

MB 90-44

GEOLOGIE DE LA REGION DE SUTTON, SECTEUR DES MONTS PINACLE ET SUTTON - 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 



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

Géologie de la région de Sutton, secteur des monts Pinacle et Sutton

- Rapport intérimaire -

Maurice Colpron
William Dowling

Stéphane Faure



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

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.

MB 90-44

1991

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	v
INTRODUCTION	1
Localisation	1
Population et Accès	1
Travaux Antérieurs	2
Méthodes	4
Remerciements	5
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	6
STRATIGRAPHIE	8
GROUPE DE OAK HILL	9
Formation de Tibbit Hill (TBH)	10
Distribution	10
Descriptions	11
Schiste massif à chlorite-épidote-albite	11
Schiste amygdaloïde	13
Schiste laminé à albite-chlorite-muscovite	13
Phyllade	14
Épaisseur	15
Age	16
Formation de Pinnacle (PIN)	16
Distribution	17
Descriptions	18
Membre de Call Mill (CM)	18
Membre inférieur de la Formation de Pinnacle (PINi)	20
Membre supérieur de la Formation de Pinnacle (PINs)	24
Épaisseurs	27
Formation de White Brook (WHB)	27
Distribution	28
Description	28
Contacts	30
Épaisseurs	30
Formation de West Sutton (WES)	30
Distribution	31
Description	31
Contacts	33
Épaisseur	33
Formation de Frelighsburg	33
Distribution	34
Descriptions	34
Membre de Selby (FRES)	34
COMPLEXE DE MANSVILLE	35
Roches Vertes (MN1)	37

Description	38
Contact	38
Phyllade à muscovite-chlorite (MN2a)	38
Description	38
Contacts et épaisseur	39
Wacke gris foncé (MN2)	39
Description	39
Marbre dolomitique (MN3)	40
Description	40
Contacts	41
Phyllade à muscovite-chlorite-albite (MN4)	41
Description	41
Contacts	42
Métawacke et schiste quartzifère (MN5)	42
Descriptions	42
Schiste Laminé (MN7)	44
Description	44
Contacts	45
Phyllade Graphitique (MN8)	45
Description	46
SUITE MÉTAMORPHIQUE DE SUTTON	47
Unité de Roches Vertes (SS1)	48
Descriptions	49
Contacts	50
Métavolcaniclastites ? (SS1a)	50
Descriptions	50
Schistes et "gneiss" à albite (SS2)	51
Description	51
Schiste à quartz-albite (SS4)	52
Description	52
Schiste laminé (SS5)	53
Description	53
Schiste à muscovite-quartz-graphite (SS6)	53
Description	54
Serpentinite (SS7)	54
GÉOLOGIE STRUCTURALE	56
DOMAINES STRUCTURAUX	56
ÉLÉMENTS STRUCTURAUX	57
Stratification (S_0)	58
Schistosité S_1	58
Clivage de crénelure S_2	59
Clivage de crénelure et bande de cisaillement $S_{2,5}$	61
Clivage Tardif S_3	61
Clivages et Kinks Conjugués S_4	62
Linéations Minérales (L_M)	63
Linéations d'intersection	63
PLIS	64
Plis P_1	64

Plis P ₂	65
Plis P ₃	66
FAILLES	66
Failles Précoces	66
Failles Syn-Métamorphiques	67
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	69
RÉFÉRENCES	71

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation géographique de la région de Sutton

Figure 2: Localisation géologique de la région de Sutton

Figure 3: Lithostratigraphie du Groupe de Oak Hill.

Figure 4: Lithostratigraphie de la partie inférieure du Groupe de Oak Hill

Figure 5: Carte des domaines structuraux

Figure 6: Stéréogrammes des pôles de la stratification S_0

Figure 7: Stéréogrammes des pôles de la schistosité S_1

Figure 8: Stéréogrammes des pôles du clivage régional S_2

Figure 9: Stéréogrammes des pôles du clivage local $S_{2.5}$ et des linéations associées.

Figure 10: Stéréogrammes des pôles du clivage tardif S_3

Figure 11: Stéréogrammes des pôles de kinks S_4

Figure 12: Stéréogrammes des linéations L_1

Figure 13: Stéréogrammes des linéations L_2

Figure 14: Stéréogrammes des linéations L_3

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Corrélations stratigraphiques pour le Groupe de Oak Hill.

Tableau 2: Corrélations des éléments structuraux

INTRODUCTION

Le présent rapport fait suite à une série de relevés géologiques effectués par les auteurs entre les étés 1986 et 1989. Nos travaux dans la région de Sutton furent initiés par W.M. Dowling en 1986, alors qu'il étudiait les environnements de sédimentation pour la partie inférieure du Groupe de Oak Hill. Son étude constitue le sujet d'une thèse de maîtrise déposée à l'Université du Vermont (Dowling, 1988). A la même époque, M. Colpron travaillait sur les relations stratigraphiques et structurales au sein de la zone de Humber dans la région adjacente du Lac Brome (Colpron, 1990; Colpron, sous presse). C'est suite à ces travaux que M. Colpron et S. Faure ont entrepris de compléter la cartographie de la région de Sutton au cours de la deuxième moitié de l'été 1988, et de la saison suivante de 1989, pour le compte du Service géologique de Québec (Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec).

Ce rapport constitue donc une compilation des travaux effectués par les trois auteurs. Bien qu'essentiellement rédigé par M. Colpron, le texte comprend aussi des emprunts à la thèse de W.M. Dowling (1988). Finalement, ce rapport se veut un complément du rapport géologique de la région du Lac Brome (Colpron, sous presse).

Localisation

La région investiguée correspond à plus des 2/3 du feuillet topographique 31H-2-200-0102 (SNRC 1:20 000), région de Sutton. Elle se situe à quelques 115 km au sud-est de Montréal et à 70 km à l'ouest de Sherbrooke (figure 1). La région à l'étude est délimitée, au sud, par la frontière Canada - États-Unis et, au nord, par la latitude 45°07'30". Ses limites est et ouest correspondent, respectivement, aux longitudes 72°30' et 72°45'. La région décrite dans ce rapport couvre une superficie d'environ 200 km².

Population et Accès

La région de Sutton est facilement accessible de l'autoroute des Cantons de l'Est par la route 139. Cette dernière route constitue la principale artère de la région, reliant les villages de Sutton et d'Abercorn.

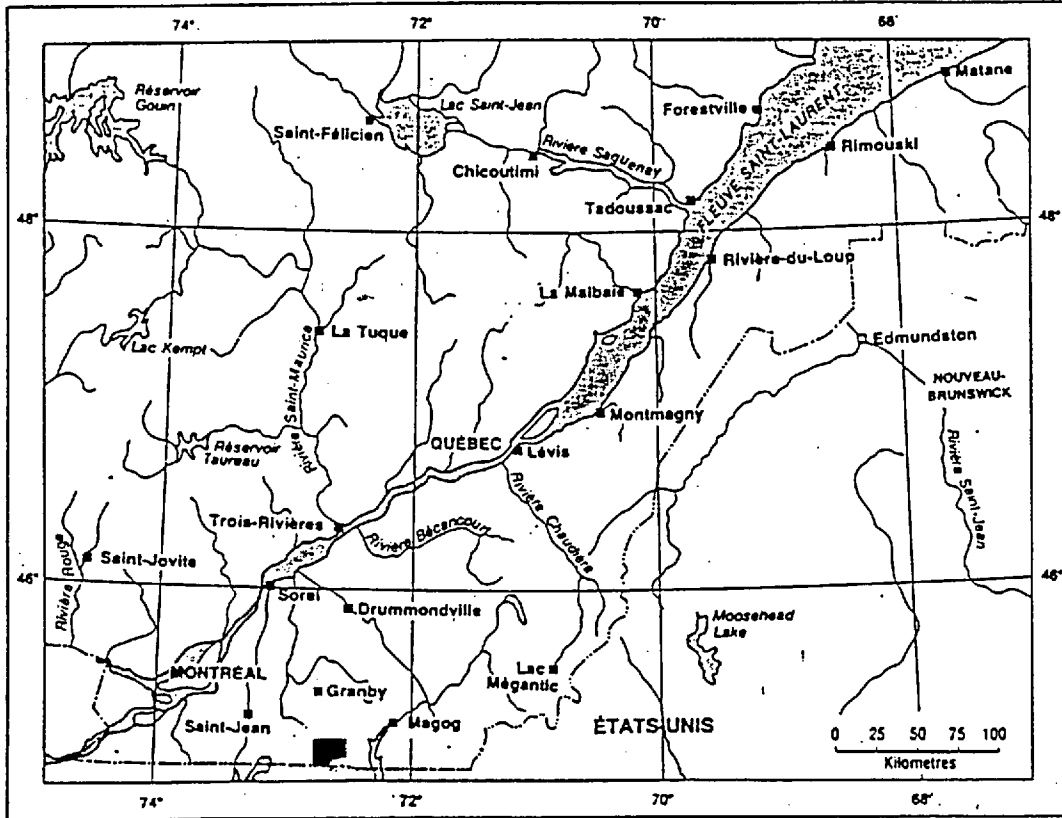


Figure 1: Localisation géographique de la région de Sutton

L'activité économique y est diversifiée, bien qu'essentiellement axée sur le tourisme, l'élevage de bovins et l'industrie laitière. L'économie de la ville de Sutton elle-même gravite autour du centre de ski du Mont Sutton. Bon nombre des propriétés de la région sont des résidences secondaires.

Dans sa portion ouest, de nombreuses routes et chemins gravelés facilitent l'accès sur tout le territoire. Dans le secteur est de la région, l'accès est limité aux sentiers de randonnée, aux ruisseaux, et aux installations de ski.

Travaux Antérieurs

L'investigation géologique des Cantons de l'Est fut initiée au siècle dernier par les travaux de W.E. Logan (1849), A.R.C. Selwyn (1879, 1883) et R.W. Ells (1897). Selwyn (1883) fut le premier à reconnaître la nature antiforme des Monts Sutton. C'est avec les travaux de T.H. Clark (1931, 1934, et 1936), qui a établi la stratigraphie du Groupe de Oak Hill, que l'intérêt pour la région de Sutton a cependant pris son essor. Clark (1934) introduisait aussi les nomenclature de Schistes de Sutton, pour les roches exposées dans les Monts Sutton, et de Phase Mansville, pour celles occupant la vallée de Sutton. Il demeura cependant très vague quant à leurs relations stratigraphiques. Plusieurs auteurs ont cependant proposés que les Schistes de Sutton soient en partie corrélés avec le Groupe de Oak Hill (Clark, 1934; Cady, 1960; Rickard, 1965; et Clark et Eakins, 1968).

Rickard (carte non publié, 1961) discriminait certaines unités lithologiques et proposait, par la même occasion, une nomenclature stratigraphique pour les Schistes de Sutton (Rickard, cité dans Roth, 1965). Pour sa part, De Römer (1960) a défini deux grandes unités dans la région d'Eastman et les a regroupées sous le nom de Groupe de Bonsecours. Cette nomenclature fut par la suite retenue par Osberg (1965, 1969), Clark et Eakins (1968), et Lamothe (1981a, 1981b).

Eakins (1964) a révisé les travaux de Clark et publié une carte de compilation à l'échelle de 1:63,360, couvrant le feuillet topographique 31H/02. Nombre des observations faite par P.R. Eakins dans la région de Sutton furent incorporée au rapport géologique couvrant la région de Shefford (Cooke

et al., 1962), au nord immédiat de la région du Lac Brome.

Rickard (1964) a fourni des indications sur la minéralogie des concentrations de minéraux lourds rencontrées dans le secteur de Sutton.

Osberg (1965, 1969), Rickard (1965), et Clark et Eakins (1968) ont apportés des précisions sur les relations structurales de la région. Plus particulièrement, Rickard (1965) a publié des âges radiométriques suggérant que l'ensemble de la déformation régionale est associée à l'orogénèse Taconique. Pour sa part, Osberg (1965) a produit une série de coupes structurales de l'anticlinorium des Monts Sutton. L'analyse structurale de Roth (1965) illustre l'interférence de plusieurs phases de déformation dans les Monts Sutton.

St-Julien et Hubert (1975) ont publiés une première synthèse géologique des Appalaches québécoises. Dans leur ouvrage ils proposaient que les roches exposées sur les flancs de l'anticlinorium des Monts Sutton constituent les séquences sédimentaires accumulées le long d'une marge passive d'âge Cambrien à Ordovicien inférieur. Ils proposaient aussi que ces roches reposent sur une croûte sialique. Leur modèle tectonique implique une subduction vers le nord-ouest (de façon à expliquer la vergence sud-est des structures des Monts Sutton/Notre-Dame) et une collision continent/îles-en-arc durant l'orogénèse Taconique.

Les travaux de Jean-Marc Charbonneau (1980), immédiatement à l'ouest de notre région, ont apportés des améliorations notables à la stratigraphie des Groupes de Oak Hill et de Stanbridge. Charbonneau présente aussi une analyse structurale détaillée pour la Nappe de Stanbridge.

Les travaux de Lamothe (1979, 1981a, et 1981b), directement à l'est de notre région, permettent de discriminer plusieurs unités cartographiques et d'illustrer le style structural inhérent aux Monts Sutton.

Slivitzky et St-Julien (1987) ont publiés une compilation géologique de l'Estrie et de la Beauce. Sur leur carte, d'important problèmes de corrélation stratigraphique sont soulevés à l'intérieur de l'anticlinorium des Monts Sutton.

Dowling (1988) a complété une étude sédimentologique détaillée de la partie inférieure du Groupe de Oak Hill. Ses conclusions permettent de mieux caractériser la paléogéographie de cette portion du Oak Hill et apportent des raffinements à la stratigraphie de la Formation de Pinnacle.

Marquis (1989) produit une carte à l'échelle de 1:20,000 de la région de Richmond, à la terminaison périclinale de l'anticlinorium des Monts Sutton.

Colpron (1990; et sous presse) complète une étude stratigraphique et structurale de la zone de Humber dans la région du Lac Brome. Ses conclusions présentent deux modèles intégrant l'évolution du rift au Cambrien inférieur et la déformation Taconique des Monts Sutton.

Méthodes

La région étant essentiellement boisée, des cheminements à la boussole et au compte-pas, espacés au 300 m, furent déterminés de façon à couvrir systématiquement le territoire. Cette maille fut resserrée dans le secteur est de la carte afin de tenir compte de la complexité structurale et lithologique des Schistes de Sutton. Les routes, de même que sentiers et ruisseaux repérables, furent aussi suivis.

Les affleurements ont été reportés sur les photos aériennes de 1985, à l'échelle de 1:15 000. Dans les régions densément boisées, le fond topographique fut superposé à la photo aérienne afin de préciser notre localisation. Dans les secteurs à forte dénivellation, la cartographie fut menée à l'aide d'un fond topographique (1:5000, 1:10 000, ou 1:15 000) et d'un altimètre. Dans ces secteurs, les traverses de base furent établies selon le réseau hydrographique. Par la suite, les affleurements, donnés structurales, caractéristiques lithologiques et contacts géologiques ont été reportés sur fond topographique à la même échelle.

Des échantillons des diverses lithologies de la région furent choisis pour la préparation de lames minces et leur examen pétrographique. Chaque lame mince a fait l'objet d'une analyse modale basée sur une estimation visuelle des constituants. Des lames minces furent aussi préparées à partir d'échantillons orientés afin de déterminer les relations structurales et métamorphiques, plus

particulièrement à proximité des zones de faille.

Des échantillons furent aussi choisis pour des fins d'analyses géochimiques. Les analyses furent effectuées sur des échantillons de roches métavolcaniques ont pour but d'en caractériser les affinités pétrogénétiques. Les autres analyses ont été effectuées sur l'ensembles des lithologies de la région. Nombres de ces analyses avaient pour but spécifique d'évaluer le potentiel économique des roches de la région de Sutton.

Finalement, l'analyse structurale de la région fut complétée avec l'aide du programme ROCKWARE/STEREO à l'Université du Vermont.

Remerciements

Nous tenons à remercier Venetia Bodycomb et Josée Marcil (1988), de même que Carol Rathé et Stéphane Dufour (1989) pour leur assistance sur le terrain. Nous avons aussi bénéficié des visites de Jacques Béland, Joël Brun, Rolfe Stanley, Barry Doolan, Robert Marquis, Hugh Rose, Éric Brodeur, Jamie Bourne, Marian Warren, et "Jen".

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La région de Sutton fait partie de la province géologique des Appalaches. Elle se situe dans le domaine interne de l'orogène Taconique, tels que définis par St-Julien et Hubert (1975), et constitue le cœur de la zone de Humber ("domaine cratonique") de Williams (1978).

La géométrie de la ceinture appalachienne est marquée par une succession de ré-entrants et de promontoires (Rankin, 1976; Thomas, 1977; et Williams, 1978) contrôlant la répartition des lithofaciès et le style structural. Notre région d'étude se situe à proximité du point d'inflexion du ré-entrant du Québec (figure 2).

En Estrie, la zone de Humber est dominée par la structure anticlinoriale des Monts Sutton. La région de Sutton en occupe le flanc ouest. A l'ouest de la trace axial des Monts Sutton (antiforme de St-Étienne), une structure anticlinale de deuxième ordre (anticlinal du Mont Pinnacle) expose les roches les plus anciennes reconnues dans cette portion des Appalaches du sud du Québec (Groupe de Oak Hill). Ces roches, lorsque tracées au sud jusque dans le centre de l'état du Vermont, sont observées en relation de discordance angulaire avec un socle Protérozoïque de type grenvillien (figure 2). Cet assemblage volcano-sédimentaire est interprété comme les vestiges des séquences de roches accumulées lors du "rifting" de l'océan Iapetus et du développement subséquent de la marge passive du craton Laurentien, entre le Cambrien inférieur et l'Ordovicien inférieur.

A l'ouest, les roches du Groupe de Stanbridge font parties des nappes du domaine externe (St-Julien et Hubert, 1975). Cet assemblage d'ardoises, de calcaires, et de conglomérats calcaires, relativement peu déformé et métamorphisé, représente la base de l'empilement structural des allochthones du domaine externe (St-Julien et Hubert, 1975).

Vers l'est, les roches exposées au cœur des Monts Sutton (Suite de Sutton) sont séparées du Groupe de Oak Hill par un couloir de déformation intense (Complexe de Mansville). La Suite de Sutton est elle-même juxtaposée, à l'est de l'antiforme de St-Étienne, aux roches de la Formation

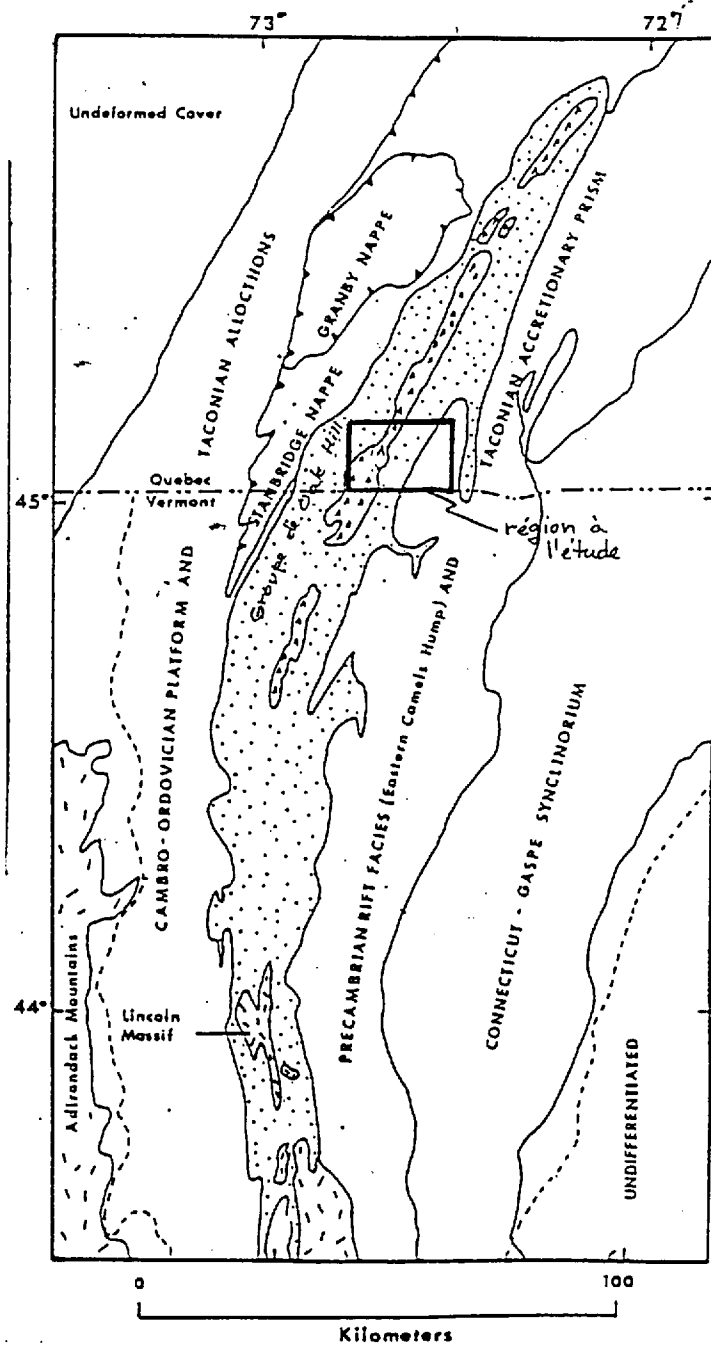


Figure 2: Localisation géologique de la région de Sutton.
Tiré de Dowling (1988).

d'Ottawaquechee (Lamothe, 1979, 1981a, et 1981b) et du Groupe de Caldwell (Slivitzky et St-Julien, 1987) qui, avec les roches du Complexe ophiolitique, définissent la "zone de Baie Verte-Brompton" (Williams et St-Julien, 1982), limitant les zones de Humber (domaine continental) et de Dunnage (domaine océanique; Williams, 1978; Williams et St-Julien, 1982).

En Estrie, les Appalaches sont recoupées par des plutons d'âge Crétacé inférieur appartenant à la province ignée des collines montérégiennes.

STRATIGRAPHIE

La région est subdivisée en trois domaines lithotectoniques, respectivement définis, d'ouest en est, par le Groupe de Oak Hill, le Complexe de Mansville, et la Suite métamorphique de Sutton. Tous ces domaines se retrouvent à l'ouest de l'axe anticlinorial des Monts Sutton.

Seule la moitié inférieure de la stratigraphie du **Groupe de Oak Hill** (Tibbit Hill à Frelighsburg, Mb. de Selby) est exposée dans la région de Sutton. L'ensemble du Groupe de Oak Hill est d'âge Cambrien inférieur à Ordovicien inférieur (?). Bien que modérément métamorphisées, les roches du Oak Hill ont préservé la majorité de leurs caractéristiques primaires. Le contact entre la Nappe de Oak Hill et le Complexe de Mansville est défini par la Faille de Brome (Clark, 1934).

La nomenclature de **Complexe de Mansville** fut introduite par Colpron (1990, et sous presse) pour désigner la séquence de roches exposée dans la vallée de Sutton. Dans la région du Lac Brome, Colpron (1990) reconnaît plusieurs assemblages stratigraphiques limités à des "écaillés" bordés par des failles. Les roches du Complexe de Mansville sont légèrement plus métamorphisées que celles du Groupe de Oak Hill. Le contact entre le Complexe de Mansville et la Suite métamorphique de Sutton est défini par la Faille de Sutton (Colpron, 1990).

La nomenclature de **Suite métamorphique de Sutton** (Marquis, 1989) fut introduite dans le but de redéfinir le terme de Schistes de Sutton (Clark, 1934; Eakins, 1964). Cette nouvelle nomenclature a pour effet d'augmenter le rang lithodémique de l'unité définie précédemment. Le présent rapport, tout comme les travaux de Rickard (carte non publiée, 1961), Lamothe (1979, 1981a, et 1981b), et Marquis (1989), indique la présence de plusieurs unités cartographiables au sein de la Suite de Sutton. La Suite de Sutton affleure sur le flanc ouest de l'antiforme de St-Étienne. Les roches de la Suite de Sutton ont été assujetties à une tectonique polyphasée complexe, résultant en l'oblitération quasi-totale de leurs structures primaires.

Des dykes de diabase, probablement d'âge Mésozoïque, ont été observés à quelques localités dans la région de Sutton (voir carte géologique).

GROUPE DE OAK HILL

Clark (1931, 1934, et 1936) a décrit 11 unités lithologiques qu'il regroupe sous le nom de "Oak Hill Series", nomenclature issue d'une petite colline situées dans la partie ouest de la région du Lac Brome, au sud-est de Cowansville. Eakins (1964) a élevé au rang de **groupe** le nom de Oak Hill. Il a aussi utilisé le terme de **formation** pour chacune des unités constituant le Groupe de Oak Hill. Charbonneau (1980) a, pour sa part, raffiné la stratigraphie du Groupe de Oak Hill en y introduisant une nouvelle formation (la Formation de Frelighsburg), en rétablissant la Formation de Cheshire, et en reléguant au rang de membre la Formation de Call Mill de Eakins (1964). Ces modifications ont réduit à 8 le nombre de formations incluses dans le Groupe de Oak Hill.

Les roches du Groupe de Oak Hill (et unités corrélatives) occupent une ceinture de 15 à 25 km de large, s'étendant de Lincoln, Vermont, jusqu'aux environs de Danville, Québec (tableau 1). Au Vermont, ces lithologies sont en partie incluses dans le Groupe de Camel's Hump (Doll et al., 1961). Dans le centre de l'état, elles reposent en discordance sur un socle précambrien de type grenvillien (Tauvers, 1982; DelloRusso et Stanley, 1986; Warren, 1990).

Dans la région de Sutton, seule la partie inférieure du Groupe de Oak Hill est exposée. Par conséquent, seule les cinq (5) formations basales du Groupe de Oak Hill seront décrites dans ce rapport. La nomenclature stratigraphique en usage dans ce rapport est celle adoptée par Charbonneau (1980) et Colpron (1990; fig. 3). De plus deux nouveaux membres sont décrits au sein de la Formation de Pinnacle. Cette stratigraphie plus détaillée de la Formation de Pinnacle suit l'usage introduit par Dowling (1988; fig. 4).

Tableau 1: Corrélations stratigraphiques pour le Groupe de Oak Hill.

		V E R M O N T			Q U É B E C			
		Lincoln/ Middlebury Tauvers(1982) Mehrtens(1985) Doll et al.(1961)	Burlington/Milton Dorsey et al.(1983) Mehrtens et al.(1987)	Fairfax/ Enosburg Falls Dennis(1964) Doolan(1987) Booth(1950)	Sutton/ Lac Brome Charbonneau(1980) Dowling(1988) Colpron (this study)	Knowlton/ Richmond Osberg(1965) Cooke et al.(1962)	Richmond Marquis(1989)	
M.O.							Melbourne	
L.O.	Cutting Shelburne	Cutting Shelburne	Rockledge	Skeels Corners/ Sweetsburg	Group Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	
U.C.	Clarendon Springs Danby	Clarendon Springs Danby	Skeels Corners Rugg Brook	Rugg Brook				
M.C.	Winooski Monkton	Winooski Monkton	Parker	Parker				Scottsmore
Lower Cambrian	Dunham	Dunham	Dunham	Dunham				Dunham
	massive Cheshire argillaceous	Cheshire	Cheshire	Cheshire	Cheshire	Gilman	lower Dunham	
	Fairfield Pond Pinnacle	Fairfield Pond	Fairfield Pond	Fairfield Pond	Frelighsburg Selby Mb.	Bonsecours	lower Gilman	
	Forestdale	White Brook Pinnacle	White Brook Pinnacle	WHB Pinnacle	West Sutton White Brook	WHB Pinnacle	WHB Pinnacle	
	Pinnacle	Tibbit Hill	Tibbit Hill	WHB Pinnacle	Call Mill Tibbit Hill	Call Mill Tibbit Hill	Call Mill Tibbit Hill	
PC	Mt.Holly Complex	?	?	?	?	?	?	

26

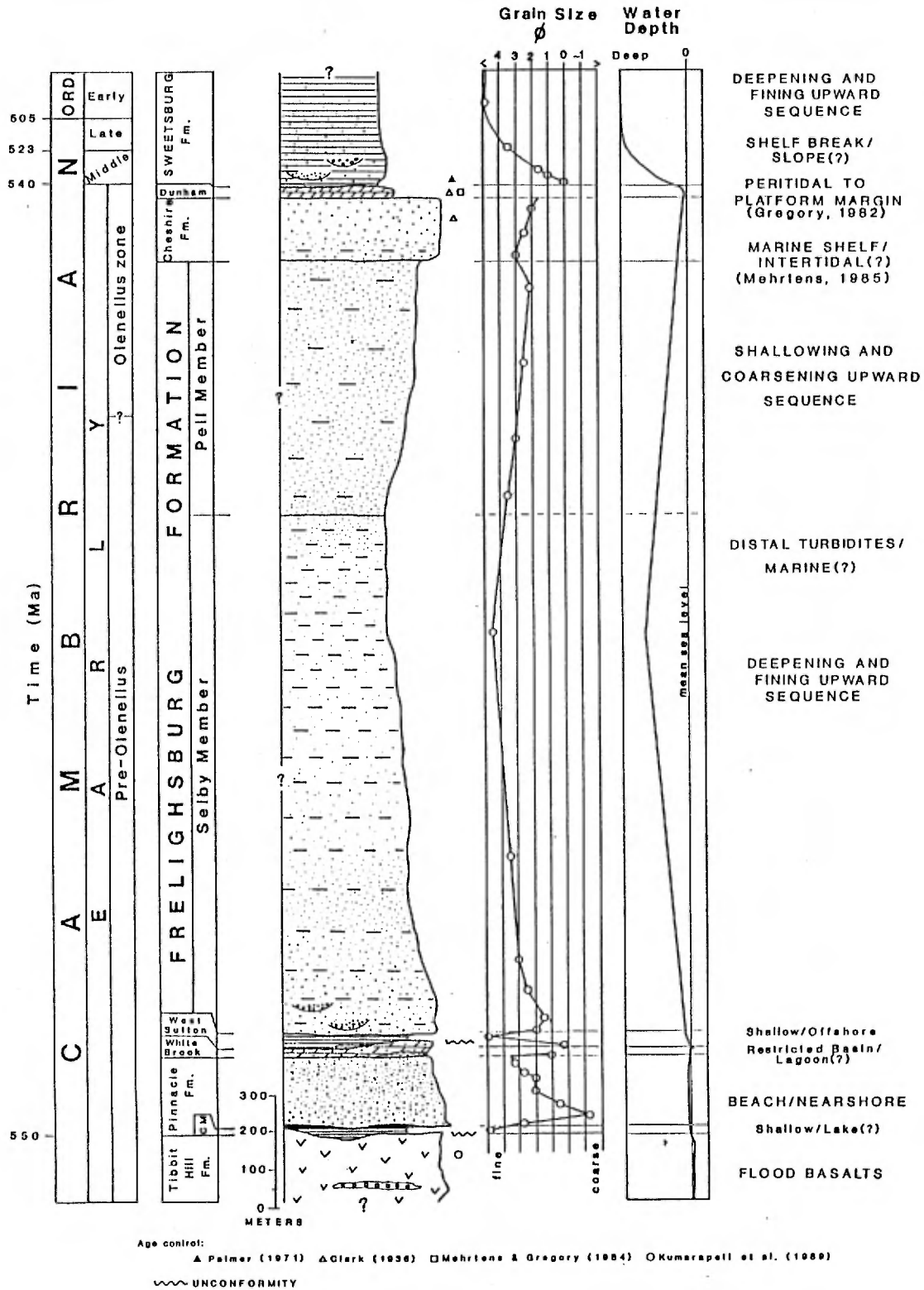


Figure 3: Lithostratigraphie du Groupe de Oak Hill.

(d'après Colpron, 1990).

Formation de Tibbit Hill (TBH)¹

La Formation de Tibbit Hill fut nommée par Clark en 1934. Sa localité type est située sur la colline Tibbit, près de Knowlton, au sud-ouest du Lac Brome (Clark, 1936, p.137; Colpron, sous presse). Au Québec, les roches de la Formation de Tibbit Hill constituent la base connue du Groupe de Oak Hill (fig. 3).

La Formation de Tibbit Hill, telle que cartographiée dans la région de Sutton, comprend 5 types lithologiques. Ceux-ci ne sont pas formellement définis car ils ne sont pas cartographiables à l'échelle de 1:20 000. Le Tibbit Hill occupe une ceinture d'un maximum de 4.7 km de large dans la partie ouest de la région de Sutton. Cette ceinture s'amincit à moins de 700 m dans la portion nord de notre carte.

Distribution

Le Tibbit Hill est exposé dans une bande continue à partir d'Enosburg Falls, Vermont, jusque dans la région de Danville, Québec (Doll et al., 1961; Dennis, 1964; Eakins, 1964; Osberg, 1965; Globensky, 1978; Marquis, 1989; et Slivitzky et St-Julien, 1987). Il réapparaît à proximité de Thetford Mines, dans les Monts Notre-Dame (Charbonneau, 1981; Slivitzky et St-Julien, 1987).

Au Vermont, au sud d'Enosburg Falls, le Tibbit Hill est interstratifié avec les métasédiments de la Formation de Pinnacle; il y est d'ailleurs défini comme un membre du Pinnacle (Doll et al., 1961; Dennis, 1964; et Doolan, 1987). Le Tibbit Hill tend progressivement à disparaître vers le sud (Doll et al., 1961; Tauvers, 1982).

A l'échelle des Appalaches, la Formation de Tibbit Hill peut être corrélée avec les Formations de Lighthouse Cove, à Terre-Neuve, et de Catoclin, en Virginie.

¹ la symbolique correspond à celle utilisée sur la carte.

Descriptions

Schiste massif à chlorite-épidote-albite

La Formation de Tibbit Hill est en majeure partie constituée d'un schiste massif à chlorite-épidote-albite vert moyen à foncé, vert-brunâtre en surface altérée. La roche est généralement à grains fins à moyen. La foliation est habituellement peu développée. Lorsque la foliation est bien développée, la roche est généralement moins riche en épidote. L'hématite (variété spéculaireite) est presque toujours présente et constitue parfois jusqu'à 5% d'un échantillon. Elle est fréquemment automorphe (cristaux de 1-5 mm).

En surface fraîche, les variations dans les teintes de vert (ou, variations du rapport chlorite/épidote) confèrent une apparence mouchetée à la roche. Les surfaces altérées montrent souvent une texture "en écaille de poisson".

Les surfaces d'affleurement présentent souvent un arrangement losangique défini par des crêtes de 1 cm composées d'épidote et de quartz. Localement, cet arrangement suggère des bordures figées de structures coussinées. Un autre type de structure fréquemment observée à l'affleurement est un aspect laminé correspondant à l'altération différentielle d'horizons de composition différente. Cette succession de crêtes et de sillons (1-2 cm de large), qui fut décrite par Clark (1936, p.138) comme des laminations d'écoulement ("flow lines"), est généralement parallèle à la schistosité ancienne (S_1) et définit clairement les structures de deuxième phase. Ce caractère de la Formation de Tibbit Hill est particulièrement bien représenté au sud du chemin Mudgett, à environ 100 m de son intersection avec le chemin Alderbrook, à West Sutton.

Des boules d'épidote (ou épidosite) sont communément observées dans le schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. Elles atteignent des diamètres de 10 à 40 cm. Pintson et al. (1985) suggèrent qu'elles résultent de la reconcentration métamorphique de l'épidote. Nous appuyons cette hypothèse; nous croyons de plus que cette remobilisation se serait opérée à la faveur de pièges pré-existants, tel que des interstices de coussins ou des brèches de coulées. L'association commune entre les épidosites et les "structures coussinées" mentionnées plus haut supporte cette hypothèse.

En lame mince, la composition du schiste massif de la Formation de Tibbit Hill est dominée par la chlorite, l'épidote et le plagioclase. La chlorite est généralement à grains fins et ferrifère. Elle définit la foliation dominante (S_2). L'épidote se retrouve en agrégats "sub-arrondis" et contient souvent des inclusions ferrifères. Les plagioclases (albite ?) constituent la matrice et sont à grains très fins. Quelques grains plus grossiers (1-2 mm) sont maclés. Ils sont habituellement frais; cependant, quelques échantillons contiennent des feldspaths saussuritisés (séricite + épidote). Ces derniers semblent être les reliques de phénocristaux de plagioclases. L'abondance d'épidote (pistachite) associée à ces "phénocristaux" suggèrent qu'ils étaient à l'origine plus riche en Ca que leur composition actuelle.

Les amphiboles sont rarement observées dans le schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. Quand elles sont observées, il s'agit de fines actinotes prismatiques alignées dans la foliation régionale (S_2). L'actinote représente généralement moins de 5% d'un échantillon.

Tous les échantillons observés contiennent au moins une phase opaque. Dans la plupart des cas, elle fut déterminée sur le terrain comme étant l'hématite spéculaire. En lame mince on observe deux épisodes de croissance de l'hématite. L'épisode tardif consiste en de larges cristaux (0.5-1 cm) automorphes d'hématite spéculaire. Ces derniers ont une orientation aléatoire et sont postérieurs au développement de la foliation dominante (S_2). Un épisode de croissance antérieur est représenté par de l'hématite xénomorphe décorant le plan de foliation S_2 . Cette dernière est souvent accompagnée d'une phase titanifère (sphène ou rutile). Dans certains cas, les minéraux opaques peuvent représenter plus de 10% d'un échantillon.

Le sphène est le minéral de titane le plus communément observé. Il est subautomorphe et à grains fins. Les cristaux sont souvent diffus, indiquant une altération partielle en leucoxène. Le rutile est moins commun. Il se présente sous forme de fine aiguilles automorphes. Dans quelques échantillons, le sphène et le rutile coexistent.

Schiste amygdaloïde

Un schiste amygdaloïde à albite-actinote-épidote, de couleur gris-violacé à gris-vert et d'altération gris-verdâtre, est intimement associé au schiste massif. Les amygdales, d'un diamètre moyen de 1 cm, comprennent de l'épidote, de l'actinote, de la chlorite, de l'albite et, localement, du quartz et de la calcite. Elles présentent fréquemment une zonation concentrique de ces minéraux: l'épidote, l'actinote, et l'albite se retrouvant habituellement sur les pourtours, alors que la chlorite et le quartz en constitue le coeur. Les amygdales apparaissent en relief positif en surface altérée, conférant un aspect "granulé" à la roche.

En lames minces, on observe que la roche est essentiellement composée d'une matrice à grains fins d'albite (?) et de quartz équigranulaires, et d'opagues xénomorphes. Quelques phénocristaux (?) reliques de plagioclases sont maclés et ont la composition de l'oligoclase (An 10-30). De fins opagues xénomorphes définissent la forme de cristaux de plagioclases, maintenant complètement recristallisés.

La bordure des amygdales présentent de l'actinote et de l'épidote prismatique. Le coeur est rempli par du quartz et de l'albite maclée. Dans la matrice, l'actinote est plus fine que dans les amygdales, et se retrouve en association avec l'épidote, des opagues, et du rutile.

Les échantillons plus déformés présentent une foliation (S_2) fortement développée, définie par des amygdales aplaties, l'alignement des opagues, et de fins grains de séricite et de chlorite ferrifère. Dans ces échantillons, les plagioclases sont invariablement saussuritisés et de large cristaux de muscovite se retrouve aussi au coeur de amygdales.

Schiste laminé à albite-chlorite-muscovite

Cette lithologie présente une alternance de laminations (2-3 mm d'épaisseur) d'albite et de chlorite-muscovite, conférant un aspect "zébré" à la roche. Cette roche est aisément identifiable par le contraste entre ses laminations vertes et blanches. Le schiste laminé est habituellement massif et peu folié. Il est toujours associé à l'unité de schiste massif.

En lame mince, le schiste laminé se compose essentiellement d'albite équigranulaire, à grains

très fins, de muscovite, et de chlorite magnésienne. La muscovite et la chlorite définissent une schistosité ancienne (S_1) pénétrative, parallèle au litage compositionnel. La muscovite associée à la foliation S_1 est très fine. Une deuxième croissance de muscovite automorphe, plus grossière, est alignée dans le plan S_2 . Une troisième génération de muscovites automorphes est orientée aléatoirement (post- S_2 , mais pré- S_3).

L'hématite est présente sous forme de grains xénomorphes allongés décorant la schistosité ancienne (S_1). Le rutile ou le sphène sont les minéraux de titane associés. Quelques fines actinotes prismatiques sont aussi observées dans le plan S_1 . L'épidote, la calcite, le zircon, et l'apatite sont présents en quantités accessoires.

Deux hypothèses doivent être considérées quant à l'origine du schiste laminé. Dans un premier cas, cette lithologie serait un dérivé tectono-métamorphique du schiste massif. L'orientation préférentielle de minéraux métamorphiques parallèlement aux laminations, de même qu'une similitude chimique avec le schiste massif, militent en ce sens. Le cas échéant, le schiste laminé pourrait indiquer des couloirs de déformation D_1 plus intense à l'intérieur du schiste massif.

Une alternative serait de considérer les laminations comme une structure primaire de la roche. Dans ce dernier cas, le schiste laminé représenterait alors un matériel tuffacé mafique. L'association intime des schistes laminé et massif, et la présence de matériel pyroclastique (pumice), dans la région du Lac Brome (Colpron, 1990), semblent supporter cette interprétation. D'autant plus que le parallélisme des plans de stratification (S_0) et de schistosité ancienne (S_1) est commun dans la portion est du Groupe de Oak Hill (cf. Géologie structurale).

Phyllade

Un phyllade noirâtre, ressemblant au phyllade du Membre de Call Mill de la Formation de Pinnacle, se retrouve interstratifié avec le schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. Ce phyllade se

distingue du Call Mill par la présence, fréquemment, de porphyroblastes (1-5 mm) de feldspath blanc et/ou rosé, de même que par l'absence de fragments phylliteux. La roche est de couleur vert foncé à noir. Des veinules d'épidote sont localement observées le long du clivage tardif (S_3). Le contenu en minéraux lourds de ce phyllade est généralement beaucoup plus faible que celui des métasédiments sus-jacent de la Formation de Pinnacle. Ce phyllade excède rarement 1 mètre d'épaisseur.

En lame mince, le phyllade noirâtre est composé presque exclusivement de muscovite alignée le long de la foliation régionale (S_2). Les micas contiennent invariablement de très fines inclusions d'opaques. Quelques grains xénomorphes, plus grossiers, d'opaques sont aussi observés. La chlorite ferrifère et l'épidote se retrouvent en faibles quantités le long du clivage tardif (S_3), exclusivement. Le rutile, le zircon, le leucoxène, et la tourmaline sont présents en traces. La tourmaline se présente sous forme de petits cristaux automorphes, distribués le long de la foliation dominante (S_2).

L'unité de phyllade noirâtre constitue la seule unité d'origine sédimentaire au sein de la Formation de Tibbit Hill.

Dowling (1988) a proposé que ce phyllade se soit accumulé en milieu peu profond durant les périodes d'accalmie de l'activité volcanique.

"Tuff" felsique

Quelques minces horizons (~5-7 cm) de matériel tuffacé felsique sont observés le long de la route de Richford à l'ouest de son intersection avec le chemin des Érables. Ces horizons felsiques de couleur gris clair sont interstratifiés avec le schiste massif à chlorite-épidote-albite de la Formation de Tibbit Hill.

Épaisseur

La base de la Formation de Tibbit Hill n'étant pas exposée, il est virtuellement impossible d'estimer l'épaisseur de cette séquence. Kumarapeli et al. (1981) proposent, pour la région de

Richmond, une épaisseur maximale de 8 km, basée sur l'anomalie gravimétrique des Monts Sutton. Selon leur profil tri-dimensionnel de l'anomalie (Kumarapeli et al., 1981, fig.6), on peut déduire que cette épaisseur est de beaucoup moindre dans le secteur de Sutton. D'autre part, un profil sismique dans le nord du Vermont semble indiquer la présence du socle à une profondeur approximative de 4 km.

Age

Un âge Hadryenien supérieur (?) était traditionnellement assigné à la Formation de Tibbit Hill (~600 Ma; Kumarapeli et al., 1981). Cet âge corrobore les datations isotopiques obtenues pour les unités équivalentes de Lighthouse Cove, à Terre-Neuve ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 605 ± 10 Ma; Stukas et Reynolds, 1974; Williams et al., 1985), et de Catoclin, dans le Blue Ridge de Virginie (Rb/Sr, 570 ± 36 Ma; Badger et Sinha, 1988), de même que pour les dykes mafiques associés (U/Pb, 615 ± 2 Ma, Kamo et al., 1989). D'autre part, un âge U/Pb (zircon) de 554 ± 2 Ma fut récemment obtenu d'une unité de felsite comenditique provenant de la région de Waterloo (Kumarapeli et al., 1989). Cet âge implique que la quasi-totalité du Groupe de Oak Hill est d'âge Cambrien inférieur et que les séquences terrigènes immédiatement sus-jacentes à la Formation de Tibbit Hill se soit accumulées dans un intervalle relativement court.

Formation de Pinnacle (PIN)

La nom de Pinnacle provient de la montagne du même nom située dans le secteur sud-ouest de notre région (Clark, 1936).

Its type locality is in lot number one, range one, Dunham township, on the north side of the road [chemin de la Grande-ligne] and on the western limb of the same syncline that caps Pinnacle Mountain... (Clark, 1936, p.141).

Cette formation comprend à sa base le Membre de Call Mill. Ce dernier fut originellement décrit par Clark (1936, p.138) comme le "Call Mill Slate". Par la suite, Eakins (1964) lui accorde le statut de

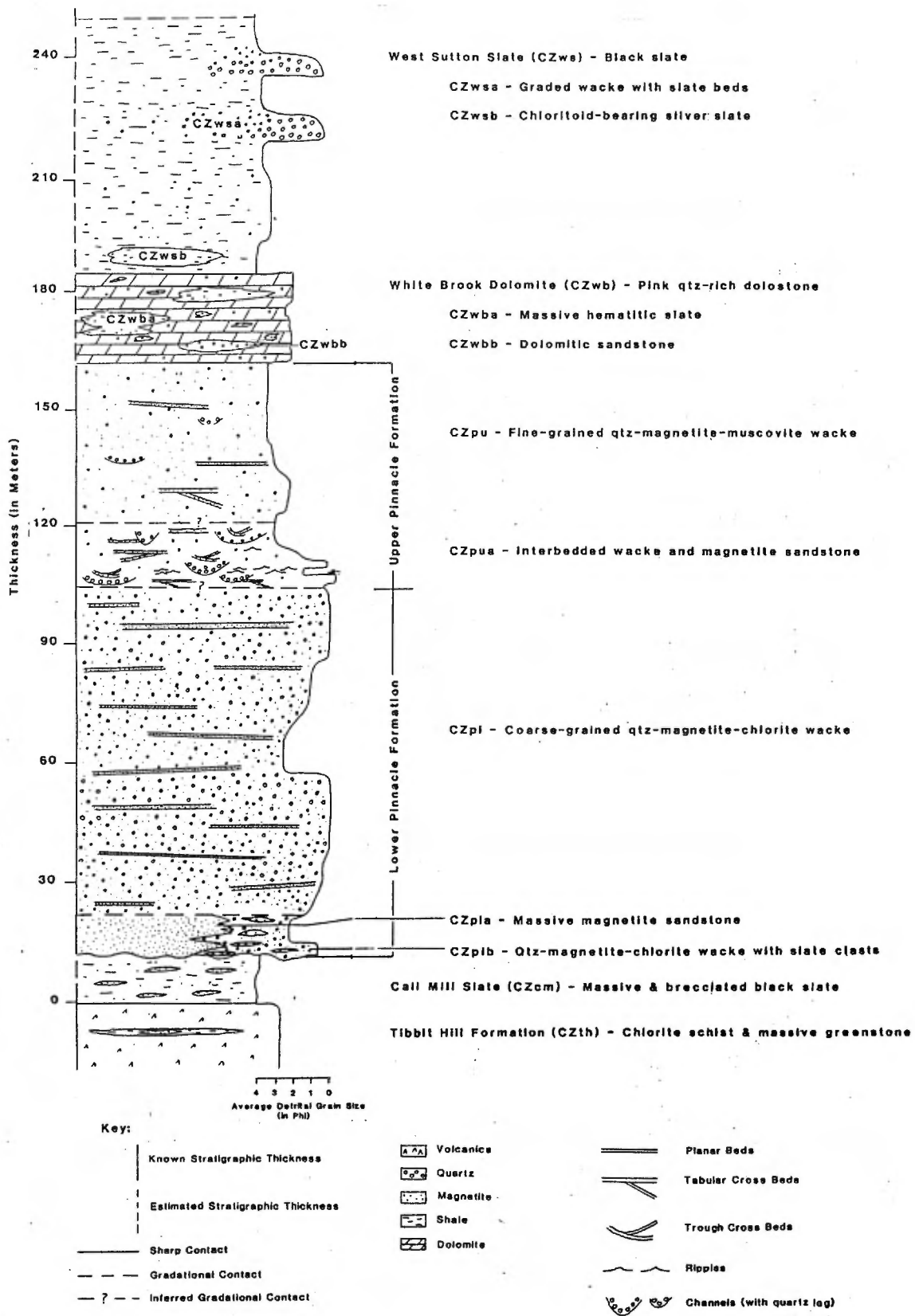


Figure 4: Lithostratigraphie de la partie inférieure du Groupe de Oak Hill (d'après Dowling, 1988).

formation, bien qu'il inclus le Call Mill dans le Pinnacle sur sa carte. Charbonneau (1980) décrit le Call Mill comme le membre inférieur de la Formation de Pinnacle, dû à sa faible épaisseur. Cet usage est celui retenu dans ce rapport. Mentionnons tout de même que Marquis (1989) lui conserve l'appellation de formation dans la région de Richmond, alors que Dowling (1988) utilise le nom de "Call Mill Slate".

Dowling (1988) a récemment subdivisé les wackes de la Formation de Pinnacle en deux membres: les membres inférieur et supérieur (fig. 4). Cet usage est maintenu dans ce rapport.

Distribution

Le Pinnacle est reconnu tout au long de la ceinture de Oak Hill. Dans le centre du Vermont, un conglomérat basal, reposant en discordance sur un socle grenvillien, est attribué à la Formation de Pinnacle (Tauvers, 1982; Warren, 1990). Dans cette région, le Pinnacle est interprété comme une séquence de cônes alluviaux (Warren, comm. pers., 1989). Dans le nord du Vermont, un conglomérat polygénique repose sur les volcanites mafiques de la Formation de Tibbit Hill (Doolan, 1987). Cette séquence est interprétée comme fluviatile (Dowling, comm. pers., 1988). Au sud du mont Pinnacle, ainsi qu'au Vermont, le Membre de Call Mill est à toute fin pratique absent de la stratigraphie de la Formation de Pinnacle (Clark, 1936; Booth, 1950; Dennis, 1964; Charbonneau, 1980; Doolan, 1987). Plus au nord, dans la région de Richmond, le Pinnacle est un wacke quartzeux interprété comme une séquence de sables deltaïques (Marquis, 1985, et 1989). A cet endroit, une ardoise violacée contenant du chloritoïde occupe la position stratigraphique du Call Mill (Osberg, 1965; Marquis, 1989). Dans la région de St-Sylvestre (Charbonneau, 1981), le Call Mill représente une épaisseur relativement importante.

Dans notre région, le Pinnacle est exposé dans une bande d'une largeur moyenne de 200-300 m, dans la partie ouest de notre carte. Il est aussi répété à la faveur de plis de deuxième phase, définissant des structures "en bassin" au sein de la Formation de Tibbit Hill.

Dans la région de Sutton, le Membre de Call Mill est omniprésent à la base de la Formation de Pinnacle, bien que parfois très mince. La démarcation entre les membres inférieur et supérieur de la

Formation de Pinnacle est bien définie au sein du synclinal de la colline Spruce, de même que le long de la séquence "monoclinal" à l'ouest du synclinal. Vers le nord, dans le secteur de West Sutton, la distinction entre ces deux membres est plus difficile.

Descriptions

Membre de Call Mill (CM)

La localité-type du Call Mill est située à Call's Mills dans la gorge du ruisseau Jackson, quelques 5 km au nord de la région de Sutton (Clark, 1936, p.138; Colpron, sous presse). Il s'agit d'une des rares localité où il est possible d'observer la stratification.

Le Call Mill est un phyllade de couleur variable, présentant cependant une altération caractéristique noire à reflets bleutés ou violacés. Les surfaces d'affleurements présentent généralement un poli glaciaire caractéristique. Des fragments blanchâtres, beiges, et vert clair (0,5-1 cm) sont fréquemment observés. Localement, ces fragments sont tellement grossiers (1-4 cm) qu'ils définissent des niveaux conglomératiques distincts à la base du Call Mill. Dowling (1988) estime que ces fragments résultent de la formations de brèches intraformationnelles lors de tempêtes.

La stratification est rarement préservée. Lorsqu'observée, elle se présente comme de fines laminations de siltstone blanchâtre et/ou de phyllade beige. Localement, la base de lits conglomératiques est observée.

Par endroit, la roche contient tellement de fins grains d'hématite (et/ou de magnéto-ilménite) que la désignation de siltstone lui convient mieux. Dans ces cas, la roche est très massive et caractérisée par son trait rouge foncé. Ce faciès est difficilement différencié des grès noirs basaux de la séquence de "wackes" de la Formation de Pinnacle.

Le Call Mill présente avantageusement les trois foliations associées à la déformation régionale. Localement, des fragments étirés ou des horizons de phyllade beige définissent des plis serrés à isoclinaux.

En lame mince, le phyllade de Call Mill est essentiellement composé de muscovite à grains très fins. La muscovite, de même que quelques grains disséminés de chlorite, définissent la foliation dominante (S₂). La coloration foncée du Membre de Call Mill semble être le résultat de son contenu en minéraux opaques. Les phyllades contiennent un assemblage à grains fins d'hématite/ilménite xénomorphe. La fraction opaque des horizons de conglomérat et de siltstone est essentiellement composée des grains détritiques, altérés, de magnéto-ilménite.

Le zircon et la tourmaline sont les autres minéraux lourds d'origine détritique que l'on retrouve dans le Membre de Call Mill. La tourmaline, tout comme dans la plupart des formations du Groupe de Oak Hill, est caractérisée par un coeur détritique sub-arrondi de couleur jaune, entouré d'une excroissance métamorphique de tourmaline bleue-verte automorphe. Ce phénomène fut, entre autre, discuté par Rickard (1964).

Les autres constituants du Membre de Call Mill sont l'apatite, le rutile, et le leucoxène. Les fragments blanchâtres sont, eux, composés de quartz-muscovite et de chlorite. Dans les niveaux conglomératiques les plus grossiers, on reconnaît des fragments qui sont définitivement d'origine volcanique.

La nature du contact entre le Call Mill et le Tibbit Hill est interprété par Colpron (1990) comme une discordance d'érosion. Ce contact est généralement franc. Le contact supérieur du Call Mill, avec les wackes de la Formation de Pinnacle, est généralement franc. Toutefois, sur le flanc est du synclinal de la colline Spruce, au nord du chemin de la Grande-Ligne (ou chemin Perkins), le Call Mill est interstratifié avec un wacke grossier et granoclassé attribué au Membre inférieur de la Formation de Pinnacle.

Dowling (1988) interprète le contact Call Mill - Pinnacle comme étant une discordance d'érosion. Dowling invoque 1) la présence de fragment arrondis de phyllade noirâtre à la base des wackes de la Formation de Pinnacle, et 2) les rapides changements d'épaisseur observés au sein du Membre de Call Mill, pour justifier cette interprétation.

Membre inférieur de la Formation de Pinnacle (PINi)

Ce membre de la Formation de Pinnacle fut décrit par Dowling (1988). Les relations stratigraphiques décrites par Dowling (1988; voir fig. 4) furent originellement observées sur les flancs du synclinal de la colline Spruce, plus particulièrement entre les chemins Perkins et Jordan. A cette localité, trois faciès sont reconnus au sein du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle: 1) un faciès de grès noir massif, 2) un faciès bréchique contenant des fragments d'ardoise, et 3) un faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite. Ce dernier faciès constitue la majorité du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle.

Faciès 1) Grès noir massif:

Un faciès de grès noirs reposent, localement, sur les phyllades du Membre de Call Mill. Ces dépôts de minéraux lourds sont habituellement en contact franc avec le Call Mill, bien que, par endroit, un mince horizon (≤ 20 cm) de wacke quartzeux grossier ou de brèche à fragments d'ardoise soit présent. La roche est noire, en surface altérée, et gris-métallique, en surface fraîche. Cette lithologie est composé presque exclusivement de minéraux lourds. Elle contient généralement moins de 2% de quartz. Le minéral lourd le plus commun est la magnéto-ilménite. Ce minéral est fréquemment partiellement à totalement altéré en un assemblage d'hématite et de minéraux de titane. Par conséquent, cette roche est, dans la plupart des cas, non-magnétique et caractérisée par un trait rouge foncé. Cette dernière caractéristique reflète le degré d'hématisation (martitisation) de la roche.

Les structures syngénétiques sont limitées à une alternance de laminations parallèles (de minéraux lourds), millimétriques à centimétriques, de siltstones grossiers et de grès moyens. Localement, des lentilles quartzuses, à grains fins, faisant 5 mm d'épaisseur par 30 cm de long, sont aussi reconnues.

En lame mince, la magnéto-ilménite représente de 60 à 90% de cette roche. Les grains de magnéto-ilménite sont bien arrondis et ont la granulométrie des sables fins. En lumière réfléchie, ce minéral présente souvent les indices d'un lessivage partiel à total du Fe. La magnétite s'altère en

hématite, tandis que les exolutions d'ilménite s'altèrent progressivement en rutil, leucoxène et anatase. On observe donc une texture "en treillis", où les minéraux de titane (en particulier le rutil) sont pseudomorphes des exolutions (111) d'ilménite. L'hématite est souvent observée comme ciment. Morad et Aldahan (1986) ont décrit ce type de paragénèse comme résultant de processus d'altération diagénétique en milieu oxydant.

Le zircon constitue souvent jusqu'à 5% d'un échantillon de grès noir. Les grains de zircon sont généralement plus grossier que la magnéto-ilménite et sont arrondis. Ils sont fréquemment fracturés. Cette fracturation des grains est probablement liée à la déformation régionale, les différents fragments occupant leur position originale.

La tourmaline, le quartz, la muscovite et la chlorite sont aussi présents en quantité variable. Dans les échantillons les moins massifs (c.-à-d., 50-60% de magnéto-ilménite), les grains détritiques sont supportés par une matrice de muscovite-chlorite. La fraction détritique est bien triée et bien arrondie. Le quartz fait cependant exception: il est généralement sub-anguleux à anguleux et a la granulométrie des sables moyens.

Le faciès de grès noir massif est particulièrement bien exposé sur le flanc est du synclinal de la colline Spruce. Des bancs atteignant près de 7 mètres d'épaisseur sont observés dans le lit du ruisseau Blanc, au nord-est de l'intersection des chemins du Pinnacle et des Érables. Au nord de l'intersection des chemins de la Grande-Ligne et Three Parish, le faciès de grès noir se présente sous forme de bancs de 1-2 m d'épaisseur interstratifiés avec de horizons de wacke grossier (≤ 0.5 m). A cette localité, la présence de grès noir massif peut constituer jusqu'à 15 mètres d'épaisseur. Des bancs de plus de 1 mètre d'épaisseur de grès noir massif furent observés à plusieurs autres localités, notamment aux environs de West Sutton (voir carte géologique).

Faciès 2) Brèche à fragments d'ardoise:

La base du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle est localement définie par un horizon discontinu de brèche à fragments d'ardoise. Ces fragments sont supportés soit par une matrice de

wacke à quartz-chlorite, soit par une matrice de grès noir. Ce faciès est exclusivement observé sur les flancs du synclinal de la colline Spruce, au nord du chemin de la Grande-Ligne. Sur le flanc ouest, les fragments d'ardoise sont contenus dans une matrice de wacke à quartz-chlorite, alors que sur le flanc est ils sont contenu dans un grès noir.

La composition, la texture, les variations de couleur, et la dimension des fragments d'ardoise est comparable à ceux observés dans le Membre de Call Mill. Les fragments d'ardoise représentent jusqu'à 15% du volume de la roche. Ils sont généralement bien arrondis. Les deux types de matrices rencontrées correspondent en tous points aux faciès équivalents du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. Localement, des concentrations de fragments d'ardoise définissent la stratification (S_0). Ces horizons sont habituellement moins de 0.5 mètre d'épaisseur.

Le faciès de brèche à fragments d'ardoise est en contact franc avec le Membre de Call Mill. Son contact supérieur est transitionnel soit avec le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite, soit avec le faciès de grès noir massif. Le faciès de brèche à fragment d'ardoise fait moins de 2 mètres d'épaisseur.

Faciès 3) Wacke à quartz-ilménite²-chlorite:

Ce faciès est proportionnellement le plus important de la Formation de Pinnacle. Il représente la majorité du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. Ce wacke, de couleur gris verdâtre et d'altération gris brunâtre, se caractérise par une ségrégation entre minéraux lourds et quartz, et une granulométrie des sables moyens à grossiers. Les grains détritiques de quartz bleuté sont habituellement bien arrondis. Ces derniers sont généralement plus grossiers que les grains de minéraux lourds.

La stratification est le mieux définie par des lits centimétriques à décimétriques de grès noirs. Les structures syngénétiques les plus abondantes sont les laminations et lits parallèles (1 mm à 1.5 cm

² ilménite réfère ici au cortège des minéraux lourds, la magnéto-ilménite en étant la fraction principale.

d'épaisseur). Ces laminations sont généralement continues sur plusieurs mètres au sein d'un même affleurement. Dans les lits les plus épais, la présence de laminations entrecroisées, d'empreintes de charge, et de slumps est aussi observée. Les lits entrecroisés tabulaires, et à faible inclinaison, excèdent rarement 20 cm de hauteur. De superbe exemples de lits entrecroisés peuvent être observés au sommet du Pinnacle.

La composition en lame mince du faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite est très variable. Les niveaux de wackes moyens à grossiers sont, eux, caractérisés par une "pseudo-matrice" de muscovite, chlorite magnésienne, et quartz polygonal, pouvant représenter jusqu'à plus de 30% d'un échantillon. Une partie importante de cette pseudo-matrice est sans aucun doute le résultat de la décomposition des feldspaths et fragments lithiques présents dans les arénites lithiques qui devaient originellement constituer la Formation de Pinnacle (Dowling, 1988, p.80).

Les feldspaths excèdent rarement 3% du volume d'un échantillon. Ce sont, pour la plupart, des plagioclases (albite ?) faiblement saussuritisés. Le feldspaths potassique est observé en traces dans quelques échantillons. La calcite, la dolomite, et/ou l'hématite constituent localement le ciment. Toutefois, le plus fréquemment, le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite est exempt de ciment.

La proportion de minéraux lourds (magnéto-ilménite, zircon, et tourmaline) varie grandement d'un échantillon à l'autre. Les niveaux les plus grossiers sont généralement pauvre en minéraux lourds. Le rutile et le sphène sont parfois observés comme minéraux d'altération de la magnéto-ilménite. Les grains détritiques de tourmaline (brun jaunâtre) sont souvent entourés d'une excroissance métamorphique de tourmaline bleue-verte. Ce phénomène, aussi décrit par Rickard (1964), n'est pas exclusif à la Formation de Pinnacle, bien qu'il soit plus fréquent dans cette dernière. La magnétite automorphe (tardi- à post-S₂) est observée dans les échantillons les plus déformés.

Le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite présente généralement un contact franc avec le faciès de grès noir ou le Membre de Call Mill. Il partage un contact graduel avec le faciès de brèche à fragments d'ardoise; ce contact étant défini à la dernière apparition de fragments d'ardoise.

L'épaisseur du faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite fut mesurée sur les deux flancs du synclinal de la colline Spruce. Les deux sections mesurées indiquent une épaisseur constante de 85 mètres. Toutefois, la distribution des affleurements du Membre inférieur sur la carte géologique suggère que cette unité est sujette à d'importantes variations d'épaisseur dans la région à l'étude.

Membre supérieur de la Formation de Pinnacle (PINs)

Ce membre de la Formation de Pinnacle fut introduit par Dowling (1988). Il fut originellement décrit sur la base des affleurements exposés sur les flancs du synclinal de la colline Spruce. Dowling (1988) reconnaît deux faciès au sein du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle: 1) un faciès de grès noir/wacke chenalisé, et 2) un faciès de wacke à quartz-ilménite-muscovite. Ce dernier faciès constitue la majorité du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle.

Faciès 1) Grès noir/wacke chenalisé:

Un horizon de grès noir semi-massif à massif, similaire au faciès de grès noir massif du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle, est observé surmontant le wacke à quartz-ilménite-chlorite du Membre inférieur sur les flancs du synclinal de la colline Spruce, au nord du chemin de la Grande-Ligne. Le grès noir est lui-même surmonté d'une alternance de wacke quartzeux très grossier et de minces horizons de grès noir.

Les structures syngénétiques sont généralement absentes du grès noir massif. Dans les horizons les moins massifs, des lits planaires de plus de 5 cm d'épaisseur composés de minéraux légers (quartz + feldspaths) sont présents. Les horizons semi-massifs de grès noir et de wacke sont communément dissectés par des chenaux, contenant souvent à leur base de large grains de quartz (1-2 mm). Les chenaux les plus importants atteignent 1 mètre de large par 30 cm de profondeur. Les chenaux sont surmontés par des lits planaires de grès noir et de wacke quartzeux définissant des horizons de plusieurs mètres d'épaisseur; toutefois, les lits individuels sont habituellement moins de 20 cm d'épais.

Le faciès de grès noir/wacke chenalisé est en contact franc avec le wacke à quartz-ilménite-chlorite du Membre inférieur de la Formation de Pinnacle. Son contact supérieur, avec le wacke à quartz-ilménite-muscovite, est graduel. Ce faciès représente entre 5 et 15 mètres d'épaisseur.

Faciès 2) Wacke à quartz-ilménite-muscovite:

Ce faciès constitue la majorité du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle. Ce faciès est relativement continu dans la région étudiée. Toutefois, aux environs de West Sutton, la distinction entre les Membres inférieur et supérieur de la Formation de Pinnacle devient plus difficile. Au nord de la région de Sutton, Colpron (1990) reconnaît ce faciès mais ne peut pas le subdiviser en tant qu'unité cartographique.

La roche est de couleur grise blanchâtre, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. Ce faciès se démarque du wacke à quartz-ilménite-chlorite par son rapport muscovite/chlorite plus élevé, et sa granulométrie des sables fins à moyens. Il se caractérise aussi par sa parfaite ségrégation entre minéraux lourds et quartz. Ce faciès contient invariablement des lits millimétriques à centimétriques de grès noir. Les lits de grès noir peuvent atteindre un maximum de 10-15 cm d'épaisseur. Les grains sont toujours très bien triés et bien arrondis.

Les structures syngénétiques sont abondantes à l'intérieur de ce faciès. Les laminations entrecroisées (symétriques, tabulaires, et concaves), les laminations parallèles, les slumps et les empreintes de charge, définies par des lits de grès noir, sont tous observés à une même localité, à la fin du chemin Strobl, à environ 3.5 km au sud-est de East Dunham. A cette localité, de même qu'à plusieurs autres, les structures syngénétiques sont souvent définies par des lamines de minéraux lourds limités à l'épaisseur d'un seul grain, tout en étant continues sur des distances décimétriques. Les interlits quartzeux sont à toute fin pratique dépourvus de minéraux lourds. Les laminations entrecroisées symétriques sont relativement rares et de faibles dimensions. Elles excèdent rarement 2 cm de hauteur. Les laminations entrecroisées symétriques sont interprétées comme des rides de plage. Les lits entrecroisés tabulaires sont de faible inclinaison et atteignent de 10 à 40 cm de hauteur.

L'inclinaison des lamines ("foresets") est toujours unidirectionnelle. Étant donné que la crête des laminations tabulaires est toujours tronquée, les lamines sont interprétées comme résultant de la superposition de mégarides. Les laminations entrecroisées concaves ("trough cross-beds") sont associées avec des surfaces d'érosion dont la base des lits est marquée par des dépôts de quartz à grains grossier. Ces derniers sont interprétés comme des chenaux. La présence de chenaux est à toute fin pratique restreinte à la partie sommitale du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle. Ces chenaux sont le plus souvent représentés par des lentilles de grès dolomitique, faisant de 40 à 60 cm de large et ayant un maximum de 15 cm de profondeur. Outre la localité du chemin Strobl, les chenaux de grès dolomitique sont aussi abondants au sud immédiat du chemin de la Grande-Ligne, à 300 mètres à l'ouest de son intersection avec le chemin Three Parish. A cette même localité, des blocs de dolomie (10-30 cm) sont aussi reconnus dans la partie sommitale de la Formation de Pinnacle. Les laminations parallèles sont définies par l'intercalation d'horizons riches en quartz et minéraux lourds. Ces laminations sont continues sur plusieurs mètres. Les lits de minéraux lourds excédant 5 cm d'épaisseur ont fréquemment des bases irrégulières définissant des empreintes de charge s'enfonçant dans les lits sous-jacents de wacke quartzeux. Les lits de minéraux lourds sont localement affectés par des "slumps", résultant en des structures chaotiques, tout en préservant la continuité des lits.

Des horizons métriques d'orthoquartzite blanchâtre, à grains grossiers (~1 mm), et faiblement cimentés sont observés à plusieurs niveaux au sein du Membre supérieur de la Formation de Pinnacle. Toutefois, ces derniers sont plus fréquents à proximité du contact supérieur de la Formation de Pinnacle. Un banc d'orthoquartzite est présent au sommet de la séquence exposée sur le chemin Strobl. Le sommet de la Formation de Pinnacle est souvent marqué par un ciment calcaireux.

En lames minces, le wacke à quartz-ilménite-muscovite se distingue du faciès de wacke du Membre inférieur par sa plus forte concentration en muscovite et en minéraux lourds. La chlorite magnésienne excède rarement 1% d'un échantillon. On remarque aussi une augmentation progressive de la teneur en feldspath vers le sommet de la Formation de Pinnacle. Tout comme dans le wacke à quartz-ilménite-chlorite, le feldspath est essentiellement du plagioclase (albite ?) légèrement saussuritisé.

Toutefois, l'orthose et la microcline sont présentes en faibles quantités dans l'horizon chenalisé marquant le sommet du faciès de wacke à quartz-ilménite-muscovite.

Le wacke à quartz-ilménite-muscovite (Membre supérieur) surmonte toujours, et partage un contact graduel avec le faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite (Membre inférieur). A sa limite supérieure, le wacke à quartz-ilménite-muscovite est en contact franc avec le marbre dolomitique de la Formation de White Brook.

Les sections du Membre supérieur mesurées de part et d'autre du synclinal de la colline Spruce indiquent une épaisseur moyenne de 60 mètres. Toutefois, la distribution des affleurements sur la carte géologique suggère que le Membre supérieur est sujet à des variations d'épaisseur.

Épaisseurs

Clark (1936) propose une épaisseur maximale d'environ 30 m pour le Call Mill. Pour sa part, Eakins (1964) a estimé sa puissance entre 30 cm et 30 m. Nos observations concordent avec celles de Clark et de Eakins, bien que nous ayons localement reconnu un phyllade n'excédant pas 3 cm à la base de la Formation de Pinnacle.

L'épaisseur moyenne de la Formation de Pinnacle (excluant le Membre de Call Mill) est d'environ 150 m sur les flancs du synclinal de la colline Spruce. Son épaisseur maximale serait d'environ 200 m aux environs de West Sutton. Dans la région du Lac Brome, Colpron (1990) rapporte des épaisseurs variant de 10 à 190 mètres. Clark (1936, p.141) a proposé des épaisseurs de près de 123 m à la localité-type (synclinal de la colline Spruce), et de moins de 62 m aux environs de West Brome (au nord de la région de Sutton). Dans le nord du Vermont, le Pinnacle fut estimé à 90-150 m (Booth, 1950).

Formation de White Brook (WHB)

La Formation de White Brook porte le nom du Ruisseau Blanc s'écoulant au sud-ouest du village de Sutton. Sa localité-type est située au nord immédiat de West Sutton, sur le flanc est d'un petit

synclinal, à l'est du chemin Alderbrook (Clark, 1936, p.143). A cet endroit on peut observer le White Brook en contact avec le wacke à quartz-ilménite-muscovite de la Formation de Pinnacle.

Distribution

Dans notre région, le White Brook représente un marqueur stratigraphique relativement continu entre les Formations de Pinnacle et de West Sutton. Le White Brook disparaît au nord-est du Petit Pinnacle.

Ailleurs, le White Brook est habituellement reconnu de façon discontinue dans la même position stratigraphique (Tableau 1). Cette formation n'est que localement reconnue dans la région de Richmond, où elle est interstratifiée avec des ardoises rouges (Marquis, 1989). Au Vermont, un niveau dolomitique, observé vers le sommet de la Formation de Pinnacle (Membre de Forestdale), pourrait être équivalent au White Brook (Tauvers, 1982; Warren, 1990).

Description

Trois lithologies sont cartographiées au sein de la Formation de White Brook: un marbre dolomitique, une ardoise hématifère massive et un grès dolomitique. La distribution de ces lithologies ne semble pas représenter un ordre stratigraphique particulier.

Le marbre dolomitique est la lithologie dominante de la Formation de White Brook. Il est de couleur blanc, blanc rosé, ou violacé, s'altérant en des teintes d'orange et de brun. L'abondance de grains de quartz détritiques constitue l'un des traits caractéristiques de cette lithologie. Localement, la quantité de quartz détritique peut représenter jusqu'à 40% de la roche. Des veines de quartz, sans orientation particulière, sont communes, et contribuent, sans aucun doute, à la grande résistance qu'offre le White Brook à l'érosion. Des veines de chlorite vert foncé sont souvent associées aux veines de quartz. Le clivage régional est peu développé dans le marbre dolomitique. Lorsque reconnu, il est défini par un patron anastomosé de chlorite-muscovite.

La stratification est complètement oblitérée. Les meilleurs indices de plans de stratification sont offerts par la présence, localement, de minces passées d'ardoise hématifère noir brillant (<20 cm). De tels niveaux d'ardoise semblent être plus commun à proximité du contact entre les Formations de White Brook et de West Sutton. Localement, des horizons d'ardoise, relativement pauvre en hématite, sont caractérisés par une intercalation d'ardoise gris-bleuté et de minces niveaux de marbre calcitique blanchâtre (0.5 à 1.5 cm d'épaisseur).

Par endroit, le White Brook est une brèche dolomitique composée de fragments de 2 à 10 cm de dolomie cimentés par un marbre calcitique blanc et/ou supportés par une matrice gréseuse. Les fragments sont sub-arrondis à anguleux. Localement, des fragments anguleux d'ardoise hématifère sont aussi présent dans la brèche dolomitique.

En lames minces, le marbre dolomitique de la Formation de White Brook est essentiellement constitué de dolomite finement cristalline et de quartz. Les grains détritiques de quartz ont la taille des sables moyens à grossiers. Le plagioclase et le feldspath potassique sont aussi des constituants communs de cette lithologie. Leur formes cristallines automorphes témoignent soit d'une intense recristallisation, soit de la formation de feldspaths authigéniques. L'hématite est fréquemment observée dans le ciment.

Localement, tel qu'au sud du chemin Robinson, à 1.5 km à l'ouest de West Sutton, l'ardoise hématifère constitue la presque totalité de la Formation de White Brook. Cette lithologie représente de 1 à 10 mètres d'épaisseur. L'ardoise hématifère est habituellement interstratifiée avec de minces horizons («50 cm) de marbre dolomitique rosé riche en matériel phylliteux.

Une seule localité dans la région de Sutton (au sud du chemin Jordan, à 2.3 km au nord-nord-est de Pinnacle-Nord) présente un faciès de grès à ciment dolomitique. La roche est de couleur gris moyen à l'affleurement. En surface "fraîche", la roche a une teinte brunâtre témoignant de l'altération d'un ciment carbonaté. Dans la région de Sutton, ce grès dolomitique semble se retrouver vers le sommet de la Formation de White Brook (Dowling, 1988). Au nord, dans la région du Lac Brome, Colpron (1990) décrit un faciès similaire qui, toutefois, est plus fréquent vers la base du White Brook.

Le grès dolomitique est généralement friable, dû à l'intense altération de son ciment dolomitique. Les grains détritiques ont la taille des sables grossiers. La fraction principale consiste essentiellement de quartz; le feldspath (plagioclase) représentant généralement moins de 5% d'un échantillon. Le faciès de grès dolomitique est à toute fin pratique dépourvu de minéraux lourds. La matrice de muscovite (\pm chlorite) constituent parfois jusqu'à 30% de la roche. Les minéraux phylliteux sont généralement distribués le long d'un foliation (S_2) anastomosée. La proportion de ciment (dolomite) atteint localement de 20 à 25%. L'hématite est aussi observée dans le ciment.

Contacts

Le marbre dolomitique de la Formation de White Brook est toujours en contact franc avec la Formation de Pinnacle. L'ardoise hématifère de la Formation de White Brook est en contact franc avec la Formation de Pinnacle (à 500 m au NNO de l'intersection Macey et Alderbrooke). Le contact entre l'ardoise hématifère et le marbre dolomitique est graduel sur 2-3 mètres. Le contact supérieur du White Brook, avec la Formation de West Sutton, est aussi franc.

Épaisseurs

La Formation de White Brook a une épaisseur variant de 0 à 30 mètres, avec une moyenne d'environ 10 mètres. Clark (1936) proposait une épaisseur d'environ 6 mètres pour le White Brook. Colpron (1990) rapporte une épaisseur moyenne d'environ 30 mètres, et des minima et maxima de 15 et 40 mètres respectivement, pour le White Brook dans la région du Lac Brome.

Formation de West Sutton (WES)

La Formation de West Sutton tient son nom du lieu-dit de West Sutton, à 4.1 km à l'ouest de Sutton, où son épaisseur apparente est considérable (Clark, 1936, p.143). Sa localité-type est située au nord de la carte de la région de Sutton (dans la région du Lac Brome), du côté ouest du chemin Alderbrook (Clark, 1936). A cet endroit, le West Sutton est un phyllade gris bleuté foncé ressemblant

étrangement au Membre de Call Mill de la Formation de Pinnacle. De fines laminations silteuses blanchâtre y sont transposées le long de la foliation dominante (S_2).

Les résultats des travaux de Dowling (1988) et de Colpron (1990) démontrent que le West Sutton est une unité hétérogène, et que la localité-type ne représente qu'un aspect de cette formation. Dans la région de Sutton, la Formation de West Sutton comprend 3 lithologies: un phyllade gris-clair à noir, un wacke/conglomérat quartzeux, et un phyllade à chloritoïde. Celles-ci sont toutes discontinues et ne semblent pas occupées un horizon stratigraphique particulier.

Distribution

Dans la région de Sutton, la Formation de West Sutton affleure sporadiquement, surmontant la Formation de White Brook. Le West Sutton affleure particulièrement bien à l'ouest immédiat de West Sutton, où la majorité des faciès y est reconnue.

Au Vermont, le West Sutton n'est que rarement reconnu; lorsque reconnu, il s'agit d'un phyllade gréseux, d'un grauwacke, d'un quartzite, ou d'un conglomérat à cailloux de quartz (Booth, 1950, p.1136). Le plus souvent, il est inclus à la base de la Formation de Fairfield Pond (Dennis, 1964; Doll et al., 1961). Dans le centre de l'état, une partie de la Formation de Moosalamoo (Osberg, 1952) pourrait être équivalente à la Formation de West Sutton (Warren, comm. pers., 1989). Dans la région de Richmond, Québec, Marquis (1989) ne reconnaît pas la Formation de West Sutton.

Description

La Formation de West Sutton correspond essentiellement à un phyllade gris verdâtre, gris argenté, ou noir généralement homogène. Le West Sutton est parfois identique en surface d'affleurement au phyllade de Call Mill. Toutefois, on arrive à distinguer ces deux unités par la couleur habituellement plus verdâtre du West Sutton, ainsi que par l'absence de fragments blanchâtres caractéristiques du Call Mill.

En lame mince, le faciès de phyllade de la Formation de West Sutton est essentiellement constitué de muscovite. Cette dernière définit la foliation dominante (S_2). Une faible quantité d'hématite se retrouve sous forme d'inclusion dans le clivage (001) de la muscovite. Le quartz polygonal et l'albite compte pour 20-30% d'un échantillon. Localement, l'albite se présente sous forme de petits porphyroblastes (≈ 1 mm) tardi- S_2 . La chlorite constitue rarement plus de 5% d'un échantillon.

Des horizons de wacke à grains grossiers et/ou de conglomérat à cailloux de quartz sont particulièrement abondants à environ 2 km à l'ouest-sud-ouest de West Sutton. Cette roche est composée de grains grossiers de quartz et de plagioclases sub-anguleux, supportés par une matrice de muscovite et de chlorite en proportion variables. La chlorite est, cependant, un constituant mineur. La granulométrie des fragments de quartz varie de 1 mm à près de 1 cm. Le wacke est de couleur gris verdâtre moyen à gris bleuté clair; la teinte bleuté étant reliée à la présence de large grains de quartz bleutés. L'hématite, le quartz recristallisé et, localement, la dolomite en constitue le ciment. Bien que cette lithologie ressemble aux wackes les plus grossiers de la Formation de Pinnacle, elle s'en distingue aisément par sa faible abondance en minéraux lourds.

Les horizons les plus grossiers (conglomérats) contiennent jusqu'à 5% de fragments anguleux d'ardoise hématifère. Le conglomérat est faiblement trié, bien que la majorité des grains de quartz soient bien arrondis. Par endroits, les horizons de wacke sont granoclassés. Les lits sont généralement moins de 20 cm d'épaisseur et sont séparés par des interlits de phyllade d'épaisseur variables.

Un phyllade à chloritoïde est présent au coeur d'un petit synclinal à 700 mètres au nord de l'intersection des chemins à West Sutton. Ce phyllade est gris clair à gris argenté, et s'altère en des teintes rouilles. Ce phyllade est aisément identifié par son abondance de porphyroblastes de chloritoïde (≈ 3 mm).

Contacts

Le West Sutton est en contact franc avec les Formations de White Brook ou de Pinnacle. Son contact supérieur avec la Formation de Frelighsburg n'est pas aussi bien défini. Le peu d'informations recueillies semblent suggérer un passage graduel entre les deux formations. Toutefois, Colpron (1990) rapporte la présence d'un contact franc entre le West Sutton et le Frelighsburg dans la région du Lac Brome.

Épaisseur

Clark (1936) estimait que l'épaisseur du West Sutton varie entre 10 et 90 mètres, avec une moyenne se rapprochant des 10 mètres. Pour sa part, Dowling (1988) propose une épaisseur moyenne d'environ 60 mètres pour le West Sutton. Colpron (1990), dans la région du Lac Brome, mentionne des épaisseurs de 3 à 50 mètres.

L'importante épaisseur apparente que l'on observe au sud de North-Sutton est interprétée, dans ce rapport, comme résultant d'un patron d'interférence de plis, bien qu'il soit possible que l'épaisseur originale y soit plus importante.

Formation de Frelighsburg

La Formation de Frelighsburg a été introduite par Charbonneau (1980). Elle correspond à la partie inférieure du Quartzite de Gilman de Clark (1936). Sa localité-type est située le long de la route 213, à proximité du Lac Selby, à environ 4 km au nord-est de Frelighsburg (Charbonneau, 1980, p.12, fig.5).

Colpron (1990) a d'autant plus subdivisé en deux membres la Formation de Frelighsburg. Il s'agit des Membres de Selby et de Pell, correspondant, respectivement, aux séquences inférieure et supérieure de Charbonneau (1980). Seul le Membre de Selby de la Formation de Frelighsburg est exposé dans la région de Sutton.

Distribution

Dans notre région, les affleurements de la Formation de Frelighsburg le secteur nord-ouest de notre carte. Le Frelighsburg affleure aussi à la faveur de structures synclinales au sud-ouest de West Sutton, de même qu'au coeur du synclinal de la colline Spruce.

Au Vermont, la Formation de Fairfield Pond est corrélée avec le Frelighsburg (Doll et al., 1961; Dennis, 1964; Doolan, 1987). Le Fairfield Pond peut être suivi jusqu'au nord-ouest du massif précambrien de Lincoln, dans le centre de l'état (Doll et al., 1961; Tauvers, 1982; DiPietro, 1983). Au nord de notre région, le Frelighsburg est l'équivalent du Gilman inférieur de Marquis (1989).

Descriptions

Membre de Selby (FRES)

La partie inférieure de la Formation de Frelighsburg comprend des grès fins à moyen, et des schistes et phyllades de couleur vert clair. Les schistes et phyllades du Membre de Selby contiennent, invariablement, des lentilles de quartz-feldspaths centimétriques. Ces dernières atteignent de 0.5 à 1 cm d'épaisseur et excède rarement les 5 cm de long. Elles sont généralement transposées le long du clivage dominant (S_2). Les schistes et phyllades sont aussi caractérisés par leur patine brun orangé décorant le plan de clivage dominant (S_2).

Localement, le matériel quartzo-feldspathique apparaît sous forme de laminations en surface d'affleurement. La stratification peut rarement être reconnue. Lorsqu'observée, elle est définie par l'enveloppe d'un alignement de lentilles quartzo-feldspathiques, habituellement oblique à la foliation régionale (S_2).

Des taches limonitiques, résultant de l'altération de la pyrite, sont fréquemment observées. Par endroit, de la pyrite non-altérée est aussi présente. La pyrite est le plus souvent automorphe et fine (1-3 mm), quoiqu'elle atteint parfois 1 cm d'arête.

En lames minces, les schistes et phyllades du Membre de Selby sont composés, en proportions à peu près équivalentes, de muscovite et de quartz. Le quartz et le plagioclase, de la granulométrie des sables très fins, constituent les lentilles quartzo-feldspathiques. Un assemblage de muscovite, de chlorite ferrifère, et de quartz rubanné, définit la foliation S_1 . La pyrite (post- S_1) est omniprésente.

Des bancs métriques de grès fins à moyens sont observés le plus fréquemment vers la base du Membre de Selby. Le grès est habituellement de la même couleur vert clair que l'ensemble du Membre de Selby, bien que, localement, il soit de couleur gris clair à moyen. La roche est massive et peu foliée. La magnétite automorphe y est plus commune que la pyrite. Sa granulométrie plus grossière et son aspect homogène (les lentilles quartzo-feldspathiques y sont rares) le distingue des schistes et phyllades du Membre de Selby.

La composition du faciès de grès fins à moyens est dominée par les grains mal triés de quartz et de plagioclase sub-anguleux à sub-arrondis. La "matrice", constituée de muscovite et de chlorite ferrifère, représente environ 30% d'un échantillon. La chlorite ferrifère est plus abondante dans le faciès de grès que dans les schistes et phyllades du Membre de Selby. La dolomite est localement observée comme ciment.

Le faciès de grès fins à moyen du Membre de Selby est particulièrement bien exposé sur le flanc nord-ouest du Petit Pinnacle, de même qu'à environ 2 km au nord de Pinnacle-Nord.

COMPLEXE DE MANSVILLE

La nomenclature lithodémique de Complexe de Mansville fut introduite par Colpron (1990) pour désigner les roches affleurant dans la vallée de Sutton, entre les Failles de Brome et de Sutton. Le nom de Mansville provient d'une petite localité située dans la partie centre-sud de la région du Lac Brome. Ce nom fut choisi suivant la nomenclature informelle de "Phase de Mansville" introduite par Clark (1934).

Historiquement, ces roches furent tout d'abord mentionnée par Clark (1934, p.11) comme "la Phase de Mansville de la Série de Oak Hill". Clark y reconnaissait une mince séquence de roches, exposée le long, et immédiatement à l'est, du "sous-charriage" de Brome, qui, bien qu'ayant été assujettie à un faible degré de métamorphisme, présentait des similitudes lithologiques et stratigraphiques avec le Groupe de Oak Hill. Clark (1934) suggérait que la "Phase de Mansville" représentait la portion ouest, et les "strates" inférieures, des Schistes de Sutton.

Les travaux subséquent de Eakins (1964) et de Clark et Eakins (1968) considéraient le contact entre le Oak Hill et la "Phase de Mansville" comme étant concordant. Clark et Eakins (1968, fig.12-1, p.164) furent les premiers à délimiter cette ceinture de roches comme étant une entité distinctes des Schistes de Sutton. Toutefois, la complexité structurale et la faible épaisseur stratigraphique de la "Phase de Mansville" ont empêchée sa cartographie à l'échelle de leurs travaux (1:63,360). Clark et Eakins (1968) envisageaient une origine soit sédimentaire, soit tectonique, pour l'amincissement incroyable des "strates" du Oak Hill observée dans la "Phase de Mansville".

Les travaux de Cady (1960) et d'Osberg (1965) ont permis de reconnaître des lithologies corrélatives avec la partie supérieure du Groupe de Oak Hill (les Formations de Bonsecours et de Sweetsburg d'Osberg, 1965) au sein de la "Phase de Mansville". La présence de ces roches relativement jeune au coeur de la vallée de Sutton a, par conséquent, permis de définir la structure synclinale de Valcourt (Osberg, 1965) ou de Sutton/Richford (Eakins, 1964; Clark et Eakins, 1968).

Les travaux de Colpron (1990), dans la région du Lac Brome, confirme la corrélation entre certaines lithologies du Complexe de Mansville et la partie supérieure du Groupe de Oak Hill (phyllade graphitique [MN8], et schiste laminé [MN7]). Toutefois, Colpron (1990) reconnaît aussi une série d'assemblages stratigraphiques distincts, limités à des "écaillés" structurales bordées par des failles, au sein de la vallée de Sutton. Sur la base de ces observations, il définit trois assemblages stratigraphique qu'il corrèle avec la partie inférieure du Groupe de Oak Hill (Colpron, 1990, Tableau 2-3): les assemblages d'Hivernon, de Windrush, et de Bondville.

Dans la région de Sutton, outre les unités de phyllade graphitique (MN8) et de schiste laminé (MN7), seul des lithologies s'apparentant aux assemblages d'Hivernon et de Windrush sont reconnues. Toutefois, les relations stratigraphiques au sein de chacun des assemblages diffèrent quelque peu de celles décrites dans la région du Lac Brome. Par conséquent, nous décrivons les lithologies du Complexe de Mansville sans nous soucier de leur ordre stratigraphique. Ce dernier sera précisé dans un rapport ultérieur. Sur notre carte, nous avons toutefois conservé une symbolique similaire à celle employée par Colpron (1990).

Les quatre premières unités cartographiques décrites ci-dessous s'apparentent de près aux unités basales du Groupe de Oak Hill (i.e., Tibbit Hill, Call Mill, Pinnacle et White Brook). La distribution de ces lithologies est à toutes fins pratiques limitée à un lambeau de faille limité à l'ouest par la faille de Brome et à l'est par une faille subsidiaire de cette dernière. Vu la grande similarité entre ces lithologies et la partie inférieure du Groupe de Oak Hill, les descriptions qui suivent seront élaborées à partir de celles des unités correspondantes dans la stratigraphie du Oak Hill, l'emphase étant accordée aux différences plutôt qu'à la duplication des similitudes. Nous préférons cette procédure, plutôt que d'incorporer ces lithologies aux formations du Groupe de Oak Hill, à cause de leur contexte structural et stratigraphique particulier.

Roches Vertes (MN1)

Cette unité est équivalente, lithologiquement et géochimiquement (Colpron, 1990), au schiste massif de la Formation de Tibbit Hill. L'unité de roches vertes affleure essentiellement à l'est immédiat de la faille de Brome. Sur sa carte, Eakins (1964) incluait dans le Tibbit Hill la plus importante bande d'affleurements de cette unité de roches vertes (i.e., au sud-ouest d'Abercorn). Nos travaux démontrent toutefois que l'unité de roches vertes (MN1) est séparée de la Formation de Tibbit Hill par une zone de faille majeure: la Faille de Brome.

Description

Dans la région de Sutton, l'unité de roches vertes (MN1) comprend deux types lithologiques: un schiste à chlorite-albite-épidote et un schiste amygdaloïde gris. Ces deux lithologies correspondent en tous points aux descriptions données pour la Formation de Tibbit Hill. Le schiste à chlorite-albite-épidote est de couleur vert moyen à foncé, et s'altère en des teintes vert brunâtres. Localement, cette lithologie contient aussi de la calcite.

Le schiste amygdaloïde est de couleur gris clair à moyen, et s'altère en des teintes de gris blanchâtre à gris-vert clair. La roche contient jusqu'à 30-40% d'amygdales, le plus souvent remplies de quartz, feldspath, chlorite et/ou épidote. Les amygdales sont le plus fréquemment fortement déformées et étirées.

Contact

L'unité de roches vertes est généralement surmontée d'un phyllade à muscovite-chlorite (MN2a). Ce contact est franc. Tout autres contacts entre l'unité de roches vertes et les autres lithologies du Complexe de Mansville sont d'origine tectonique.

Phyllade à muscovite-chlorite (MN2a)

Cette unité correspond au Membre de Call Mill de la Formation de Pinnacle. Elle affleure sporadiquement au contact entre les unités de roches vertes (MN1) et de wackes (MN2).

Description

Cette unité est exclusivement composée d'un phyllade à muscovite-chlorite, de couleur gris foncé à noir. Tout comme le Call Mill, des "fragments" et/ou des "horizons" phylliteux, de couleur beige et vert très clair, sont fréquemment observés. La dimension de ces fragments excède rarement 0.5 cm. La roche est habituellement bien foliée et se casse le long du clivage dominant pour former de

minces plaquettes.

Contacts et épaisseur

Le phyllade à muscovite-chlorite est en contact franc avec l'unité sus-jacente de wacke gris foncé (MN2), de même qu'avec l'unité sous-jacente de roches vertes (MN1).

L'épaisseur apparente de ce phyllade varie entre 0 et 40 mètres. Le manque d'information ne nous permet cependant pas de préciser son épaisseur réelle.

Wacke gris foncé (MN2)

Cette unité est équivalente à la Formation de Pinnacle. Dans la région de Sutton, deux lithologies sont cartographiées au sein de cette unité.

Description

Le faciès le plus commun de cette unité est un wacke à quartz-ilménite³-chlorite, de la granulométrie des sables fins, et de couleur gris moyen à foncé. Le wacke est mal trié et contient une matrice de chlorite (\pm muscovite) relativement importante. La stratification est définie par de fines lentilles quartzieuses blanchâtres, faisant moins de 0.5 cm d'épaisseur par 3-10 cm de longueur. Par endroits, de minces (\approx 0.5 cm) horizons de phyllade à chlorite-muscovite noir exhibent un patron de plissement complexe.

La minéralogie de ce wacke n'est pas sans rappeler celle du faciès de wacke à quartz-ilménite-chlorite de la Formation de Pinnacle. La présente unité diffère toutefois par sa plus forte proportion en chlorite. Cette dernière se retrouve, avec la muscovite, le long de la foliation dominante (S_2). L'intensité de la foliation est telle que pratiquement l'ensemble des grains de quartz y sont aplatis. La

³ voir note #2.

magnéto-ilménite est parfois relativement abondante, sub-anguleuse à sub-arrondie, et fréquemment fortement altérée en rutile. Dans l'ensemble, les échantillon de wacke gris foncé semblent avoir une fraction plus importante de zircon que la moyenne observée dans la Formation de Pinnacle. Les lits de minéraux lourds (ainsi que les structures syngénétiques) ne sont pas communs dans cette unité. A proximité de son contact supérieur, le wacke gris foncé devient plus schisteux (c.-à-d., riche en muscovite-chlorite).

Localement, l'unité MN2 est représentée par un schiste à muscovite-quartz-ilménite-chlorite, à grains très fins, de couleur vert clair à moyen, et d'altération beige ou brunâtre. Les grains de minéraux lourds sont présents en concentration variable et toujours disséminés dans la matrice. De minces lentilles de grès quartzeux, à grains fins, sont localement observées.

Marbre dolomitique (MN3)

Cette unité est équivalente au marbre dolomitique de la Formation de White Brook. Toutefois, contrairement à son équivalent dans le Oak Hill, ce marbre dolomitique n'affleure que de façon sporadique et ne forme que des bandes d'affleurements discontinues. Dans la région de Sutton, on retrouve des affleurements de marbre dolomitique (MN2) aux localités suivantes: 1) à 600 mètres au sud-est d'East Pinnacle; 2) à 1.9 km à l'ouest d'Alva; et 3) à 1.6 km au nord-ouest de Sutton.

Description

Ce marbre dolomitique est en tout points similaire à celui de la Formation de White Brook. Il est de couleur blanc, blanc rosé, ou gris clair, à grains très fins, et à croûte d'altération brune. Des grains de quartz sont omniprésents, quoiqu'en concentrations variables. Des veines de quartz, de 1 à 3 cm de large, sont aussi fréquemment observées.

Par contraste avec son équivalent du Oak Hill, cette unité est relativement homogène, ne contenant pas d'horizon de brèche dolomitique ou d'ardoise hématifère.

Contacts

Le marbre dolomitique est en contact franc et concordant avec le wacke gris foncé (MN2) et le phyllade à muscovite-chlorite-albite (MN4) ou le schiste laminé (MN7).

Phyllade à muscovite-chlorite-albite (MN4)

Ce phyllade est, en général, lithologiquement similaire au faciès dominant de la Formation de West Sutton. Ce phyllade est particulièrement abondant au nord-ouest immédiat d'Abercorn où il comprend aussi des horizons mineurs de quartzite laminé et de microconglomérat. Ailleurs, le phyllade est généralement discontinu et marque le contact entre soit le wacke gris foncé (MN2), soit le schiste quartzifère (MN5), et le schiste laminé (MN7).

Description

Cette unité correspond à un phyllade à muscovite-chlorite-albite, de couleur gris argenté, gris verdâtre foncé, ou noir, et à grains fins. Ce phyllade est caractérisé par la présence de petits (1-2 mm) porphyroblastes d'albite blanche. Localement, le phyllade contient de fines (1-3 mm) laminations silteuses blanchâtres.

En lame mince, le phyllade montre une composition variable dominée par la muscovite et la chlorite ferrifère. Le quartz et le feldspath sont essentiellement limités aux laminations silteuses. Les porphyroblastes d'albite montrent fréquemment des évidences pour deux épisodes de croissance. Les minéraux opaques sont un constituant essentiel du phyllade.

Au sud de l'intersection des chemins Spencer et Hillcrest, à 1.5 km au nord-ouest d'Abercorn, le phyllade est interstratifié avec des horizons décimétriques de quartzite laminé gris clair. A cet endroit, le phyllade est, localement, légèrement graphitique. La stratification est marquée dans le quartzite laminé par des lits de 2-3 cm de microconglomérat. Ces derniers sont essentiellement

constitués de grains de 2-3 mm de quartz bleutés. Certains grains atteignent jusqu'à 1 cm de granulométrie.

Contacts

Le contact entre le phyllade à muscovite-chlorite-albite et le schiste quartzifère (MN5) semble être graduel. Son contact avec le wacke gris foncé (MN2) n'a pas été directement observé dans la région de Sutton. Toutefois, le phyllade (MN4) est observé en contact franc avec le marbre dolomitique (MN3) le long du chemin Dyer, à 1.6 km au nord-ouest de Sutton. Son contact supérieur, avec le schiste laminé (MN7) est moins bien défini. Les relations de terrain suggèrent que ce contact soit graduel.

Métawacke et schiste quartzifère (MN5)

Les lithologies attribuées à cette unité correspondent à "l'assemblage de Windrush" défini par Colpron (1990) dans la région du Lac Brome. Colpron (1990) corrèle ces lithologies en partie avec la Formation de Pinnacle bien qu'il n'y ait pas d'équivalence lithologique directe entre ces deux unités.

Dans la région de Sutton, seul les faciès de métawacke et de schiste quartzifère ont été reconnus à ce jour. De plus, un nouveau faciès de schiste à muscovite-chlorite-albite-quartz, non reconnu dans la région du Lac Brome, fut identifié à une seule localité.

L'unité de schiste quartzifère (MN5) affleure de façon discontinue au coeur de la vallée de Sutton.

Descriptions

Cette unité (MN5) est essentiellement constituée d'un métawacke à quartz-feldspath-muscovite, de couleur gris clair à gris verdâtre clair, et d'un schiste à muscovite-quartz-chlorite-magnétite, de couleur gris clair. Ces deux lithologies présentent des teintes d'altération variant de gris

très clair à blanc. Le schiste quartzifère est la lithologie la plus commune sur le terrain.

Le métawacke est d'extension beaucoup plus restreinte que le schiste quartzifère. Il se caractérise aisément par son abondance de grains de quartz bleutés, de la taille des sables moyens à grossiers. Le métawacke n'est que modérément folié; la foliation (S_2) étant définie par un mince film de muscovite. De petits cristaux automorphes de magnétite sont disséminés dans la roche.

Le schiste est, lui, fortement folié, étalant de fines laminations de matériel quartzo-feldspathique transposé le long de la foliation dominante (S_2). Des cristaux de magnétite, à grains très fins, définissent de délicates laminations noirâtres, représentant possiblement une stratification "fantôme". Des cristaux plus large (1-3 mm) de magnétite automorphe recourent, eux, la foliation dominante. Localement, la magnétite peut constituée jusqu'à 5% de la roche. Là où la muscovite est plus abondante, les "ségréations" de matériel quartzo-feldspathique deviennent plus évidentes, et définissent un fabrique ancienne (S_1). Par endroits, de fines aiguilles de tourmaline sont visibles le long des laminations quartzo-feldspathiques.

En lame mince, le schiste quartzifère est essentiellement constitué de quartz et de muscovite. Le quartz et l'albite, finement recristallisés, définissent des domaines rubannés alternant avec des domaines riche en muscovite. La tourmaline est prismatique et de couleur bleu-vert. Contrairement aux roches décrites précédemment, le schiste quartzifère ne contient pas de coeur détritique de tourmaline, cette dernière n'étant exclusivement que d'origine métamorphique.

A environ 1.7 km au sud-ouest de Sutton, l'unité MN5 est composée à plus de 50% d'un schiste à muscovite-chlorite-albite-quartz de couleur gris moyen brillant, et d'altération gris foncé. Cette lithologie se distingue par son aspect "grenu" conféré par les cristaux grossiers de muscovite tardive.

Schiste Laminé (MN7)

Cette unité est celle exposée le plus abondamment au sein du Complexe de Mansville. Elle correspond, en partie, à la Formation de Bonsecours d'Osberg (1965), telle que mise en carte dans le synclinal de Valcourt, entre Richmond et Knowlton. Au Vermont, des roches similaires sont attribuées à la Formation d'Underhill (Doll et al., 1961; Dennis, 1964; Mock, 1989). Cette formation est suivie jusque dans le centre de l'état, où elle disparaît, à la hauteur du massif précambrien de Green Mountain (Doll et al., 1961; Stanley et Ratcliffe, 1985; Stanley et al., 1987a). Colpron (1990) corrèle cette unité avec la Formation de Frelighsburg du Groupe de Oak Hill.

Description

Cette unité correspond à un schiste à muscovite-quartz-albite \pm chlorite, de couleur vert clair, comprenant des laminations de quartz-albite blanchâtres, dont les épaisseurs varient de 5 mm à 2-3 cm. Ces laminations peuvent généralement être suivies sur des distances de plusieurs mètres, bien que souvent elles varient d'épaisseur, au point d'être, localement, lenticulaires. Ces laminations sont invariablement sub-parallèle à la schistosité ancienne (S_1). Elles sont parfois confondues avec les nombreuses veines de quartz laiteux que l'on observe fréquemment parallèle à la schistosité S_1 dans cette unité. Par endroit, les laminations de quartz - albite peuvent représenter jusqu'à 30-40% de la roche.

La pyrite automorphe (<5 mm) est un constituant habituel du schiste laminé. Des horizons riches en magnétite sont localement observés. En d'autres endroits, l'unité de schiste laminé exhibe de fins cristaux (1-2 mm) de biotite et/ou de muscovite post-cinématique (i.e., post- S_2). A proximité de son contact avec le phyllade graphitique (MN8), le schiste laminé contient souvent des horizons carbonatés.

Un schiste à porphyroblastes d'albite (MN7a) est reconnu à 1.2 km au sud d'Alva. Cette lithologie est exclusive à la région de Sutton. Elle s'apparente toutefois avec un schiste similaire attribué à la Suite métamorphique de Sutton dans le secteur de Knowlton (Colpron, 1990). Ce schiste,

constitué de muscovite-albite-magnétite±chlorite, est de couleur vert moyen à foncé. Les porphyroblastes d'albites blanches atteignent près de 2 mm de diamètre.

Contacts

Le contact entre le schiste laminé et l'unité sus-jacente de phyllade graphitique est de nature transitionnelle. La nature de ce passage graduel varie, cependant, d'une localité à l'autre. Dans la plupart des cas, le schiste laminé devient plus quartzeux, et souvent carbonaté, à l'approche de ce contact. Dans tous les cas, le contact est défini sur la dernière apparition de schiste et/ou phyllade non-graphitique. Les principales caractéristiques de ce contact, de même que des localités où il est bien représenté, sont décrites en détail par Colpron (1990).

Phyllade Graphitique (MN8)

Cette unité correspond à la Formation de Sweetsburg telle que mise en carte par Osberg (1965) au coeur du synclinal de Valcourt. Osberg (1965) a tracé cette unité depuis les environs de Racine jusque dans la région de Brome.

Au Vermont, un phyllade similaire fut tour à tour désigné comme étant la Formation d'Ottawaquechee (Christman, 1959; Doll et al., 1961), un membre de la Formation d'Underhill (Doll et al., 1961), un faciès de la Formation de White Brook (Dennis, 1964; Thompson, 1975), ou la Formation de Sweetsburg (Dennis, 1964; Rose, 1987; Doolan, 1987; Mock, 1989).

Dans notre région, le phyllade graphitique affleure sporadiquement dans la vallée de Sutton. Il occupe toujours le sommet de la stratigraphie du Complexe de Mansville. Bien qu'étant essentiellement constituée d'un phyllade graphitique homogène, aucune localité ne présente tous les aspects de cette unité. La principale bande d'affleurements du phyllade graphitique se retrouve de part et d'autre de la route 139 entre Abercorn et Alva.

Description

L'unité MN8 correspond à un phyllade graphitique homogène, de couleur brun foncé à noir, et contenant localement de la pyrite (automorphe; ≈ 1 mm). Vers la base, des laminations silteuses, blanches ou beiges, localement dolomitiques, sont fréquemment observées. Ces dernières, d'une épaisseur moyenne d'environ 1 cm à la base de l'unité, décroissent rapidement en s'éloignant du contact inférieur. La présence de laminations silteuses semble être limitée aux 5 mètres inférieurs de l'unité de phyllade graphitique (Colpron, 1990). Cette roche déploie toujours une schistosité pénétrative (S_1) sub-parallèle à la stratification.

Sur la berge de la rivière Sutton, à environ 800 mètres au sud d'Alva, un lit de 10-15 cm d'épaisseur de marbre dolomitique finement laminé et gris foncé est observé. Ce marbre correspond en tout point à celui décrit par Colpron (1990) à la base de l'unité de phyllade graphitique dans la région de Sutton.

Ailleurs, à environ 1.5 km au nord-nord-ouest d'Alva, quelques affleurements de marbre dolomitique gris clair (MN8b), d'altération beige brunâtre, marquent le contact entre le phyllade graphitique (MN8) et le schiste laminé (MN7) sous-jacent. Ce marbre, d'une épaisseur maximale de 3-5 mètres, ressemble au marbre dolomitique de la Formation de Dunham, tel que par Colpron (1990) et Charbonneau (1980). Il contient, par endroit, quelques grains de quartz détritique. Un petit affleurement, associé à cette bande de marbre dolomitique, est composé d'un grès dolomitique "friable" d'altération brune.

Finalement, à environ 2 km à l'ouest-sud-ouest de Sutton, le long du chemin Westwood, le contact entre le phyllade graphitique (MN8) et le schiste laminé (MN7) est marqué par un horizon de schiste à muscovite, localement graphitique, et d'altération orangée. Ce schiste est aussi, localement, carbonaté.

SUITE MÉTAMORPHIQUE DE SUTTON

La nomenclature lithodémique de Suite métamorphique de Sutton fut introduite par Marquis et al. (1987; et, Marquis, 1989) pour désigner les roches polydéformées et "fortement" métamorphisées occupant le coeur des Monts Sutton. Historiquement, ces roches furent tout d'abord décrites sous le nom de Schistes de Sutton par Clark (1934). Clark (1934, p.9) a décrit les Schistes de Sutton comme étant une séquence de:

"...sericitic, siliceous, and carbonaceous schists, with, here and there, beds of dolomitic marble and quartzite. Everywhere the sedimentary origin of these schists is apparent. Locally throughout this mass, particularly in the heart of the Sutton Mountains, the rocks have been so impregnated with albite as properly to be called gneisses."

Clark interprétait les Schistes de Sutton comme étant sus-jacents à la Formation de Tibbit Hill et, tout au moins en partie, corrélatifs avec le Groupe de Oak Hill. Il proposait que les Schistes de Sutton puissent couvrir un intervalle allant du Cambrien inférieur à l'Ordovicien (?).

Depuis lors cette terminologie fut employée par plusieurs auteurs (Cady, 1960; Eakins, 1964; Rickard, 1965; Roth, 1965; Clark et Eakins, 1968; et, Lamothe, 1979). Toutefois, peu de ces auteurs (Rickard, carte non publiée, 1961; Lamothe, 1979) ont décrits des unités cartographiables au sein des Schistes de Sutton.

Dans son étude de la région d'Eastman-Orford, de Römer (1960) a subdivisées ces roches en deux grandes unités: 1) une unité de schiste à quartz-séricite; et 2) une unité de schiste à quartz-séricite-graphite. Il a introduit la terminologie de Groupe de Bonsecours pour l'ensemble de ces roches. Ce nom fut par la suite adopté par Lamothe (1981a, 1981b). Entre-temps, Osberg (1965) utilisait le nom de Bonsecours pour désigner l'ensemble de ces roches, la quasi-totalité du Complexe de Mansville, et une partie du Groupe de Oak Hill (Formation de Frelighsburg).

Des roches similaires, exposées dans les Monts Notre-Dame (environ 100 km au nord est de la région du Lac Brome), sont nommées Schistes de Bennett (Béland, 1957; Slivitzky et St-Julien, 1987; St-Julien, 1987). Les Schistes de Bennett furent subdivisés sur la base de corrélations lithologiques

avec les unités adjacentes: le Groupe de Oak Hill, le Groupe de Rosaire, et le Groupe de Caldwell (St-Julien, 1987).

Au Vermont, la Suite métamorphique de Sutton correspond en partie aux Formations d'Hazens Notch et d'Underhill (Doll et al., 1961; Doolan et al., 1982; Stanley et Ratcliffe, 1985).

Plus récemment, Colpron (1990) identifiait plusieurs unités cartographiques au sein de la Suite de Sutton dans la région du Lac Brome. Son étude indiquait que la Suite métamorphique de Sutton est essentiellement subdivisée en deux grandes unités: 1) une unité de schistes graphitiques; et 2) une unité de lithologies non-graphitiques. Ces subdivisions rejoignent les conclusions de DeRömer (1960), récemment confirmées par Rose (comm. pers., 1989), pour la région d'Eastman. Toutefois, Colpron (1990) reconnaît 6 lithologies distinctes au sein de la subdivision "non-graphitique". Il proposait, sur la base de corrélation possible avec le Groupe de Oak Hill, une "stratigraphie" pour la Suite métamorphique de Sutton.

Dans la région de Sutton, ces mêmes subdivisions sont observées. Tout comme dans la région du Lac Brome, l'unité de schistes graphitiques domine (proportionnellement) la Suite de Sutton. Nous reconnaissons 5 lithologies "non-graphitiques". La symbolique utilisée dans ce rapport correspond essentiellement à celle adoptée par Colpron (1990) dans la région du Lac Brome.

Unité de Roches Vertes (SS1)

L'unité de roches vertes n'a qu'une distribution limitée dans la région de Sutton. On retrouve les roches métavolcaniques le long de minces bandes d'affleurements au sein de l'unité de schiste à quartz-albite (SS4). De plus importantes masses de roches métavolcaniques sont observées: 1) en contact avec un schiste à albite vert (SS2), au sud immédiat de Saint-Pierre; et 2) au sein du schiste graphitique (SS6), à environ 2.1 km au nord-est du Centre-Kelly.

L'étude de Colpron (1990) indiquait que les roches métavolcaniques de la Suite de Sutton étaient d'affinités tholéitiques, une signature géochimique distincte des autres assemblages volcaniques de la

zone de Humber (i.e., Tibbit Hill, et Mansville). Les résultats préliminaires obtenus dans le cadre de la présente étude suggèrent une signature géochimique similaire à celle des roches vertes de la région du Lac Brome.

Contrairement à la région du Lac Brome, une seule lithologie est reconnue au sein de l'unité de roches vertes dans la région de Sutton.

Descriptions

Le type de roche métavolcanique cartographié au sein de la Suite métamorphique de Sutton dans la région de Sutton correspond à un schiste à chlorite-albite-épidote-hornblende (\pm calcite \pm quartz \pm biotite) vert moyen à vert foncé. Cette lithologie se caractérise par l'omniprésence de porphyroblastes d'albite blanche (1-5 mm). Par endroits, les porphyroblastes d'albite sont concentrés en horizons de 3-5 cm d'épaisseur, définissant un litage compositionnel parallèle à la schistosité S_1 . Le plus souvent, l'albite est disséminée, constituant moins de 10% de la roche (estimation visuelle).

La roche est relativement massive et n'est que faiblement foliée. Localement, de petits grains, disséminés, de hornblende et de biotite sont observés en surface d'affleurement.

En lame-mince, l'albite se retrouve majoritairement sous forme de petits grains équi-granulaire dans la matrice. Les porphyroblastes préservent une foliation S_1 sous forme d'inclusions, indiquant que leur croissance est tardi- à post- S_1 . La chlorite magnésienne, coexistante avec la biotite, présente une extinction irrégulière suggérant qu'elle soit rétrograde après de la biotite. L'amphibole, étant un constituant majeur dans certains échantillons, définit, avec la biotite et la chlorite, une foliation composite S_1 - S_2 . L'amphibole est constituée d'un coeur bleu-vert de hornblende (?) entouré d'une mince excroissance d'actinote. La séricite, présente en faible proportion dans certains échantillons, résulte principalement de la saussuritisation de l'albite.

En tant qu'unité cartographique, l'unité de roches vertes comprend aussi des quantités mineures de schistes à albite s'apparentant à l'unité SS2 de la Suite de Sutton. La description de ces roches est

donnée plus loin. Toutefois, il est important de mentionner ici que ces schistes sont habituellement plus riches en porphyroblastes d'albite lorsqu'ils sont associés à l'unité de roches vertes.

Contacts

L'unité de roches vertes semble transitionnelle avec l'unité de schistes/gneiss à albite (SS2). Cette dernière montre généralement une augmentation de la dimension et de la quantité des porphyroblastes d'albite à l'approche des affleurements de schiste mafique. Localement, le schiste mafique est "interstratifié" avec des horizons d'environ 1 mètre de schiste à albite. Toutefois, les contacts entre les deux lithologies sont nets.

Nous croyons aussi que l'unité de roches vertes est concordante, bien qu'en contact franc, avec l'unité de schiste à quartz-albite (SS4).

Métavolcaniclastites ? (SS1a)

Cette unité n'est observée qu'à trois localités dans la région de Sutton: 1) à 1.1 km à l'est-sud-est du Développement-Boulanger; 2) à environ 2.6 km au nord du Mont Gagnon; et 3) à 1.7 km au nord-ouest du Mont Gagnon. Partout, ces roches ne se retrouvent qu'exclusivement au sein de l'unité de schiste à quartz-albite (SS4). De par leur composition, nous envisageons la possibilité que ces roches pourraient représenter des faciès volcanoclastiques associés à l'unité de roches vertes.

Descriptions

L'unité de métavolcaniclastites (SS1a) correspond à un schiste à chlorite-muscovite-albite-calcite de couleur vert foncé. Cette roche contient des porphyroblastes d'albite blanches atteignant jusqu'à 3 mm de diamètre. Cette roche d'aspect grenue présente parfois une croûte d'altération brune, trahissant l'abondance des carbonates.

Schistes et "gneiss" à albite (SS2)

Dans la région du Lac Brome, l'unité de schiste/gneiss à albite constituait l'unité dominante des lithologies "non-graphitiques" (Colpron, 1990). Dans la région de Sutton, seules des quantités mineures de cette unité furent cartographiées.

Cette unité affleure principalement au sud immédiat de Saint-Pierre. Une mince bande de schiste à albite est aussi observée à 1.5 km au nord-est du Centre-Kelly. Finalement, quelques affleurements isolés sont aussi présents dans le lit du ruisseau de Sutton respectivement au nord immédiat et à l'ouest du Développement-Boulanger.

Description

Cette unité correspond essentiellement à un schiste à muscovite-quartz-chlorite, de couleur gris vert moyen ou gris moyen, d'altération rougeâtre, et caractérisé par la présence de porphyroblastes d'albite blanche de 1 à 5 mm de diamètre. Ces derniers représentent en moyenne moins de 10% de la roche (estimation visuelle). Toutefois, cette proportion augmente notablement à l'approche de l'unité de roches vertes (SS1). Le contact entre les unités SS2 et SS1 est, tel que mentionné précédemment, graduel.

Au sud de Saint-Pierre, cette unité est, localement, plus quartzifère et très riche en albite. Cet enrichissement en quartz et albite est parfois tel que la dénomination de "gneiss" convient mieux à cette roche. Dans ces derniers cas, la roche devient de couleur gris clair. Certains affleurements exhibent une alternance d'horizons décimétriques riches en quartz-albite et en muscovite.

Colpron (1990) rapporte la présence de grenat (almandin) dans le schiste à albite au nord immédiat de la région de Sutton. Le schiste à albite contient fréquemment des cristaux automorphes de magnétite et de la tourmaline.

Schiste à quartz-albite (SS4)

Cette unité est décrite pour la première fois dans la région de Sutton. Elle est proportionnellement la seconde en importance après l'unité de schiste graphitique (SS6). Elle affleure essentiellement le long de "masses" d'orientation nord-est dans la moitié sud-est de la superficie couverte par la Suite métamorphique de Sutton. Ses relations de terrain sont très bien représentées par les diverses coupes présentes le long des pistes de ski de Mont-Sutton. Nous proposons comme coupe de référence les affleurements bordant le chemin Réal-Boulanger.

Description

Cette unité consiste en un schiste à quartz-albite-muscovite \pm chlorite, gris moyen, et d'altération blanchâtre. L'aspect grenu de cette lithologie lui est conférées par son abondance de petits porphyroblastes d'albite. L'albite est le plus souvent de couleur blanche, bien que l'albite noire soit aussi commune. La roche contient aussi, fréquemment, de la tourmaline, de l'ankérite, de la pyrite, et, localement, de la pyrrhotite. La tourmaline se présente sous forme de petits cristaux prismatiques atteignant parfois plus d'un centimètre de long. La tourmaline se retrouve sur le plan de la foliation S_2 et n'est que partiellement orientée. La présence d'ankérite est identifiée par de petits "nodules" d'altération brune. Les "nodules" d'ankérite sont alignés parallèlement à la schistosité S_1 . Cette alignement de "nodules" d'ankérite pourrait aussi représenté la trace de la stratification transposée selon S_1 . La pyrite est présente sous forme de petits cristaux automorphes disséminés. Plus rarement, de petites lentilles de pyrite hypidiomorphe se retrouve le long de la foliation S_2 . La pyrrhotite forme de lentilles alignées selon la foliation S_2 . Localement, ces lentilles atteignent des dimensions centimétriques.

Par endroits, la roche devient plus riche en muscovite et d'une teinte légèrement verdâtre. Ces horizons riches en muscovite rappellent l'aspect du schiste laminé (SS5). Nous croyons de plus que le schiste à quartz-albite (SS4) et le schiste laminé (SS5) pourrait être latéralement équivalents.

Schiste laminé (SS5)

Cette unité correspond en tous points à la description donnée pour l'unité MN7 du Complexe de Mansville. Elle diffère toutefois par son association avec le schiste graphitique (SS6) et, à une localité, avec l'unité de roches vertes. Les principaux affleurements de schistes laminé se retrouvent essentiellement au nord du Centre-Kelly. On retrouve aussi du schiste laminé (SS5) dans le lit du ruisseau de Sutton, aux environs du Développement-Delage, de même qu'en bordure du ruisseau de Cook.

Description

Il s'agit d'un schiste à muscovite-quartz-albite-chlorite, vert clair ou gris verdâtre, contenant des laminations millimétriques à centimétriques de quartz-albite. L'unité SS5 diffère aussi de l'unité MN7 (Complexe de Mansville) par la présence, localement, de petits porphyroblastes d'albite blanchâtre. La roche contient communément de la pyrite automorphe ou, plus rarement, de la magnétite. Tout comme le schiste à quartz-albite (SS4), le schiste laminé contient, localement des "nodules" d'ankérite alignés selon la foliation S_1 .

Un schiste à muscovite-quartz-albite-tourmaline, de couleur vert clair, et d'altération rougeâtre, est aussi attribuée à l'unité SS5. Cette lithologie contient aussi, localement, de fines laminations de quartz-albite.

Schiste à muscovite-quartz-graphite (SS6)

Cette unité représente la lithologie majoritaire de la Suite métamorphique de Sutton. Elle est principalement caractérisée par sa couleur gris foncé à noire, et son hétérogénéité. Elle est directement corrélée avec la Formation de Hazens Notch au Vermont (Stanley et al., 1987a, 1987b; Doolan et al., 1982; Baer et al., 1971).

L'unité de schiste graphitique (SS6) affleure abondamment sur toute la ceinture couverte par la

Suite de Sutton. Un affleurement caractéristique de cette unité est présent au bout du chemin Réal-Boulangier, à la base des pistes de ski du Mont-Sutton (altitude 540).

Description

L'unité SS6 correspond à un schiste à muscovite-quartz-graphite-pyrite, de couleur brune ou noir, et d'altération rouille. Le contenu en graphite varie dramatiquement au sein d'un même affleurement. La pyrite est fréquemment altérée, laissant des vides de forme cubique. Cette lithologie est aussi fréquemment riche en albite. L'albite se présentant sous forme de petits porphyroblastes (0.5-2 mm) de teinte gris moyen à noir. Cette coloration particulière de l'albite trahit la présence de fines inclusions de graphite dans sa maille cristalline.

La tourmaline est commune et aisément observable sur les plans de schistosité (S_1). La disposition des cristaux est aléatoire. En lame mince, on peut observer que la tourmaline définit de fines laminations parallèles à S_1 . Les cristaux sont automorphes et, sans aucun doute, d'origine métamorphique. Il est à noter que la tourmaline de l'unité SS1 est jaunâtre comparativement aux excroissances métamorphiques bleu-vertes du Groupe de Oak Hill et du Complexe de Mansville. Des "lits" de quartzite noir bleuté, gris foncé, ou gris clair, sont localement observés.

Le schiste à muscovite-quartz-graphite est contact franc avec toutes les unités de la Suite de Sutton.

Serpentinite (SS7)

Quelques petits affleurements de serpentinite sont observés dans la région de Sutton. La roche est généralement d'une couleur gris moyen, s'altérant en des teintes de blancs, de beiges, ou de brun-orangé. La roche est essentiellement composée d'antigorite et de talc, avec des quantités mineures de calcite et pyrite. Dans le ruisseau de Sutton, au nord du Domaine Mont-Louis, la serpentinite marque le

contact entre le schiste graphitique (SS6) et un schiste quartzifère carbonaté. Le long du chemin Priest, au nord-est du Centre-Kelly, la serpentinite marque le contact entre le schiste graphitique (SS6) et un schiste laminé contenant des porphyroblastes d'albite (SS5). A 1.2 km au sud-ouest de la Montagne à Boyce, la serpentinite est incorporée dans le schiste graphitique (SS6), alors qu'à 2 km au nord du Mont Gagnon, elle marque le contact entre le schiste graphitique et le schiste à quartz-albite (SS4). Nous croyons que la présence de serpentinite marque des contacts de faille précoces (pré- ou syn-D₁).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région de Sutton a été affectée par au moins trois phases de déformation, toutes interprétées comme étant d'âge Taconique. Les différents éléments planaires et linéaires, de même que les structures mésoscopiques associées, seront discutés dans cette section.

DOMAINES STRUCTURAUX

Pour les besoins de notre analyse structurale, nous avons subdivisée la région de Sutton en trois domaines structuraux correspondant aux domaines lithotectoniques introduits précédemment. Les limites des différents domaines correspondent à des contacts tectoniques majeurs observés (et/ou interprétés) sur le terrain. La nature de ces contacts sera discutée plus loin dans la section portant sur les failles. Lorsque nécessaire, les domaines structuraux ont été subdivisés en sous-domaines, de façon à illustrer les variations du style structural à l'intérieur des domaines (voir figure 5).

Le domaine 1, la Nappe de Oak Hill, est dominé par les plis serrés à isoclinaux de la phase D_2 . Ce domaine a été subdivisé en trois sous-domaines (1.1 à 1.3). Ces subdivisions sont celles établies par Colpron (1990) dans la région du Lac Brome. Toutefois, par contraste avec la région du Lac Brome, la majorité des structures de deuxième phase dans la Nappe de Oak Hill sont de vergence nord-ouest. La limite entre les domaines 1 et 2 est définie par la Faille de Brome (Clark, 1934; Colpron, 1990).

Le domaine 2 correspond au Complexe de Mansville. Ce domaine est dominé par des zones de cisaillement "syn-métamorphique" et des plis D_2 non-cylindriques, isoclinaux, et de vergence sud-est. Sa limite orientale est définie par la Faille de Sutton (Colpron, 1990).

Finalement, le domaine 3, couvrant l'assemblage lithodémique de la Suite métamorphique de Sutton, représente le flanc ouest de l'antiforme de St-Etienne (Osberg, 1965). Ce domaine est caractérisé par une foliation composite S_{1-2} pénétrative, et d'orientation nord-est. Le domaine 3 a été subdivisé en deux sous-domaines (3.1 et 3.2).

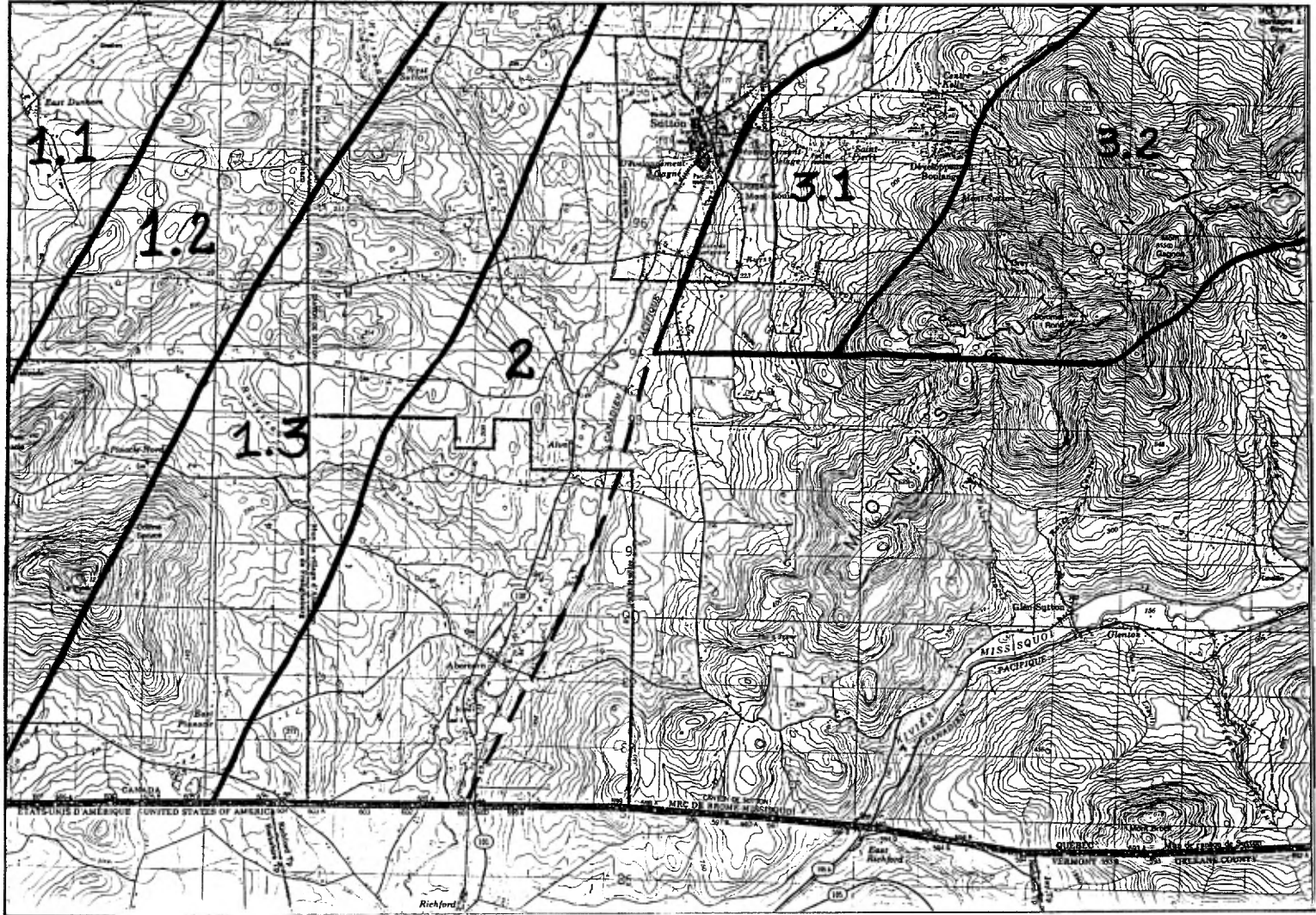


Figure 5: Carte des domaines structuraux

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

Dans cette section, les éléments planaires et linéaires mesurés sur le terrain seront décrits. Outre leur aspect "physique" à l'intérieur de chacun des domaines (et/ou sous-domaine), leur distribution statistique à l'intérieur de ces mêmes domaines structuraux sera discutée, sur la base de canevas équiaires. La terminologie et la chronologie relative utilisée dans ce rapport fut établie principalement sur la base des relations entre les différents éléments structuraux observées dans la Nappe de Oak Hill. Toutefois, il est à noter qu'un même élément (par exemple: S_1) ne se corrèle pas nécessairement dans le temps et l'espace entre les différents domaines structuraux. Il est d'autant plus important de réaliser que le développement des fabriques structurales se propageait (dans le temps et l'espace) du sud-est vers le nord-ouest. Le Tableau II résume les corrélations entre les divers éléments structuraux au sein de la zone de Humber tel qu'établies par Colpron (1990). Les relations d'âge "absolues" entre les différentes fabriques seront discutées plus loin.

Tous les éléments linéaires correspondant à une phase de déformation spécifique (D_1 , D_2 , ou D_3) sont regroupés sur un seul canevas équiaire pour chacun des domaines structuraux. Les linéations d'intersection sont indiquées par L_1^0 , L_2^0 , L_2^1 , L_3^0 , L_3^1 et L_3^2 , où l'indice inférieur réfère à l'âge relatif de l'élément linéaire, et l'indice supérieur, à l'âge relatif de l'élément intersecté et/ou déformé. Les linéations minérales (ou "d'étirement") sont indiquées par L_M . Ces dernières sont surtout associées aux structures D_2 .

Les axes de plis (P_1^0 , P_2^0 , P_2^1 , P_3^1 et P_3^2) seront discutés dans la section suivante sur les plis. Toutefois, leur distribution statistique sera comparée avec les axes calculés à l'aide des pôles des éléments planaires (B_2^0 , B_2^1 et B_3^1).

Tableau 2: Corrélations des éléments structuraux

<u>DOMAIN 1</u> STANBRIDGE NAPPE	<u>DOMAIN 2</u> OAK HILL GROUP	<u>DOMAIN 3</u> MANSVILLE COMPLEX	<u>DOMAIN 4</u> SUTTON SUITE
spaced cleavage		<u>S₃</u>	
(correlate across all structural domains; see Plate 3)			
pressure-solution cleavage	<u>S₂</u>		<u>S_{2.5}</u> (local) fault-related crenulation (Colpron et al., in progress)
	crenulation	mylonitic foliation	
<u>DOMINANT FABRIC</u>			
NOT RECOGNIZED	<u>S₁</u>		<u>S₂</u> weak spaced-cleavage
	early bedding-parallel schistosity		<u>S₁</u> pervasive schistosity and compositional layering <u>DOMINANT FABRIC</u> last crystallization event along S ₁ composite foliation; <u>includes:</u> pre-S ₁ fabrics
		<u>S₀</u> bedding	rarely recognized

576

(tiré de Colpron, 1990)

Stratification (S_0)

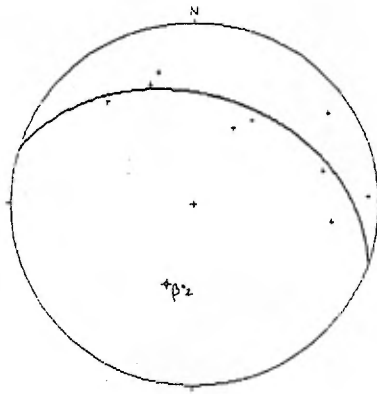
Les plans de stratification (S_0) sont surtout mesurés dans les domaines 1 et 2. Dans le domaine 1, la Formation de Pinnacle a fournie la majorité des mesures de S_0 . Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), la stratification fut essentiellement mesurée au sein de l'unité de phyllade graphitique (MN8), plus particulièrement dans le secteur d'Abercorn.

Sur la figure 6, les pôles de S_0 sont tous distribués le long d'un grand cercle dans les domaines 1, et 2. Les pôles des grands cercles (B_2^0) correspondent assez bien avec la distribution des axes de plis P_2 , indiquant que la distribution des plans de stratification est essentiellement contrôlée par les structures D_2 . Dans tous les sous-domaines, les B_2^0 indiquent des plongées faibles (modérée dans le sous-domaine 1.1) vers le sud-ouest.

Schistosité S_1

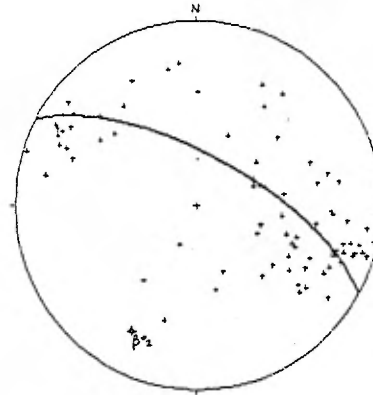
La fabrique la plus ancienne observée dans la Nappe de Oak Hill correspond à une foliation finement espacée, définie par un alignement de phyllosilicates. S_1 est de plan axial à de petits plis isoclinaux (P_1^0) rarement observés. Des veines de quartz, parallèle à S_1 , sont fréquemment observées. Ces dernières sont souvent replissées par des plis de seconde génération. La schistosité S_1 est le mieux développée dans les ardoises et les phyllades.

Dans la Nappe de Oak Hill (domaine 1) et le Complexe de Mansville (domaine 2), S_1 est une foliation sub-parallèle à la stratification. La relation entre S_0 et S_1 est particulièrement bien définie le long du chemin Hillcrest, à 1.3 km au nord d'Abercorn. A cette localité, on observe la foliation S_1 sub-parallèle à la stratification (S_0) dans un lit quartzeux du schiste laminé (MN7). La stratification et, par conséquent, la schistosité S_1 sont affectées par un pli asymétrique de deuxième phase. Dans la zone de charnière de ce pli on peut observer que S_1 recoupe avec un angle faible S_0 . Sur les flancs du pli, les



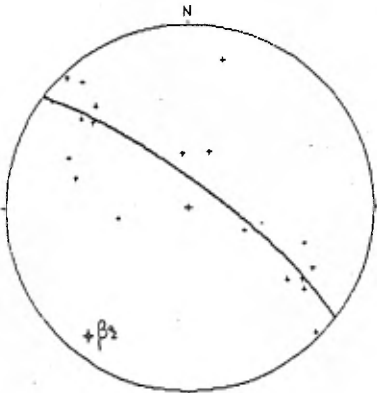
SO, DOMAINE 1.1, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	10
Great Circle Azimuth	287.7
Great Circle Plunge	39.0
1st Eigenvalue	6.21
2nd Eigenvalue	3.52
3rd Eigenvalue	1.27
LN (E1 / E2)	0.592
LN (E2 / E3)	1.033
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.583
Spherical variance	0.3273
Rbar	0.6721



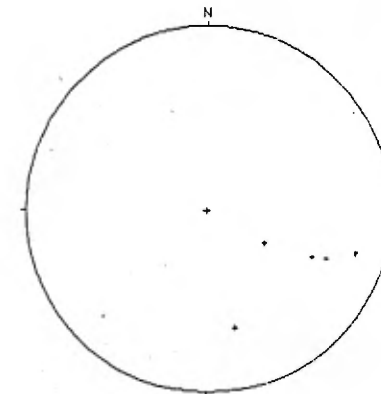
SO, DOMAINE 2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	76
Mean Lineation Azimuth	103.0
Mean Lineation Plunge	20.8
Great Circle Azimuth	239.1
Great Circle Plunge	87.4
1st Eigenvalue	47.67
2nd Eigenvalue	19.32
3rd Eigenvalue	9.01
LN (E1 / E2)	0.903
LN (E2 / E3)	0.782
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	1.165
Spherical variance	0.4664
Rbar	0.5446



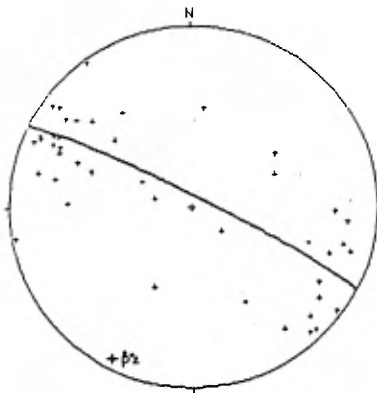
SO, DOMAINE 1.2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	20
Great Circle Azimuth	207.7
Great Circle Plunge	79.6
1st Eigenvalue	11.33
2nd Eigenvalue	5.66
3rd Eigenvalue	2.41
LN (E1 / E2)	0.745
LN (E2 / E3)	0.954
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.872
Spherical variance	0.5231
Rbar	0.4769



SO, DOMAINE 3, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	5



SO, DOMAINE 1.3, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	45
Great Circle Azimuth	257.7
Great Circle Plunge	64.5
1st Eigenvalue	30.86
2nd Eigenvalue	9.24
3rd Eigenvalue	1.80
LN (E1 / E2)	1.209
LN (E2 / E3)	0.654
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	1.847
Spherical variance	0.2789
Rbar	0.4231

Figure 6: Stéréogrammes des pôles de la stratification S_0

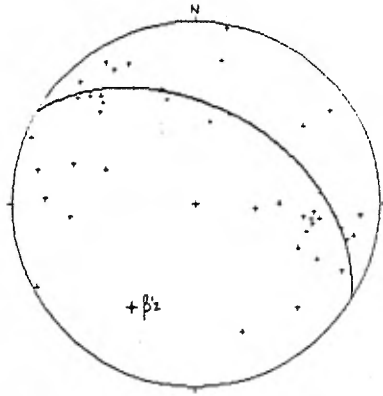
plans S_0 et S_1 sont transposés le long du clivage régional S_2 .

Sur la figure 7, on peut voir que les pôles de S_1 sont tous distribués selon un grand cercle dans tous les domaines. Dans les domaines 1 et 2, les pôles des grands cercles (B_2^1) indiquent, une fois de plus, des plis P_2 plongeant faiblement à modérément vers le sud-ouest.

Dans la Suite de Sutton (domaine 3) S_1 est une schistosité pénétrative, souvent marquée par de nombreuses veines de quartz, et/ou un litage compositionnel d'origine tectonique. Sur les flancs de plis P_2 , S_1 est, le plus souvent, sub-parallèle à la foliation S_2 . Les observations mésoscopiques et microscopiques indiquent que la foliation S_1 , telle que mesurée sur le terrain, représente vraisemblablement le dernier épisode de recristallisation associé au développement d'une foliation composite durant la phase D_1 . La distribution des pôles de S_1 dans le domaine 3 montre une concentration de points dans le quadrant sud-est, indiquant un plan S_1 moyen d'orientation N215/44. La distribution des pôles de S_1 est presque similaire à celles des pôles de S_2 , attestant de la nature isoclinale des plis P_2 . Les pôles des grands cercles (B_2^1) indiquent une plongée légèrement plus au sud-ouest que la moyenne des axes P_2 dans ce domaine.

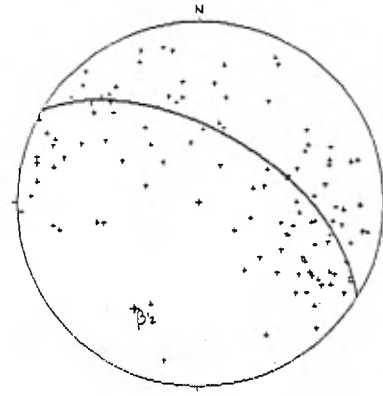
Clivage de crénelure S_2

Le clivage S_2 est la foliation dominante dans les domaines 1, 2, et 3. Dans le Groupe de Oak Hill, S_2 est un clivage de crénelation sur S_1 (dans les schistes et phyllades) ou un clivage de pression-solution anastomosé (dans les grès). Le plan de clivage est généralement marqué par une recristallisation des micas (muscovite et/ou séricite). Le clivage de pression-solution S_2 est fréquemment associé au développement de plis de formes irrégulières dans les horizons de grès noir de la Formation de Pinnacle. Le clivage est habituellement réfracté dans les lits plus compétents de grès noir. S_2 est espacé de 0.5 cm ou moins. Vers l'est, à l'approche de la faille de Brome, S_2



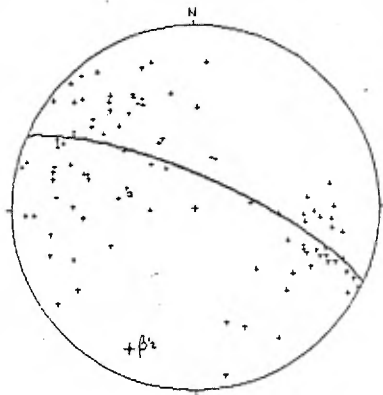
S1, DOMAINE 1.1, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	48
Great Circle Azimuth	201.1
Great Circle Plunge	45.1
1st Eigenvalue	28.04
2nd Eigenvalue	14.22
3rd Eigenvalue	5.74
LN (E1 / E2)	0.879
LN (E2 / E3)	0.907
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.748
Spherical variance	0.5238
Rbar	0.4662



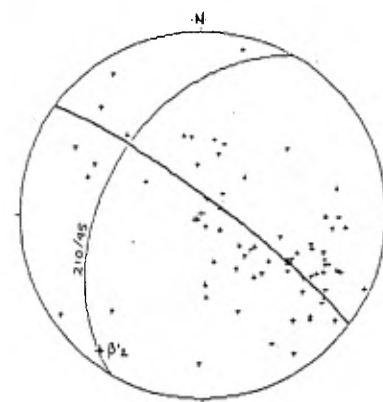
S1, DOMAINE 2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	115
Great Circle Azimuth	300.6
Great Circle Plunge	57.6
1st Eigenvalue	62.76
2nd Eigenvalue	37.42
3rd Eigenvalue	14.82
LN (E1 / E2)	0.817
LN (E2 / E3)	0.325
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.659
Spherical variance	0.4917
Rbar	0.5183



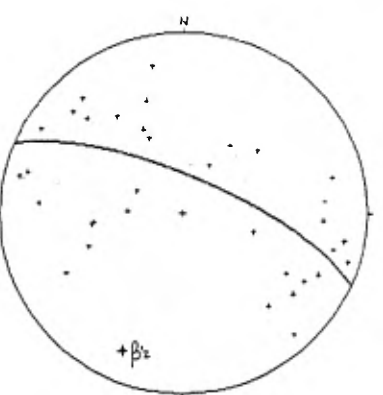
S1, DOMAINE 1.2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	99
Great Circle Azimuth	294.6
Great Circle Plunge	75.1
1st Eigenvalue	67.68
2nd Eigenvalue	26.68
3rd Eigenvalue	12.55
LN (E1 / E2)	0.785
LN (E2 / E3)	0.686
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	1.112
Spherical variance	0.5011
Rbar	0.4988



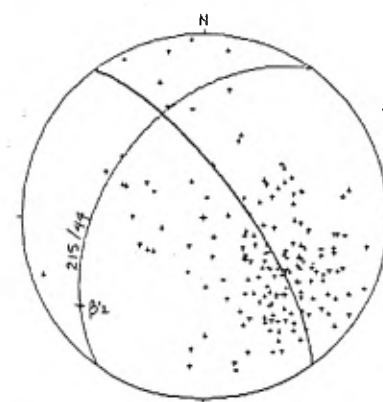
S1, DOMAINE 3.1, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	75
Mean Lineation Azimuth	119.5
Mean Lineation Plunge	45.2
Great Circle Azimuth	307.0
Great Circle Plunge	82.5
1st Eigenvalue	45.64
2nd Eigenvalue	18.63
3rd Eigenvalue	9.73
LN (E1 / E2)	0.856
LN (E2 / E3)	0.650
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	1.319
Spherical variance	0.2587
Rbar	0.7013



S1, DOMAINE 1.3, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	34
Great Circle Azimuth	293.2
Great Circle Plunge	72.6
1st Eigenvalue	18.58
2nd Eigenvalue	10.22
3rd Eigenvalue	5.33
LN (E1 / E2)	0.637
LN (E2 / E3)	0.639
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.917
Spherical variance	0.5083
Rbar	0.4911



S1, DOMAINE 3.2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	168
Mean Lineation Azimuth	124.7
Mean Lineation Plunge	45.8
Great Circle Azimuth	325.6
Great Circle Plunge	72.5
1st Eigenvalue	417.25
2nd Eigenvalue	31.23
3rd Eigenvalue	18.37
LN (E1 / E2)	1.322
LN (E2 / E3)	0.532
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	2.493
Spherical variance	0.2194
Rbar	0.7608

+ = schistosité (S₁) ; □ = PLAN AXIAL DE P_{LI} P₀₁

Figure 7: Stéréogrammes des pôles de la schistosité S₁

devient un clivage de crénulation plus pénétratif et finement espacé. Une recristallisation plus intense des micas confère un aspect lustré au plan de clivage. Localement, S_2 est une foliation mylonitique bien développée.

Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), S_2 est un clivage "syn-métamorphique", finement espacé, et très pénétratif. Son intensité est responsable pour l'oblitération quasi-complète de la fabrique S_1 dans les roches de composition homogène. S_2 est localement une foliation mylonitique, accompagnée d'une fabrique linéaire, et associée avec d'étroites (2-5 cm) zones de cisaillement.

Dans le Groupe de Oak Hill (domaines 1) les pôles du plan S_2 définissent des concentrations-point indiquant une attitude moyenne de N028/79 (figure 8). Le pendage moyen de S_2 devient, toutefois, progressivement plus abrupt à l'approche de la faille de Brome (figure 8). Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), les pôles de S_2 définissent aussi une concentration-point. Cependant, le S_2 moyen y a une orientation de N199/82.

Dans la Suite de Sutton (domaine 3), S_2 est une schistosité pénétrative souligné par un alignement de minéraux anisotropiques (micas, amphiboles). S_2 est de plan axial aux plis isoclinaux P_2 . Sa relation angulaire avec la schistosité S_1 n'est bien définie que dans les zones de charnières des plis P_2 . Sur la plupart des affleurements, S_2 est observé sur les flancs de plis P_2 , où il est sub-parallèle à la schistosité S_1 , définissant un foliation composite S_{1-2} . La coexistence de ces deux éléments planaires est le mieux exprimée par une linéation d'intersection (L_2^1), omniprésente sur les plans S_{1-2} .

Les distributions des pôles de S_2 sur canevas équiaires (domaines 3.1 et 3.2, figure 8) montrent aussi une concentration-point indiquant une attitude moyenne de S_2 de N212/40.

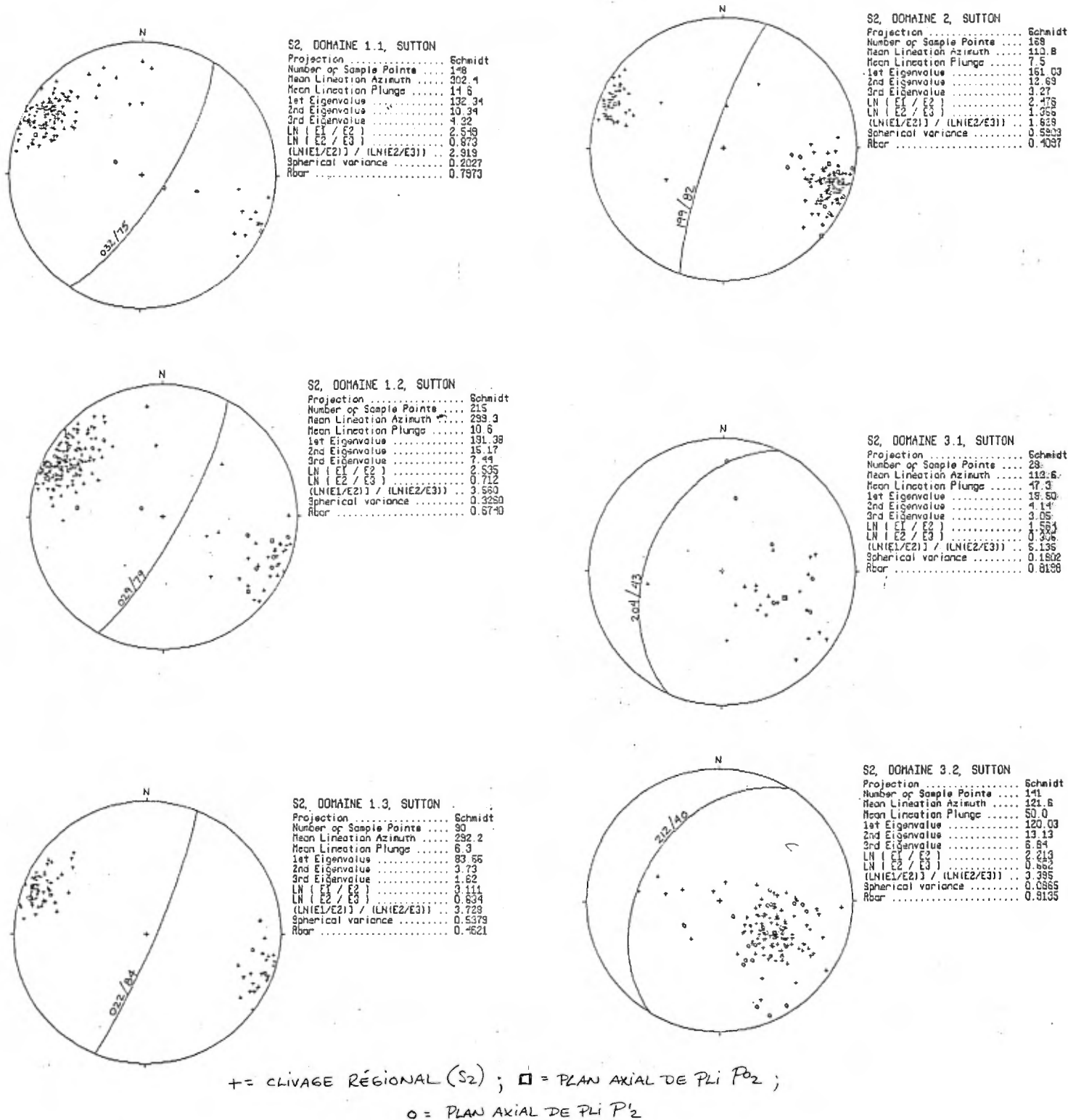


Figure 8: Stéréogrammes des pôles du clivage régional S₂

Clivage de crénelure et bande de cisaillement $S_{2.5}$

Cette fabrique tectonique n'est reconnue que localement dans la Suite métamorphique de Sutton. Nous lui avons attribuée le symbole $S_{2.5}$ puisqu'il ne s'agit pas d'un élément planaire d'importance régionale, et qu'il recoupe la schistosité S_2 tout en étant plus ancien que le clivage tardif S_3 .

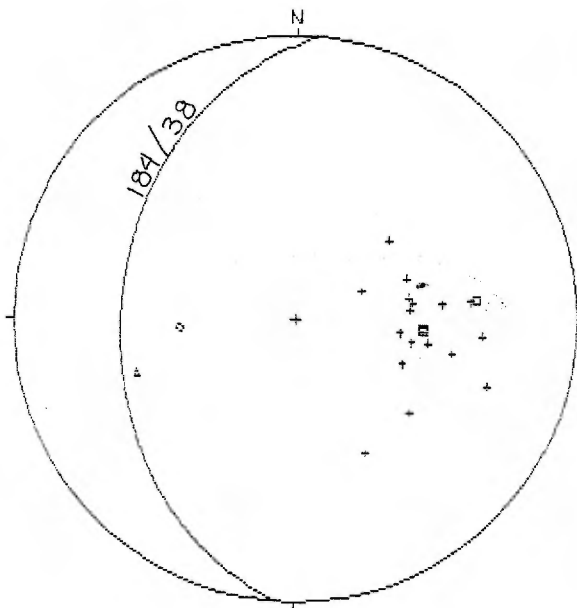
Le plan $S_{2.5}$ correspond à un clivage de crénelation espacé de 1-2 cm et étant, généralement, plus faiblement incliné que la schistosité $S_{1.2}$ (figure 9). $S_{2.5}$ est associé avec une recristallisation des micas. Par endroits, tel que le long de la coupe de l'altitude 540, au bas des pentes de ski du Mont-Sutton (au bout du chemin Réal-Boulanger), il semblerait que la fabrique $S_{2.5}$ devienne progressivement le plan C de bandes de cisaillement C/S réactivant la schistosité $S_{1.2}$ (plan S) à l'approche d'un contact faillé. Il semble d'autant plus que la distribution de la fabrique $S_{2.5}$ soit restreinte aux environs de la zone de faille d'orientation nord-est de Grey Rock. Il semble approprié de proposer que $S_{2.5}$ est un clivage associé au développement d'une zone de faille tardi- D_2 .

Sur stéréogrammes (figure 9) le clivage $S_{2.5}$ présente un attitude moyenne de N184/38.

Clivage Tardif S_3

Le clivage tardif S_3 est commun en style et en orientation à tous les domaines structuraux de la région de Sutton. Dans la portion ouest de la région (domaines 1), S_3 est un clivage de fracture, espacé de 0,5 à 1 cm, et le long duquel très peu de micas ont recristallisés. Il est localement associé à des ondulations de faibles amplitudes.

S_3 est omniprésent dans le Complexe de Mansville et la Suite de Sutton (domaines 2 et 3). Là, il s'agit d'un clivage de crénelation sur S_2 (ou S_1), marqué par une recristallisation plus intense des micas. Les crénelations S_3 indiquent avec consistance un sens de rotation vers l'ouest, contraire au sens de rotation des plis parasites de l'antiforme de St-Étienne, suggérant que ce dernier résulte d'une



S2.5, DOMAINE 3, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	21
Mean Lineation Azimuth	89.3
Mean Lineation Plunge	52.1
1st Eigenvalue	15.50
2nd Eigenvalue	2.49
3rd Eigenvalue	1.01
LN (E1 / E2)	1.892
LN (E2 / E3)	0.901
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	2.099
Spherical variance	0.1132
Rbar	0.8808

ÉLÉMENTS PLANAIRES

- + = CLIVAGE DE CRÉNULATION (S_{2.5})
- = PLAN AXIAL D'UN PLI MINEUR AFFECTANT LA FOLIATION (S₁)
- ⊠ = VECTEUR MOYEN

LINÉATIONS

- o = AXE D'UN PLI MINEUR AFFECTANT LA FOLIATION S₁
- Δ = INTERSECTION ENTRE LES PLANS S₂ ET S_{2.5}

Figure 9: Stéréogrammes des pôles du clivage local S_{2.5} et des linéations associées.

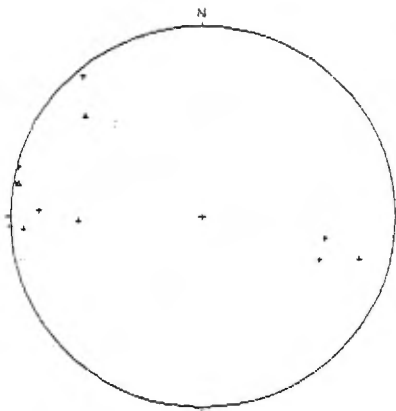
régime de déformation en cisaillement pure. Dans les domaines 2 et 3, S_3 est de plan axial aux plis ouverts et aux ondulations P_3 .

Les pôles de S_3 définissent des concentrations-point dans tous les domaines structuraux (figure 10), suggérant qu'aucune phase de déformation majeure, postérieure à D_3 , affecte la région. Le clivage S_3 pente fortement à l'est. Dans le Groupe de Oak Hill et le Complexe de Mansville, S_3 a une direction généralement franc-nord, alors que dans la Suite métamorphique de Sutton, son attitude moyenne est d'environ $N20^\circ E$.

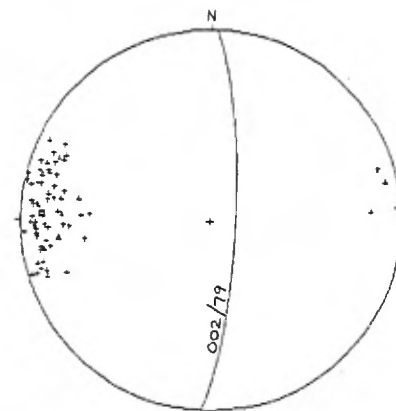
Clivages et Kinks Conjugués S_4

Ces structures sont le mieux développées dans la Formation de Frelighsburg (sous-domaine 1.1). Elles ne sont pas reconnues au sein du Complexe de Mansville. Quelques kinks isolés furent mesurés dans la Suite de Sutton (domaine 3). Les structures S_4 consistent en des systèmes conjugués de clivages de fracture, espacés de 2-3 cm, et de kinks. Le peu de données accumulées ne permettent pas de caractériser le système conjugué (figure 11). Toutefois, Colpron (1990) mentionne deux systèmes orientés respectivement à $N50^\circ E$ et $N60^\circ W$.

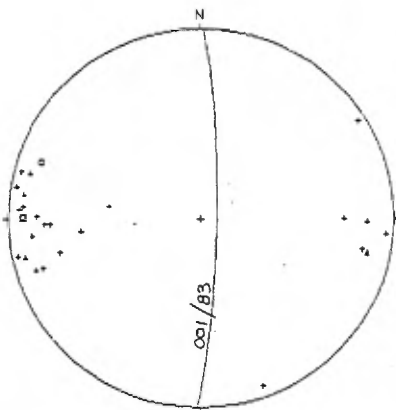
Plusieurs localités montrent clairement que les structures S_4 déforment le clivage dominant S_2 . Cependant, aucune évidence de terrain n'a permis de définir clairement les relations d'âges entre S_4 et S_3 . Deux hypothèses doivent être considérées tant qu'à l'origine des structures S_4 : 1) elles sont contemporaines à D_3 , et possiblement reliées à un mouvement tardif le long de la Faille de Brome (Colpron, 1990); ou 2) elles sont postérieures à D_3 (post-Taconique ?; voir même Mésozoïque ?).



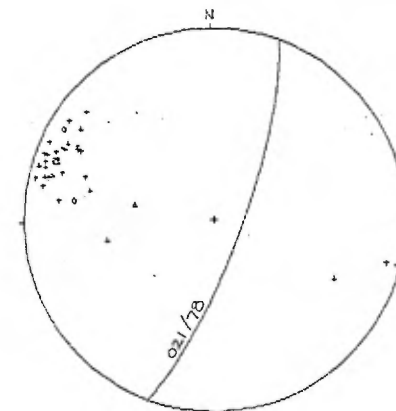
S3, DOMAINE 1.1, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 12



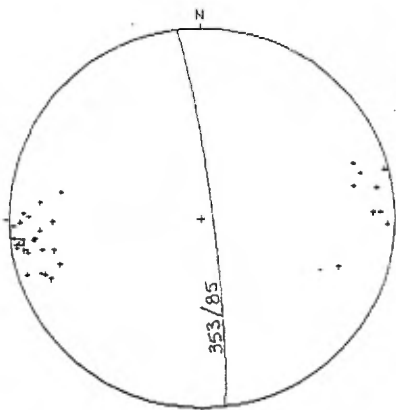
S3, DOMAINE 2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 69
 Mean Lineation Azimuth 272.1
 Mean Lineation Plunge 11.4
 1st Eigenvalue 63.27
 2nd Eigenvalue 3.15
 3rd Eigenvalue 1.67
 LN (E1 / E2) 2.686
 LN (E2 / E3) 0.703
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 4.253
 Spherical variance 0.1422
 Rbar 0.8578



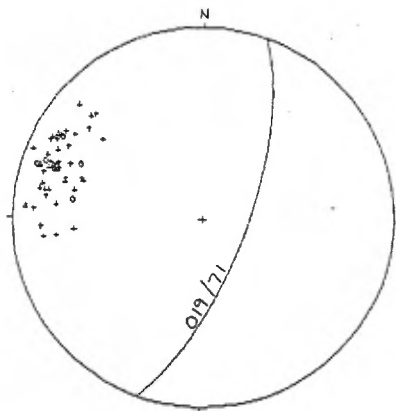
S3, DOMAINE 1.2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 28
 Mean Lineation Azimuth 270.6
 Mean Lineation Plunge 7.3
 1st Eigenvalue 21.37
 2nd Eigenvalue 2.12
 3rd Eigenvalue 1.51
 LN (E1 / E2) 2.311
 LN (E2 / E3) 0.342
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 6.765
 Spherical variance 0.5128
 Rbar 0.4872



S3, DOMAINE 3.1, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 38
 Mean Lineation Azimuth 291.0
 Mean Lineation Plunge 11.7
 1st Eigenvalue 34.35
 2nd Eigenvalue 1.99
 3rd Eigenvalue 0.65
 LN (E1 / E2) 2.852
 LN (E2 / E3) 1.104
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 2.584
 Spherical variance 0.2203
 Rbar 0.7637



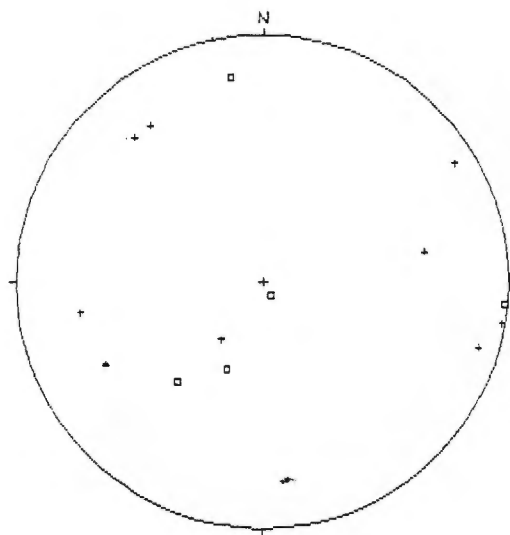
S3, DOMAINE 1.3, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 32
 Mean Lineation Azimuth 262.6
 Mean Lineation Plunge 5.1
 1st Eigenvalue 28.73
 2nd Eigenvalue 1.54
 3rd Eigenvalue 0.73
 LN (E1 / E2) 3.929
 LN (E2 / E3) 0.741
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 3.952
 Spherical variance 0.5475
 Rbar 0.4525



S3, DOMAINE 3.2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 49
 Mean Lineation Azimuth 263.9
 Mean Lineation Plunge 18.5
 1st Eigenvalue 46.29
 2nd Eigenvalue 1.89
 3rd Eigenvalue 0.82
 LN (E1 / E2) 3.177
 LN (E2 / E3) 0.393
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 3.784
 Spherical variance 0.0290
 Rbar 0.9710

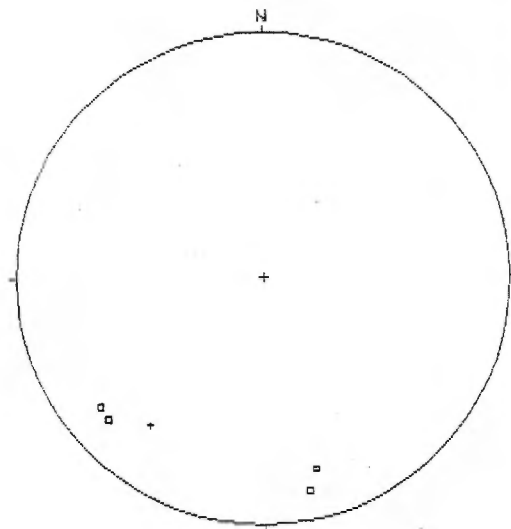
+ = CLIVAGE TARDIF (S₃) ; □ = PLAN AXIAL DE PLI P₀₃ ; ○ = PLAN AXIAL DE PLI P₁₃ ;
 △ = PLAN AXIAL DE PLI P₂₃

Figure 10: Stéréogrammes des pôles du clivage tardif S₃



S4, DOMAINE 1, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 14

+ = DOMAINE 1.1
 □ = DOMAINE 1.2
 Δ = DOMAINE 1.3



S4, DOMAINE 3, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 5

+ = DOMAINE 3.1
 □ = DOMAINE 3.2

Figure 11: Stéréogrammes des pôles de kinks S₄

Linéations Minérales (L_M)

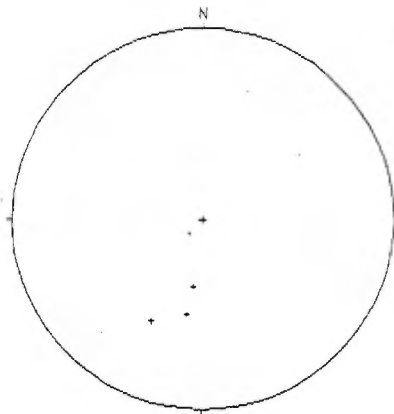
Des linéations minérales (ou "d'étirement") sont observées dans tous les domaines structuraux. Dans la Nappe de Oak Hill et le Complexe de Mansville, les linéations minérales correspondent à des étirements de muscovite, de chlorite, et de quartz. Localement, des alignements de magnétite, d'albite, ou de biotite (Mansville seulement) sont aussi observés. L_M est une fabrique pénétrative là où S_2 est une foliation mylonitique. L_M est particulièrement bien développée le long de la faille de Brome, sur un affleurement en bordure de la route de Richford, à environ 850 mètres au sud d'East Pinnacle. A cette localité, des amygdules témoignent d'étirements 10-20 cm dans la Formation de Tibbit Hill. Les linéations minérales plongent toujours fortement le long de la foliation dominante S_2 (voir figure 13).

Dans la Suite de Sutton, les linéations minérales ont été mesurées sur les plans de la foliation composite S_{1-2} . Il s'agit essentiellement de tiges de quartz. La texture "fibreuse" des tiges de quartz suggère qu'elles résultent de la recristallisation dynamique du quartz. Par endroits, les linéations minérales se composent aussi d'étirements d'albite, de muscovite, ou, rarement, de biotite. Le développement des linéations minérales de la Suite de Sutton est aussi interprété comme étant d'âge D_2 . Dans le domaine 3, L_M plonge faiblement vers l'ouest (voir figure 13).

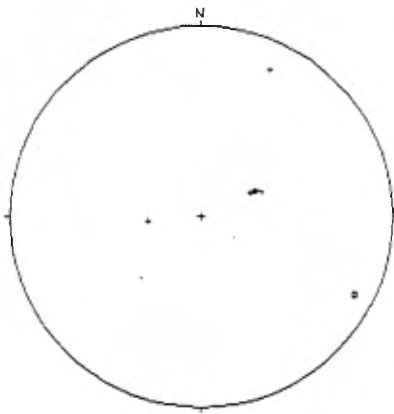
Linéations d'Intersection

(L_1^0 , L_2^0 , L_2^1 , et L_3^0 , L_3^1 , L_3^2)

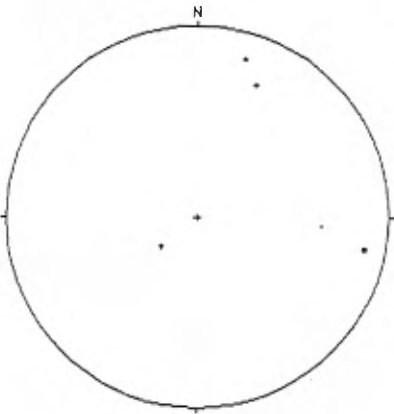
Seul quelques mesures de L_1^0 furent récoltées dans les domaines 1 et 2 (figure 12). Les linéations d'intersection L_2^0 et L_2^1 sont distribuées le long du S_2 moyen dans les domaines 1 et 2 (figure 13). Toutefois, dans tous les sous-domaines on constate que leur concentrations maximales indiquent toutes des plis P_2 plongeant faiblement vers le sud-ouest. Cette observation est consistante avec l'orientation des pôles des grands cercles (B_2^0 et B_2^1).



L1, DOMAINE 1.1, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 3



L1, DOMAINE 1.2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 3



L1, DOMAINE 2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 4

+ = INTERSECTION DES PLANS S_0 ET S_1 (L_0)
 □ = AXE DE PLI MINEUR (P_{01})

Figure 12: Stéréogrammes des linéations L_1

Dans la Suite de Sutton (domaine 3), les linéations d'intersection L_2^1 plongent faiblement vers l'ouest, ou, plus rarement, vers l'est (figure 13). Cette distribution "bimodale" reflète les effets du plissement P_3 .

Les linéations d'intersection L_3^0 , L_3^1 , et L_3^2 plongent modérément à fortement le long du plan S_3 dans le domaine 1 (figure 14). Dans le Complexe de Mansville et la Suite de Sutton (domaines 2 et 3), les linéations d'intersection L_3 plongent faiblement vers le nord ou vers le sud (figure 14). Toutefois, leur concentrations moyennes indiquent une plongée de 9° à $N18^\circ E$. On observe donc décroissance progressive de la plongée des linéations L_3 d'ouest en est. Sur le terrain, plus particulièrement dans la moitié est de la région de Sutton, les linéations L_3 sont aisément identifiées par des microplissements et des crénulations surimposées aux fabriques antérieures S_1 ou S_2 .

PLIS

Plis P_1

Les plis P_1^0 sont de petits plis isoclinaux localement préservés dans les zones de charnière de plis P_2 dans la Nappe de Oak Hill et le Complexe de Mansville (domaines 1 et 2). Ces plis excèdent rarement des longueurs d'ondes de quelques centimètres et ont des amplitudes de l'ordre de 10-50 cm. Ce sont des plis de Classe 2 ou 3 de Ramsay (1967).

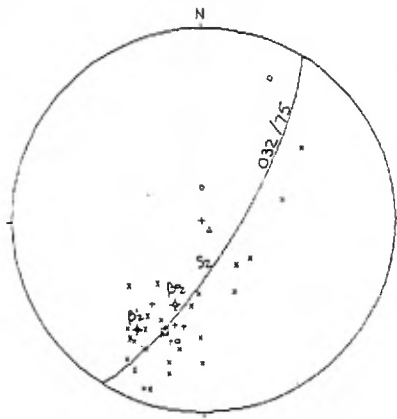
Les effets des plis P_1 sont le mieux identifiés par le patron cartographique (voir la carte géologique). La superposition des plis P_1 et P_2 produit un patron d'interférence de type 3 ("en crochet") de Ramsay (1962). Deux plis P_1^0 ont été mesurés dans la région de Sutton (figure 12). Dans les deux cas, ils plongent faiblement vers l'est.

Plis P_2

Les plis P_2 sont des plis de Classe 2 ou 3 de Ramsay (1967), serrés à isoclinaux, droits ou légèrement déjetés au sud-est ou au nord-ouest (figure 8). Dans le Groupe de Oak Hill, les axes de plis P_2 plongent faiblement à modérément au nord-est ou au sud-ouest, attestant de la nature non-cylindrique des plis P_2 . Une fois de plus, une majorité d'axe P_2 plongent faiblement au sud-ouest (figure 13).

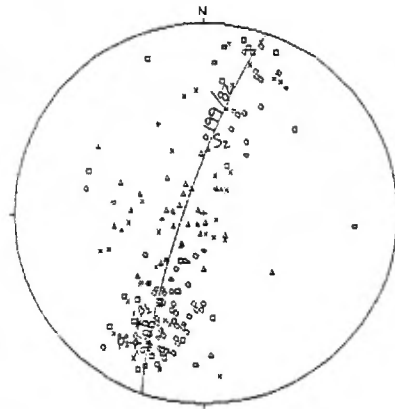
Dans le Complexe de Mansville (domaine 2), les plis P_2 sont des plis isoclinaux, de Classe 2 ou 3 de Ramsay (1967), et essentiellement de vergence sud-est (figure 8). Les axes de plis P_2 plongent modérément le long de leur plan axial, correspondant au clivage S_2 . La distribution des axes P_2 (figure 13) suggère que les plis P_2 sont non-cylindriques.

Dans la Suite de Sutton (domaine 3), les plis P_2 sont des plis isoclinaux, déversés ou, le plus souvent, couchés, et de vergences sud-est. Ce sont habituellement des plis de Classe 1C de Ramsay (1967) dans les horizons de quartzite, ou des plis de Classe 2 ou 3 dans les schistes. Les axes de plis P_2 plongent systématiquement faiblement à modérément vers l'ouest (figure 13). Quelques mesures d'axes P_2 plongent toutefois faiblement vers l'est. Ces mesures proviennent du flancs est de plis mineurs P_3 . Il est remarquable que la majorité des axes P_2 , des linéations d'intersection L_2^1 , et des linéation minérales (L_M), soient regroupés dans une même concentration sur les canevas équiaires de la figure 13. Cette géométrie des plis P_2 indique qu'il s'agit soit de plis "en fourreau", soit de plis reclinés. La superposition des plis P_2 et P_3 est certainement favorable à la production de plis reclinés. Toutefois, la co-linéarité des axes P_2 et des linéations minérales (L_M) syn- D_2 suggère, elle, une géométrie de "type-fourreau".



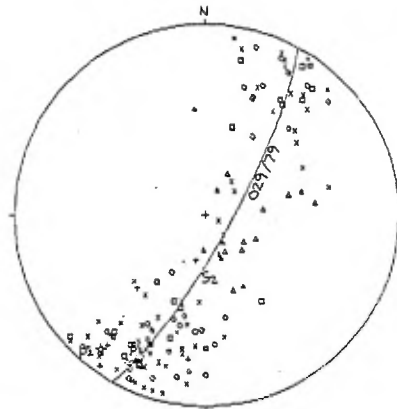
L2, DOMAINE 1.1, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	44
Mean Lineation Azimuth	198.9
Mean Lineation Plunge	37.6
1st Eigenvalue	26.22
2nd Eigenvalue	9.68
3rd Eigenvalue	1.11
LN (E1 / E2)	1.955
LN (E2 / E3)	1.782
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.929
Spherical variance	0.1439
Rbar	0.8582



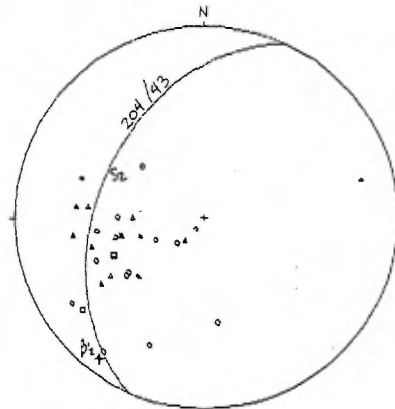
L2, DOMAINE 2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	193
Mean Lineation Azimuth	226.3
Mean Lineation Plunge	46.1
1st Eigenvalue	118.05
2nd Eigenvalue	59.39
3rd Eigenvalue	9.56
LN (E1 / E2)	0.626
LN (E2 / E3)	1.926
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.381
Spherical variance	0.3064
Rbar	0.6336



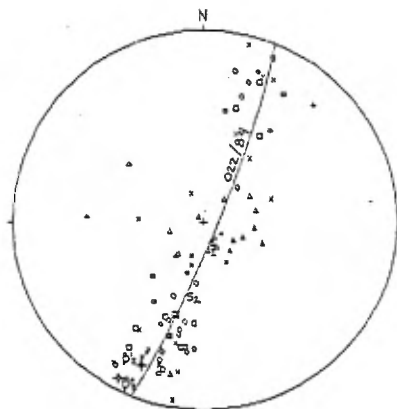
L2, DOMAINE 1.2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	140
Mean Lineation Azimuth	204.0
Mean Lineation Plunge	14.6
1st Eigenvalue	94.06
2nd Eigenvalue	39.73
3rd Eigenvalue	5.22
LN (E1 / E2)	0.862
LN (E2 / E3)	2.030
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.425
Spherical variance	0.4602
Rbar	0.5358



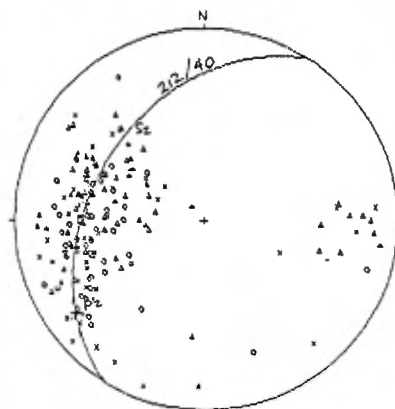
L2, DOMAINE 3.1, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	31
Mean Lineation Azimuth	246.9
Mean Lineation Plunge	46.6
1st Eigenvalue	23.98
2nd Eigenvalue	3.53
3rd Eigenvalue	2.59
LN (E1 / E2)	1.912
LN (E2 / E3)	0.310
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	6.167
Spherical variance	0.1450
Rbar	0.6550



L2, DOMAINE 1.3, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	87
Mean Lineation Azimuth	195.2
Mean Lineation Plunge	46.5
1st Eigenvalue	61.23
2nd Eigenvalue	31.68
3rd Eigenvalue	3.09
LN (E1 / E2)	0.481
LN (E2 / E3)	2.329
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0.206
Spherical variance	0.3232
Rbar	0.6768



L2, DOMAINE 3.2, SUTTON

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	165
Mean Lineation Azimuth	270.2
Mean Lineation Plunge	34.6
1st Eigenvalue	123.85
2nd Eigenvalue	22.36
3rd Eigenvalue	17.78
LN (E1 / E2)	1.712
LN (E2 / E3)	0.225
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	7.464
Spherical variance	0.2205
Rbar	0.7655

+ = INTERSECTION ENTRE LES PLANS S_0 ET S_2 (L_0); x = INTERSECTION ENTRE LES PLANS S_1 ET S_2 (L_1);
 □ = AXE DE PLI MINEUR AFFECTANT LA STRATIFICATION (P_0)
 ○ = AXE DE PLI MINEUR AFFECTANT LA SCHISTOSITÉ S_1 (P_1)
 △ = LINÉATION MINÉRALE SUR LE PLAN S_2 (L_m)

Figure 13: Stéréogrammes des linéations L_2

Plis P₃

Les plis P₃ sont, presque exclusivement, développés dans la Suite de Sutton (domaine 3) et le Complexe de Mansville (domaine 2). Ce sont des plis ouverts et des ondulations, cylindroïdes, plongeant faiblement au nord, plus rarement au sud. Localement, des plis plus serrés, de "type-chevron", sont aussi reconnus au sein de la Suite de Sutton. Dans la plupart des cas, les plis P₃ définissent des plis en "Z", "grimant" vers la zone de charnière de l'antiforme de St-Étienne, située à l'est et au sud-est de la région couverte par ce rapport. Cette structure antiforme de troisième phase correspond à la zone axiale de l'anticlinorium des Monts Sutton.

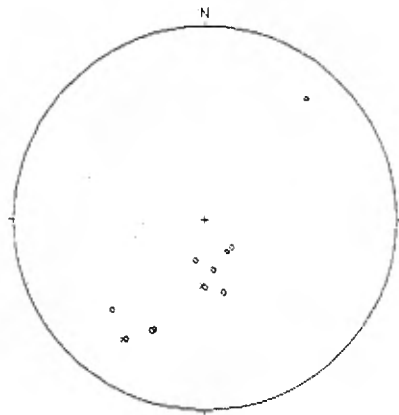
Dans la Nappe de Oak Hill (domaine 1), les effets du plissement P₃ sont restreints à des ondulations de faible amplitude.

FAILLES

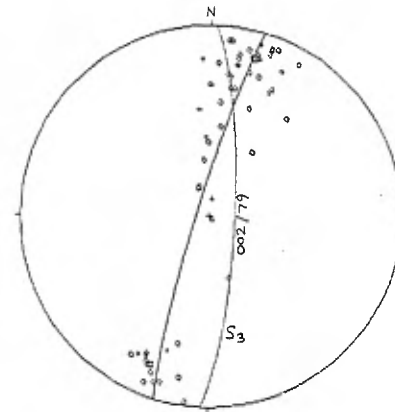
Failles Précoces

Les failles précoces sont essentiellement reconnues (et/ou interprétées) au sein de la Suite de Sutton (domaine 3). Ces failles sont caractérisées par des troncatures lithologiques le long de contacts nets, la présence de copeaux de lithologies "exotiques" le long de ces contacts, et l'absence de fabriques tectoniques évidentes. La plupart des contacts précoces qui ont été observés présentent des troncatures de laminations métamorphiques (sub-parallèles à S₁) à l'échelle de l'affleurement. Toutefois, ces dernières sont généralement des failles "intraformationnelles", et ne représentent pas de contacts de failles importants.

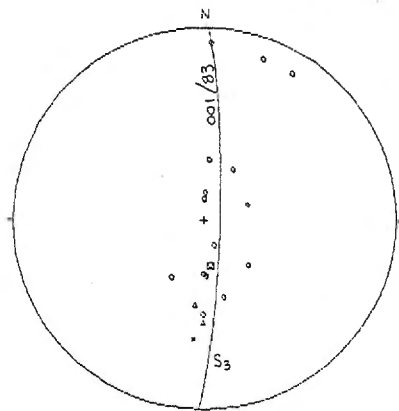
La Faille de Sutton, séparant le Complexe de Mansville de la Suite de Sutton (domaines 2 et 3, respectivement), est interprétée comme une faille précoce. Nous l'interprétons comme un contact de faille sur la base de changements lithologique, structural, et métamorphique abrupts, et de la troncature d'unités cartographiques le long de ce contact. La Suite de Sutton, telle qu'exposée du côté



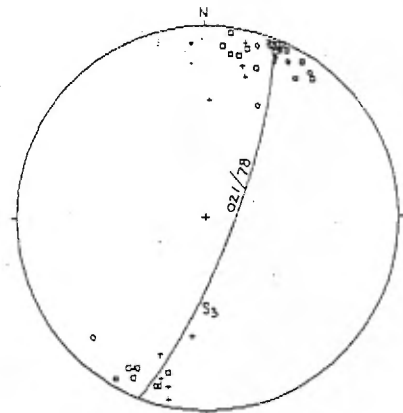
L3, DOMAINE 1.1, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 13



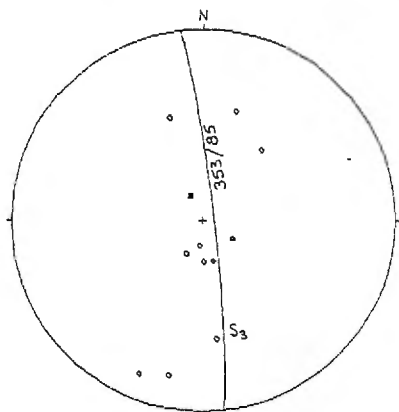
L3, DOMAINE 2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 56
 Mean Lineation Azimuth 15.2
 Mean Lineation Plunge 14.6
 Great Circle Azimuth 155.5
 Great Circle Plunge 84.9
 1st Eigenvalue 41.92
 2nd Eigenvalue 12.08
 3rd Eigenvalue 1.01
 LN (E1 / E2) 1.244
 LN (E2 / E3) 2.484
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 0.501
 Spherical variance 0.4310
 Rbar 0.5050



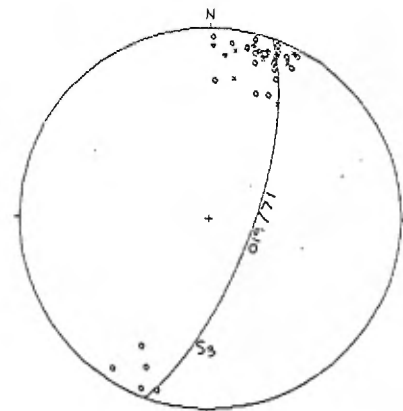
L3, DOMAINE 1.2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 13
 Mean Lineation Azimuth 171.4
 Mean Lineation Plunge 69.7
 1st Eigenvalue 12.26
 2nd Eigenvalue 5.34
 3rd Eigenvalue 0.40
 LN (E1 / E2) 0.830
 LN (E2 / E3) 2.681
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 0.322
 Spherical variance 0.2463
 Rbar 0.7531



L3, DOMAINE 3.1, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 43
 Mean Lineation Azimuth 21.2
 Mean Lineation Plunge 38.57
 1st Eigenvalue 2.43
 2nd Eigenvalue 0.89
 3rd Eigenvalue 2.766
 LN (E1 / E2) 1.001
 LN (E2 / E3) 2.764
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 0.5237
 Spherical variance 0.3763
 Rbar 0.3763



L3, DOMAINE 1.3, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 13



L3, DOMAINE 3.2, SUTTON
 Projection Schmidt
 Number of Sample Points 41
 Mean Lineation Azimuth 18.1
 Mean Lineation Plunge 6.6
 1st Eigenvalue 37.92
 2nd Eigenvalue 1.41
 3rd Eigenvalue 0.67
 LN (E1 / E2) 3.289
 LN (E2 / E3) 0.764
 (LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) 4.364
 Spherical variance 0.2540
 Rbar 0.7460

- Δ = AXE DE PLI MINEUR AFFECTANT LA STRATIFICATION (P₀₃)
- + = AXE DE PLI MINEUR AFFECTANT LA SCHISTOSITÉ S₁ (P₁₃)
- X = AXE DE PLI MINEUR AFFECTANT LE CLIVAGE S₂ (P₂₃)
- = INTERSECTION ENTRE LES PLANS S₀ ET S₃ (L₀₃)
- = INTERSECTION ENTRE LES PLANS S₁ ET S₃ (L₁₃)
- = INTERSECTION ENTRE LES PLANS S₂ ET S₃ (L₂₃)

Figure 14: Stéréogrammes des linéations L₃

est (le toit) de la Faille de Sutton, est essentiellement dominée par des roches carbonées riches en albites (SS6), et recoupées par une foliation composite $S_{1,2}$ très pénétrative. Du côté ouest (le mur) de la Faille de Sutton, les roches du Complexe de Mansville sont généralement beaucoup moins "albitisées", et présentent une fabrique S_1 moins pénétrative. Cette faille fut donc essentiellement tracée au contact entre le schiste carboné à albite de la Suite de Sutton (SS6) et le schiste laminé à quartz-muscovite du Complexe de Mansville (MN7). Ce contact est interprété comme une faille précoce puisque: 1) le contact est remplissé par la phase D_2 ; et 2) les affleurements à proximité de la trace de ce contact ne présentent pas de fabrique syn-métamorphique.

Dans la région de Sutton, nous avons pu observé ce contact à la faveur de deux coupes continues le long des ruisseaux de Sutton et Cook.

Le mouvement relatif le long des failles pré-métamorphiques est interprété comme étant du sud-est vers le nord-ouest. Cette interprétation est essentiellement dictée par la juxtaposition de terrains de "haut grade" métamorphique (Suite de Sutton) à l'est, sur des roches de grade plus faible (Complexe de Mansville) à l'ouest. Le transport le long de ces failles est inconnu, mais considéré comme important. La juxtaposition de matériel "ophiolitique" (serpentinite) à des roches de marge passive implique un transport de l'ordre de dizaines, si ce n'est de centaines, de kilomètres. Toutes les failles pré-métamorphiques interprétées au sein de la Suite de Sutton sont considérées comme étant d'âge D_1 .

Failles Syn-Métamorphiques

Les failles syn-métamorphiques sont essentiellement reconnues dans le Complexe de Mansville (domaine 2). Ces contacts de faille sont marqués par une foliation mylonitique bien développée, l'omniprésence d'une linéation minérale, des tectonites C/S et L/S, et des troncatures lithologiques. La foliation mylonitique est parallèle au clivage régional S_2 .

La Faille de Brome, séparant la Nappe de Oak Hill (domaine 1) du Complexe de Mansville (domaine 2), est la faille de chevauchement syn-métamorphique la plus importante reconnue dans la

région de Sutton. Cette faille est essentiellement tracée comme étant le contact entre la Formation de Tibbit Hill, à l'ouest, et le schiste laminé (MN7) du Complexe de Mansville, à l'est. Cette faille d'importance régionale est clairement définie sur image LANDSAT, et correspond à une anomalie géophysique linéaire (SOQUEM, 1988).

Cette faille est interprétée comme syn-métamorphique sur la base de: 1) l'observation de quelques affleurements de schiste mylonitique; 2) l'omniprésence d'une foliation S_2 pénétrative associée d'une fabrique linéaire très bien développée (fabrique L/S) à proximité de la trace de la Faille de Brome; et 3) la forte plongée des axes de plis P_2 à proximité de ce contact.

Les failles syn-métamorphiques du Complexe de Mansville sont interprétées comme étant contemporaines à la phase D_2 . Le mouvement relatif le long de ces failles est du nord-ouest vers le sud-est. Outre les fabriques asymétriques, cette interprétation est aussi supporté par: 1) la juxtaposition, de part et d'autre de la Faille de Brome, de roches "ancienne" à l'ouest (Formation de Tibbit Hill) sur des lithologies relativement jeune (unités MN7 et MN8) à l'est; et 2) le parallélisme des zones de cisaillement syn-métamorphiques avec les structures D_2 de vergence sud-est. Le transport le long de ces failles pourrait représenter quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Sur la base des corrélations stratigraphiques établies pour les unités MN7 et MN8 du Complexe de Mansville (Colpron, 1990), le transport le long de la Faille de Brome serait d'ordre kilométrique.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Trois types de minéralisation ont été observées sur les terrains investigués: 1) paléoplacers marins de magnéto-ilménite/zircon à la base de la Formation de Pinnacle (grès noirs); 2) chalcopryrite-bornite-pyrite-magnétite disséminées le long des failles syn-métamorphiques (minéralisation Cu-Ag±Au); et 3) disséminations de pyrrhotite dans les roches de la Suite de Sutton.

Les plus importants dépôts de grès noirs massif se retrouvent dans le synclinal de la colline Spruce. Ces horizons sont décrits dans le chapitre portant sur la stratigraphie. Ils furent mentionné pour la première fois par Dowling (1988). Les grès noirs de la région de Sutton ont été l'objet de travaux d'exploration par la SOQUEM en 1988. Colpron (1990) donne une synthèse de leur caractéristiques. Il mentionne, entre autre, qu'ils consistent essentiellement en des enrichissements diagénétiques en rutile des paléoplacers. Les résultats sommaires d'analyses obtenus à ce jour indiquent que la plupart des échantillons titrent plus de 30% TiO₂.

Les localités où des grès noirs massifs de plus de 1 mètre d'épaisseur ont été observés, sont indiquées par un symbole triangulaire sur notre carte. Ces localité sont aussi décrites dans la section portant sur la stratigraphie.

La minéralisation se présente comme un plaquage de chalcopryrite-malachite-pyrite le long des plans de foliations ou en association avec des veinules de quartz. Aucun indice d'importance n'est présent dans la région de Sutton. Les travaux de Colpron (1990), dans la région du Lac Brome, indiquent que ces minéralisations seraient associées aux développement de failles de deuxième phase.

Finalement, la présence de pyrrhotine dans les roches de la Suite de Sutton est rapportée ici pour la première fois. La pyrrhotine se présente sous forme de lentilles, atteignant jusqu'à quelques centimètres de longueur, ou de plaquage le long de la foliation S_{1.2}. Nous envisageons la possibilité que ces minéralisations pourraient être associées à des contacts de failles précoces. Le peu d'informations recueillies à ce jour ne nous permet pas de nous prononcer plus avant sur ces minéralisations. Les

résultats d'analyses préliminaires ne présentent que de très faibles anomalies en Ni, Cr, et As.

RÉFÉRENCES

- Badger, R.L.- Sinha, A.L., 1988 - Age and Sr isotope signature of the Catoclin Volcanic province: Implication for subcrustal mantle evolution. *Geology*, v.16, p. 692-695.
- Baer, A.J.- Poole, W.H.- Sanford, B.V., 1971 - Rivière Gatineau, Québec-Ontario. Commission Géologique du Canada, Carte 1334A, Feuille 31, échelle 1:1,000,000.
- Béland, J., 1957 - Régions de Saint-Magloire et de Rosalre-Saint-Pamphile, Districts électoraux de Dorchester, Bellechasse, Montmagny, et l'Islet. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG-76, 49 pages.
- Booth, V.H., 1950 - Stratigraphy and Structure of the Oak Hill Succession In Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, v.61, p. 1131-1168.
- Cady, W.M., 1945 - Stratigraphy and structure of west-central Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, v.56, p. 515-588.
- _____, 1960 - Stratigraphic and geotectonic relationships In Northern Vermont and Southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, v.71, p. 531-567.
- Charbonneau, J.-M., 1980 - Région de Sutton (W). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DPV-681, 89 pages.
- _____, 1981 - Géologie du Groupe de Oak Hill entre Saint-Sylvestre et Saint-Jacques-de-Leeds. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DPV-790, 32 pages.
- Christman, R.A., 1959 - Geology of the Mount Mansfield quadrangle, Vermont. Vermont Geological Survey, Bulletin no.15, 70 pages.
- Clark, T.H., 1931 - Lowest Cambrian of southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, abstract, v.17, p. 497-522.
- _____, 1934 - Structure and Stratigraphy of Southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, v.45, p. 1-20.
- _____, 1936 - A Lower Cambrian Series from Southern Quebec. *Transactions of the Royal Canadian Institute*, n.45, v.21, part I, 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, ed. by E.-An Zen, W.S. White, J.B. Hadley and J.B. Thompson Jr, Wiley, Interscience, New York, p. 163-173.
- _____- McGerrigle, H.W., 1944 - Oak Hill Series, Farnham Series and Phillipsburg Series. in Geology of Quebec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-20, v.II, p. 386-407.
- Colpron, M., 1990 - Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber zone, Brome Lake area, Québec. thèse de maîtrise, Université du Vermont, Burlington, Vermont, 278 pages.

- _____, sous presse - **Géologie de la région du Lac Brome**: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- Cooke, H.C.- Eakins, P.R.- Tiphane, M., 1962 - **Shefford Map-area, Shefford and Brome countles, Eastern Township of Quebec**. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-187, 145 pages.
- Dennis, J.G., 1964 - **The Geology of the Enosburg area, Vermont**. Vermont Geological Survey, Bulletin No.23, 56 pages.
- De Römer, H.S., 1960 - **Geology of the Eastman - Orford Lake area, Eastern Townships, province of Quebec**. thèse de doctorat, Université Mc Gill, Montréal, 397 pages.
- DiPietro, J.A., 1983 - **Geology of the Starksboro area, Vermont**. Vermont Geological Survey, Special Bulletin no.4, 14 pages.
- Doll, C.G.- Cady, W.H.- Thompson, J.B.Jr- Billings, M.P., 1961 - **Centennial geological map of Vermont**. Vermont Geological Survey, 1:250 000.
- Doolan, B.L., 1987 - **Stratigraphy and structure of the Camel's Hump Group along the Lamolille river transect, northern Vermont**. in NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont, vol.2. D.S. Westerman (ed.), Norwich University, Northfield, Vermont, trip B-2, p. 152-191.
- Doolan, B.L.- Gale, M.H.- Gale, P.N.- Hoar, R.S., 1982 - **Geology of the Quebec re-entrant: possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentine belt**. in Major structural zones and faults of the northern Appalachians, P. St-Julien et J. Béland (éds.), Association Géologique du Canada, Special Paper no.24, p. 87-115.
- Dorsey, R.J.- Agnew, P.- Carter, C.- Rosencrantz, E.- Stanley, R.S., 1983 - **Bedrock geology of the Milton Quadrangle, northwestern Vermont**. Vermont Geological Survey, Special Bulletin no. 3, 14 pages.
- Dowling, W.M., 1988 - **Depositional environment of the lower Oak Hill Group, southern Quebec: Implications for the late Precambrian breakup of North America in the Quebec reentrant**. thèse de maitrise, Université du Vermont, Burlington, Vermont, 186 pages.
- Eakins, P.R., 1964 - **Région de Sutton, Québec**. Commission Géologique du Canada, Etude 63-34, 3 pages.
- Ells, R.W., 1897 - **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, v.7, p. 5J-103J, 126J-170J et carte 571.
- Emerson, B., 1917 - **Geology of Massachusetts and Rhode Island**. U.S. Geological Survey, Bulletin 597, 289 pages.
- Globensky, Y., 1978 - **Région de Drummondville**. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-192, 107 pages.

- Kamo, S.L.- Gower, C.F.- Krogh, T.E., 1989 - Birthdate for the Iapetus ocean? A precise U-Pb zircon and baddeleyite age for the Long Range dikes, southeast Labrador: *Geology*, v. 17, p. 602-605.
- Komar, P.D.- Wang, C., 1984- Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *Journal of Geology*, v.92, p. 637-655.
- Kumarapeli, P.S.- Goodarce, A.K.- Thomas, M.D., 1981 - Gravity and magnetic anomalies of the Sutton Mountains region, Quebec and Vermont: expressions of rift volcanics related to the opening of Iapetus. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, v.18, n.4, p. 680-692.
- Kumarapeli, P.S.- Dunning, G.R.- Pintson, H.- Shaver, J., 1989 - Geochemistry and U-Pb zircon age of comenditic metafelsites of the Tibbit Hill Formation, Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.26, p. 1374-1383.
- Lamothe, D., 1979 - Région de Bolton Centre. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport préliminaire, DPV-687, 14 pages.
- _____, 1981a - Région de Mansonville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, DPV-833, 19 pages.
- _____, 1981b - Région du Mont Sugar Loaf. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, DPV-839, 12 pages.
- Logan, W.E., 1849 - Examen de la contrée du sud du Saint-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du Lac Champlain à la rivière Chaudière. Commission Géologique du Canada, rapport de progrès 1847-1849, p. 5-916.
- Marquis, R., 1985 - Géologie de la région de Richmond, cantons de Melbourne et de Durham (comtés de Richmond et de Drummond). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 85-30, 62 pages.
- _____, 1987 - Géologie de la région de Richmond. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, MB 87-31, 82 pages.
- _____, 1989 - L'Anticlinorium des Monts Sutton, Richmond, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, Montréal, Québec, 215 pages.
- _____- Béland, J.- Trzcienski, W. E. Jr., 1987 - The Oak Hill Group, Richmond, Québec: termination of the Green Mountains-Sutton Mountains Anticlinorium. *Geological Society of America Centennial Field Guide - Northeastern Section, trip 79*, p. 363-368.
- Mock, T.D., 1989 - Stratigraphic, structural, and metamorphic evolution of the Richford-Cambridge syncline, northern Vermont. M.S. Thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont, 149 pages.
- Morad, S.- Aldahan, A.A., 1986 - Alteration of detrital Fe-Ti oxides in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v.97, p. 567-578.

- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983 - **North American Stratigraphic Code**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.67, p. 841-875.
- Osberg, P.H., 1952 - **The Green Mountain anticlinorium in the vicinity of Rochester and East Middlebury, VT**. Vermont Geological Survey, Bulletin no.5, 127 pages.
- _____, 1965 - **Structural Geology of the Knowlton-Richmond area, Quebec**. Geological Society of America Bulletin, v.76, p. 223-250.
- _____, 1969 - **Lower Paleozoic stratigraphy and structural geology, Green Mountain-Sutton Mountain Anticlinorium, Vermont and Southern Quebec**. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 12, p. 687-700.
- Peterson, C.D.- Gleeson, G.W.- Wetzel, N., 1987- **Stratigraphic development, mineral sources and preservation of marine placers from Pleistocene terraces in southern Oregon, USA**. Sedimentary Geology, v.53, p. 203-229.
- _____- Komar, P.D.- Scheidegger, K.F., 1986- **Distribution, geometry, and origin of heavy mineral placer deposits on Oregon beaches**. Journal of Sedimentary Petrology, v.56, p. 67-77.
- Pintson, H.- Kumarapeli, P.S.- Morency, M., 1985 - **Tectonic significance of the Tibbit Hill Volcanics, geochemical evidence from Richmond area, Quebec**. Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 123-130.
- Ramsay, J.G., 1962 - **Interference pattern produced by the superposition of folds of similar type**. Journal of Geology, v.70, p. 466-481.
- Ramsay, J.G., 1967 - **Folding and fracturing of rocks**. McGraw-Hill, London, 568 pages.
- Rankin, D.W., 1976 - **Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus ocean**. Journal of Geophysical Research, v.81, no.32, p. 5605-5619.
- Reed, J.C.- Morgan, B., 1971 - **Chemical alteration and spilitization of the Catoclin greenstones, Shenandoah National Park, Virginia**. Journal of Geology, v.79, p. 526-548.
- Rickard, M.J., 1964 - **Metamorphic tourmaline overgrowths in the Oak Hill series of Southern Quebec**. Canadian Mineralogist, v.8, p. 86-91.
- _____, 1965 - **Taconic orogeny in the Western Appalachians: experimental application of microtextural studies to isotopic dating**. Geological Society of America Bulletin, v.76, p. 523-536.
- Rose, H.S., 1987 - **Stratigraphy, structure and metamorphism, Fletcher Mountain area, Jeffersonville, Vermont**. Undergraduate Thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont, 148 pages.

- Roth, H., 1965 - **A structural study of the Sutton Mountains, Quebec.** Thèse de Doctorat, Université McGill, Montréal, 139 pages.
- Selwyn, A.R.C., 1879 - **Rapport des opérations pour l'année 1877-78.** Commission Géologique du Canada, p. 1A-15A.
- _____, 1883 - **Notes on the geology of the southeastern portion of the province of Quebec.** Commission Géologique du Canada, Rapport de Progrès 1881-82, partie A, p. 1-7.
- Slivitsky, A. - St-Julien, P., 1987 - **Compilation géologique de l'Estrie - Beauce.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-04, 40 pages, 1 map scale 1:250 000.
- SOQUEM, 1988 - **Rapport d'un levé magnétique, propriété Jordan.** Dossier d'exploration minière, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM 48193, 6 pages, 5 plans.
- Stanley, R.S., 1989 - **A transect through the pre-Silurian foreland and hinterland of central Vermont.** in A transect through the New England Appalachians, J.B. Lyons et W.A. Bothners (éds.), 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T162, Washington, D.C., p. 15-29.
- Stanley, R.S.- Ratcliffe, N.M., 1985 - **Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England.** Geological Society of America Bulletin, v.96, p. 1227-1250.
- _____- Armstrong, T.R.- Coish, R.A., 1988 - **Pallinostatic analysis of the Taconian hinterland as shown in the central Vermont transect.** Geological Society of America, Abstracts with Program, v.20, no.7, p. A395.
- _____- DelloRusso, V.- O'Loughlin, S.- Lapp, E.T.- Armstrong, T.R.- Prewitt, J.- Kraus, J.F.- Walsh, G.J., 1987a - **A transect through the pre-Silurian rocks of central Vermont.** in NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont, vol.2, D.S. Westerman (ed.), Norwich University, Northfield, Vermont, trip B-8, p. 272-295.
- _____- Armstrong, T.R.- Kraus, J.F.- Walsh, G.J.- Prewitt, J.- Kimball, C.V.- Cua, A.K., 1987b - **The pre-Silurian hinterland along the valleys of the White and Mad rivers, central Vermont.** in NEIGC 1987: Guidebook for field trips in Vermont, vol.2, D.S. Westerman (ed.), Norwich University, Northfield, Vermont, trip C-6, p. 314-335.
- St-Julien, P., 1987 - **Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est).** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 86-01, 66 pages.
- _____- Hubert, C., 1975 - **Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians.** American Journal of Science, v.275A, p. 337-362.
- Stukas, V.- Reynolds, P.H., 1974 - **⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Long Range Dikes, Newfoundland.** Earth and Planetary Sciences Letters, v.22, p. 256-266.
- Tauvers, P.R., 1982 - **Bedrock Geology of Lincoln area, Vermont.** Vermont Geological Survey, Special Bulletin No.2, 8 pages.

- Thomas, W.A., 1977 - Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. American Journal of Science, v.277, p. 1233-1278.
- Thompson, P.J., 1975 - Stratigraphy and structure of Shattuck Ridge, Bakersfield and Waterville, Vermont. M.S. thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont, 68 pages.
- Warren, M.J., 1990 - Rift history and subsequent collisional behavior of the North American Iapetus margin, Lincoln massif, central Vermont: thèse de maîtrise, Université du Vermont, Burlington, Vermont,
- Williams, H., 1978 - Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen. Memorial University of Newfoundland, map no.1a, échelle 1:2 000 000.
- _____ - Gillespie, R.T.- Van Breeman, O., 1985 - A late Precambrian rift-related igneous suite in western Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences, v.22, p. 1727-1735.
- Wilson, J.T., 1966 - Did the Atlantic close and then re-open? Nature, v.211, p.676-681.