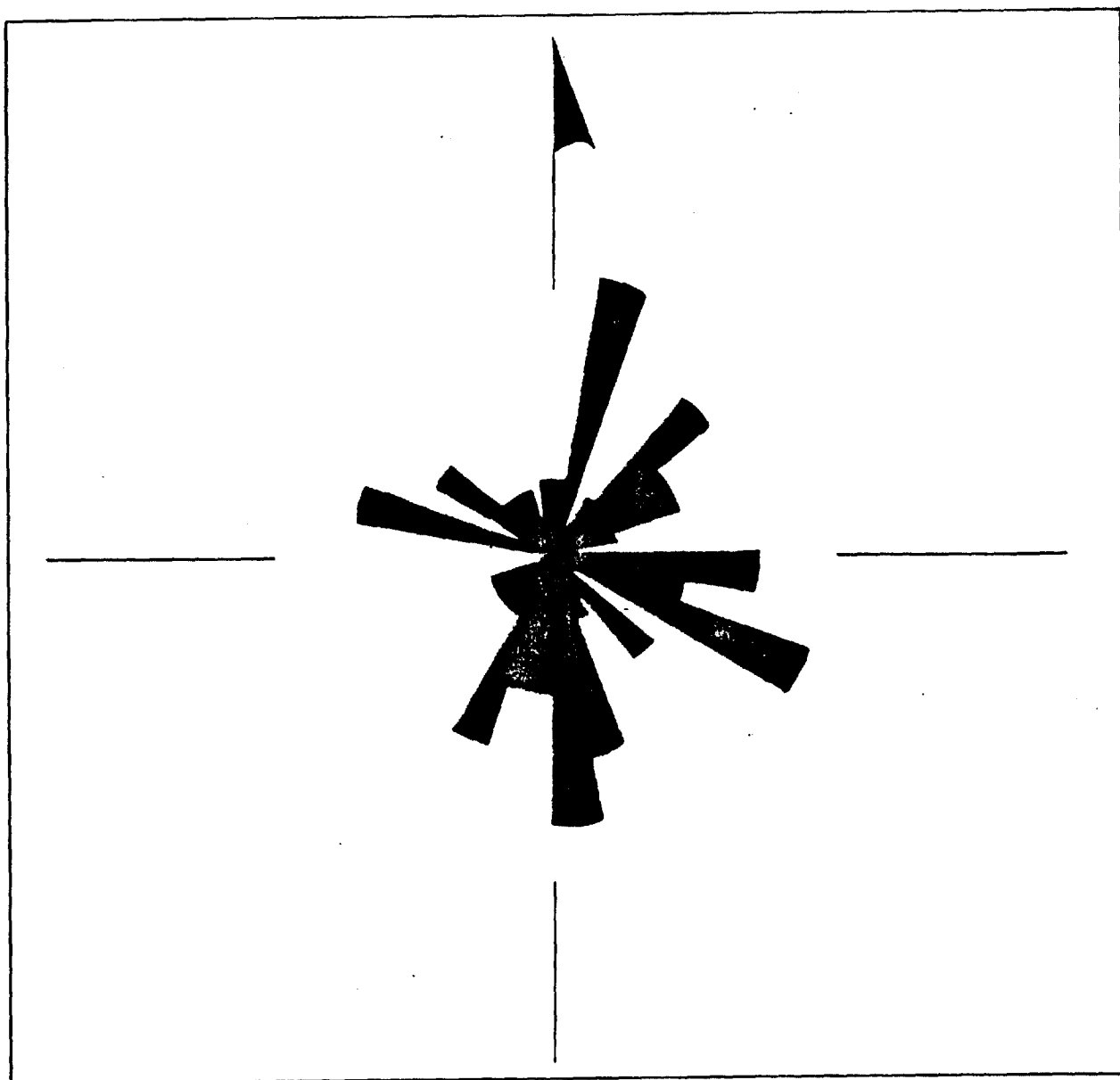


Figure 12    Complexe ophiolitique d'Asbestos. Patron de dispersion des plans de failles mesurés sur un affleurement situé 6 Km au SE de Richmond, le long de la route 55.

### Nature des contacts entre le Groupe d'Oak Hill et les unités adjacentes

Les contacts entre les grandes unités tectonostratigraphiques sont marqués par des failles orientées au nord-est, parallèlement au grain tectonique régional. Certaines d'entre elles correspondent à de longues et étroites vallées, alors que d'autres ne sont marquées par aucun élément physiographique particulier.

La faille de Richardson localisée dans la plaine, au contact entre les Groupes de Stanbridge et d'Oak Hill n'est soulignée par aucun relief. Elle correspond à une zone de mélange tectonique, large d'environ 1 kilomètre, qui marque la limite entre les domaines internes et externes des Appalaches du Québec. Nous avons relevé le long de ce contact, un mélange formé de fragments variés, centimétriques à décimétriques, surtout sédimentaires mais également volcaniques. Ces fragments sont incorporés à une matrice schisteuse, noire à grain fin. Il s'agit d'un véritable mélange dont la présence démontre la nature tectonique de ce contact.

Par contre, la faille de Missisquoi qui sépare les Groupes d'Oak Hill et de Caldwell, ainsi que la ligne BB qui sépare le complexe ophiolitique d'Asbestos du Groupe de Caldwell, forment des vallées très encaissées, souvent tapissées de dépôts meubles.

La faille de Missisquoi est décrite dans le canton de Bolton, par Smith (1982) qui a reconnu, sur une distance d'une dizaine de kilomètres, entre Eastman et Bolton Centre, des unités lenticulaires fortement cisailées et bréchifiées, associées à une zone de broyage et marquant le contact entre les Formations de Sweetsburg (Groupe

- 52 -

d'Oak Hill) et de Miller Pond (Groupe de Caldwell). Puisqu'elle longe la rivière Missisquoi, cette zone de broyage est appelée la faille de Missisquoi.

Dans notre secteur, le contact entre les Groupes d'Oak Hill et de Caldwell est reconnu à l'échelle de la carte par la troncature des unités stratigraphiques. Ce contact tectonique n'est pas plissé.

### Analyse structurale

Les éléments structuraux.

Les éléments structuraux planaires et linéaires présentés ici furent observés et mesurés sur le terrain. Ces mesures sont identifiées par des symboles dont la signification exacte peut varier légèrement d'un auteur à l'autre. C'est pourquoi nous présentons une liste des symboles que nous avons utilisés, accompagnée de courtes notes explicatives.

Éléments structuraux planaires:

S0 plan de stratification, contact lithologique.

S1 plan de schistosité de première génération.

Il peut s'agir d'une schistosité pénétrative correspondant à un alignement minéralogique, d'une lamination métamorphique, ou d'un clivage de type anastomosé.

- 53 -

S2 plan de schistosité de deuxième génération.

clivage de crénulation plissant S1, rarement schistosité pénétrative.

S3 plan de schistosité de troisième génération.

clivage de crénulation plissant S1 et S2, rarement clivage anastomosé.

Éléments structuraux linéaires:

B<sup>0</sup><sub>1</sub> axe de pli P1

B<sup>0</sup><sub>2</sub> axe de pli P2, plissant S0

B<sup>1</sup><sub>2</sub> axe de pli P2, plissant S1

Autres éléments structuraux:

Veines de quartz

Vésicules allongées

Stries de failles

Interprétation structurale

Nos relevés de 1986 démontrent que les 3 domaines structuraux identifiés en 1985, au nord-est de la rivière St-François, se poursuivent vers le sud-ouest sur toute l'étendue de la carte de Richmond, 31 H09 200 0202.

- 54 -

Ces 3 domaines correspondent:

- 1 - Au flanc sud-est de l'antiforme de St-Étienne.
- 2 - À la zone de charnière de l'antiforme de St-Étienne.
- 3 - À l'anticlinal du mont Pinnacle.

Nous ne reprendrons pas ici l'analyse complète effectuée en 1985 et publiée sous forme de manuscrit brut (Marquis, 1986). Nous préciserons plutôt l'interprétation des canevas stéréographiques représentés à la figure 11.

Le premier point concerne la relation qui existe entre les stéréogrammes de S0 et S1. Dans les 2 premiers domaines, ces éléments structuraux sont subparallèles et leur attitude est contrôlée par les plis P2. Dans le troisième domaine ce n'est plus le cas. Les S0 sont plutôt dispersés sur un grand cercle, contrairement aux S1 qui forment une remarquable concentration-point. Cette situation s'explique si l'on considère que dans le domaine 3, la dispersion des S0 est contrôlée exclusivement par les plis P1, associés à S1. La dispersion des S0 fait ressortir que ce pli plonge faiblement aussi bien au nord-est qu'au sud-ouest.

Le second point concerne l'attitude moyenne des S2. L'attitude moyenne des S2, telle que déterminée sur les 3 stéréogrammes de la figure 11, varie légèrement d'un domaine à l'autre. Ces variations font ressortir une légère dispersion en éventail des S2, de part et d'autre de la zone de charnière de l'antiforme de St-Étienne. Dans la zone de charnière, S2 est vertical. Sur le flanc nord-ouest, S2 est fortement penté au sud-est et vice-versa.

- 55 -

Le stéréogramme des S2 du domaine 3 montre également une concentration-point secondaire orientée N293 74. À cette attitude des S2 correspond une forte plongée vers l'ouest, des axes de plis mineurs P2. Nous avons relevé également que là où S2 possède cette attitude, une troisième schistosité S3 recoupe S2. Régionalement, l'influence de cette troisième déformation ne semble pas très importante, puisqu'elle n'affecte pas les contacts lithologiques.

Dans les deux domaines pour lesquels nous possédons suffisamment de mesures, soit les domaines 1 et 3, la dispersion des veines de quartz semble relativement bien ordonnée. Les données du domaine 3 sont particulièrement éloquentes, puisqu'il est possible d'y reconnaître 2 grandes familles de veines, presque perpendiculaires entre elles. Le premier groupe est constitué de veines sub-verticales, de direction variable. La concentration maximum de mesures pour ce premier groupe, représente des veines pentées à environ 60° au nord-est. Le deuxième groupe est formé de veines orientées au sud-ouest dont le pendage varie de l'horizontale à la verticale.

En résumé, l'analyse structurale a permis de distinguer les éléments structuraux associés aux 2 périodes de plissement majeurs, qui ont donné naissance à l'anticlinal du mont Pinnacle et à l'antiforme de St-Étienne. Elle met en lumière également une troisième période de déformation ductile, moins importante que les précédentes.

## MÉTAMORPHISME

Les assemblages minéralogiques reconnus à l'intérieur des formations du Groupe d'Oak Hill permettent de reconnaître dans le secteur étudié, deux épisodes de formation de minéraux métamorphiques.

### Premier épisode métamorphique

Le premier épisode est contemporain à la déformation qui a produit les schistosités S1 et S2. La présence des mêmes minéraux métamorphiques développés et orientés dans les plans S1 et S2, suggère en outre que ces schistosités se sont formées sous les mêmes conditions P et T, vraisemblablement, durant une seule phase de déformation.

L'assemblage métamorphique suivant se retrouve dans les roches volcaniques de la Formation de Tibbit Hill:

quartz, albite, chlorite, épidote, crossite, + magnétite, + ilménite, + hémate.

La présence de crossite, est interprétée comme indiquant un faciès métamorphique de haute pression et de basse température, caractéristique d'une zone de subduction. La pression a été estimée entre 6 et 7 kilobars, d'après le contenu en sodium de la crossite (Trdzienski, 1976).

- 57 -

L'assemblage métamorphique suivant, caractéristique du faciès des schistes verts à chlorite, se retrouve dans les lithologies sédimentaires qui recouvrent la Formation de Tibbit Hill:

quartz, albite, chlorite, séricite, ± stilpnomélane, ± magnétite, ± ilménite, ± hématite.

#### Deuxième épisode métamorphique

Nous attribuons à cet épisode métamorphique la croissance de porphyroblastes tardifs de chloritoïde et de biotite, identifiés dans les lithologies sédimentaires.

Les chloritoïdes se trouvent dans les phyllades de la Formation de Call Mill, soit immédiatement au-dessus du Tibbit Hill. Ces porphyroblastes, dont la taille ne dépasse pas 0.5 millimètre, ne sont jamais alignés dans S1. Ils sont cependant affectés localement par la schistosité S2, plus spécialement dans le secteur nord de la carte, qui correspond à la zone charnière de l'anticlinal du mont Pinnacle. Ces chloritoïdes se sont donc formés tardivement relativement aux structures de déformation.

La présence de ces chloritoïdes, permet en outre de fixer une température de métamorphisme d'environ 400° Celsius (Seidel et al, 1975; Liou et Chen, 1978).

- 58 -

Des porphyroblastes tardifs de biotite recoupent également les plans de schistosité S1 et S2. Ils appartiennent donc eux-aussi, au deuxième épisode métamorphique. Ces minéraux partiellement rétrogradés en chlorite, contiennent fréquemment de petits zircons.

La biotite se trouve dans les lithologies attribuées aux Formations de Gilman de Sweetsburg. Sa distribution, restreinte au secteur Est de la carte, longe le contact entre les Groupes d'Oak Hill et de Caldwell.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région est connue pour ses nombreux indices de cuivre, associés particulièrement aux formations minéralisées du Groupe d'Oak Hill, soit les Formations de Tibbit Hill, de Pinnacle et de Gilman (Waddington, 1969). Aucun gisement d'importance n'a été exploité dans le passé et dans la conjoncture actuelle, ce type de minéralisation est peu susceptible d'intéresser les compagnies d'exploration minières.

Toutefois, des études récentes (Gauthier, 1985) suggèrent une association entre la minéralisation en cuivre et la présence d'argent, ce qui pourrait éventuellement contribuer à un regain d'intérêt envers ce type de minéralisation. Nous avons publié (Marquis, 1986; analyse 84-96948) un résultat d'analyse qui confirme la présence d'argent avec le cuivre. En effet, un échantillon recueilli le long de la route 55, 6 km à l'ouest de Richmond, titre 0,42% Cu et 1,6g/t Ag.

Dans la région type de Dunham, la dolomie de la Formation de Dunham est porteuse d'une minéralisation en plomb et en zinc. Dans le secteur de Richmond, les échantillons provenant de cette formation, n'ont donné aucun résultat significatif. Les meilleures teneurs étant 302 ppm Zn et 79 ppm Pb (Marquis, 1986; analyses 98507 - 98509).

L'année dernière une analyse effectuée sur un échantillon pyriteux du Stanbridge avait titré 490 ppb Au (Marquis, 1986; analyse 84-96947). Cette année, nous avons donc échantillonné et fait analyser systématiquement les lits pyriteux localisés

- 60 -

au contact entre les calcaires et les phyllades noires du Groupe de Stanbridge, afin de vérifier leur contenu en or. Nous avons fait analyser également les phyllades graphiteuses riches en pyrite, de la Formation de Melbourne, pour la même raison. Les résultats de ces 24 analyses sont publiés en appendice de ce rapport.

Aucune valeur aurifère n'ayant été rapportée sur les échantillons recueillis au cours de la campagne de l'été 1986, nous avons repris l'analyse 84-96947. Cette nouvelle analyse, effectuée au cours de l'hiver, au même laboratoire et sur la même poudre que précédemment, a indiqué cette fois un contenu en or inférieur à 15 ppb.

A la lumière des analyses disponibles, il nous apparaît donc que le potentiel économique des formations du Groupe d'Oak Hill, près de Richmond, semble limité à une minéralisation disséminée en Cu-Ag.

## RÉFÉRENCES

AGGARWAL, P.L., FUJII, T., NESBITT, B.E., 1984

"Magmatic composition and tectonic setting of altered, volcanic rocks of the Fennell Formation, British Columbia", Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 21, p. 745-752.

AMBROSE, G.W., 1943

"Preliminary map Stanstead, Stanstead and Brome counties, Quebec", Canada Geological Survey, Paper 43-12.

BIRD, J.M., DEWEY, J.F., 1970

"Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of appalachian orogen", Geological Society of America Bulletin, Volume 71, p. 531-567.

CADY, W.M., 1960

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

----, 1969

"Regional Tectonic synthesis of Northwestern New-England and adjacent Quebec", Geological Society of America, Memoir 120, 181 p.

CHARBONNEAU, J.M., 1980

Région de Sutton (W), Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV 681, 89 p.

CLARK, T.H. 1934

"Structure and stratigraphy of Southern Quebec", Geological Society of America Bulletin, Volume 45, p.1-20.

-----, 1936

"A lower Cambrian series from Southern Quebec", Royal Canadian Institute Transactions, Volume 21, part 1, p. 135-151.

-----, EAKINS, P.R., 1968

"The stratigraphy and structure of the Sutton area of Southern Quebec", in Tectonics of the Appalachians, Northern and Maritimes, edited by Zen, White, Hadley, Thompson, Wiley, Interscience, New York, p. 163-173.

-----, MC GERRIGLE, H.W., 1944

"Oak Hill series, Farnham series and Philipsburg series", in Geology of Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG 20, Volume 2, p. 386-407.

COISH, R.A., FLEMING, F.S., LARSEN, M., POYNER, R., SEIBERT, J., 1985

"Early rift history of the proto-Atlantic ocean: geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont", American Journal of Science, Volume 285, p. 351-378.

COOKE, H.C., 1952

Geology of parts of Richmond and Drummondville map-areas, Eastern Townships of Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 467, 45 p.

-----, EAKINS, P.R., TIPHANE, M., 1962

"Shefford map-area, Shefford and Brome counties, Eastern Townships fo Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 467, 45 p.

DENNIS, J., 1961

Structural geology of Northern Vermont: New England intercollegial geological conference, Guidebook for 53rd annual meeting.

De ROMER, H.S., 1960

Geology of the Eastman-Orford lake area, Eastern Townships, Quebec, Mc Gill University, PhD. thesis, Montreal, 397 p.

-----, 1961

"Structural elements of Southeastern Quebec, Northwestern Appalachians, Canada", Geologische Rundschau, Volume 51, p. 268-280.

DOLL, C.G., CADY, W.M., THOMPSON, J.B. JR., BILLINGS, M.P., 1961

Centennial geological map of Vermont, Vermont Geological Survey.

ELLS, R.W., 1887

"Rapport sur une portion de la province de Québec figurant dans la feuille sud-ouest des Cantons de l'Est", Commission géologique du Canada, Rapport annuel 1894, Volume 7, p. 5j-103j, 126j-170j et carte 571.

FORTIER, Y.O., 1945

Preliminary map, Orford, Eastern Townships, Quebec, Canada Geological Survey,  
Paper 45-8.

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, 74 p.

GLOBENSKY, Y., 1978

Région de Drummondville, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG 192,  
106 p.

HUBERT, C., ST-JULIEN, P., MARTIGNOLE, J., 1977

Compilation géologique à l'aide des données aéromagnétiques, partie sud du Québec, feuillet 2, pour les relevés géophysiques incorporés, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP 709, figure 4.

JOLLY, W.T., 1980

"Development and degradation of archean lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry", Journal of Petrology, Volume 21, P. 323-363.

KEEN, C.E., KEEN, M.J., NICHOLS, B., REID, I., STOCKMAL, G.S., COLMAN-SADD, S.P., O'BRIEN, S.J., MILLER, H., QUINLAN, G., WILLIAMS, H., WRIGHT, J., 1986

"Deep seismic reflection profile across the Northern Appalachians", Geology, Volume 14, p. 141-145.

KEEPIE, J.D., ET AL., 1982

Structural map of the appalachian orogen in Canada, Memorial University of Newfoundland, map number 4, Scale 1:2 000 000.

KUMARAPELLI, 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, 9p.

LAMOTHE, D., 1979

Région de Bolton-centre, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DPV 687, 14 p.

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, edited by J. Malpas, and R.W. Talkington, Memorial University of Newfoundland, Geology Department, Report 8, p. 53-77.

LIU, J.G., CHIEN, P.Y., 1978

"Chemistry and origin of chloritoid rocks from Eastern Taiwan", Lithos, Volume 11, p. 175-187.

LOGAN, W.E., 1849

"Examen de la contrée du sud du St-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du lac Champlain à la rivière Chaudière", Commission Géologique du Canada, Rapport de progrès 1847-1848, p. 5-916.

LOWDON, J.A., STOCKWELL, C.H., TIPPER, H.W., WANLESS, R.K., 1963

"Age determinations and geological studies", Canada Geological Survey Paper 62-17, 140 p.

MACKAY, B.R., 1921

"Beauceville map-area, Quebec", Canada Geological Survey, Memoir 127, 105 p.

MARQUIS, R., 1985

Géologie de la région de Richmond, cantons de Melbourne et Dunham (comtés de Richmond et Drummond), Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-30, 64 p.

-----, 1986

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

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.

-----, 1965

"Structural geology of the 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 Mountain-Sutton Mountain anticlinorium, Vermont and Southern Quebec", American Association of Petroleum Geologist Symposium, Memoir 12.

PINTSON, H., KUMARAPELLI, P.S., MORENCY, M., 1985

"Tectonic significance of the Tibbit Hill volcanics, geochemical evidence from Richmond area, Quebec", in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 123-130.

REED, J.C., MORGAN, B., 1971

"Chemical alteration and spilitization of the Catoclin greenstones, Shevandoah National Park, Virginia", Journal of Geology, Volume 79, p. 526-548.

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<sup>th</sup> international geological congress, Montreal", Guidebook for excursion A 56-C 56, 35 p.

-----, HUBERT, C., 1975

"Evolution of the taconian orogen in the Quebec Appalachians", American Journal of Science, 275A, p. 337-362.

SEIDEL, E., OKRUSH, M., 1975

"Chloritoïd-bearing metapelites associated with glaucophane rocks in Western Crete, Greece", Contribution to Mineralogy and Petrology, Volume 49, p. 105-115.

SELWYN, A.R.C., 1883

"Notes on the geology of the Southeastern portion of the province of Quebec", Geological Survey of Canada, Progress Report 1880-1881-1882, Part A, p. 1-7.

SHAW, A.B., 1954

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

-----, 1958

"Stratigraphy and structure of the St-Albans area, Northwestern Vermont",  
Geological Society of America Bulletin, Volume 69, p. 519-567.

SMITH, G.T., 1982

Bedrock geology within the Baie Verte-Brompton zone, Eastman, Quebec,  
University of Vermont, MSc. thesis, Burlington, 100 p.

TRZCIENSKY, W.E., 1976

"Crossitic amphibole and its possible tectonic significance in the Richmond  
area, Southeastern Quebec, Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 13, p.  
711-714.

WADDINGTON, G.W., 1969

Le cuivre au Québec, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, Étude  
spéciale 4, 388 p.

WILLIAMS, H., 1980

"Structural telescoping across the appalachian orogen and the minimum width of  
the Iapetus ocean", in The continental crust and its mineral deposits,  
Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 421-441.

-----, ST-JULIEN, P., 1982

"The Baie Verte-Brompton line: early paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians", in Major structural zones and faults of the Northern Appalachians, edited by P. St-Julien and J. Béland, Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 177-207.

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1 Carte de localisation de la région de Richmond.
- Figure 2 Carte géologique des Cantons de l'Est (Williams et St-Julien, 1982).
- Figure 3 Formation de Tibbit Hill, nodules d'épidote.
- Figure 4 Formation de Pinnacle, grès et phyllade plissés.
- Figure 5 Coupe stratigraphique dans la Formation de Pinnacle.
- Figure 6 Formation de Sweetsburg, grès de base.
- Figure 7 Groupe de Stanbridge, mélange tectonique au contact avec le Groupe d'Oak Hill.
- Figure 8 Carte géologique de l'anticlinorium des monts Sutton, modifiée d'après Hubert, St-Julien et Martignole (1977).
- Figure 9 Coupe structurale dans la Formation de Sweetsburg. Noter le déversement au SE des plis P1, ainsi que le plissement de la schistosité S1 par les plis droits P2 (Route 55, 2 km au sud de l'intersection avec la route 116).

- 72 -

- Figure 10      Coupe structurale illustrant la relation entre les éléments structuraux S0, S1 et S2 (même localité que la figure 9).
- Figure 11      Canevas stéréographiques des éléments structuraux, pour les 3 domaines établis d'après la dispersion des S1; contours 1,3,5,10,15,20% (modifié d'après Marquis, 1986).
- Figure 12      Complexe ophiolitique d'Asbestos. Patron de dispersion des plans de failles mesurés sur un affleurement situé 6 Km au SE de Richmond, le long de la route 55.

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Tableau stratigraphique des unités cambro-ordoviciennes.

## APPENDICE

Analyses géochimiques: éléments majeurs et éléments traces.

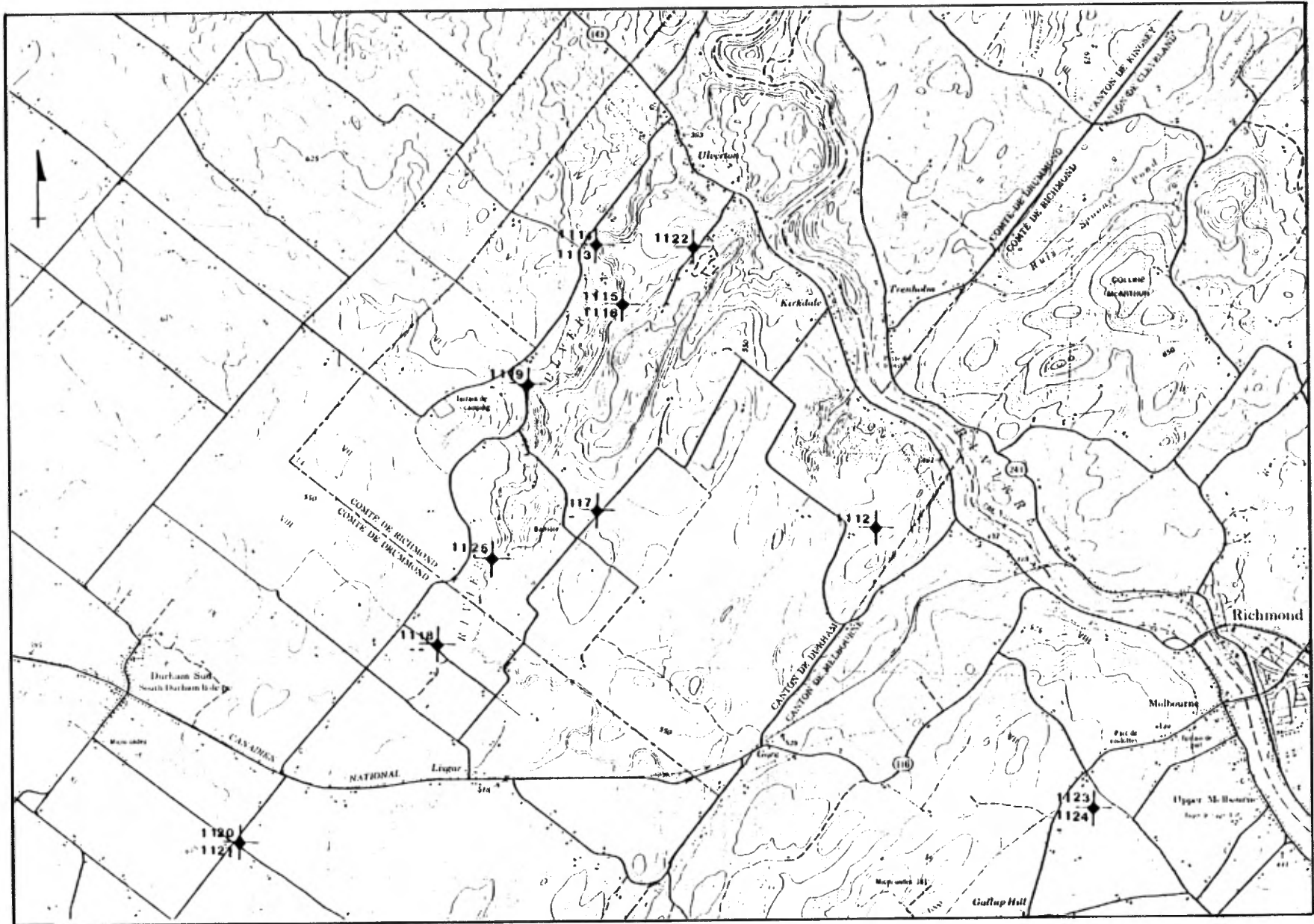
Cette section présente les résultats des analyses géochimiques effectuées sur 24 échantillons recueillis durant l'été 1986. Deux cartes de localisation permettent de localiser les sites d'échantillonnage. Sur ces cartes, chaque échantillon est identifié par 4 chiffres.

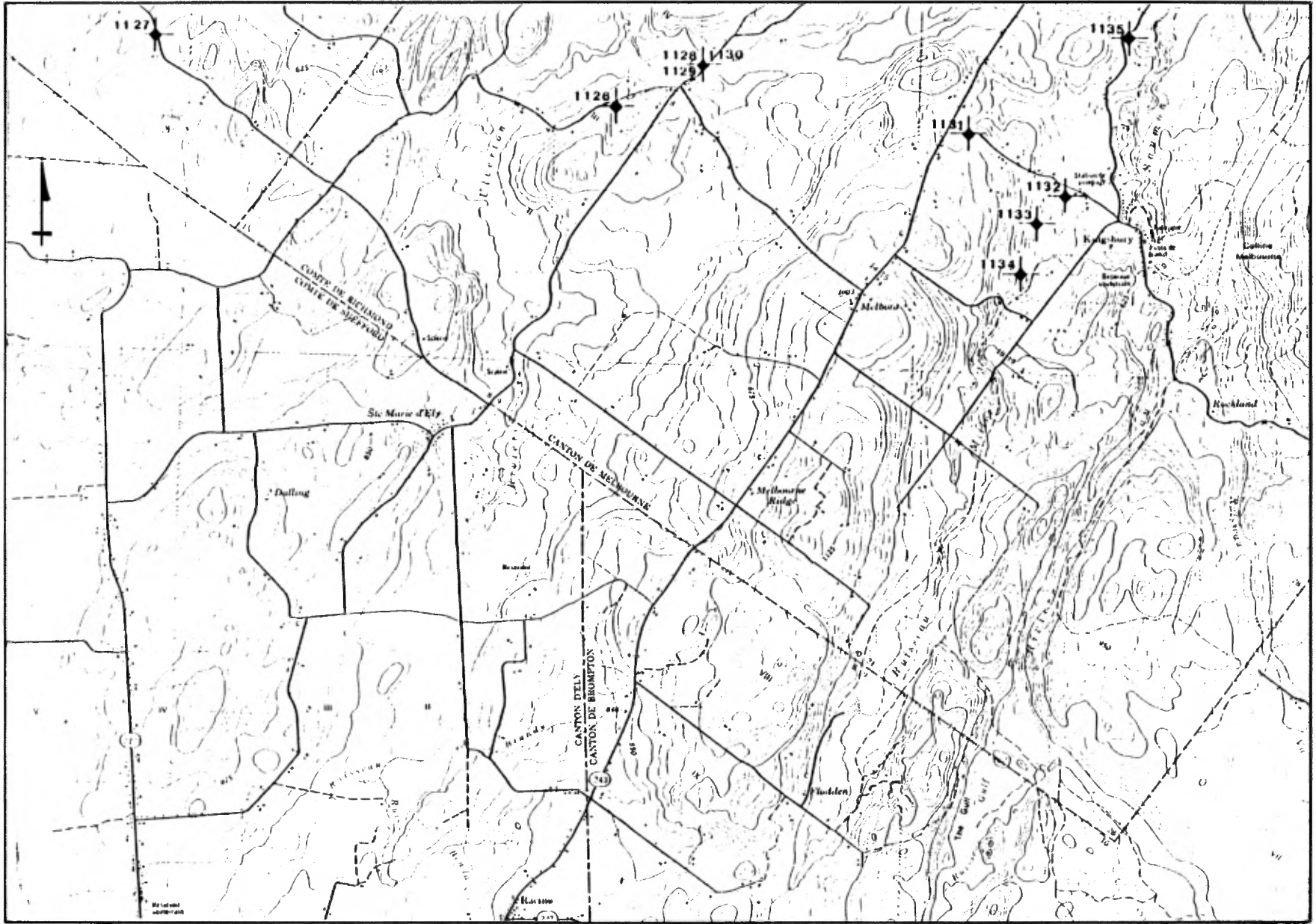
Exemple: Chaque échantillon possède 2 numéros. L'échantillon désigné par les numéros

Design: 01122-86

No. Lab: 86 008658

est identifié sur la carte de localisation par le numéro 1122.





\*\*\*\*\* RESULTAT \*\*\*\*\*

DESIGN:	#01112-86 Géol.	#01113-86 Géol.	#01114-86 Géol.	#01115-86 Géol.	#01116-86 Géol.
NO.LAB:	86 008648	86 008649	86 008650	86 008651	86 008652
* SiO2	88,7 X	45,2 X	48,1 X	58,7 X	65,6 X
* Al2O3	2,03 X	11,0 X	7,32 X	15,1 X	14,2 X
* Fe2O3t	0,74 X	4,90 X	6,81 X	8,97 X	4,77 X
* MgO	1,23 X	1,74 X	2,20 X	3,41 X	2,83 X
* CaO	2,24 X	16,0 X	15,4 X	0,93 X	0,53 X
* Na2O	0,45 X	1,00 X	1,05 X	1,77 X	0,97 X
* K2O	0,38 X	2,13 X	1,16 X	3,40 X	3,67 X
* TiO2	0,03 X	0,47 X	0,36 X	0,73 X	0,73 X
* MnO	0,13 X	0,04 X	0,11 X	0,06 X	0,01 X
* P2O5	<0,01 X	0,14 X	0,15 X	0,15 X	0,14 X
* PAF	3,79 X	16,4 X	16,6 X	6,03 X	5,56 X
* Ba	226 ppm	454 ppm	207 ppm	757 ppm	0,11 X
* Be	<1 ppm	2 ppm	<1 ppm	2 ppm	2 ppm
* Cd	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Ce	6 ppm	61 ppm	39 ppm	85 ppm	67 ppm
* Co	<2 ppm	13 ppm	10 ppm	17 ppm	12 ppm
* Cu	<1 ppm	30 ppm	35 ppm	42 ppm	25 ppm
* Dy	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
* Eu	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	2 ppm	2 ppm
* La	<2 ppm	24 ppm	7 ppm	43 ppm	31 ppm
* Li	<1 ppm	41 ppm	27 ppm	40 ppm	36 ppm
* Mo	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm
* Nd	<25 ppm	60 ppm	50 ppm	70 ppm	55 ppm
* Ni	<1 ppm	30 ppm	48 ppm	49 ppm	43 ppm
* Pb	<12 ppm	18 ppm	<12 ppm	14 ppm	19 ppm
* Pr	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Sc	<1 ppm	12 ppm	6 ppm	15 ppm	12 ppm
* Sm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* U	<2 ppm	95 ppm	46 ppm	76 ppm	168 ppm
* Zn	32 ppm	82 ppm	81 ppm	88 ppm	124 ppm
* Ag	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm
* Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb

\*\*\*\*\* Page 1 de 3 \*\*\*\*\*

\*\*\*\*\* RESULTAT \*\*\*\*\*

DESIGN:	#01117-86 Géol.	#01118-86 Géol.	#01119-86 Géol.	#01120-86 Géol.	#01121-86 Géol.
NO.LAB:	86 008653	86 008654	86 008655	86 008656	86 008657
* SiO2	59,4 X	61,2 X	19,3 X	70,3 X	67,9 X
* Al2O3	18,9 X	17,7 X	2,57 X	11,0 X	9,84 X
* Fe2O3t	7,85 X	6,66 X	1,72 X	6,12 X	8,67 X
* MgO	1,23 X	3,35 X	1,00 X	0,90 X	0,64 X
* CaO	0,47 X	0,37 X	40,6 X	<0,02 X	<0,02 X
* Na2O	3,99 X	1,58 X	0,13 X	1,13 X	1,03 X
* K2O	3,27 X	4,77 X	0,60 X	2,55 X	2,46 X
* TiO2	0,88 X	0,78 X	0,07 X	0,47 X	0,46 X
* MnO	0,05 X	0,03 X	0,03 X	<0,01 X	<0,01 X
* P2O5	0,22 X	0,10 X	0,04 X	0,04 X	0,02 X
* PAF	2,48 X	3,87 X	32,8 X	6,93 X	7,94 X
* Ba	467 ppm	811 ppm	148 ppm	276 ppm	427 ppm
* Be	2 ppm	2 ppm	<1 ppm	2 ppm	2 ppm
* Cd	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Ce	37 ppm	46 ppm	11 ppm	40 ppm	41 ppm
* Co	21 ppm	19 ppm	3 ppm	9 ppm	7 ppm
* Cu	4 ppm	34 ppm	15 ppm	71 ppm	72 ppm
* Dy	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
* Eu	1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
* La	9 ppm	19 ppm	<2 ppm	16 ppm	21 ppm
* Li	41 ppm	50 ppm	<1 ppm	13 ppm	6 ppm
* Mo	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm	15 ppm	7 ppm
* Nd	35 ppm	45 ppm	30 ppm	30 ppm	30 ppm
* Ni	47 ppm	59 ppm	11 ppm	32 ppm	30 ppm
* Pb	14 ppm	26 ppm	<12 ppm	30 ppm	41 ppm
* Pr	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Sc	10 ppm	16 ppm	3 ppm	10 ppm	10 ppm
* Sm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* U	70 ppm	99 ppm	13 ppm	124 ppm	126 ppm
* Zn	120 ppm	105 ppm	49 ppm	53 ppm	57 ppm
* Ag	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm
* Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb

\*\*\*\*\* Page 2 de 3 \*\*\*\*\*

\*\*\*\*\* RESULTAT \*\*\*\*\*

DESIGN:	#01122-86 Géol.	#01123-86 Géol.	#01124-86 Géol.	#01125-86 Géol.	#01126-86 Géol.
NO.LAB:	86 008658	86 008659	86 008660	86 008661	86 008662
* SiO2	62,7 %	48,5 %	97,4 %	38,4 %	41,6 %
* Al2O3	16,7 %	11,9 %	0,99 %	10,3 %	21,2 %
* Fe2O3t	4,78 %	4,96 %	0,19 %	10,0 %	17,3 %
* MgO	2,18 %	3,25 %	<0,05 %	6,23 %	1,82 %
* CaO	0,06 %	11,1 %	0,33 %	11,2 %	0,20 %
* Na2O	0,34 %	0,45 %	0,50 %	0,45 %	0,40 %
* K2O	7,03 %	3,99 %	<0,01 %	3,57 %	5,03 %
* TiO2	0,99 %	0,41 %	<0,01 %	0,45 %	1,94 %
* MnO	<0,01 %	0,10 %	<0,01 %	0,33 %	0,03 %
* P2O5	0,08 %	0,05 %	0,28 %	0,11 %	0,27 %
* PAF	4,38 %	14,6 %	0,22 %	17,9 %	9,30 %
* Ba	578 ppm	549 ppm	17 ppm	888 ppm	281 ppm
* Be	3 ppm	1 ppm	<1 ppm	1 ppm	6 ppm
* Cd	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Ce	41 ppm	39 ppm	<3 ppm	39 ppm	95 ppm
* Co	13 ppm	12 ppm	<2 ppm	5 ppm	57 ppm
* Cu	21 ppm	16 ppm	<1 ppm	23 ppm	23 ppm
* Dy	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
* Eu	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	2 ppm
* La	15 ppm	14 ppm	<2 ppm	6 ppm	40 ppm
* Li	80 ppm	27 ppm	<1 ppm	32 ppm	12 ppm
* Mo	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm
* Nd	45 ppm	45 ppm	<25 ppm	45 ppm	95 ppm
* Ni	29 ppm	32 ppm	<1 ppm	23 ppm	64 ppm
* Pb	28 ppm	13 ppm	<12 ppm	<12 ppm	49 ppm
* Pr	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Sc	12 ppm	11 ppm	<1 ppm	11 ppm	30 ppm
* Sm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* V	79 ppm	72 ppm	<2 ppm	41 ppm	193 ppm
* Zn	59 ppm	60 ppm	9 ppm	55 ppm	56 ppm
* Ag	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm
* Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb

\*\*\*\*\* Page 3 de 3 \*\*\*\*\*

\*\*\*\*\* RESULTAT \*\*\*\*\*

DESIGN:	#01127-86 Géol.	#01128-86 Géol.	#01129-86 Géol.	#01130-86 Géol.	#01131-86 Géol.
NO.LAB:	86 010786	86 010787	86 010788	86 010789	86 010790
* SiO2	65,7 %	59,6 %	60,9 %	73,4 %	58,0 %
* Al2O3	13,4 %	19,5 %	20,6 %	10,0 %	14,8 %
* Fe2O3t	5,02 %	8,44 %	7,67 %	5,09 %	6,75 %
* MgO	1,87 %	1,15 %	1,40 %	0,23 %	3,67 %
* CaO	0,04 %	0,02 %	0,04 %	0,95 %	1,01 %
* Na2O	1,61 %	0,98 %	1,08 %	5,28 %	1,27 %
* K2O	4,24 %	3,59 %	3,55 %	0,24 %	5,59 %
* TiO2	0,70 %	0,94 %	1,00 %	0,29 %	0,62 %
* MnO	<0,01 %	<0,01 %	<0,01 %	0,15 %	0,05 %
* P2O5	0,08 %	0,11 %	0,11 %	0,03 %	0,16 %
* PAF	5,36 %	4,48 %	3,82 %	2,86 %	5,46 %
* Ba	229 ppm	757 ppm	767 ppm	104 ppm	884 ppm
* Be	2 ppm	3 ppm	3 ppm	<1 ppm	2 ppm
* Cd	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Ce	63 ppm	82 ppm	108 ppm	42 ppm	49 ppm
* Co	10 ppm	15 ppm	21 ppm	20 ppm	19 ppm
* Cu	27 ppm	32 ppm	35 ppm	33 ppm	40 ppm
* Dy	3 ppm	2 ppm	3 ppm	1 ppm	3 ppm
* Eu	2 ppm	2 ppm	2 ppm	<1 ppm	2 ppm
* La	19 ppm	31 ppm	43 ppm	6 ppm	13 ppm
* Li	42 ppm	82 ppm	74 ppm	12 ppm	64 ppm
* Mo	18 ppm	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm	<4 ppm
* Nd	<25 ppm	35 ppm	45 ppm	<25 ppm	<25 ppm
* Ni	50 ppm	42 ppm	42 ppm	26 ppm	67 ppm
* Pb	27 ppm	21 ppm	35 ppm	34 ppm	17 ppm
* Pr	<2 ppm	<2 ppm	5 ppm	<2 ppm	<2 ppm
* Sc	14 ppm	19 ppm	20 ppm	6 ppm	12 ppm
* Sm	4 ppm	5 ppm	10 ppm	<2 ppm	6 ppm
* V	232 ppm	92 ppm	95 ppm	18 ppm	114 ppm
* Zn	45 ppm	83 ppm	107 ppm	19 ppm	187 ppm
* Ag	0,7 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm
* Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb

\*\*\*\*\* Page 1 de 2 \*\*\*\*\*

\*\*\*\*\* RESULTAT \*\*\*\*\*

	Géol. 401132-86		Géol. 401133-86		Géol. 401134-86		Géol. 401135-86	
	NO.LAB: 86 010791		86 010792		86 010793		86 010794	
* SiO2	20,3 %		65,7 %		68,7 %		41,7 %	
* Al2O3	1,04 %		7,70 %		7,20 %		7,51 %	
* Fe2O3t	2,58 %		10,7 %		9,45 %		20,8 %	
* MgO	1,11 %		0,79 %		0,58 %		0,92 %	
* CaO	40,9 %		<0,02 %		<0,02 %		<0,02 %	
* Na2O	0,45 %		0,29 %		0,90 %		0,83 %	
* K2O	0,06 %		1,84 %		1,39 %		2,06 %	
* TiO2	0,03 %		0,32 %		0,31 %		0,33 %	
* MnO	0,01 %		<0,01 %		<0,01 %		<0,01 %	
* F2O5	0,08 %		<0,01 %		<0,01 %		0,02 %	
* PAF	27,8 %		10,9 %		10,1 %		16,3 %	
* Ba	149 ppm		69 ppm		87 ppm		85 ppm	
* Be	<1 ppm		3 ppm		3 ppm		2 ppm	
* Cd	<2 ppm		2 ppm		<2 ppm		<2 ppm	
* Ce	<3 ppm		25 ppm		19 ppm		31 ppm	
* Co	<2 ppm		27 ppm		18 ppm		104 ppm	
* Cu	11 ppm		11 ppm		9 ppm		79 ppm	
* Dy	4 ppm		3 ppm		3 ppm		4 ppm	
* Eu	<1 ppm		2 ppm		1 ppm		3 ppm	
* La	<2 ppm		<2 ppm		<2 ppm		3 ppm	
* Li	1 ppm		13 ppm		11 ppm		19 ppm	
* Mo	5 ppm		34 ppm		41 ppm		<4 ppm	
* Nd	<25 ppm		<25 ppm		<25 ppm		<25 ppm	
* Ni	17 ppm		220 ppm		171 ppm		252 ppm	
* Pb	<12 ppm		<12 ppm		23 ppm		65 ppm	
* Pr	<2 ppm		7 ppm		4 ppm		10 ppm	
* Sc	2 ppm		10 ppm		9 ppm		9 ppm	
* Sm	8 ppm		8 ppm		6 ppm		<2 ppm	
* V	12 ppm		157 ppm		186 ppm		56 ppm	
* Zn	30 ppm		114 ppm		27 ppm		35 ppm	
* Ag	<0,5 ppb		<0,5 ppb		0,5 ppb		0,5 ppb	
* Au	<15 ppb		<15 ppb		77 ppb		67 ppb	

\*\*\*\*\* Page 2 de 2 \*\*\*\*\*

11 0 2 84  
 1801 81 5VA  
 BUREAU DE RECHERCHE  
 GÉOLOGIQUE