RG 196

Région de baie Fitch-lac Massawippi

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE ET
DES RESSOURCES
DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

DIRECTION DE L'EXPLORATION

Région de BAIE FITCH – LAC MASSAWIPPI



RAPPORT GÉOLOGIQUE – 196

H.S. de RÖMER

1980

MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE ET
DES RESSOURCES
DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

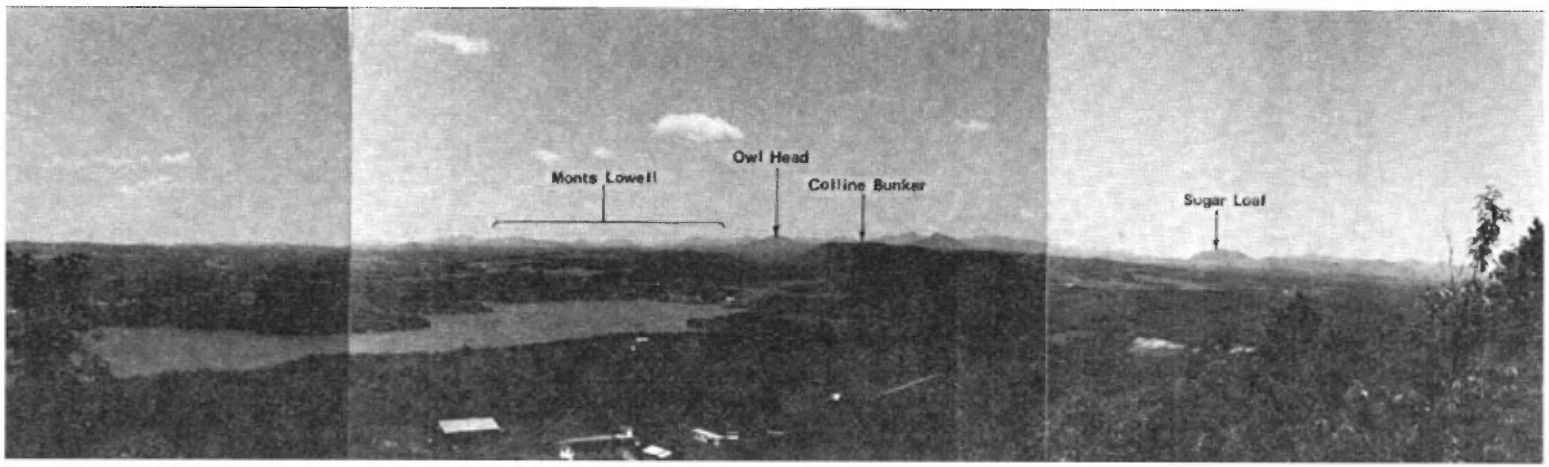
DIRECTION DE L'EXPLORATION

Région de
BAIE FITCH -
LAC MASSAWIPPI

RAPPORT GÉOLOGIQUE - 196

H.S. de RÖMER

1980



Frontispice

Vue vers le lac Massawippi et la crête de la colline Bunker. En arrière-plan sud, on aperçoit, à droite, le Sugar Loaf et autres montagnes du groupe igné de Bolton. A gauche se distinguent les monts Lowell, qui représentent la continuation des monts Stoke au Vermont.

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation	1
Moyens d'accès	1
Méthodes de travail	1
Ressources	2
Remerciements	3
Travaux antérieurs	3
Physiographie	8
APERCU GEOLOGIQUE	9
Sommaire des formations	9
Structure	10
ROCHES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES	12
Formation de Saint-Daniel(?)	12
Mélange et volcanites de la baie Fitch	12
Distribution et lithologie	12
Age et corrélation	17
Grès et phyllades de la pointe Magoon	20
Age et corrélation	22
Grès de la colline Bunker	23
Distribution et lithologie	23
Age et corrélation	28
Grès et shales de Sainte-Catherine	30
Age et corrélation	33
Formation d'Ascot	34
Distribution et lithologie	34
Age et corrélation	38
Groupe de Magog	39
Distribution et lithologie	39
Age et corrélation	42
Groupe de Glenbrooke	42
Distribution et lithologie	42
Age et corrélation	44
Groupe de Saint-François	44
Distribution et lithologie	44
Age et corrélation	47
ROCHES INTRUSIVES	48
Péridotite serpentinisée	48
Granite schisteux à albite	49
Gabbro dioritique	50
Granite à biotite	52
Dykes carbonatisés	54
Lamprophyre	55
Veines de quartz	56

GEOLOGIE ECONOMIQUE 56

Minéralisation 56
Carrière 57

REFERENCES 57

TABLEAUX

1 - Sommaire des formations 11
2 - Analyses chimiques du mélange et des tufs de la baie Fitch 18
3 - Analyses chimiques des volcanites de la baie Fitch 19
4 - Analyses chimiques des grès et phyllades de la pointe Magoon et des tufs de la colline Bunker 26
5 - Analyses chimiques de tufs et métagrauwackes de la colline Bunker 27
6 - Stratigraphie et corrélation: Cambrien et Ordovicien inférieur ou Cambrien 34
7 - Analyses chimiques des unités de la colline Bunker, du Sainte-Catherine et de l'Ascot 36
8 - Analyses chimiques des groupes de Magog et de Saint-François 43
9 - Analyses chimiques de masses carbonatisées, de granite schisteux à albite, de gabbro dioritique, de dyke carbonatisé et de lamprophyre 51

ILLUSTRATIONS

FIGURES

Frontispice III
1 - Localisation de la région 2
2 - Esquisse de la géologie entre Sherbrooke et la frontière Canada - U.S.A .. 7
3 - Esquisse de la géologie de la région 10
4 - Fragments de tuf rhyolitique et grès quartzeux dans la zone de mélange de la baie Fitch 13
5 - Détail de la figure 4 13
6 - Fragments de tuf felsique et grès quartzeux dans l'unité de mélange et volcanites de la baie Fitch 14
7 - Grès feldspathique schisteux de l'unité de mélange et volcanites de la baie Fitch 18
8 - Tuf rhyolitique rubané de la colline Bunker 24
9 - Litage dans le Sainte-Catherine 30
10 - Lamination dans le Sainte-Catherine 31
11 - Plis tardifs et linéations dans le Sainte-Catherine 31
12 - Rythmites plissotées dans le Sainte-Catherine 32
13 - Plis tardifs dans un faciès argileux du Sainte-Catherine 33
14 - Distribution de L_2 dans les grès de la colline Bunker et la formation d'Ascot 35
15 - Grès lithique et siltite-shale du Magog 40
16 - Interlitage dans le Magog 41
17 - Plis tardifs dans le Magog 41
18 - Empreintes de charge dans le Magog 41
19 - Rythmites déformées du Magog 41
20 - Style typique de plis tardifs, groupe de Magog 42
21 - Plis anciens dans le calcaire du Saint-François 45
22 - Plis anciens déformés dans le Saint-François 45
23 - Plis anciens extrêmement serrés dans le Saint-François 46
24 - Plis anciens serrés dans le Saint-François 46
25 - Plis tardifs et ouverts dans le Saint-François 47

CARTES

1951 - Baie Fitch (1:20 000) ..... hors texte
1952 - Lac Massawippi (1:20 000) ..... hors texte

INTRODUCTION

Quoique la région de Baie Fitch - Lac Massawippi soit relativement petite, sa géologie a retenu l'attention de plusieurs générations de chercheurs. Elle est d'intérêt particulier aux géologues du Québec et du Vermont, qui ont à effectuer, de part et d'autre de la frontière, une corrélation des unités lithologiques et tectoniques et en arriver ainsi à une synthèse commune de la géologie appalachienne dans ce secteur du continent.

Nous sommes confiant que les résultats de nos travaux contribueront à la connaissance et à la compréhension de l'orogenèse appalachienne dans cette partie des Cantons de l'Est, et qu'ils seront utiles à d'autres chercheurs.

LOCALISATION

Notre région se situe à environ 140 km à l'ESE de Montréal et à 30 km au SSW de Sherbrooke. Elle couvre une superficie totale de 245 km^2 dans les cantons de Stanstead, Hatley et Magog (figure 1). Le secteur du Lac Missawippi est limité par les latitudes 45°10' et 45°17, et les longitudes 71°58'00" et 72°06'10"; le secteur de la Baie Fitch est compris entre les latitudes 45°03' et 45°10', et les longitudes 72°06' et 72°17' (figure 2).

Les coupures (1:50 000) du Système national de Référence cartographique qui englobent la région sont: Orford (31H/BE), Memphrémagog (31H/1, Sherbrooke (21E/SW) et Coaticook (21E/4W).

MOYENS D'ACCES

La région est facilement accessible du nord via Magog (15 km) et Georgeville, ainsi que du sud par Rock-Island (15 km) près de la frontière internationale. L'autoroute 55, reliant Magog à Stanstead, la traverse en diagonale et donne accès à différents secteurs à l'aide des sorties Sainte-Catherine et Ayer's-Cliff. En plus, un réseau assez dense de routes de gravier bien entretenues facilite le déplacement rapide aux affleurements.

METHODE DE TRAVAIL

La cartographie géologique a été effectuée durant les étés de 1974 et 1975. Elle s'est poursuivie en 1977 et 1978 par un réexamen de certaines zones d'affleurement et la visite d'aires importantes dans les régions avoisinantes. Le travail de laboratoire s'est fait à l'Université Concordia, à Montréal.

Les données géologiques ont été portées sur des fonds à l'échelle de 1:12 000, préparés par le service de Cartographie du ministère des Richesses naturelles du Québec à partir de cartes de la série topographique fédérale (1:50 000).

Nous avons parcouru nos terrains systématiquement, avec boussole et podomètre. L'espacement habituel entre les cheminements était de 300 m. Une attention particulière a été portée aux déblais de route et bordures de lac.

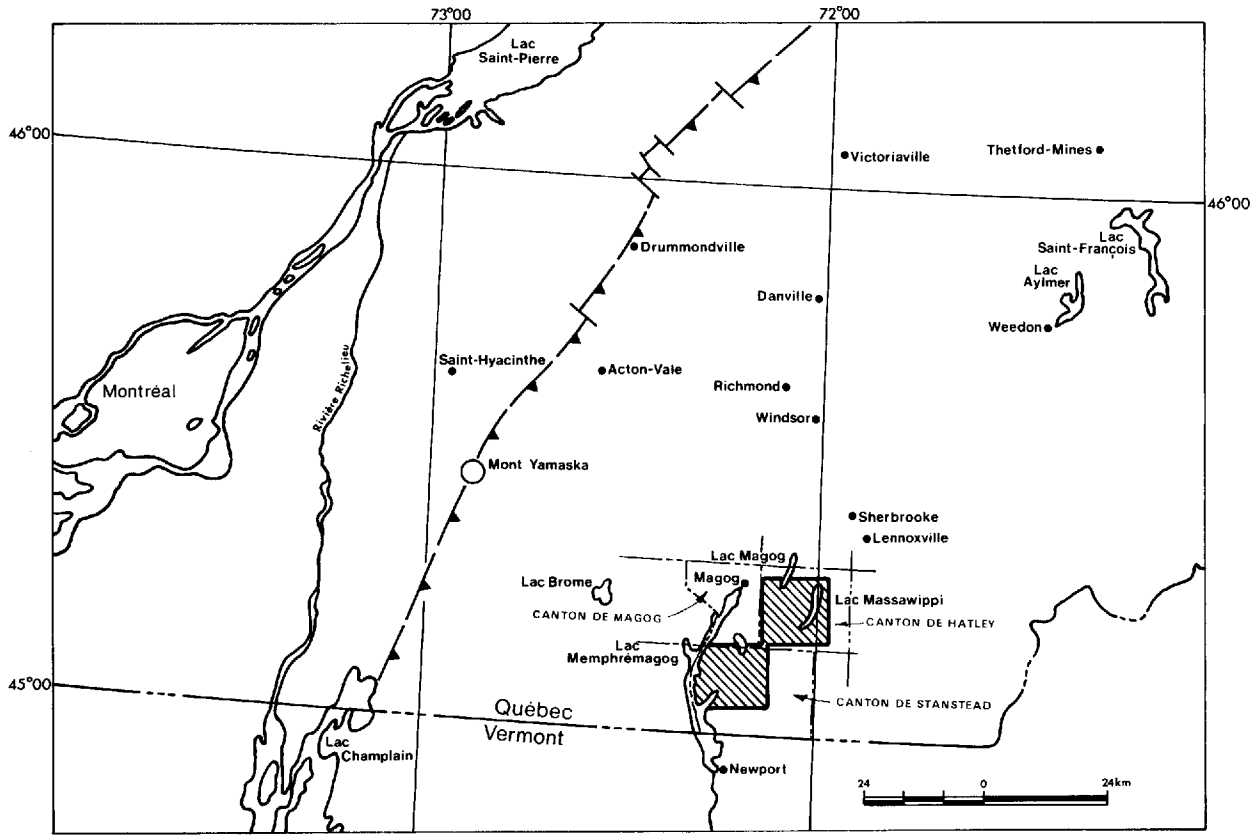


FIGURE 1 - Localisation de la région

Des photographies aériennes à 1:15 840 et 1:20 000 (1971), la plupart agrandies à 1:12 000, ont été utilisées pour fins de contrôle géologique et de localisation sur le terrain.

RESSOURCES

La région compte surtout sur l'agriculture, l'élevage des bovins et volailles, les érablières et les coupes locales de bois. Les boisés couvrent les deux tiers de la région. En général, le sol est de composition podsolique; par endroits, c'est un till peu propice à une culture intense.

Plusieurs habitants tirent un revenu additionnel du tourisme. En effet, les principaux centres de populations - Ayer's-Cliff, Georgeville, Sainte-Catherine et Baie-Fitch - jouissent d'une activité accrue pendant les mois d'été. Les lacs Memphrémagog, Massawippi et Lovering, ainsi que le lac Magog (au NW) attirent, pendant la période estivale, un grand nombre de villégiateurs.

Une carrière de pierre concassée a récemment été ouverte près du lac Massawippi et quelques dépôts de sable et gravier sont sporadiquement utilisés

pour les besoins locaux. La région a connu très peu de prospection minière depuis une dizaine d'années.

REMERCIEMENTS

Nos travaux ont été faits sous la direction du service des Gîtes minéraux du ministère des Richesses naturelles du Québec. Nous tenons à témoigner notre gratitude à monsieur François Dompierre, directeur de ce service, et au Dr J. Dugas, pour avoir autorisé les déboursés relatifs aux analyses chimiques et aux lames minces.

Le Dr R. Lamarche, géologue résident pour le Sud du Québec, nous a aussi témoigné beaucoup d'intérêt. Nous lui sommes très reconnaissant de ses précieux conseils à Québec et lors de visites sur le terrain. Nous tenons aussi à remercier le Dr P. St-Julien, qui nous a visité à plusieurs reprises, pour ses propos constructifs. Nos discussions avec ces deux géologues ont contribué à éclaircir la stratigraphie et la tectonique de la région.

Qu'il nous soit également permis d'exprimer toute notre reconnaissance à nos assistants sur le terrain; sans leur collaboration, leur enthousiasme et leurs services dévoués, cette étude n'aurait pas été possible. En 1974, ces assistants furent D. Brown, J.Goddard,et E. Karczewski; en 1975, F. Fontaine, P. Gann, J. Goddard et D. Lamothe.

TRAVAUX ANTERIEURS

De nombreux géologues ont contribué à l'élucidation de la stratigraphie, de la structure et de l'évolution tectonique de la région. Notre revue ne portera toutefois que sur les publications concernant directement notre région et celle qui ont trait à certains problèmes exposés dans ce rapport.

Sir William Logan (1863) a sans doute été le premier géologue à produire une exquisse intégrée de la géologie des Cantons de l'Est. Parmi ses successeurs immédiats, c'est surtout R.W. Ells (1887) qui a tenté d'établir, avec une certaine précision, la stratigraphie et la tectonique régionales. Il mentionne, pour la première fois, l'anticlinal des monts Stoke et assigne la plupart de nos roches à l'Ordovicien, même celles qui se trouvent à proximité du lac Memphrémagog.

La mise en plan et la compilation de J.W. Ambrose (1943), à l'échelle de 1:63 360, de la région à l'est du lac Memphrémagog couvre presque entièrement nos terrains. Cet auteur a décrit brièvement, en bordure de carte, les unités lithologiques et les a arrangées systématiquement en ordre stratigraphique. Ayant localisé avec exactitude les contacts des unités, il a identifié l'anticlinal de la colline Bunker (Bunker Hill). Il place cependant le groupe de Saint-François dans l'Ordovicien et ne semble pas avoir remarqué la présence des zones bréchiques et conglomératiques au nord-ouest de nos grès de la colline Bunker.

Le rapport de H.C. Cooke (1950) sur la géologie du sud-ouest des Cantons de l'Est a servi de base pour les travaux géologiques subséquents. Cette importante compilation à l'échelle de 1:126 720, fruit des observations très détaillées de Cooke et de géologues antérieurs, couvre l'entier de nos terrains. Contrairement à ses prédécesseurs, Cooke base surtout ses conclusions sur l'étude pétrographique des roches. Dans une vaste synthèse géologique, il a introduit, entre autres, le groupe de Sherbrooke, défini la faille de la colline Bunker et offert une interprétation assez poussée de la stratigraphie et de la structure de notre région. Les résultats de ses études seront discutés au fur et à mesure que nous avancerons dans notre sujet.

G.G. Doll (1951, 1961), au cours de ses travaux géologiques dans le Vermont septentrional, s'est rendu jusqu'au lac Massawippi. Il a subdivisé les assises calcaires à l'est du lac Memphrémagog en trois nouvelles formations, prolongé le "Northfield Slate" à travers la frontière et abordé le problème d'âge entre le granite et le groupe igné de Bolton. En accord avec Cooke, il prône l'existence d'une faille de chevauchement (Ware Brook thrust) entre les calcaires de Saint- François et le bloc de roches détritiques à l'ouest de la baie Fitch. Son analyse du système de failles longitudinales et transversales constitue une proposition élégante pour expliquer l'arc Vermont-Québec dans cette partie des Appalaches. Il note aussi que la plupart des plis sont renversés vers le sud-est, sous l'influence d'amas plutoniques.

Tout en se concentrant sur la géologie du Vermont, W.M. Cady (1960, 1967, 1969) a suivi de près les études entreprises depuis 1956 dans le sud-est du Québec. Ses nombreuses randonnées dans les Cantons de l'Est lui ont permis de faire une synthèse géotectonique qui englobe les résultats obtenus par de nombreux chercheurs antérieurs. Il démontre, par exemple, que l'anticlinal de la colline Bunker est en continuité avec l'anticlinal des monts Stoke (Québec) et avec celui des monts Lowell (Vermont), le tout faisant partie d'un vaste orthogéosynclinal paléozoïque. Selon lui, les anticlinaux comprennent des unités détritiques du Cambro-Ordovicien recouvertes par des roches miogéosynclinales du Paléozoïque moyen. En plus de s'intéresser aux problèmes pétrographiques, il porte une attention spéciale aux éléments stucturaux et note que l'anticlinal des monts Stoke peut être compliqué par des plis longitudinaux anciens, ce que nous corroborons dans notre étude.

G. Duquette (1960a; 1961), a cartographié la région du lac Aylmer-Weedon et ses environs, à quelque 20 km au nord-est du lac Massawapi (figure 1); sa carte de corrélation (1961b) englobe notre région. Il a reconnu la continuité entre les roches de Weedon et celles d'Ascot; par ailleurs, il a soutenu que les roches du groupe de Saint-François et celles du groupe de Saint-Juste sont les équivalents de la formation de Lac Aylmer et des calcaires de Glenbrooke. Cady (1960) avait assigné ces roches au Siluro-Dévonien.

A. Baer (1961) a présenté une analyse structurale de la région du lac Memphrémagog, territoire qui englobe nos terrains. Son inventaire comprend plusieurs clivages et linéations et une direction préférentielle des diaclases. Il attribue la disposition des clivages, en trois arcs convexes vers le nord, à la mise en place de masses plutoniques. Selon lui, les mésostructures se sont formées lors de l'orogenèse acadienne.

R. Lamarche (1962) a fait l'étude des zones conglomératiques dans la région d'Orford - Sherbrooke et prouvé que les amas ultrabasiques précèdent le Silurien.

P. St-Julien (1963; 1963a; 1965) a cartographié les régions de Saint-Elie-d'Orford et de Sherbrooke pour le ministère des Richesses naturelles, ce qui lui a permis de redéfinir la distribution, les relations stratigraphiques et la position tectonique de plusieurs groupes et formations.

R. Lamarche (1965) a exploré en détail la feuille sud de Sherbrooke, immédiatement au nord de nos terrains. Il a démontré la présence d'une schistosité ancienne dans le conglomérat à la base du Magog et a ainsi prouvé qu'une déformation pré-Normanskill existe dans ce secteur des Appalaches. Sa cartographie détaillée forme la base de notre étude.

Poursuivant ses investigations au nord de Sherbrooke, Lamarche (1967) a trouvé des fragments arrondis de granite à albite à la base de la formation de Sherbrooke. Ceci prouve l'existence de granites de générations distinctes.

P. St-Julien (1967) a introduit le synclinorium de Saint-Victor, qui englobe les roches détritiques et les calcaires des unités Magog, Glenbrooke, Sherbrooke et East Branch.

A.J. Boucot et G. Drapeau (1968) ont étudié les séries calcaires du lac Memphrémagog affleurant dans le secteur sud-ouest de notre région et ont démontré avec certitude que les roches exposées en bordure du lac, au sud-ouest de Magog, appartiennent au Silurien (Ludlow inférieur) et non au Dévonien. Ils ont cependant négligé l'étude du groupe de Saint-François et ne sont donc pas en mesure de déterminer la nature du contact entre les calcaires siluriens et les roches dévoniennes du Saint- François à l'est de la baie Fitch.

Subséquemment à la carte de Cooke (1959), St-Julien (1970a) a publié une compilation à 1:50 000 qui comprend toutes les informations antérieures sur la région d'Orford-Sherbrooke. Les traits tectoniques et stratigraphiques essentiels des Appalaches dans les Cantons de l'Est devinrent plus clairs à la suite de ses travaux de cartographie dans la région de Disraeli (St-Julien, 1970).

Lamarche (1972) et St-Julien **et al.** (1972) ont précisé les unités tectoniques et déterminé les styles structuraux particuliers dans le sud-est de la province, à savoir: la chaî-

ne des monts Stoke, caractérisée par la formation d'Ascot; le synclinorium de Saint-Victor formé en majeure partie par le groupe de Magog; et le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley représenté par le groupe de Saint-François. Lamarche (1965) a montré que la formation d'Ascot, formant le sujet principal de son étude, est composée surtout de roches volcaniques ayant subi les effets de trois déformations distinctes.

S.D. Robinson (1974) et S.D. Robinson et W.K. Fyson (1976) ont fait une analyse détaillée des structures mineures sur une superficie de 1000 km^2 dans la région des monts Stoke et au sud-ouest de Sherbrooke. Ayant soigneusement examiné l'inventaire structural, en particulier le style des plis mineurs, ils signalent que la datation des déformations de l'orogenèse appalachienne demeure incertaine. Se servant d'exemples locaux, ils mettent les chercheurs en garde contre une corrélation d'âge basée sur l'attitude des mésostructures, en particulier la géométrie et le style des plis. Même si leur apparence et leur allure demeurent continues en passant d'une unité stratigraphique à une autre, les plis peuvent être d'âges différents. Les résultats de notre étude rejoignent en grande partie ceux obtenus par ces auteurs.

En 1974 et 1975, nous avons nous-même cartographié, à 1:12 000, la région couverte par ce rapport pour le compte du ministère des Richesses naturelles du Québec (de Römer, 1975, 1976). Ce travail s'est surtout concentré sur la lithologie et la structure de la formation d'Ascot.

A la suite de travaux de cartographie détaillée et de nombreuses visites et vérifications dans plusieurs secteurs des Cantons de l'Est et du Bas St-Laurent, St-Julien et Hubert (1975) ont publié une étude sur l'évolution de la phase taconique. Cette synthèse, qui englobe notre région, trace les grandes lignes de la stratigraphie et de la tectonique des Appalaches, incluant la Gaspésie. Tenant compte de la tectonique de plaques et des idées de Bird et Dewey (1970), cette oeuvre majeure et fondamentale présente la formation de Saint-Daniel comme une unité importante des Appalaches québécoises (figure 2). Celle-ci surmonte la croûte océanique du domaine interne de l'orogène.

Harron (1976) est l'auteur d'un rapport (et d'une carte à 1:50 000) sur la métallogenèse des gîtes de sulfures des Cantons de l'Est, basé sur des travaux effectués en 1973. Sur sa carte, qui couvre une superficie de 2500 km^2 et comprend nos terrains, il indique les types et occurrences des gîtes. Influencé par la présence de roches ultramafiques à l'ouest du lac Massawippi, il place la partie méridionale de la formation d'Ascot dans la bande de Serpentine "B". La partie nord d'Ascot forme, selon lui, un lambeau de chevauchement couché sur les assises des synclinoriums de Saint-Victor et de Gaspé-Connecticut Valley.

Finalement, notre région apparaît comme une particule minuscule sur

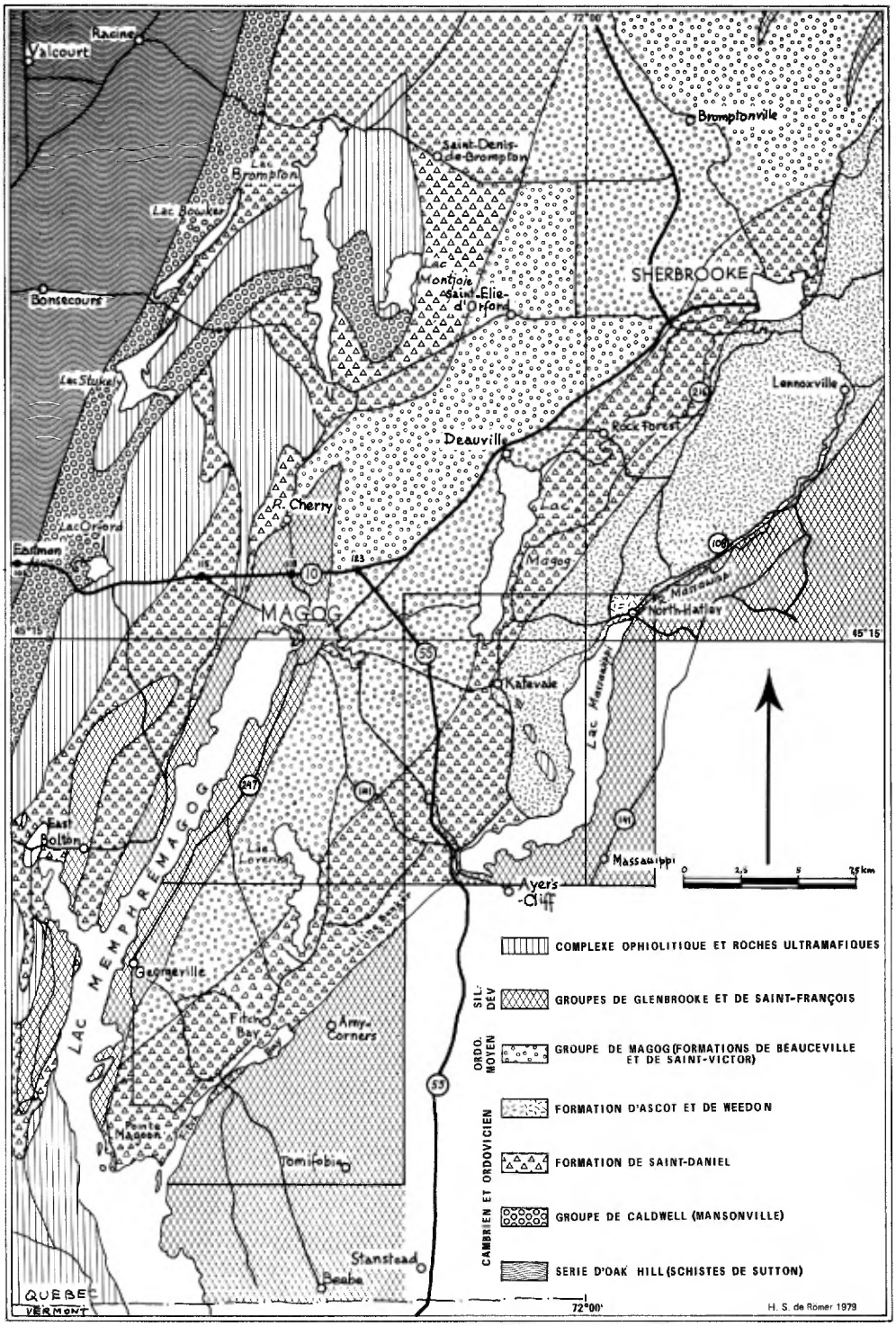


FIGURE 2 - Esquisse de la géologie entre Sherbrooke et la frontière Canada - U.S.A. (d'après St-Julien et Hubert, 1975).

la carte géologique (1:1 000 000) de H. Williams (1978), qui montre la distribution et la tectonique des lithofaciès de l'orogenèse appalachienne. La zone de mélange et son assemblage de laves et roches détritiques d'âge Cambrien à Ordovicien moyen reposent sur le complexe ophiolitique envisagé par St-Julien et Hubert (1975). Il est intéressant de voir, sur la coupe schématique, que le contact Ascot - Saint-François, c'est-à-dire le côté est de l'anticlinal des monts Stoke, est représenté par une faille de chevauchement avec mouvement vers le sud-est.

PHYSIOGRAPHIE

Située dans les Hautes Terres des Appalaches, notre région forme un plateau divisé diagonalement en deux parties égales par une chaîne de montagnes orientée NE-SW. Celle-ci, connue sous le nom de monts Stoke, affiche, au Québec, une longueur de 120 km et une largeur de 2 à 6 km.

Prenant leur essor graduel près du lac Saint-François, les monts Stoke passent par la latitude de Sherbrooke, entrent dans la région au nord du lac Massawippi, continuent le long de la baie Fitch et se confondent, au Vermont, avec les monts Lowell, Worcester et Northfield. L'élévation des monts Stoke dans notre région étant approximativement de 360 m et celle du lac Massawippi de 160 m, la différence de relief est de l'ordre de 200 m. Le plus haut sommet se trouve à 425 m à l'ouest du lac.

Alors que les monts Stoke constituent une chaîne de sommets diffus à l'ouest du lac Massawippi, ils forment une masse allongée et bien définie au sud-ouest du lac et à l'ouest de la baie Fitch. Cette masse, connue sous le nom de colline Bunker (frontispice) s'élève à une hauteur moyenne de 400 m. Elle est nettement asymétrique, l'un de ses versants formant un escarpement remarquable. A certains endroits la dénivellation est de 200 m sur une distance horizontale de 350 m.

La colline Bunker est surtout constituée de grauwacke et shale et de roches rhyolitiques et pyroclastiques felsiques, à l'exception des dépressions dans les villages de Fitch-Bay et d'Ayer's-Cliff, où les roches de fond sont du type Saint-Daniel (ardoises avec lambeaux de lave). Les bosses escarpées à l'ouest du lac Massawippi, par contre, doivent leur expression topographique à des amas irréguliers de roche ultrabasique, de granite et de tuf rhyolitique. Les collines moins élevées près de North-Hatley sont constituées surtout de phyllades, schistes chloritiques et tufs.

Le plateau à l'ouest et à l'est des monts Stoke proprement dits est faiblement ondulé. D'une élévation moyenne de 250 m, il est recouvert d'un épais manteau de matériel morainique et fluvioglaciaire.

Une légère dénivellation (20-25 m) formant un escarpement modeste à regard vers le nord se trouve au sud de la région; elle pourrait marquer le lieu d'une faille. Une dépression rectiligne, subparallèle à celle de ruisseau Bunker et occupée par la rivière

Tomifobia pourrait, elle aussi, être l'expression topographique d'une faille.

Les bassins d'écoulement sont peu développés sur le plateau, dû à une vaste couverture de dépôts meubles. Outre le lac Memphrémagog, notre région comprend la partie sud du lac Magog (élévation 190 m) et l'entier du lac Massawippi (élévation 160 m) et la partie sud du lac Lovering (élévation 250 m). Ce dernier (22 m de profondeur maximale et 5 km^2 de superficie) reçeuille les maigres ruisseaux du versant ouest de la colline Bunker. Le lac Massawippi, qui se déverse par la rivière de même nom dans la rivière Saint-François au nord, reçoit les eaux des rivières Tomifobia (type subséquent) et Niger. Cette dernière, de direction nord-ouest, recoupe le système structural de la région. La forme du lac Massawippi (16 km^2 et 80 m de profondeur maximale) suggère que celui-ci occupe une dépression structurale, marquant probablement le site d'une fracture importante.

Quelques petits ruisseaux, tels que le Fitch et le Bunker, et d'autres ruisselets émanant de la colline Bunker, se déversent vers la baie Fitch. La forme rectiligne de cette baie, parallèle au grain structural de la région, emprunte probablement, tout comme le lac Massawippi, une importante zone de fractures.

APERCU GEOLOGIQUE

Notre région se situe dans la partie méridionale des Hautes Terres des Appalaches québécoises. Comprise dans le secteur sud de la chaîne des monts Stoke, elle forme un plateau ondulé, recoupé en diagonale par la colline Bunker. Le socle rocheux consiste surtout en formations métasédimentaires et métavolcaniques du Paléozoïque inférieur, flanquées de calcaires impurs du Siluro-Dévonien. Toutes les unités exhibent les effets d'une déformation intense et polyphasée. Des roches intrusives, de composition acide à ultrabasique, forment de petites masses éparpillées.

SOMMAIRE DES FORMATIONS

Les groupes lithologiques se divisent, en ordre stratigraphique ascendant, en cinq unités principales: les roches rattachées à la formation de Saint-Daniel, la formation d'Ascot et les groupes de Magog, de Glenbrooke et de Saint-François (figure 3 et tableau 1).

Les roches rattachées à la formation de Saint-Daniel(?) consistent en quatre sous-unités. Ce sont, de la plus vieille à la plus jeune:

- le mélange et les volcanites de la baie Fitch (type Saint-Daniel proprement dit); il s'agit d'un assemblage complexe d'ardoises, de grès et de siltite intercalés de lambeaux de roches vertes, de tuf et de gabbro dioritique;
- les grès et phyllades de la pointe Magoon (type Sweetsburg);
- les grès de la colline Bunker (type Mansonville); ceux-ci renferment surtout des grauwackes instratifiées d'ardoises, de rhyolite et de tuf;

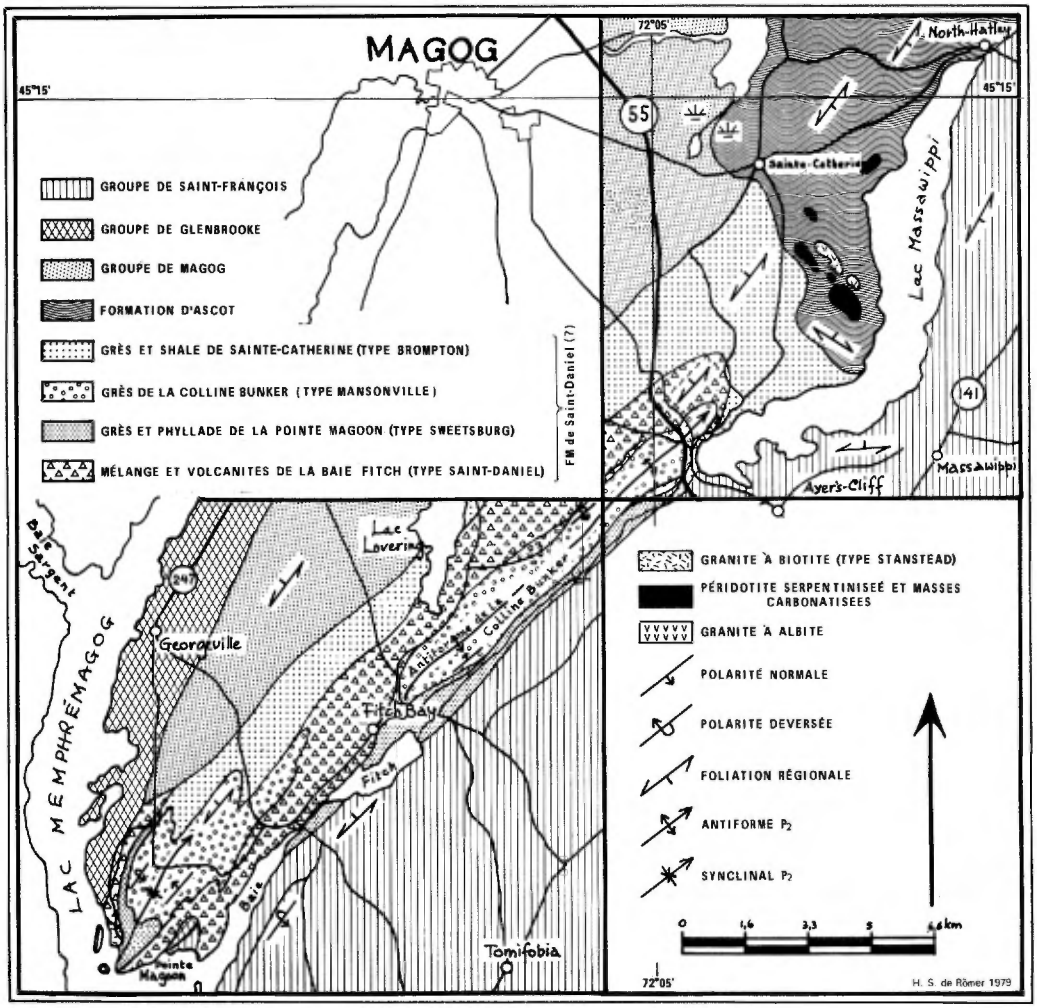


FIGURE 3 - Esquisse de la géologie de la région.

. les grès et shales de Sainte-Catherine (type Brompton), qui contiennent également des tufs intercalés.

La formation d'Ascot comprend surtout des roches pyroclastiques de composition felsique et des phyllades, ainsi que des schistes quartzo-albitiques et des plages de roches vertes.

Les assises du groupe de Magog, de l'Ordovicien moyen, se composent d'un assemblage d'ardoise et de grès lithique renfermant de rares interlits de tuf. Les roches de ce groupe sont en contact de faille avec les roches Saint-Daniel (type Brompton) et avec le groupe de Glenbrooke.

Le groupe de Glenbrooke consiste en ardoises silteuses ainsi qu'en calcaires massifs fossilifères.

Les assises dévoniennes du groupe de Saint-François sont composées de calcaires argileux et arénacés, et

TABLEAU 1 - Sommaire des formations

Pléistocène			- Dépôts fluvio-glaciaires et till
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Dévonien et post-Dévonien			- Lamprophyres - Granite à biotite, avec aplites - Gabbro dioritique - Granite schisteux à albite - Roche stéatitisée et carbonatisée - Péridotite serpentinisée
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Silurien et Dévonien		Groupe de Saint-François	- Ardoise et shale calcareux; calcaire arénacé et argileux - Calcaire carbonacé, argileux et arénacé; shale calcareux
		Groupe de Glenbrooke	- Calcaire massif fossilifère; tuf - Ardoise et shale; siltite calcareuse
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Ordovicien moyen		Groupe de Magog	- Ardoise et shale noirs avec siltite et grès - Rythmites - Grès lithique et feldspathique avec interlits d'ardoise
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Cambrien à Ordovicien inférieur		Formation d'Ascot	- Phyllade grise - Roches tufacées et laminées - Tuf rhyolitique et felsique - Schiste quartzo-albitique - Roche verte - Calcaire
	Fm de Saint-Daniel (?)	Grès et shale de Sainte-Catherine	- Siltite, ardoise et shale, avec tuf - Grès quartzeux et lithique avec ardoise, shale et phyllade; tuf felsique
		Grès de la colline Bunker	- Métagrauwacke et ardoise avec siltite grise et grès lithique - Rhyolite et tufs rhyolitiques
		Grès et phyllade de la pointe Magoon	- Phyllade et ardoise gris foncé avec siltite gris clair - Grès argileux et ardoise noirs
		Mélange et volcanites de la baie Fitch	- Mélange: phyllade; ardoise avec grès et siltite gris clair à foncé - Volcanites: roche verte avec tuf intermédiaire à mafique; tuf rhyolitique et felsique

de shales calcareux. Elles sont séparées des unités cambro-ordoviciennes par une faille de grande envergure.

Les roches intrusives comprennent de petits amas de péridotite serpentinisée accompagnés de roches carbonatisées, du granite schisteux à albite, et des venues de gabbro dioritique, qui représentent les intrusions les plus anciennes. Une masse de granite à biotite et des aplites sont reliées à la phase tectonique acadienne. Finalement, des dykes de lamprophyre et des veines de quartz représentent les injections les plus récentes.

STRUCTURE

L'orientation prépondérante du grain structural est NE-SW. Le pendage est abrupt vers le nord-ouest. Les assises de la formation d'Ascot ont cependant un pendage irrégulier, généralement vers le sud-est. De grands plis renversés, tels l'antiforme de la colline Bunker, affectent les roches cambro-ordoviciennes. La déformation polyphasée dans ces roches se manifeste par trois générations de mésostructures. Par contre, les roches siluro-dévoniennes n'ont que deux systèmes de structures secondaires mineures.

ROCHES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

FORMATION DE SAINT-DANIEL(?)

MELANGE ET VOLCANITES DE LA BAIE FITCH

DISTRIBUTION ET LITHOLOGIE

Cette unité forme une bande allongée (NE-SW), plus ou moins définie, de largeur irrégulière. Prenant naissance en bordure ouest de la partie méridionale du lac Massawippi (figure 3), où sa largeur est de 1.5 km, elle s'amincit au sud du lac Lovering pour ensuite présenter une largeur maximale à la hauteur du village de Fitch-Bay (où elle biseaute le grès de la colline Bunker) et poursuivre sa course vers la pointe Magoon, sur le lac Memphrémagog. Un changement abrupt de direction à cet endroit indique un pli serré.

D'une longueur totale d'une vingtaine de kilomètres, cette unité est la principale du secteur méridional de notre région, et en même temps la plus ancienne. Son contact supérieur avec les grès et phyllades de la pointe Magoon est probablement concordant. Il semble, cependant, qu'une bonne partie de l'unité soit masquée par les grès et shales de Sainte-Catherine.

L'unité consiste principalement en phyllades et ardoises intensément déformées, dans lesquelles se trouvent des lits broyés de grès et des lambeaux de volcanites. Ces roches pélitiques sont accompagnées de tuf basique, intermédiaire et felsique ainsi que de venues de gabbro altéré. En dépit de nos recherches, la succession stratigraphique des membres composant cette unité n'a pu être établie.

MELANGE

Les phyllades et ardoises, généralement gris foncé à noires, accusent une hétérogénéité structurale et lithologique exceptionnelles. Alors que certaines, en zones discontinues,

peuvent représenter des séquences assez épaisses renfermant des lits de grès et de siltite ou des lambeaux de volcanites, la majeure partie sont des brèches ou brèches-conglomérats. Leur aspect demeure généralement uniforme mais leur composition peut être très différente de-ci de-là, dû à la diversité de composition des fragments qu'elles renferment. Ceux-ci, différents d'un endroit à un autre, consistent en blocs angulaires ou arrondis de siltite et grès, de rhyolite, de tuf et de calcaire ou en traînées diffuses d'éléments pélitiques. Ces derniers se présentent sous forme de minces plaquettes angulaires gris jaunâtre, étalées dans le plan de schistosité; leur taille varie de minuscule à quelques centimètres.

Les grès et siltites forment des lits distincts par endroits, notamment à l'ouest du rétrécissement (La Passe) sur la baie Fitch. Ils se détachent habituellement sous forme de blocs subangulaires dans une enveloppe d'ardoise et de phyllade. A l'échelle microscopique, cette enveloppe contient elle-même des fragments de diverses compositions.

Les grès et les siltites sont de deux types, sur la base de la couleur et, surtout, de la texture et composition: un faciès prépondérant, gris clair à noir, et un faciès gris verdâtre. Malgré des efforts assidus, nous n'avons pas réussi à différencier les faciès sur la carte. Le faciès gris clair à noire est composé en grande partie d'un agrégat micro-cristallin de quartz subangulaire, avec 5 à 10% de traînées de séricite orientée (voir analyses 1, 2, 3 au tableau 2); celui de couleur noire contient une forte proportion de graphite. Les minéraux accessoires comprennent chlorite, biotite, tourmaline, zircon et magnétite. Des grains isolés de plagioclase sodique sont également associés au quartz. A certains endroits, comme par exemple, à l'extrémité méridionale du lac Lovering, des fragments de grès plus grossier et de teinte bleuâtre sont presque entièrement composés d'une mosaïque de grains de quartz partiellement orientés (figures 4 et 5).



FIGURE 4 - Fragments de tuf rhyolitique et de grès quartzeux bleuâtres dans la zone de mélange sur la rive sud du lac Lovering.

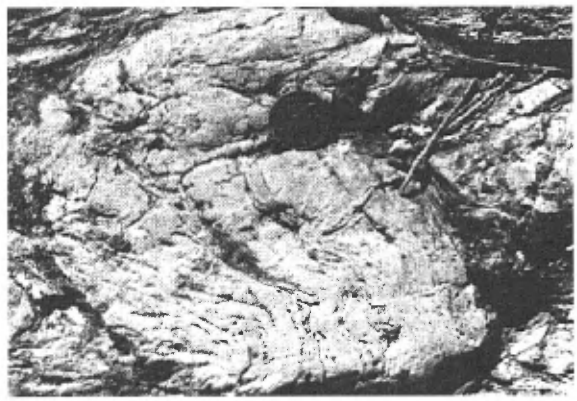


FIGURE 5 - Détail de la figure 4 montrant un fragment de tuf rhyolitique. Noter la rotation du bloc, mise en évidence par l'attitude de la foliation.

Le faciès gris verdâtre se caractérise par des grains de quartz subanguleux, bleuâtres par endroits, baignant dans une matrice argileuse grise. Ces grains ont une taille moyenne de 0.2 à 1 mm. Des lits et fragments de ces grès sont visibles au nord-ouest du lac Massawippi (figure 6).

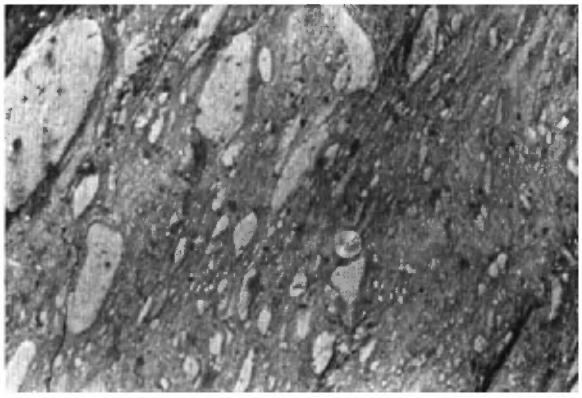


FIGURE 6 - Fragments de tuf felsique et de grès quartzeux allongés dans le sens d'une schistosité tardive et baignant dans une pâte de microbrèche. Unité de mélange et volcanites de la baie Fitch (type Saint-Daniel). Déblai de l'autoroute 55, à 1.6 km au nord-ouest d'Ayer's-Cliff.

Le mélange comprend, en mains endroits, des fragments de rhyolite et de tuf felsique de toutes dimensions et de composition assez variée (tableau 2). Certains blocs, de teinte gris jaunâtre, sont composés principalement de phénocristaux de quartz (0.5 mm), de séricite et de feldspath sodique idiomorphe. Les fragments, dont l'agrégat microcristallin, à l'exception de l'albite, manifeste une orientation préférentielle, sont englobés dans une pâte phyllitique et bréchifiée qui recoupe la schistosité des blocs.

De petits amas détachés de dolomie arénacée, recoupée de veinules de calcite, sont visibles à quelques endroits, entre autres: sous le viaduc de l'autoroute 55, à 2.5 km au nord-ouest du lac Massawippi; le long de la route secondaire à 120 m au sud-est de ce viaduc; et au déblai oriental de l'autoroute à 3 km au sud- ouest de Sainte-Catherine. L'aspect rugueux des fragments est dû à la présence de quartz dont le diamètre atteint 0.25 mm. Brunâtre en surface altérée et gris foncé en cassure fraîche, la roche est composée en grande partie de cristaux engrenés de dolomie dans laquelle se trouvent des grains de quartz détritique.

VOLCANITES

Nous plaçons dans les volcanites une bande discontinue de roche verte à laquelle sont associés des tufs intermédiaires à mafiques et quelques assises de tufs rhyolitiques et felsiques à séricite (tableaux 2 et 3).

De par sa résistance supérieure à l'érosion, cette bande constitue le socle rocheux des collines à l'ouest de la baie Fitch. Se présentant sous forme de lambeaux discontinus, elle commence juste au sud du lac Lovering, où elle affleure sur une cinquantaine de mètres de largeur, pour s'étendre sur une distance d'environ 12 km jusqu'à l'île Whetstone. A l'ouest de la baie Fitch, une tranche de ces roches vertes atteint une largeur maximale de 600 m; on y rencontre des filons-couches de gabbro dioritique et des inter-

calations tufacées de composition intermédiaire à basique.

Sur le plan tectonique, l'orientation NNE-SSW de la bande de roche verte est d'un intérêt particulier puisqu'elle recoupe en diagonale le grain régional dominant de ce secteur de la carte. Les lambeaux appartiennent vraisemblablement à une coulée d'envergure considérable, ou encore à une série d'épanchements démembrés au cours de déformations subséquentes. Il est probable que l'orientation anormale de la bande de roche verte reflète une linéation associée à un gigantesque pli ancien (P_1) qui a précédé les plissements tardifs dans notre région. L'existence de grands plis anciens, similairement orientés, a été rapportée par Lamarche (1972a) dans la région de Sherbrooke.

La roche verte est plutôt massive, quoique localement schisteuse et à coussinets. Sa texture et sa couleur sont variables, allant du vert foncé au gris verdâtre. Les faciès massifs à grain moyen ressemblent beaucoup aux poussées gabbroïques, ainsi qu'on peut le noter en bordure de la baie Fitch, à 1 km au nord-est de l'île Whetstone, où une série de sept venues de métagabbro dioritique ou de lave à grain moyen, de quelques mètres d'épaisseur, sont intercalées dans des ardoises phyllitiques gris foncé. A quelques endroits, des intercalations irrégulières d'agglomérat et de tuf dans des zones d'écoulement pointent à des compositions mafiques et felsiques pour ces roches (15, 16, tableau 3).

La roche verte typique est finement grenue et revêtue d'une croûte brunâtre en surface altérée. Elle contient surtout des microlites de feldspath sodique et de hornblende remplacée ici et là par de la chlorite et de l'épidote. On trouve, en quantité subordonnée, du sphène, du leucoxène et du quartz. A certains endroits, tel qu'à 450 m au sud-ouest du lac Lovering, une carbonatisation pénétrante et très répandue se manifeste par une couleur gris clair de la roche. En lame mince, celle-ci montre, en plus des feldspaths sodiques, une quantité appréciable de plages diffuses de dolomie cristalline ferrugineuse encastrées irrégulièrement dans une matrice de séricite, de chlorite et de quartz.

Les coussinets, observés à maints endroits, mesurent de 0.3 à 1 m de longueur et sont habituellement entourés d'une croûte ferrugineuse et laminée de 1 à 2 cm d'épaisseur. Bien que ces structures ellipsoïdales ne se soient pas avérées partout utiles à la détermination des sommets, leur attitude a, dans bien des cas, grandement contribué à résoudre la succession stratigraphique locale. Ainsi, à 450 m et à 3.3 km au sud-ouest du lac Lovering, les coussinets bien formés relevés dans les lambeaux indiquent clairement des sommets en position normale vers le nord-ouest et inversés vers le sud-est, respectivement. La composition est donnée au tableau 3, échantillon 9. Les coussinets de la seconde localité signalent des laves en ordre inversé reposant en concordance sur des ardoises phyllitiques, des siltites et

des tufs felsiques accusant un granoclassement inversé très évident. D'autres coussinets, affichant un pendage normal vers le nord-ouest, sont visibles en bordure de route à 900 m au nord-ouest et au nord-nord-ouest du retrécissement (La Passe) de la baie Fitch.

Des intercalations discontinues de tuf intermédiaire, variant entre 2 et 50 m de largeur, jalonnent le sillon de mélange et de volcanites à l'ouest de la baie Fitch. D'autres niveaux individuels se trouvent à 6.2 et 1.7 km au sud-ouest du village de Fitch-Bay (tableau 3, no 11 et 12). Ces tufs intermédiaires, lustrés et gris verdâtre, d'aspect phyllitique par endroits, renferment une abondance de chlorite et de séricite, ce qui leur vaut une foliation pénétrante. Une lamination d'origine métamorphique, parallèle à une schistosité tardive, est causée par une alternance de feldspath sodique et de chlorite-séricite; la biotite secondaire, ainsi que le quartz, la calcite, l'épidote, le leucoxène et la magnétite constituent les minéraux accessoires. Par endroits, un rubanement d'origine primaire, manifesté par une succession de bandes riches en lapilli et de roches détritiques, se discerne à l'oeil nu.

Deux types principaux de tuf felsique sont visibles dans la bande de mélange et de volcanites; ils peuvent être classifiés comme tuf lithique et tuf sériciteux à albite. Ces intercalations, variant de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de largeur, affichent des contacts diffus et graduels avec les phyllades et ardoises avoisinantes.

Les tufs lithiques, dont des exemples représentatifs affleurent à 600 m à l'ouest de la pointe méridionale du lac Massawippi, sont des roches grises, foliacées et plissotées, renfermant des clastes de rhyolite, des agrégats quartzofeldspathiques engrenés, des traînées de tufs à albite et quartz, et des fragments de matière pélitique allongée dans le plan de schistosité. A certains endroits, ils constituent de véritables agglomérats intensément déformés.

Les tufs sériciteux à albite, de couleur crème argenté, sont très répandus, surtout dans la partie sud-ouest du lac Massawippi. Sous le microscope, le tuf se révèle hétérogène et variable aux points de texture et composition. Règle générale, la roche contient une forte proportion de quartz anguleux (0.3 à 0.8 mm) et des phénocristaux d'albite baignant dans une matrice schisteuse quartzo-feldspathique microcristalline riche en séricite, et contenant, par endroits, des constituants lithiques. Certains échantillons sont des tufs à cristaux ou des tufs rhyolitiques dévitrifiés (tableau 3); quelques-uns ont une couleur acier bleuâtre, affichent une lamination primaire et contiennent des porphyroblastes d'amphibole et de minuscules lamelles de biotite.

L'unité de mélange et de volcanites (type Saint-Daniel) a connu un plissement et une fracturation très intenses (figure 7). Le litage et les clivages indiquent un pendage prononcé,

généralement vers le nord-ouest. Trois schistosités et des éléments linéaires, dont les plongements s'inversent sur de courtes distances, reflètent une tectonique polyphasée, typique des roches cambro-ordoviciennes de ce secteur des Appalaches.

De par ses caractéristiques tant lithologiques que tectoniques, cette unité constitue un complexe de roches pélitiques et volcaniques, intensément broyées et chiffonnées, reflétant le milieu dynamique instable de l'orogenèse appalachienne.

AGE ET CORRELATION

Ne possédant pas de données paléontologiques, nous ne sommes pas en mesure d'assigner un âge fiable à l'unité de mélange et de volcanites. Alors que la limite inférieure de cet assemblage reste inconnue, le contact supérieur avec l'unité de grès et phyllades de la pointe Magoon semble être concordant. Ainsi, les siltites, grès argileux et shales noirs formant le coeur du synclinal de la pointe Magoon, dans l'angle sud-ouest de la région, reposent en concordance sur les brèches polygéniques du mélange. Des exemples représentatifs de ces brèches sont visibles à l'ouest de l'île Whetstone et à l'est de la baie Quinn.

Cooke (1950), sur sa carte de compilation, montre des zones de conglomérat (Beauceville) aux emplacements mentionnés ci-haut, ainsi qu'à d'autres endroits le long de la bande de mélange et de volcanites, notamment au sud du lac Lovering.

St-Julien (1968) décrit une zone d'argile-à-blocs et de shale-mélange (1970, 1972,1972a) de 3 km de largeur dans la région de Thetford-Mines. Cette zone, dénommée formation de Saint-Daniel (Cambrien-Ordovidien inférieur), a pu être tracée de la frontière Québec-Vermont à la frontière Québec-Maine, une distance de 275 km (St-Julien, 1972; St-Julien et al., 1975).

Dans leur synthèse sur l'évolution de l'orogenèse appalachienne du Québec, St-Julien et Hubert (1975) incorporent la formation de Saint-Daniel dans le complexe ophiolitique du domaine interne de l'orogenèse. Ces auteurs suggèrent que les roches composant cette formation représentent des accumulations sur croûte océanique et sont équivalentes aux assises du Rosaire et du Caldwell déposées, elles, sur la croûte continentale.

Conformément à St-Julien et Hubert, Williams (1978) place une partie de notre assemblage dans un faciès olistostrome de "shale-conglomerate" et "shale-melange" formé sur la bordure est de l'océan Iapetus.

Nous avons visité quelques affleurements de la formation de Saint-Daniel de Saint-Julien, à 1500 m au nord-ouest du village de même nom, et nous avons pu constater la ressemblance frappante entre ces roches et notre assemblage. A d'autres endroits, par exemple au sud du lac Brompton, à 20 km au nord de notre région, nous avons pris connaissance de la concordance lithologique et structurale qui existe

TABLEAU 2 - Analyses chimiques* du mélange et des tufs de la baie Fitch.

No sur carte	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	78.35	73.35	71.60	77.70	66.50	76.50	75.75	77.65
Al_2O_3	8.75	11.00	14.00	12.50	15.00	11.70	9.70	11.80
Fe_2O_3	2.16	0.82	0.52	0.16	0.31	1.75	**	0.08
FeO	2.56	2.62	2.11	0.006	2.30	0.03	**	1.03
MgO	0.87	0.85	0.82	0.04	0.87	0.16	0.80	0.29
CaO	0.50	1.20	0.18	0.11	1.62	0.47	0.45	0.10
Na_2	1.20	1.40	1.21	7.30	5.80	6.55	1.15	7.23
K_2O	1.57	2.70	4.00	0.10	1.90	0.06	2.60	0.13
H_2O-	0.05	0.05	0.07	0.08	0.04	0.04	0.06	0.02
H_2O+	1.70	1.17	1.71	0.44	0.85	0.54	1.00	0.21
TiO_2	0.52	0.71	0.77	0.33	0.46	0.27	0.70	0.21
P_2O_5	0.05	0.06	0.09	0.05	0.12	0.05	0.08	0.05
MnO	0.09	0.07	0.03	<0.01	0.03	0.14	0.04	0.07
CO_2	1.70	3.30	1.95	0.04	3.10	0.65	2.60	0.97
S	0.10	0.13	0.03	0.002	0.10	0.06	0.32	0.01
Fe t.	----	----	----	0.11	----	----	3.72	----
TOTAL	100.17	99.43	99.09	98.85	99.00	98.97	98.97	99.85

1. Claste de grès quartzeux gris, à grain moyen enveloppé d'une pâte de shale feuilleté. Dans le cours d'eau à 1215 m au NW du pont couvert, à l'ouest d'Ayer's-Cliff.
2. Grès gris crème à grain grossier, à pâte carbonatée et kaolinisée. Voie ouest de l'autoroute 55, à 1825 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
3. Grès gris beige à pâte séricitisée et kaolinisée. Voie est de l'autoroute 55, à 1125 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
4. Tuf rhyolitique gris-beige. Voie est de l'autoroute 55, à 1370 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
5. Tuf à crystal beige crème à pâte carbonatée et kaolinisée. Voie est de l'autoroute 55, à 1180 m du pont couvert, Ayer's Cliff .
6. Tuf rhyolitique gris ou chert. Voie ouest de l'autoroute 55, à 1975 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
7. Tuf à crystal rhyolitique. Voie est de l'autoroute 55, à 1350 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
8. Tuf cherteux crème clair. Voie est de l'autoroute 55, à 1370 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles du Québec. Pour localisation, voir cartes géologiques.

** Teneur en S trop élevée pour doser le FeO.

TABLEAU 3 - Analyses chimiques* des volcanites de la baie Fitch.

No sur carte	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	51.30	46.50	50.25	47.70	48.78	49.44	74.35	50.15	51.90
Al_2O_3	15.00	13.70	14.40	13.00	17.90	15.92	13.15	16.35	13.65
Fe_2O_3	2.65	2.00	3.00	**	4.13	2.33	1.13	3.05	3.05
FeO	7.40	7.15	6.65	**	7.77	8.11	0.24	7.45	8.50
MgO	6.15	4.70	7.65	6.65	3.86	6.10	0.40	6.05	5.46
CaO	7.05	8.65	9.10	6.35	11.41	8.20	1.41	7.05	8.00
Na_2O	4.05	4.65	2.90	2.60	3.70	3.06	0.65	4.72	4.35
K_2O	0.75	0.50	0.50	0.05	0.15	0.50	4.11	0.07	0.13
H_2O-	0.07	0.06	0.08	0.10		4.30	0.12	0.15	0.12
H_2O+	3.05	3.30	2.45	4.80			1.80	3.53	2.90
TiO_2	1.11	1.30	1.05	1.90		1.43	0.23	1.25	1.15
P_2O_5	0.12	0.12	0.09	0.13			0.04	0.11	0.11
MnO	0.16	0.18	0.15	0.17		0.10	0.10	0.15	0.18
CO_2	0.06	6.25	0.02	3.65		1.31	1.25	0.09	0.12
S	0.04	0.04	0.02	0.56			0.01	0.01	0.01
Fe t.	-----	-----	-----	11.60			0.98	7.92	8.74
TOTAL	98.96	99.10	98.31	99.26			98.99	100.18	99.63

9. Roche verte à coussinets, à 3.3 km au sud-ouest du lac Lovering.
10. Roche verte schisteuse, au bord de la route, à 1050 m à l'WNW du village de Fitch-Bay.
11. Roche pyroclastique ou roche verte schisteuse, sur les bords de la baie Fitch, à 6.2 km au SW du village de Fitch-Bay.
12. Roche pyroclastique intermédiaire à mafique, au bord de route, à 1.7 km au SW du village de Fitch-Bay.
13. Roche verte de l'étang Miller, à 300 m au SE de la gare du lac Orford (de Römer, 1960, p. 138).
14. Roche ouralitisée de la série ignée de Bolton (Fairbairn, 1933, p. 556).
15. Tuf felsique ou rhyolite, blanc, en surface altérée; formation de Moretown, membre de Coburn Hill (Cady *et al.*, 1963). A 1.2 km au SE de Leadville, à l'ouest du lac Memphrémagog.
16. Agglomérat mafique; formation de Moretown, membre de Coburn Hill (Cady *et al.*, 1963), à 700 m au SSE de Leadville, à l'ouest du lac Memphrémagog.
17. Roche verte à coussinets avec polarité normale vers l'est. Formation de Stowe (Cady *et al.*, 1963). A 5 km au NE de South Newport, Vermont.

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles du Québec. Pour localisation, voir cartes géologiques.

** Teneur en S trop élevée pour doser le FeO.

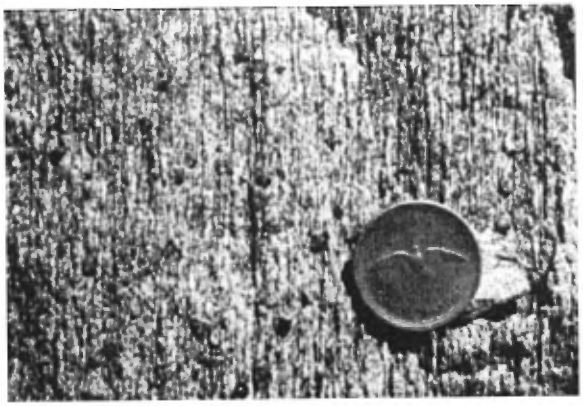


FIGURE 7 - Grès feldspathique schisteux de l'unité de mélange et volcanites de la baie Fitch. Noter l'aspect pénétrant du clivage tardif S_2. Des microplis serrés P_2 sont visibles dans les microlithons. Voie ouest de l'autoroute 55, à 2 km au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.

entre cet assemblage et les roches décrites par St-Julien dans la région de Thetford Mines (1968, 1970). Ce dernier a visité, en notre compagnie, plusieurs affleurements représentatifs de notre mélange et a conclu qu'il fait partie d'une unité structurale et stratigraphique distincte et pourrait correspondre à des éboulis sous-marins de la formation de Saint-Daniel.

En l'absence de preuves plus concrètes, nous sommes d'accord avec l'hypothese de St-Julien. S'il en est ainsi, le mélange et volcanites intercalées appartiennent au Cambrien-Ordovicien inférieur. Selon St-Julien et Hubert (1975), ces roches reposent en concordance sous les assises volcaniques des schistes de Weedon (Duquette, 1961) et de son équivalent méridional, la formation d'Ascot.

Il est intéressant de constater que la composition chimique des roches vertes cambro-ordoviciennes à l'ouest du lac Memphrémagog (groupe igné de Bolton; tableau 3, no 13 à 17) est semblable à celle des volcanites de notre région.

GRES ET PHYLLADES DE LA POINTE MAGOON

Cette unité peut se subdiviser en deux lithologies distinctes. Le segment nord, constitué surtout de phyllades et de shales, longe le flanc est du tronçon nord de la colline Bunker sur une distance d'environ 12 km. Atteignant une largeur maximale de 1 km près du village de Fitch-Bay, suite à un curieux retroussement sur elle-même, la bande se rétrécit et disparaît vers le nord. Elle semble réapparaître sous le pont couvert à l'extrémité sud du lac Massawippi. Bien qu'elle n'ait pas été repérée sur le flanc nord-ouest de l'antiforme de la colline Bunker, il est probable qu'elle y affleure.

L'autre segment, couvrant une aire de 0.5 km^2, occupe le coeur du synclinal déversé de la pointe Magoon dans le coin sud-ouest de la région. Constitué surtout de grès argileux et de shales et siltites gris foncé, la bande s'amincit vers le nord où elle est dégagée sur une largeur de quelques dizaines de mètres marquant le flanc nord-ouest du synclinal.

La bande allongée au pied de la colline Bunker proprement dite se caractérise par une prépondérance de phyllades et de shales gris foncé interlités de minces couches de siltite et de grès fins gris clair. De pendage

prononcé vers le nord-ouest, les shales sont en contact concordant et graduel sur une distance de quelques mètres avec le grès sus-jacent de la colline Bunker. Ce grès ayant une polarité vers le nord-ouest, il se trouve donc en séquence stratigraphique normale au-dessus des shales.

Les strates de siltite grise, dont l'épaisseur varie d'une fraction de millimètre à quelques décimètres, consistent en une mosaïque finement grenue (0.01 mm) de quartz (60-75%) et de feldspasth (15-20%). Ces minéraux, de même que la séricite et la chlorite, sont faiblement orientés. La tourmaline (en baguettes), le graphite, le zircon et la magnétite sont les minéraux accessoires. A certains endroits, tel qu'à 1200 m au NNW d'Amy-Corners, une différenciation métamorphique se manifeste par une alternance serrée et très plissotée de phyllade et matière quartzo-feldspathique recristallisée et traversée par des veinules et agglomérations étirées de quartz. Parmi les structures linéaires observées, on note une linéation tardive, dans laquelle sont allongées de minuscules traînées de quartz noir et des plages de matière pélitique recristallisée. Par endroits, ces roches argileuses ont l'aspect de schistes tachetés. De petits cristaux idiomorphes de pyrite sont dispersés pêle-mêle dans la pâte graphitique.

Il semble que les grès lités affleurant dans le coeur du synclinal de la pointe Magoon reposent en concordance sur les roches de type Saint-Daniel. En effet, à la base de ces grès se trouvent des zones de blocs de grès noirs et de siltite baignant dans une pâte argileuse hétérogène. Ces zones représentent probablement un faciès intermédiaire entre les grès et les brèches de Saint-Daniel.

En ordre stratigraphique ascendant, la séquence comprend des siltites et grès argileux noirs interlités de shale, une bande de shales et siltites noirs, et des grès argileux gris foncé (tableau 4, no 18). Ces derniers sont en contact concordant et graduel avec le grès de la colline Bunker qui lui succède. Le passage graduel des grès gris foncé à l'assemblage de la colline Bunker peut s'observer en haut des falaises de la pointe Magoon. Les couches, accusant un pendage moyen vers le nord-est, présentent une polarité normale manifestée par un granoclassement et une stratification entrecroisée (tableau 4, no 18).

Les grès sont durs et massifs, en lits mesurant entre 30 cm et 5 m d'épaisseur. Là où il y a alternance de grès et de shale, un granoclassement peut généralement être observé. Par endroits, les grès passent imperceptiblement à des siltites gris foncé, caractérisées par un clivage tardif bien développé. En lame mince, le grès et la siltite comptent 50 à 70% de quartz subangulaire à arrondi, d'un diamètre entre 0.02 à 1 mm (0.4 mm en moyenne), et 4 à 8% de petits grains détritiques de feldspath altéré, de composition intermédiaire, le tout dispersé dans une pâte argileuse et graphitique. Celle-ci contient quelques porphyroblastes de séricite et chlorite faiblement orien-

tés. On compte, parmi les minéraux accessoires, le zircon, l'apatite et des minéraux opaques. Quelques lames contiennent également de la tourmaline et du rutile.

Nous avons observé des lits et fragments disloqués d'un grès gris, identique à celui que nous venons de décrire, le long du ruisseau qui recoupe l'autoroute 55 près de la sortie d'Ayers-Cliff (tableau 2, no 1). A cet endroit, des fragments subangulaires et de toutes dimensions d'un grès gris argileux contiennent des écailles fuselées de shale noir allongées dans une pâte schisteuse et argileuse. Il est possible que ces grès impurs et fragmentés marquent le contact graduel avec les strates sous-jacentes de la formation de Saint-Daniel.

Le segment sud-ouest des siltites et grès de la pointe Magoon est envahi par un petit massif de granite à biotite semblable en texture et composition au faciès prépondérant des amas granitiques du Stanstead. De petites enclaves de roche hybride, des apophyses granitiques et des agrégats de xénocristaux marquent le contact avec le granite. La zone d'altération métamorphique, qui ne mesure généralement que quelques décimètres de largeur, se manifeste par une texture tachetée, une légère induration, et un accroissement de la grosseur des grains. La roche de contact se caractérise également par un manque général d'orientation préférentielle suite à la recristallisation des éléments constituants.

En lame mince, les taches consistent en agrégats diffus de muscovite et de chlorite baignant dans une mosaïque granoblastique de quartz et plagioclase recristallisés. Des porphyroblastes d'andalousite renfermant des nuées de quartz, chlorite et graphite sont visibles dans une lame mince de métasiltite argileuse. Dans d'autres lames, de petites lamelles de muscovite et biotite idiomorphes, enveloppées de matière graphitique, reposent pêle-mêle dans une matrice équigranulaire de quartz suturé et de feldspath. Une caractéristique de la zone de contact est la présence de porphyroblastes de feldspath sodique blanc (2-4 mm) reposant dans une matrice quartzo-feldspathique, à travers laquelle se rencontrent des traînées irrégulières de graphite. Des cristaux prismatiques de tourmaline ainsi que de l'épidote, du zircon et de l'apatite constituent les minéraux accessoires.

En général, les roches métasédimentaires arénacées et argileuses de la pointe Magoon ont une texture à grain grossier et hétérogène typique des roches hybrides envahies par des amas granitiques. L'absence d'un apport évident de potassium ou de chlorure de sodium, ainsi qu'une recristallisation notable de la matière détritique, suggèrent que les roches affectées ont été soumises à une altération thermique, sans transfert appréciable de matière magmatique ou hydrothermale.

AGE ET CORRELATION

L'unité des grès et phyllades de la pointe Magoon repose en concordance apparente sur l'assemblage de mélange et volcanites de la baie Fitch

(type Saint-Daniel); elle est également en contact avec les grès de la colline Bunker. Un granoclassement douteux dans les siltites et shales au pied de la colline Bunker, à 2.4 km au NNE de la colline Browns, indique une polarité normale et un pendage prononcé vers le nord-ouest. Cependant, des preuves de polarité normale existent à maints endroits dans la séquence de grauwacke-shale du versant sud-est de la colline Bunker. Il ne fait donc pas de doute que l'assemblage siltite-shale-phyllade est inférieur au grès de la colline Bunker, tant en succession stratigraphique qu'en position tectonique.

Les relations d'âge entre les grès noirs argileux de la pointe Magoon et le grès de la colline Bunker sont également évidentes. Tel que déjà mentionné, la nature du contact avec les zones bréchiques sous-jacentes des roches de type Saint-Daniel est obscure.

Lors de cheminements à l'est de Sainte-Etienne-de-Bolton (de Römer, 1960) et dans la région à l'ouest du lac Bowker, cartographiée par St-Julien (1965a), nous avons pu constater la ressemblance frappante, tant lithologique que structurale, entre les grès et phyllades de la pointe Magoon et les roches de la formation de Sweetsburg (Cambrien inférieur) décrites par St-Julien. Ayant remarqué, lors d'une visite sur le terrain, la similarité de nombreux traits de ces deux unités, St-Julien est d'avis que celles-ci pourraient être du même âge.

Etant donné l'absence de fossiles, on ne peut être sûr de l'âge des grès et phyllades de la pointe Magoon. Toutefois, considérant que le grès de la colline Bunker, de par sa lithologie, est l'équivalent probable de la formation de Mansonville (Cambrien moyen à Ordovicien inférieur), nous proposons que les grès et phyllades de la pointe Magoon sont contemporains à la formation de Sweetsburg, donc du Cambrien inférieur.

GRES DE LA COLLINE BUNKER

Une bande de grès constitue les élévations connues sous le nom de colline Bunker (frontispice). Celle-ci atteint une altitude de 420 m, soit 230 m au-dessus du plan d'eau de la baie Fitch. Prenant son essor au sud du lac Massawippi, la bande de grès longe la baie jusqu'au lac Memphrémagog proprement dit, une distance de quelque 20 km. Elle a une largeur de 1 à 2 km et son trajet est interrompu, sur une distance d'environ 3.5 km, à la hauteur du village de Fitch-Bay. Cet intervalle coïcide avec une dépression topographique occupée par l'assemblage de mélange et volcanites de type Saint-Daniel.

La bande de grès comprend deux unités principales, assez distinctes l'une de l'autre. Il s'agit d'abord d'une séquence irrégulière de métagrauwacke et de shale, comprenant des lits subordonnés de siltite grise et de grès lithique, ainsi que des niveaux de tuf intermédiaire et felsique. Ils s'agit ensuite de rhyolites et tufs rhyolitiques, qui ne comptent que pour très peu dans la bande de grès et sont en position stratigraphique inférieure.

Les grès de la colline Bunker reposent en concordance sur les grès et phyllades de la pointe Magoon. Elles sont séparées de l'épaisse série de grès lithiques, de siltite et de shale de Sainte-Catherine, au nord- ouest, par un contact graduel(?).

METAGRAUWACKE ET SHALE

Les deux tronçons constituant la colline Bunker sont occupés, à 75%, par des séquences de métagrauwacke et de shale. Des zones discontinues et lentiformes de grès grossier, des interlits de siltite et de grès lithique, et des intercalations de tufs intermédiaires et felsiques sont également présents.

La métagrauwacke, à première vue, a l'apparence d'une roche dure et massive, formant des lits assez épais. De couleur gris foncé à gris pâle en surface altérée, elle est gris brunâtre ou gris verdâtre en cassure fraîche. Les lits, qui ont de 30 cm à 2 m d'épaisseur, sont communément accompagnés de minces couches discontinues de shale qui, par endroits, se terminent en queue de poisson dans la masse de métagrauwacke. Examinée attentivement, la métagrauwacke montre deux schistosités anciennes très pénétrantes se recoupant en diagonale et formant une structure en losanges. Un clivage tardif (S_3), à pendage et à direction uniformes, recoupe les structures antécédentes. Un granoclassement peut être décélé en plusieurs endroits, entre autres sur le versant nord de la colline Bunker, à quelques centaines de mètres au sud de la limite des cantons de Magog et de Stanstead.

En lame mince, la métagrauwacke est de composition extrêmement hétérogène et montre les traces de plusieurs déformations très intenses. Typiquement, les constituants détritiques, tels le quartz, sont subanguleux, d'extinction ondulante, et s'allongent parallèlement à une linéation tardive. La matrice, très hétérogène, consiste surtout en un amas de séricite et chlorite, dans lequel baignent localement des cristaux altérés d'albite et d'oligoclase. Parmi les minéraux accessoires, on note un carbonate ferrugineux ainsi que des traces d'épidote, d'apatite et de zircon. Des inclusions apparemment fraîches de matière argileuse ont aussi été observées (tableau 5).

La métagrauwacke typique renferme des grains dont la moyenne des diamètres se situe entre 0.3 à 1 mm, mais on y rencontre aussi des pochettes de grès grossier. Ces pochettes, qui contiennent des grains allongés de quartz vitreux et des fragments anguleux de rhyolite ou de chert pouvant dépasser 1 cm de diamètre, constituent une propriété caractéristique des grès de la colline Bunker.

Quelques zones cartographiables de siltite grise et lithique sont englouties dans la masse des grès. Il est toutefois possible que ces zones appartiennent à l'assemblage plus jeune de grès lithiques et de siltites de Sainte-Catherine et ne représentent pas

le produit d'une déposition synchrone avec les grès de la colline Bunker.

Des intercalations de tuf intermédiaire et felsique apparaissent dans certaines parties de la colline Bunker. Ces zones diffuses peuvent rarement être utilisées comme horizons-repères, à l'exception d'une bande de tuf verdâtre longeant la crête du tronçon nord. Cette bande, d'une largeur de 20 à 30 m et qui est le lieu d'une dénivellation marquée, peut être suivie sur une distance de 4.5 km. Son extrémité sud, à l'est de la pointe méridionale du lac Lovering, semble former une série de plis complexes, probablement reliés à l'antiforme de la colline. La roche, composée en grande partie de chlorite, de séricite, de quartz et d'albite, a l'aspect d'une phyllade chloriteuse.

De nombreuses et minces intercalations de tuf felsique se révèlent dans les strates de la colline, la plupart n'étant pas cartographiables à cause de leur faible épaisseur et de leurs contacts diffus. Ce sont des roches jaune sable, habituellement très schisteuses et enduites d'une mince couche de kaolinite. Des porphyroblastes de quartz et d'albite peuvent occasionnellement y être repérés à l'oeil nu (tableau 5).

Les strates de la colline Bunker ont une direction prépondérante nord-est et un pendage prononcé vers le nord-ouest. Deux schistosités, l'une apparemment subparallèle au litage et l'autre recoupant et transposant les laminations, ont également un pendage de 60 à 80° vers le nord-ouest. Quelques plis d'entraînement, serrés et de plongement très abrupt vers le nord-est (P_2), sont associés à la schistosité recoupante. Une troisième schistosité, plus tardive (S_3), se manifeste surtout dans les roches foliacées finement grenues. Omniprésente et développée à l'échelle régionale, celle-ci représente clairement le plan axial de plis tardifs (P_3), lesquels sont ouverts, senestres (regard au nord), renversés vers le sud-est et de faible plongement vers le nord-est. Le sens de rotation de ces plis tardifs, ainsi que les microlithons limités par S_3, semblent être uniformes dans le secteur cartographié. Ce phénomène revêt sans doute une importance régionale.

Le granoclassement observé à de nombreux endroits sur le tronçon nord de la colline Bunker indique clairement un renversement général des couches sur le versant nord-ouest; le flanc sud-est, par contre, révèle un sommet normal vers le nord-ouest (figure 3). D'autres indices, tels la disparition des grès et des tufs rhyolitiques au sud-ouest du lac Massawippi, appuient l'hypothèse que le tronçon nord la colline représente un grand antiforme P_2, fermé et renversé vers le sud-est. D'autre part, le tronçon à l'ouest de la baie Fitch, décalé vers le nord-ouest, formerait un synclinal accompagné de plis d'une envergure subordonnée.

RHYOLITES ET TUFS RHYOLITIQUES

On peut observer des affleurements imposants de volcanites acides

TABLEAU 4 - Analyses chimiques* des grès et phyllades de la pointe Magoon et des tufs de la colline Bunker.

No sur carte	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	74.60	72.90	69.75	72.25	75.15	72.75	75.00	71.65	78.70
Al_2O_3	12.30	12.45	13.25	10.25	11.80	12.20	12.60	12.85	12.00
Fe_2O_3**	0.90	0.46	0.50	0.20	0.40	0.55	2.71	0.30	0.77
FeO**	2.45	1.17	3.40	2.70	1.80	2.25	0.04	1.80	0.11
MgO	0.76	1.03	1.95	1.35	0.70	1.25	0.13	0.91	0.35
CaO	0.46	1.48	0.30	1.30	0.12	0.57	0.09	0.65	0.06
Na_2O	3.30	2.86	6.05	5.85	7.06	6.80	7.33	6.65	3.61
K_2O	2.75	2.89	0.45	0.25	0.19	0.17	0.25	0.36	2.01
H_2O-	0.15	0.05	0.05	0.01	0.02	0.06	0.05	0.04	0.07
H_2O+	1.20	0.84	1.47	0.15	0.28	0.90	0.65	0.69	1.13
TiO_2	0.98	0.17	0.38	0.27	0.23	0.40	0.25	0.29	0.27
P_2O_5	0.16	0.06	0.09	0.06	0.05	0.02	0.06	0.05	0.05
MnO	0.06	0.05	0.06	0.16	0.09	0.06	0.07	0.05	0.04
CO_2	0.07	2.58	1.40	4.60	1.55	0.95	0.12	2.55	0.07
S	0.07	0.08	0.005	0.02	0.07	0.02	0.006	0.11	0.002
Fe t.	2.53	-----	------	-----	-----	-----	------	-----	------
TOTAL	100.21	99.07	99.10	99.52	99.51	98.96	99.36	98.95	99.24

18. Siltite gris foncé. Près du lac Memphrémagog, à 150 m au NW de la pointe Magoon.
19. Tuf beige crème, cristallin, kaolinisé. Carrière à 3.6 km au NW d'Ayer's-Cliff.
20. Tuf cristallin, à pâte carbonatée. Même endroit que 19.
21. Tuf violacé rhyolitique ou chert. Même endroit que 19.
22. Tuf rubané rhyolitique ou cherteux. Même endroit que 19.
23. Tuf rhyolitique ou cherteux. Même endroit que 19.
24. Tuf rhyolitique ou chert. 1.9 km à l'WSW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
25. Tuf crème séricitisé. A 900 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
26. Tuf cherteux laminé et violacé. A 990 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff).

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles. Pour localisation, voir carte géologique.

** Teneur en S trop élevée pour doser le FeO.

TABLEAU 5 - Analyses chimiques* de tufs et métagrauwackes de la colline Bunker.

No sur carte	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO_2	78.90	79.00	79.50	77.50	72.80	73.25	85.50	76.50	75.08
Al_2O_3	9.90	10.00	9.90	6.80	12.00	12.00	6.45	10.45	11.71
Fe_2O_3	0.93	0.75	2.34	**	0.55	2.15	0.85	2.15	
FeO	2.10	1.31	0.18	**	2.05	2.00	2.10	1.35	
MgO	1.40	1.00	0.30	2.70	1.20	0.62	0.35	0.55	0.83
CaO	0.17	0.11	0.04	0.46	1.35	0.21	0.20	0.40	1.35
Na_2O	4.72	5.26	3.24	1.75	5.61	3.59	0.75	3.20	2.25
K_2O	0.30	0.30	1.39	0.20	0.88	2.43	1.30	1.90	1.65
H_2O-	0.07	0.04	0.09	0.10	0.07	0.14	0.05	0.04	
H_2O+	0.97	0.57	1.35	1.90	0.83	2.00	1.40	1.30	
TiO_2	0.40	0.27	0.23	0.27	0.25	0.96	0.52	1.00	
P_2O_5	0.09	0.05	0.04	0.38	0.07	0.18	0.10	0.26	
MnO	0.09	0.07	0.09	0.04	0.07	0.05	0.03	0.03	
CO_2	0.15	0.34	0.18	0.09	1.31	0.13	0.06	0.18	
S	0.06	0.004	0.01	1.15	0.09	0.06	0.04	0.01	
Fe t.	-----	------	-----	6.18	-----	3.05	-----	-----	
TOTAL	100.24	99.07	98.88	99.52	99.23	99.77	99.70	99.32	

27. Tuf séricitisé. 230 m au SW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
28. Tuf séricitisé. 530 m au SSW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
29. Tuf rhyolitique ou chert violacé. 830 m au NNE du pont couvert, Ayer's-Cliff.
30. Tuf beige crème, kaolinisé et séricitisé. 760 m au NE du pont couvert, Ayers'-Cliff.
31. Tuf agglomératique et schisteux. Voie est de l'autoroute 55, à 600 m au SW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
32. Métagrauwacke. 2.4 km au NNW de la colline Browns, à l'est du lac Lovering.
33. Métagrauwacke à grain grossier. 1.8 km au NNW de la colline Browns.
34. Métagrauwacke microconglomératique. 2.4 km au N de la colline Browns.
35. Grauwacke feldspathique de la formation de l'étang Miller, à 4.6 km au SW du lac Orford (de Römer, 1960, page 298).

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles. Pour localisation, voir carte géologique.

** Teneur en S trop élevée pour doser le FeO.

immédiatement au nord-ouest de la partie méridionale du lac Massawippi. Les roches sont jaune sable, beiges à gris bleuâtre, extrêmement dures et généralement rubanées. Comme elles se trouvent sur le nez de l'antiforme de la colline Bunker, elles présentent un litage quasi vertical et affichent des plis anciens très serrés, avec plongement prononcé vers le nord-est. Certains lits, d'un blanc éclatant et d'une texture aphanitique, atteignent plusieurs décimètres d'épaisseur et ressemblent à un chert massif. Les contacts entre les bandes individuelles sont généralement brusques. Voir tableau 4 (no 19 à 26) et tableau 5 (no 27 à 31) pour analyses.

Certaines bandes peuvent représenter des épanchements de lave acide, tel que révélé par des structures d'écoulement évidentes. L'examen attentif démontre cependant que la plus grande partie de ce complexe rhyolitique est constituée de roches pyroclastiques de composition felsique (figure 8). En effet, en lame mince, la roche est composée surtout d'un agrégat microcristallin de séricite, quartz et feldspath avec traces de chlorite, d'amphibole, de magnétite et de rhomboèdres d'un carbonate ferrugineux. Dans certaines lames, des porphyroblastes cristalliformes d'albite et de quartz corrodé sont distribués çà et là dans la matrice microfelsique.

Quelques tufs de couleur jaune argenté ont une schistosité si prononcée que la roche est un schiste à albite et quartz; dans ce cas, un clivage très tardif est partout évident. Nous avons pu observer, à Eustis et à Sherbrooke, à quelque 25 km au nord-est, les schistes décrits par Lamarche (1965); la ressemblance entre les deux est frappante.



FIGURE 8 - Tuf rhyolitique rubané, à la base du grès de la colline Bunker, déformé par des plis tardifs. A 2.9 km au nord-ouest d'Ayer's-Cliff.

AGE ET CORRELATION

Plusieurs chercheurs familiers avec la géologie et la stratigraphie des régions avoisinantes considèrent, plus ou moins explicitement, que les strates de la colline Bunker appartiennent à la chaîne des monts Stoke et font partie de la formation d'Ascot (de Römer, 1975, 1976; Lamarche, 1965, 1967, 1972; St-Julien, 1963a, 1967, 1970, 1970a; St-Julien et al., 1965, 1975). Ces strates seraient le prolongement des schistes de Weedon (Duquette, 1961).

En se basant sur des indications structurales et stratigraphiques recueillies dans les régions de Sherbrooke (1965) et de Beauvoir - Ascot-Corner (1967), Lamarche maintient que

la formation d'Ascot est cambro-ordovicienne ou cambrienne. Il insiste sur le fait que les roches de la dite formation sont pré-Normanskill puisqu'elles reposent en discordance sous les roches du groupe de Magog (Ordovicien moyen). Plus récemment, St-Julien et Hubert (1975) ont démontré, dans leur synthèse sur l'évolution de la phase taconique, que les schistes de Weedon, équivalents à ceux d'Ascot, peuvent représenter un épisode volcanique qui aurait pu avoir lieu à l'Ordovicien. Il est probable que ce volcanisme s'est prolongé jusqu'à l'Ordovicien moyen et même supérieur.

Vu l'absence de données paléontologiques, structurales et stratigraphiques, nous ne pouvons nous prononcer quant à l'âge des strates de la colline Bunker. Vu que celles-ci ne sont pas en contact direct avec la formation d'Ascot, et étant donné qu'il n'y a pas de correspondance lithologique évidente entre ces deux unités, nous hésitons à placer nos strates dans la formation d'Ascot, telle que décrite par Lamarche (1965, 1967) dans la région de Sherbrooke et de Beauvoir - Ascot-Corner.

Par contre, l'assemblage de la colline offre une ressemblance frappante, par sa lithologie et son style structural, aux assises de la formation de Mansonville, exposée à l'ouest du lac Memphrémagog (de Römer, 1960) et dans la région d'Orford - Sherbrooke (St-Julien, 1963a). De plus, cet assemblage repose en concordance évidente sur les phyllades et shales affleurant dans la vallée du ruisseau Bunker, au sud-ouest du lac Massawippi. Ces roches pélitiques ont le même degré de déformation et de métamorphisme que l'assemblage sus-jacent et ont les traits caractéristiques de la formation de Sweetsburg. Une visite dans la région à l'ouest du lac Orford (de Römer, 1960) et du lac Bowker (St-Julien, 1963b) confirme l'équivalence entre nos phyllades et celles décrites par St-Julien.

La nature du contact supérieur des roches de la colline Bunker reste cependant incertaine. Les strates Sainte-Catherine reposant sur ces roches peuvent être, du point de vue lithologique tout au moins, équivalentes à celles de la formation de Brompton, telles que rapportées par St-Julien (1963a).

Nous sommes d'accord avec la proposition de St-Julien, à savoir que la partie inférieure de la formation de Brompton correspond à la formation de Sweetsburg et que la partie supérieure équivaut aux roches de Mansonville. S'il en est ainsi, les roches de la colline Bunker correspondent à la formation de Mansonville et les phyllades et shales de la pointe Magoon sont les équivalents du Sweetsburg (Cambrien inférieur). Les deux unités feraient ainsi parties de la formation de Brompton.

Suite à ces considérations, nous proposons d'assigner aux roches de la colline Bunker un âge Ordovicien inférieur plutôt que Cambrien moyen. Il est aussi possible que ces roches

soient antérieures à la formation d'Ascot, ou qu'elles fassent tout au plus partie de la portion inférieure de cette formation. Etant donné l'orientation anormale (NW-SE) du clivage S_2 dans sa partie sud, la formation d'Ascot représente probablement une nappe distincte (figure 3).

GRES ET SHALES DE SAINTE-CATHERINE

Les grès et shales de Sainte-Catherine (Katevale) occupent un sillon de largeur variable, s'étendant sur une distance de 22 km entre les villages de Magoon-Point et de Sainte-Catherine. D'une largeur de 700 m à son extrémité sud-ouest, la bande s'élargit graduellement et atteint un maximum de 4.5 km à la latitude de Turnertown, au sud-est de Sainte-Catherine.

Bien que son niveau stratigraphique et sa position tectonique restent encore douteux, la polarité près des contacts suggère que cette unité repose en concordance sur celles décrites ci-dessus. Toutefois, sa limite nord-ouest, marquée par une zone de cisaillement de 1.5 km de largeur, est caractérisée par une alternance d'écailles de grès et shale, de siltite et de roches appartenant probablement au mélange de type Saint- Daniel. Les membres individuels de cette zone ne sont pas différenciés sur notre carte. Leur étude est remise à un futur rapport sur la géologie et la structure des déblais de l'autoroute 55.

Cette bande de roches fracturées est limitée au nord-ouest par un contact de faille avec les strates du groupe de Magog. Malgré l'absence presque totale d'affleurements dans les endroits critiques au sud-ouest de Turnertown, il semble qu'elle repose sous les roches volcaniques et détritiques de la formation d'Ascot.

Le Sainte-Catherine comprend deux assemblages:

. des grès quartzeux et lithiques interlités d'ardoise, de shale et de phyllade, ainsi que de tuf felsique;
. des siltites, ardoises et shales sus-jacents, renfermant de rares lentilles de tuf.

Les grès, dont la majorité consiste en faciès quartzeux ou feldspathiques, sont brunâtres en surface altérée et gris bleuâtre en cassure fraîche (tableau 7, no 40). Ils se présentent généralement en bancs de 0.3 à 2 m, interlités de niveaux de shale gris foncé (ou de siltite) finement lités. La stratification est partout évidente, et un granoclassement peut être observé à maints endroits (figure 9). Les bancs ne sont pas partout constants en direction et puissance. Ainsi, en bordure de la route entre Magog et Ayer's-Cliff, à 4.8 km au nord-ouest d'Ayer's-Cliff, des lits de grès gris, fracturés en blocs de diverses dimensions, sont en contact avec des brèches du Saint-Daniel sous-jacent. De même, des fragments de bancs massifs de grès quartzeux, dont quelques-uns représentent les nez de plis anciens serrés, baignent dans une masse ductile de shale le long d'un ruisseau, à 2.1 km au SSE de Turnertown.

Le trait structural caractéristique de cet assemblage est le développement évident d'un clivage tardif (S_2), qui recoupe généralement la stratification (figures 10 et 11). La différenciation métamorphique est suffisamment prononcée par endroits pour aboutir à une ségrégation de minéraux. La roche acquiert alors l'aspect d'un véritable schiste quartzitique. L'échantillon cassé parallèlement à



FIGURE 9 - Litage exceptionnellement régulier dans les grès et shales de Sainte-Catherine. Au tournant de l'autoroute 55, à 2.4 km au nord-ouest de la pointe méridionale du lac Massawippi.

cette schistosité de transposition montre nettement l'orientation des quartz vitreux et des agrégats schisteux recristallisés le long d'une linéation tardive (L_2).

En lame mince, le quartz, subangulaire et de diamètre variant entre 0.05 et 1 mm (0.5 mm en moyenne), est le minéral prépondérant (60-75%), suivi par le plagioclase maclé (sodique à intermédiaire) et la séricite. La matrice, recristallisée, contient de faibles teneurs en chlorite, tourmaline, apatite, zircon et minéraux opaques. Dans quelques échantillons, nous avons noté des porphyroblastes de chloritoïde allongés dans le plan d'un clivage tardif. Des exemples représentatifs de grès gris quartzeux sont visibles aux déblais de chemin, à 1.5 km au nord de Fitch-Bay. Ses grains étant suturés et engrenés dans une matrice quartzo-feldspathique séricitisée et recristallisée, la roche ressemble à une quartzite impure.

Les tufs felsiques, de couleur beige clair jaunâtre, sont semblables

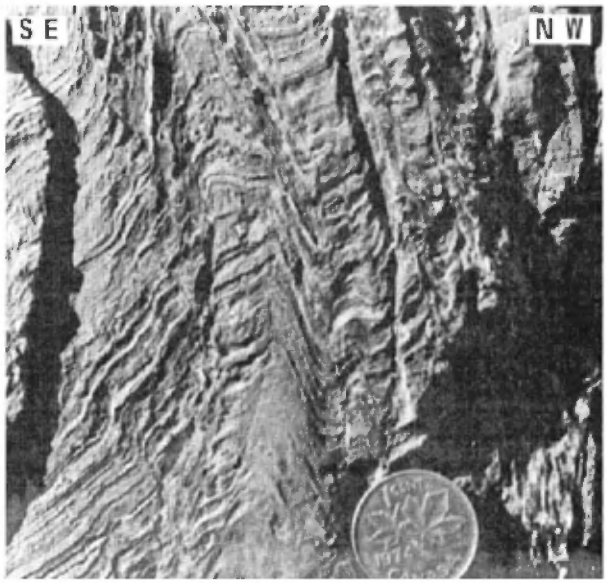


FIGURE 10 - Coupe montrant une lamination caractéristique dans les grès et shales de Sainte-Catherine. Les grandes courbes sont dues aux plans S_2 et les microlithons, aux plans S_0 et S_1 transposés. A gauche, le clivage de fracture S_3 recoupe les mésostructures antérieures. Voie ouest de l'autoroute 55, à 5.16 km au SW de Sainte-Catherine.

aux roches pyroclastiques décrites plus haut. Même s'ils ont quelques mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur, ils ne se sont pas révélés des lits-repères utiles.

Les siltites et shales interlités, concentrés dans une bande de 0.5 km de largeur, sont particulièrement bien dégagés à l'ouest de la pointe méridionale du lac Lovering, ainsi que dans une aire comprise entre les kilomètres 5.5 et 6.5 au nord-ouest



FIGURE 11 - Coupe montrant le style typique des plis tardifs P_3 dans les interlits de siltite et de shale de Sainte-Catherine. Le plongement moyen de L_2 vers le NE, tel qu'indiqué par le crayon est oblique à l'attitude de L_3 (10^o à 35^o). Voie est de l'autoroute 55, à 3.9 km au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.

d'Ayer's-Cliff. Les affleurements révèlent une alternance irrégulière et diffuse de siltite quartzeuse à argileuse gris bleuâtre et de shale ou phyllade. Tandis que les siltites sont poivrées de minuscules taches non orientées de limonite, les shales montrent, par de multiples structures planes et linéaires (figures 11 et 12), les effets d'une déformation polyphasée. Un microplissement tardif et une recristallisation avancée caractérisent les siltites et shales, ainsi qu'on peut le voir à la figure 13.

Quasi partout, les strates de Sainte-Catherine ont un pendage moyen à prononcé vers le nord-ouest. En dépit des failles qui recoupent l'unité, le granoclasement noté sur les affleure-

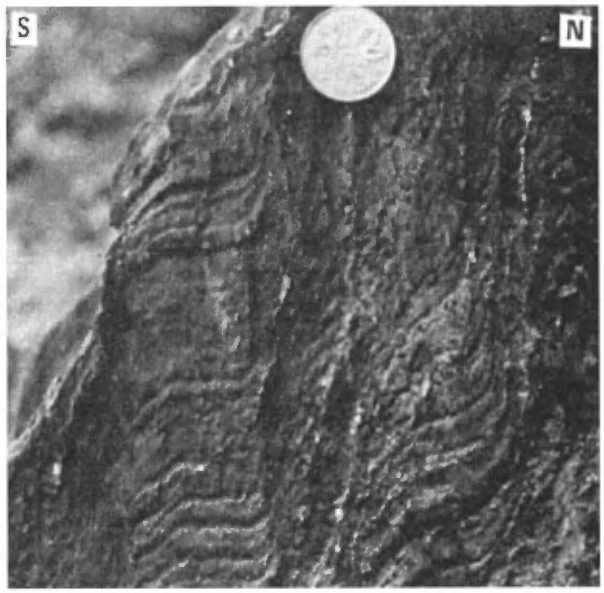


FIGURE 12 - Coupe dans les rythmites du Sainte-Catherine. On aperçoit S_0 (et S_1) transposé par le clivage S_2, associé aux plis sigmoïdes P_2. Ceux-ci sont recoupés par un clivage de fracture plus tardif (S_3), à peine visible à droite. Voie est de l'autoroute 55, à 2.8 km au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.

ments de l'autoroute 55, entre les kilomètres 4.5 et 5.5 au nord-ouest d'Ayer's-Cliff, indique une polarité constante vers le nord-ouest, en conformité avec celle observée dans le mé-



FIGURE 13 - Plis tardifs (P_3), avec plongement de 10° vers l'azimut 200°, dans un faciès argileux des grès et shales de Sainte-Catherine. La tête du marteau indique le nord. Déblai de l'autoroute 55, à 5.1 km au nord-ouest d'Ayer's-Cliff.

lange de type Saint-Daniel plus au sud. Il semble, en effet, que les grès et shales de Sainte-Catherine reposent en concordance sur les strates sous-jacentes du Saint-Daniel. Le degré de pénétration structurale dans les roches Sainte-Catherine est semblable à celui observé dans les roches décrites précédemment. Une schistosité ancienne et deux clivages tardifs (S_2 et S_3), accompagnés de linéations concomitantes avec plongement moyen vers le nord et le nord-est, représentent les éléments structuraux dominants (figures 10 à 12).

AGE ET CORRELATION

Malgré des recherches assidues, aucun fossile n'a été mis à jour dans l'assemblage clastique de Sainte-Catherine. Les relations de contact de cette unité sont également douteuses. Il semble, cependant, que les grès reposent sur le mélange de type Saint-Daniel, à l'ouest et au nord-ouest d'Ayer's-Cliff et que les siltites bleuâtres intercalées de tuf recouvrent les ardoises de la colline Bunker à l'ouest de Fitch Bay. On trouve de gros blocs de grès quartzeux gris englobés dans le mélange sur une distance approximative de 1 km entre la sortie d'Ayer's-Cliff et les affleurements en bordure de la route Magog - Ayer's-Cliff, à 900 m du chemin sur le versant nord-ouest de la colline Bunker. La composition des blocs à cette localité et à d'autres endroits, tels le long du ruisseau traversant l'autoroute 55 à 3.3 km au nord-ouest d'Ayer's- Cliff, est identique aux grès quartzeux gris de la formation de Brompton (St-Julien, 1963a). Nous avons visité, en compagnie de P. St-Julien, les grès et shale interlités que l'on trouve à 3 km à l'est et immédiatement à l'ouest du lac Orford, ainsi qu'au sud du lac Brompton. Bien que la ressemblance lithologique soit frappante, les grès quartzeux de notre région accusent un degré de métamorphisme et de déformation plus pénétrant, attesté par un clivage de transposition et une différenciaton métamorphique très prononcée. Il est aussi important de noter que les ardoises du type de Saint-Daniel, en strates ou en blocs, ressemblent à celles décrites par St-Julien (1963a, 1972a) dans les formations de Sweetsburg et de Brompton.

Quoi qu'il en soit, nous concluons provisoirement que les grès et shales de Sainte-Catherine reposent en concordance(?) sur les lithologies jusqu'ici décrites. Nous basant sur la similitude lithologique et sur de minces indications stratigraphiques, nous

proposons que les grès et shales correspondent à une partie de la formation de Brompton, d'âge Cambrien ou Cambrien - Ordovicien inférieur.

Nos unités de types Saint-Daniel, Sweetsburg, Masonville et Brompton pourraient correspondre a la formation de Saint-Daniel de Saint-Julien (1970) et de St-Julien et Hubert (1975). Le tableau 6 résume la stratigraphie de ces unités.

TABLEAU 6 - Unités du Cambrien ou du Cambrien-Ordovicien inférieur corrélables avec la formation de Saint-Daniel.

GRES ET SHALES DE SAINTE-CATHERINE (type Brompton)
- grès quartzeux et lithique avec ardoises, shales et phyllades; tufs felsiques
- siltites, ardoises et shales, avec tufs.

GRES DE LA COLLINE BUNKER (type Mansonville)
- métagrauwacke et ardoise avec siltite grise et grès lithique.
- rhyolite et tuf rhyolitique
- tuf intermédiaire et felsique

GRES ET PHYLLADES DE LA POINTE MAGOON (type Sweetsburg)
- phyllades et ardoises gris foncé avec interlits de siltite et microgrès gris clair.
- grès argileux et ardoise noire.

MELANGE ET VOLCANITES DE LA BAIE FITCH (type Saint-Daniel)
- phyllade, ardoise avec grès et siltite gris clair à gris foncé.
- roche verte; tuf basique, intermédiaire et felsique.

FORMATION D'ASCOT

DISTRIBUTION ET LITHOLOGIE

Les roches de la formation d'Ascot, qui forment le socle des monts Stoke, affleurent sur une aire d'environ 30 km^2 entre le lac Magog et la partie nord du lac Massawippi. Occupant une série de collines assez élevées (jusqu'à 471 m), la formation se prolonge au-delà de la limite nord de la carte pour rejoindre la région de Sherbrooke, où elle a été étudiée en détail par St-Julien en 1962 et Lamarche en 1963 (St-Julien et Lamarche, 1965). L'Ascot, dans cette région, renferme un assemblage de roches métavolcaniques et métasédimentaires du Cambro-Ordovicien (Lamarche, 1965, 1972).

La stratigraphie détaillée de la formation d'Ascot, telle qu'établie par Lamarche dans les régions de Sherbrooke (1965) et de Beauvoir - Ascot-Corner (1967), n'a été que partiellement reconnue dans notre région. Ainsi, 50% de la lithologie est constituée de phyllade grises et 25%, de roches tufacées et laminées; le reste consiste en tufs rhyolitiques et felsiques, en schistes quartzo-albitiques, en métaandésite et en lentilles peu nombreuses de calcaire. De petits amas de granite schisteux et de péridotite serpentinisée, accompagnée de gabbro dioritique ainsi que de quelques plages irrégulières de roche carbonatisée, représentent l'assemblage de roches intrusives incorporé dans la formation d'Ascot, telle qu'elle se présente dans la région. Ceci contraste avec les 12 divisions reconnues par Lamarche (1965, 1972).

La formation d'Ascot repose en discordance angulaire sous le groupe de Magog (St-Julien, 1963a), lui-même sous-jacent au groupe de Saint-Fran-

çois. Dans notre région les limites est et ouest de l'Ascot sont toutefois marquées par un contact de faille.

Les phyllades, généralement gris argenté en surface fraîche et brunâtres en surface altérée, sont surtout caractérisées par une structure secondaire pénétrante. La roche accuse une schistosité ancienne (S_1) sub-parallèle au litage, manifestée par des laminations de siltite grisâtre; celles-ci, cependant, ne représentent généralement qu'un rubanement de composition d'origine métamorphique. Un clivage tardif (S_2) - serré, de transposition et axial aux microplissements - recoupe la schistosité antérieure, engendrant ainsi une série de microlithons juxtaposés. Un troisième clivage (S_3) d'envergure régionale est bien évident dans les phyllades; il transpose les structures antérieures et son pendage moyen est généralement vers le nord-ouest. Tel que mentionné plus haut, ce clivage de fracture est associé aux plis tardifs (P_3) avec un sens de rotation presque partout senestre (regard au nord). Une linéation tardive (L_2) montre un plongement moyen vers le nord (figure 14).

Les roches tufacées et laminées de la formation d'Ascot couvrent des aires considérables à l'ouest du lac Massawippi et au nord-ouest de Sainte-Catherine. Revêtues d'une mince couche rouillée, elles sont jaunâtres à beige en surface fraîche. Dans certains cas, de délicates lamelles plissotées, gris clair à gris foncé, indiquent le litage. Dans la plupart des cas, cependant, la différenciation métamorphique a causé un rubanement parallèle à une schistosité tardive (S_2). Sous le microscope, des zones juxtaposées de nez de microplis confirment les données observées sur le terrain, soit que la surface plane dominante à maints endroits représente une schistosité tardive (S_2). Les lamelles grises, de longueur très limitée, consistent en une mosaïque microcristalline de quartz et feldspath accompagnés de minuscules fragments lithiques. Des laminations de phyllosilicates recrystallisés et plissotés séparent ces lamelles. La roche présente localement l'aspect de sédiments détritiques tufacés de composition lithique, déposés en milieu aqueux. Le chemin gravelé surnommé "Les Sommets", à l'ouest de la pointe Blueberry, sur le

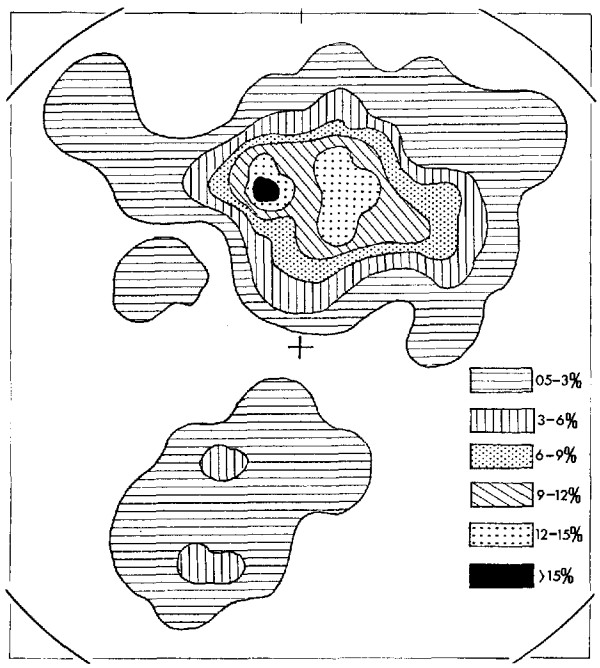


FIGURE 14 - Diagramme de Lambert. Linéation L_2, domaine des roches de la colline Bunker et de la formation d'Ascot. Contours à 1%; 85 points.

TABLEAU 7 - Analyses chimiques* des unités de la colline Bunker, de Sainte-Catherine et de la formation d'Ascot.

No sur carte	36	37	38	39	40	41	42
SiO_2	44.25	65.40	41.50	74.20	57.50	75.90	86.25
Al_2O_3	13.10	16.15	12.75	7.98	17.90	12.50	5.15
Fe_2O_3	1.90	0.96	1.06		0.28	0.65	0.50
FeO	8.50	2.87	8.18		2.68	0.75	0.91
MgO	5.00	2.40	6.30		1.46	0.75	1.25
CaO	7.30	0.14	8.20		4.68	0.10	1.00
Na_2O	3.00	8.15	1.36	2.20	4.18	4.60	0.30
K_2O	1.30	0.35	2.65	1.90	2.46	2.35	1.25
H_2O-	0.05	0.07	0.10		0.10	0.06	0.05
H_2O+	3.70	1.60	3.46		1.90	1.10	0.96
TiO_2	2.15	0.44	1.60		0.33	0.17	0.06
P_2O_5	0.22	0.09	0.77		0.08	0.03	0.03
MnO	0.17	0.04	0.14		0.10	0.03	0.11
CO_2	9.60	0.37	11.44		7.35	0.13	1.44
S	0.07	0.03	0.02		0.01	0.005	0.02
Fe t.	-----	-----	-----		-----	------	-----
TOTAL	100.31	99.06	99.53		101.01	99.13	99.28

36. Tuf mafique carbonaté dans le grès de la colline Bunker. A 2.66 km au NNW de la colline Browns, à l'est du lac Lovering.
37. Tuf intermédiaire dans le grès de la colline Bunker. A 600 m au NW du pont couvert, Ayer's-Cliff.
38. Tuf mafique carbonaté dans le grès de la colline Bunker. Carrière à 3.6 km au NW d'Ayer's Cliff.
39. Schiste à quartz-séricite-chlorite dans la formation de l'étang Miller. A 1.6 km au SW du lac Orford (de Römer 1960, page 298).
40. Grès feldspathique dans le Sainte-Catherine. Voie est de l'autoroute 55, à 3.65 km au SSW de Turnertown. au SSW de Turnertown.
41. Tuf felsique crème, formation d'Ascot. A 4.85 km au SE de Sainte-Catherine.
42. Tuf felsique beige crème, séricitisé, dans la formation d'Ascot. A 970 m au NW de North-Hatley.

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles. Pour localisation, voir carte géologique.

lac Massawippi, donne accès aux collines élevées dont le socle rocheux est constitué d'un complexe de roches tufacées et laminées. Celles-ci renferment des intercalations discontinues de tuf rhyolitique grisâtre, dont l'origine ignée est indiscutable (tableau 7, no 41). Plusieurs îlots irréguliers de tuf rhyolitique sont visibles à l'ouest et sud-est de Sainte-Catherine; leur position stratigraphique par rapport aux roches tufacées ci-haut décrites n'a pu être établie, faute de contacts et d'affleurements. Il est probable, cependant, que ces tufs rhyolitiques occupent la partie supérieure des tufs aqueux. Localement massifs et sillonnés de veines de quartz, ces tufs rhyolitiques sont habituellement finement laminés et de teinte gris bleuâtre.

Les schistes quartzo-albitiques beige consistent en une matrice quartzo-feldspathique à séricite, dans laquelle baignent des phénocristaux de quartz et d'albite de 0.05 à 1 mm de diamètre. Une lame mince de tuf à cristaux a clairement révélé la présence de nombreux fragments angulaires de quartz à extinction ondulante, enrobés d'une matière séricitique recrystallisée renfermant de petits phénocristaux d'albite. L'épidote, le zircon et l'apatite constituent les minéraux accessoires dans cette roche.

En résumé, les tufs rhyolitiques et les schistes quartzo-feldspathiques à séricite de la formation d'Ascot sont, en apparence et composition, semblables aux roches pyroclastiques des unités déjà décrites (tableau 7, no 41 et 42). Nous avons aussi constaté la ressemblance frappante entre celles-ci et les métarhyolites et schistes quartzo-albitiques affleurant dans la région de Sherbrooke plus au nord. Les chercheurs intéressés à une étude pétrographique plus exacte des roches pyroclastiques de la formation d'Ascot peuvent consulter le travail détaillé de Lamarche (1965). Cependant, l'équivalent lithologique des tufs laminés et aqueux, tels qu'exposés à l'ouest de la pointe Blueberry, n'a pas été reconnu dans la région de Sherbrooke.

Une bande de méta-andésite de 200 m de largeur occupe l'angle nord-est de la région. Nous avons pu la suivre sur une distance de 0.5 km au-delà de la carte, en direction NE, où elle disparaît graduellement entre le schiste à chlorite et les phyllades gris argenté. La méta-andésite renferme aussi des niveaux de schiste à chlorite. Il y a passage graduel entre les deux lithologies; de fait, il est difficile de déterminer si les nombreuses intercalations de schiste chloriteux représentent des niveaux séparés ou si leur présence est attribuable au plissement isoclinal d'un même horizon. Il est certain, toutefois, que le complexe volcanique correspond à la bande de roches vertes et schistes chloriteux - constituant la partie axiale de l'anticlinal d'Eustis - rapportée par Lamarche (1965) dans la région de Sherbrooke.

Deux lentilles de calcaire arénacé, de quelques dizaines de mètres de largeur et de courte longueur, affleurent dans l'aire des phyllades au

nord-est de Sainte-Catherine. Formant probablement un seul niveau plissé, la roche est gris foncé et ressemble beaucoup au calcaire du groupe de Saint-François. Sous le microscope, la roche consiste en calcite recristallisée (40-50%) avec du quartz (30-35%) et un peu de dolomie (5-10%), le tout dans une pâte argileuse et calcareuse.

AGE ET CORRELATION

Selon St-Julien (1963a), St-Julien et Lamarche (1965) et Lamarche (1965, 1967, 1972), la formation d'Ascot remonte au pré-Ordovicien moyen et repose en discordance angulaire sous les roches fossilifères du groupe de Magog (Ordovicien moyen) et du groupe de Saint-François (Siluro-Dévonien).

Se basant sur des ressemblances structurales, texturales et minéralogiques, Lamarche (1965) a fait la corrélation entre la formation de Brompton (St-Julien, 1963a) et la formation d'Ascot et, de ce fait, établi la correspondance entre la série volcanogène d'Ascot et les métalaves de la série ignée de Bolton. St-Julien (1970) a placé, de façon provisoire, les roches pyroclastiques d'Ascot de la région de Disraeli sous celles de la formation de Saint-Daniel. D'autre part, St-Julien et Hubert (1975) considèrent que la période volcanique d'Ascot et de Weedon (Duquette, 1961) a coïncidé avec la période de déposition des roches pélitiques et flyschoïdes de Saint-Daniel, de Brompton et de Magog. L'activité volcanique qui caractérise la période d'Ascot s'est probablement prolongée jusque durant l'Ordovicien supérieur puisque les unités mentionnées ci-haut renferment des épanchements et des intercalations pyroclastiques dont la texture et la composition se ressemblent énormément.

Nous ne croyons pas que les assises de la formation d'Ascot, telles que décrites par Lamarche (1965) dans la région de Sherbrooke, se prolongent au sud-ouest jusqu'au lac Memphrémagog. Comme la partie supérieure de la formation, dans la région de Sherbrooke, renferme des siltites finement litées, des phyllades, des grès impurs et des siltites gris foncé, elle pourrait être équivalente aux grès et shales de Sainte-Catherine (type Brompton). Les siltites litées affleurant dans la petite vallée qui recoupe la route de Sainte-Catherine - Sherbrooke, à 4.5 km au sud-ouest de Sherbrooke, présentent une ressemblance minéralogique et texturale frappante avec les siltites gris bleuâtre et poivrées de limonite exposées au sud-ouest du lac Lovering. A cet endroit, il semble que ces siltites et les grès gris de type Brompton occupent la partie supérieure de la formation de Saint-Daniel. S'il en est ainsi, les siltites et grès (type Brompton) correspondraient aux couches supérieures de la formation d'Ascot.

Etant donné leur complexité structurale et la pénurie de polarités sures, il n'est pas impensable que les roches de la formation d'Ascot se présentent dans un ordre stratigraphique renversé. Rappelons que le coeur de l'antiforme de la colline Bunker, près

de la pointe méridionale du lac Massawippi, renferme des lithologies plus jeunes que celles des flancs. Nous envisageons donc l'hypothèse que les siltites et grès gris (type Brompton) sont l'équivalent stratigraphique de la partie inférieure de la formation d'Ascot.

GROUPE DE MAGOG

DISTRIBUTION ET LITHOLOGIE

Bien que les assises du groupe de Magog occupent une partie considérable de l'aire cartographiée, les affleurements sont peu nombreux, erratiques et, en général, mal dégagés de leur épaisse couverture de matériaux meubles. Toutefois, une séquence impressionnante a été mise à jour sur l'autoroute 55, à l'ouest du lac Massawippi. Une étude détaillée de cette coupe, qui se présente diagonalement au grain structural et fera l'objet d'une autre publication, contribuera à éclaircir la stratigraphie et la tectonique complexes de ce groupe.

Etudiées en grand détail dans la région d'Orford - Sherbrooke (St-Julien, 1963a; St-Julien et Lamarche, 1965) les strates du groupe de Magog entrent dans notre région par le nord-est, trouvent leur largeur maximale (3.5 km) à l'ouest des lacs Magog et Lovering et se terminent en queue de poisson à l'est de la baie MacPherson à cause des failles qui les recoupent. La limite sud-est du groupe avec les roches de type Brompton du Saint-Daniel est définie par une série de failles coinçant une écaille de calcaire (type Saint-François). Une autre faille régionale de chevauchement représente le contact nord-ouest avec les roches calcaires de Glenbrooke.

En ordre ascendant, la séquence stratigraphique, établie provisoirement, se compose de:

a) ardoise et shale noirs avec interlits irréguliers de siltite grise, de grès et de microconglomérat;
b) rythmites de siltite gris clair et de shale et ardoise gris;
c) grès lithiques et feldspathiques interlités d'ardoise gris foncé.

Quelques intercalations de tufs felsique et lithique ont été relevées. De cet assemblage, nous n'avons différencié sur notre carte que les aires d'ardoise, les rythmites et les tufs, en attendant une étude plus approfondie du groupe, surtout à l'ouest de Turnertown.

Des affleurements représentatifs de l'unité (a) se trouvent le long du ruisseau à l'est de la baie MacPherson. C'est une roche d'aspect monotone, à surface mate, à cristaux ou globules de pyrite, et, généralement, à interlits de siltite gris brunâtre de faible épaisseur. Ceux-ci passent, plus haut dans la coupe, à des grès lithiques, en bancs de 1 à 2 m.

Les roches de l'unité (b) forment une séquence rythmique très régulière, de plusieurs mètres de largeur, à l'ouest du lac Lovering. Les affleurements exhibant la meilleure alternance sont exposés le long du rivage ouest et sur les îles du lac Lovering, à 1.5

km au-delà de la limite de la carte. Atteignant une largeur de 1 km à cet endroit, la séquence se prolonge vers le nord-est, où elle réapparaît en bordure nord du lac Magog. Les lits de siltite, blancs en surface altérée et d'une épaisseur moyenne de 2 à 4 cm, consistent en une mosaïque de quartz et feldspath partiellement recristallisés. Le granoclassement et la stratification entrecroisée observés à maints endroits indiquent une séquence rythmique de polarité normale vers le nord-ouest. La partie supérieure de la séquence, exposée à 2.7 km au nord- ouest de la pointe méridionale du lac Lovering, montre des plis ouverts de rythmites et de grès feldspathiques, à la base desquels se trouvent des fragments anguleux d'ardoise gris foncé.

Les grès lithiques et feldspathiques de l'unité (c), atteignant 2 m d'épaisseur, sont bien exposés le long de l'autoroute 55, au SSW du lac Magog (figures 15 et 16; tableau 8, no 43 et 44). Leur composition est surtout lithique, bien que des types feldspathiques et même arkosiques y abondent. Brun clair en surface altérée et beige à gris clair en cassure fraîche, le grès, à texture psammitique, contient surtout du quartz (20- 30%) et du feldspath sodique à intermédiaire (20- 40%) répandus dans une matrice argileuse partiellement transformée en séricite et chlorite. Parmi d'autes minéraux accessoires, on note la limonite, l'apatite et de rares lamelles de biotite (tableau 8, no 43 et 44). Le litage est partout évident, indiquant des plis ouverts légèrement dé-



FIGURE 15 - Grès lithique et interlits de siltite et shale du groupe de Magog. La tête du marteau indique le nord. A noter la réfraction du clivage tardif. Déblai de l'autoroute 55, à 3.6 km au sud-ouest de Sainte-Catherine.

versés vers le sud-est et des sommets variables (figures 16 et 17). Des structures pénécontemporaines, telles les empreintes de charge, ainsi que des structures d'érosion et de remplissage, y sont observées (figure 18). Le granoclassement est presque omniprésent. Les structures secondaires sont partiellement bien développées; ainsi, l'intersection des surfaces planes se manifeste par des linéations, dont deux, les plus évidentes (figures 19 et 20), sont tardives et plongent, l'une modérément l'autre faiblement vers le nord-est. Une légère différenciation métamorphique, parallèle au clivage tardif et bien visible à l'oeil nu, est caractéristique des grès impurs. En lame mince, elle se manifeste par une orientation préférentielle des composants détritiques et des phyllosilicates. Là où il y a alternance avec des ardoises, une réfraction de clivage indéniable confirme la polarité des couches (figure 16).



FIGURE 16 - Interlitage de gros bancs de grès lithique et de shale noir du groupe de Magog. A remarquer la réfraction du clivage et le sommet vers l'est. La tête du marteau indique le nord. Déblai de l'autoroute 55, à 3.7 km au sud-ouest de Sainte-Catherine.



FIGURE 17 - Style typique des plis tardifs dans les grès et shales du groupe de Magog. Le marteau indique le nord. Déblai de l'autoroute 55, à 2.4 km au nord-ouest de la pointe méridionale du lac Massawippi.

Les rares tufs lithiques et felsiques repérés dans le groupe de Magog sont semblables en composition et structure à ceux décrits plus haut (tableau 8, no 45), bien que leurs constituants semblent être moins recristallisés et orientés.



FIGURE 18 - Empreintes de charge dans les grès lithiques et feldspathiques du groupe de Magog. La tête du marteau indique le nord et la direction de la polarité. Déblai de l'autoroute 55, à 3.2 km au sud-ouest de Sainte-Catherine.



FIGURE 19 - Coupe montrant le plissotement caractéristique des rythmites dans le groupe de Magog. Le stylo indique le plan S_2. Voie est de l'autoroute 55, à 4.1 km au SW de Sainte-Catherine.

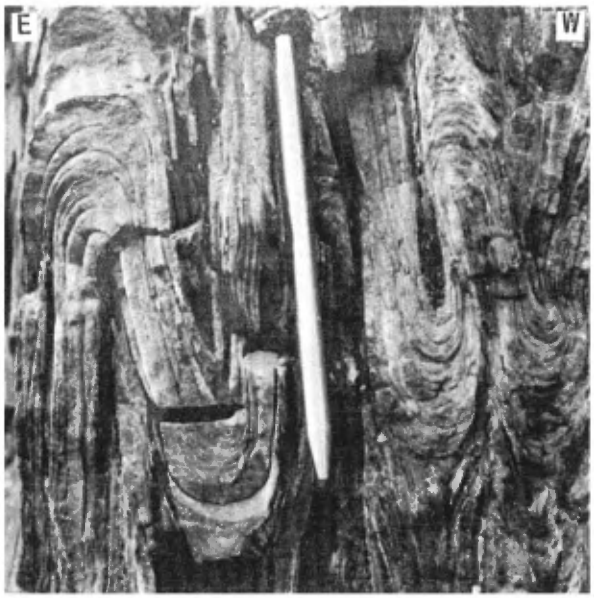


FIGURE 20 - Coupe dans la siltite du groupe de Magog montrant des plis tardifs P_2 à faible plongée vers le nord-est. Le stylo indique l'attitude de S_2 et L_2. 4.1 km au SSW de Sainte-Catherine.

AGE ET CORRELATION

La plupart des chercheurs assignent un âge Ordovicien moyen au groupe de Magog. Une quantité considérable de fossiles dns la région d'Orford - Sherbrooke (St-Julien, 1963) tend à confirmer cet âge. Comme nous l'avons fait plus haut, nous proposons que le groupe de Magog, tel qu'exposé dans notre région, est délimité par des failles ou zones de faille. Une étude prochaine aura pour but de vérifier cette assertion.

GROUPE DE GLENBROOKE

DISTRIBUTION ET LITHOLOGIE

Une bande de roches calcareuses et arénacées occupe la bordure est du lac Memphrémagog, sur une largeur maximale de 1.8 km. Limitée au sud-est par une faille qui la sépare du groupe de Magog et des roches Saint-Daniel, elle se prolonge vers le sud-ouest pour se terminer au voisinage du débarcadère Molson. Une petite enclave de 0.7 km^2, renfermant des calcaires relativement purs de type Glenbrooke et en partie de type Saint-François, repose en discordance angulaire sur le Saint-Daniel au nord-ouest de l'île Whetstone. La séquence des assises siluro-dévoniennes décrite brièvement dans ce rapport a été l'objet d'une étude spéciale par Boucot et Drapeau (1968).

A l'exception du socle rocheux exposé le long du rivage du lac Memphrémagog, la densité d'affleurements de part en part de ce groupe est insuffisante pour acquérir une connaissance adéquate de sa lithologie et de sa structure. Cependant, deux unités lithologiques, affichant des contacts vagues et graduels, peuvent se distinguer à première vue: des ardoises et shales accompagnées de siltites calcareuses; et des calcaires massifs fossilifères. On compte aussi deux lentilles de tuf felsique.

Les ardoises et siltites calcareuses forment une bande d'environ 700 m de largeur. La pénurie d'affleurements ne permet pas une description complète de la lithologie. Toutefois, nous avons pu observer à plusieurs endroits, tel qu'au nord de la baie MacPherson et au sud-est de Georgeville, une série monotone d'ardoises et

TABLEAU 8 - Analyses chimiques* des unités du groupe de Magog et du groupe de Saint-François.

No sur carte	43	44	45	46	47	48
SiO_2	71.25	53.90	75.40	54.40	39.90	40.50
Al_2O_3	11.05	17.50	9.30	5.01	1.20	1.30
Fe_2O_3	0.70	0.33	0.40	0.85	0.26	0.21
FeO	4.12	3.01	2.45	0.77	0.29	0.30
MgO	1.05	1.86	0.80	2.26	2.27	1.55
CaO	0.55	5.15	1.95	15.15	29.30	29.15
Na_2O	3.24	4.30	1.65	0.55	0.00	0.20
K_2O	1.84	2.77	1.85	1.20	0.36	0.30
H_2O-	0.06	0.10	0.06	0.08	0.05	0.04
H_2O+	0.94	1.48	0.83	1.22	0.45	0.35
TiO_2	0.83	0.31	0.52	0.27	0.08	0.15
P_2O_5	0.16	0.08	0.06	0.11	0.06	0.07
MnO	0.08	0.07	0.04	0.02	0.01	0.01
CO_2	3.95	8.04	3.50	16.65	25.60	25.55
S	0.01	0.04	0.12	0.20	0.09	0.15
Fe t.	-----	-----	-----	-----	-----	-----
TOTAL	99.83	98.94	98.94	98.75	99.92	99.83

43. Grès lithique du groupe de Magog. Voie est de l'autoroute 55, à 3.1 km au SW de Sainte-Catherine.
44. Grès feldspathique du groupe de Magog. Voie est de l'autoroute 55, à 2.9 km à l'ouest de Sainte-Catherine.
45. Tuf felsique séricitisé du groupe de Magog. Voie est de l'autoroute 55, à 2.95 km au SW de Sainte-Catherine.
46. Calcaire carbonacé et argileux du groupe de Saint-François. Au bord du lac Massawippi, à 1.1 km au SE du pont couvert, Ayer's-Cliff.
47. Calcaire arénacé et laminé du groupe de Saint-François. Au bord de la route, à 2.3 km au NE de la pointe Abbot, sur le lac Massawippi.
48. Calcaire arénacé et laminé, intensément plissé, du groupe de Saint-François. Dans le lit d'un ruisseau à 150 m à l'ouest du village de Massawippi.

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles. Pour localisation, voir carte géologique.

shales gris moyen passant graduellement à des faciès silteux et calcareux, brunâtres en surface altérée. Localement, ces derniers se transforment imperceptiblement en calcaires impurs arénacés et schisteux. Une foliation omniprésente et la composition peu marquée et graduelle de cette série monotone rendent incertaine la détermination du litage.

Les calcaires massifs du groupe de Glenbrooke sont gris-bleu et renferment de nombreuses cavités irrégulières. Des plages ovales de calcite grossière et recristallisée montrent des vestiges de matière organique pourvue de traînées ramifiées, du genre qu'on retrouve dans les coraux ou bryozoaires déformés. Par endroits, le calcaire renferme des faciès argileux et arénacés. Le litage, limité par des surfaces de contact ondulées, est rarement évident, excepté aux déblais de route et en bordure du lac Memphrémagog où les pendages faibles à abrupts vers le nord-ouest suggèrent des plis ouverts déversés vers le sud-est, plongeant de 5 à 30° vers le nord-est ou le sud-ouest. En lame mince, le contenu en quartz varie entre 15 et 25%. Le calcaire le plus pur, qui comprend 60-70% de calcite, 5-10% de quartz et 5-10% de séricite, se trouve dans l'enclave au nord-est de la pointe Magoon. Trois petites carrières abandonnées constituent les meilleurs affleurements de calcaire arénacé; ceux-ci renferment des zones de crinoïdes et des poches et veines de rhomboèdres de calcite en gros cristaux. Le litage manifeste un pendage prononcé vers le nord-ouest, et les parties schisteuses affichent deux linéations.

AGE ET CORRELATION

La mise en carte et l'étude paléontologique des roches calcaires du lac Memphrémagog par Boucot et Drapeau (1968) démontrent que les roches du groupe de Glenbrooke sont d'âge Silurien (Ludlow inférieur). Nous ne possédons pas de données additionnelles pour corroborer ou contester cet âge.

GROUPE DE SAINT-FRANÇOIS

DISTRIBUTION ET LITHOLOGIE

Les strates du groupe de Saint-François occupent une superficie considérable dans la partie sud-est de la région. Elles forment une bande qui longe la rive orientale du lac Massawippi et s'étend vers le sud-ouest le long de la baie Fitch jusqu'au lac Memphrémagog proprement dit. Sa limite nord-ouest avec la formation d'Ascot (au nord), les roches de la pointe Magoon (type Sweetsburg) et le mélange de type Saint-Daniel (plus loin au sud) est un contact de faille. Faisant partie d'un sillon de plus de 20 km de largeur à la frontière avec le Vermont, la bande se rétrécit en pointe et disparaît au voisinage du lac Saint-François, à une centaine de kilomètres au nord-est de la région.

Un épais dépôt glaciaire et des étendues marécageuses masquent une bonne partie des bas terrains à l'est du lac Memphrémagog. On ne trouve

d'affleurements du Saint-François que sur les collines, le long de quelques cours d'eau et sur les rives du lac Massawippi.

Le groupe de Saint-François affiche une lithologie monotone de faciès calcareux, argileux et silteux. Nous avons reconnu deux unités principales, de position stratigraphique inconnue. Il s'agit de calcaires carbonacés et argileux, et d'ardoises et shale calcareux avec des zones de calcaire silteux et argileux. Les déterminations de sommet, aussi douteuses que rares, et le manque total de niveaux repères rendent l'étude stratigraphique et structurale laborieuse et incertaine. Un fort plissement isoclinal, auquel se sont superposés des plis ouverts et tardifs, obscursissent et compliquent davantage les relations stratigraphiques (figures 21 et 22). Le litage, à pendage généralement vers le nord- ouest, est presque partout évident. Les structures mésoscopiques principales consistent en deux clivages ainsi qu'en deux linéations plongeant vers le nord-est et le nord-ouest.



FIGURE 21 - Plis anciens dans le calcaire silteux laminé du groupe de Saint-François. A 5.1 km au nord du village de Massawippi.



FIGURE 22 - Plis anciens déformés dans le calcaire argileux et arénacé du groupe de Saint-François. A 3.6 km au ESE d'Amy-Corners.

CALCAIRES CARBONACES ARGILEUX ET ARENACES; SHALES CALCAREUX

La différenciation des faciès du Saint-François n'est pas possible à l'échelle de notre carte. La base de l'assemblage est constituée par des shales calcareux et des calcaires argileux et arénacés, visibles sur 1 km en bordure du lac Memphrémagog, au-delà de la limite de la carte, au sud-est de l'île Whetstone. A cet endroit, les affleurements escarpés indiquent une succession graduelle et irrégulière de faciès argileux et arénacés, dont le litage, à pendage abrupt, accuse une polarité normale vers l'est et le sud-est. Le shale calcareux, gris foncé, renferme des clastes fuselés (3 à 20 cm de longueur) de tuf rhyolitique dont la surface altérée est blanche. Ces clastes semblent suivre un clivage ancien, à pendage moyen vers le nord-ouest. A d'autres endroits, toujours en bordure du lac mais plus au sud, les relations

entre le litage et le clivage suggèrent que cet assemblage se trouve sur le flanc ouest d'un synforme renversé vers le sud-est et plongeant entre 20 et 45° vers le nord-est.

Les affleurements à l'ouest et au sud d'Ayer's-Cliff sont peut-être les plus représentatifs des calcaires impurs du Saint-François. Ainsi, on peut observer à ces endroits des shales calcareux, carbonacés et argileux affichant partout un passage graduel entre les faciès (tableau 8, no 46-48). Les lits, de 5 à 20 cm d'épaisseur et finement laminés, sont recoupés par un clivage ancien, bien visible dans le nez d'anciens plis isoclinaux de quelques mètres d'amplitude (figures 23 et 24). Des exemples spectaculaires de plis senestres d'entraînement (regard au nord) superposés à ces derniers sont visibles au déblai de route à l'ouest d'Ayer's-Cliff. En lames mince, la lamination se manifeste par une concentration de calcite alternant irrégulièrement avec des filaments de minéraux argileux et des traînées de graphite accompagnée de lamelles de séricite. D'autres lames révèlent une quantité considérable de grains de quartz (15- 20%) entourés de matière graphiteuse et argileuse associée à la calcite. La schistosité ancienne est partout soulignée par l'orientation de la séricite dans une mosaïque de quartz et de calcite. A maints endroits, le brun de l'altération des lits est probablement dû à une forte proportion de carbonates ferrugineux. Un clivage de fracture tardif (S_3), associé aux plis tardifs d'entraînement, est omniprésent. Son pendage, constant entre 20 et 45° vers le nord-ouest, est probablement d'expression régionale puisqu'il se retrouve partout dans notre région, et même dans le voisinage du lac Brompton et de Sherbrooke.



FIGURE 23 - Plis extrêmement serrés (anciens) dans le calcaire arénacé du groupe de Saint-François. Déblai du chemin de fer, à 2.4 km au nord du village de Massawippi.



FIGURE 24 - Plis serrés anciens dans le calcaire arénacé du groupe de Saint-François. A 5.1 km au nord du village de Massawippi.

ARDOISE ET SHALE CALCAREUX;
CALCAIRE ARENACE ET ARGILEUX

Des affleurements d'ardoise et shale calcareux, avec interlits de calcaire arénacé ou argileux, sont concen-

trés dans le secteur sud-est de la carte, à l'est de Tomifobia. Dans le lit de la rivière de même nom, à l'est du village, une série de shales calcareux gris bleu foncé interlités d'ardoises calcareuses forment des plis couchés, replissés par une déformation subséquente. A l'instar de leurs équivalents anciens, les plis tardifs, senestres, sont déversés vers le sud-est et plongent de 20 à 40° vers le nord et le nord-est.

En général, l'assemblage lithologique de cette unité est monotone et mal défini, les contacs entre les différents faciès étant vagues et graduels. Certains lits sont dotés d'une mince couche oxydée brunâtre, qui, au toucher, suggère un faciès arénacé et dolomitique. D'autres couches, de 2 à 20 cm d'épaisseur et de couleur gris foncé à noire, sont composées essentiellement de matière argileuse et graphiteuse. Sous le microscope, la composition hétérogène et peu différenciée des roches de cette unité corrobore l'impression de terrain. Etant donné la pénurie d'affleurements représentatifs et les piètres évidences pétrographiques, nous ne sommes pas certain de l'identité lithologique de cette unité. Une différenciation des faciès et la définition de cette unité par rapport à l'autre nécessiteraient une étude plus détaillée.

Une enclave de roches de type Saint-François se trouve près du lac Memphrémagog, au NNW de l'île Whetstone. Les meilleurs affleurements, en bordure du lac, consistent en calcaire argileux gris foncé interlités d'ardoises calcareuses. Quelques plis anciens, étirés, serrés et de plan axial presque vertical, accusent un plongement de 60° vers le NNE. Des indices d'un autre système de plis tardifs et ouverts, superposés aux premiers, sont clairement visibles (figure 25). Il est probable que l'enclave représente un lambeau d'érosion du Saint-François reposant, avec le Glenbrooke, sur les roches du type Saint-Daniel.

AGE ET CORRELATION

De par leurs différences lithologiques remarquables, il ne fait aucun doute que deux unités calcaires siluro-dévoniennes sont représentées dans notre région: le groupe de Glenbrooke et le groupe de Saint-François. On n'a cependant pas encore fait de différenciation paléontologique satisfaisante entre les roches siluro-dévoniennes dans les Cantons de l'Est. De même, les relations stratigraphiques



FIGURE 25 - Plis tardifs et ouverts dans les calcaires argileux de Saint-François Ils plongent à 70° en direction N10°. La tête du marteau indique le nord. Sur la rive du lac Memphrémagog, à 0.75 km au nord-ouest de l'Île Whetstone.

entre les deux groupes n'ont pas encore été établies (Boucot et Drapeau, 1968).

Nous avons pu confirmer l'assertion de Doll (1951) à l'effet que les calcaires impurs à l'ouest d'Ayer's-Cliff sont les équivalents lithologiques de la formation d'Ayer's-Cliff au Vermont. Il semble certain, cependant, que celle-ci est d'âge siluro-dévonien et correspond à une partie du groupe de Saint-François, tel que décrit par St-Julien et Lamarche (1965) dans la région de Sherbrooke. Le travail détaillé de Lamarche (1967) dans la région de Beauvoir - Ascot-Corner, plus loin au nord-est, confirme également l'équivalence d'âge originellement établie par Duquette (1961) entre la formation de Lac Aylmer et le Saint-François - Saint-Juste inférieur.

Doll (1951) affirme que le Northfield Slate, susjacent à la formation d'Ayer's-Cliff au Vermont, se prolonge au-delà de la frontière et qu'il affleure au pied de la colline Bunker, à 2.4 km au sud-ouest du lac Massawippi. Cependant, les roches exposées dans ces parages correspondent plutôt à l'assemblage des grès et phyllades de la pointe Magoon (type Sweetsburg). Nous avons visité quelques affleurements de Northfield Slate au nord-ouest de Newport (Vermont) et nous sommes d'accord avec Doll (1951) que cette unité repose sous des calcaires impurs de la formation d'Ayer's-Cliff. Il semble, en effet, que le Northfield Slate à cet endroit consiste en ardoises silteuses gris brunâtre, renfermant des clastes orientés. En ordre ascendant, ceux- ci passent à des ardoises calcareuses gris foncé semblables aux roches de la base du groupe de Saint-François, telles qu'exposées au sud-est de l'île Whetstone et décrites ci-haut. Il semble donc que le Northfield Slate pourrait constituer la base du complexe siluro-dévonien de Saint-François.

Nous ne disposons d'aucune donnée paléontologique ou lithostratigraphique nous permettant de préciser davantage l'âge du groupe de Saint-François dans notre région. Toutefois, si les affleurements du quai de Mountain House appartiennent au Dévonien moyen (Boucot et Drapeau, 1968) et si l'on accepte leur équivalence avec les calcaires impurs du Saint-François de notre région, il est possible que ces derniers appartiennent également au Dévonien moyen plutôt qu'au Silurien.

ROCHES INTRUSIVES

Les amas intrusifs n'occupent qu'une petite partie de notre région. Localisés surtout à l'ouest du lac Massawippi et à la limite sud de la région, ils constituent trois groupes principaux: péridotite serpentinisée, accompagnée de masses stéatitisées et carbonatisées; granite schisteux à albite; et filons-couches et dykes de gabbro dioritique.

PERIDOTITE SERPENTINISEE

Tous les amas de péridotite serpentinisée reconnus dans la région sont localisés dans la formation d'As-

cot, à l'ouest du lac Massawippi. A l'exception de quatre petites buttes au sud-ouest de North-Hatley, la majorité des masses serpentinisées sont concentrées au sud-est de Sainte-Catherine. Leur alignement NW-SE et leur forme allongée suggèrent un emplacement guidé par une fracture importante, probablement une faille. Les buttes de North-Hatley ne mesurent que 150 m de longueur mais les masses de Sainte-Catherine sont plus considérables; la plus grande affleure sur une longueur de 900 m et une largeur de 300 m.

Recouverte d'une mince (0.2-0.5 cm) croûte d'altération couleur rouille, la roche est vert pâle à foncé en surface fraîche. Des fractures la recoupent irrégulièrement. Celles- ci renferment, par endroits, des veinules de quartz, qui donnent un aspect rugueux à la roche. Des concentrations de chlorite pure, associées à des zones discontinues de matériel talqueux, caractérisent certaines parties périphériques des amas. Celles-ci affichent un degré de serpentinisation plus intense qui se manifeste par des zones de matière fibreuse et des fractures en écaille. Quelques veinules d'amiante ont aussi été observées.

Des amas de roche profondément carbonatisée et stéatitisée, formant des plages irrégulières, sont associés à la péridotite. Ainsi, une petite masse ultramafique altérée, enveloppée de roches carbonatisées, se trouve à 2.4 km au sud-est de Sainte-Catherine. Une autre zone carbonatisée, allongée SE-NW et mesurant 1.3 km de long par 0.6 km de largeur, est exposée à l'ouest de la pointe Abbot (tableau 9, no 49). Revêtue d'une épaisse couche de rouille, qui peut atteindre 5 cm d'épaisseur, la roche est tendre, à grain grossier et gris bleuâtre en surface fraîche. Elle est généralement onctueuse au toucher, surtout là où la stéatitisation est plus avancée. Par endroits, la mosaïque de carbonate est mouchetée de grains de chromite. Sous le microscope, la roche est constituée d'un agrégat cristallin de ferro-dolomie idioblastique contenant des ondulations de talc et des concentrations diffuses et intergranulaires de chlorite; des agglomérations de grains de quartz et de minuscules cristaux de minéraux opaques (chalcopyrite) ont été décelés dans une lame mince. De par leur association à la péridotite, leur forme irrégulière et leur composition minéralogique, les amas carbonatisés proviennent d'une stéatitisation et carbonatisation de masses ultramafiques. La plupart des chercheurs sont d'avis que ces phénomènes d'altération sont de nature métasomatique (présence de solutions riches en CO_2; Hess, 1930). Des zones de stéatitisation et carbonatisation d'aspect similaire ont été rapportées dans la région du lac Orford (de Römer, 1969, 1962), au Vermont (Cady et al., 1963) et au voisinage de Sherbrooke (Lamarche, 1965).

GRANITE SCHISTEUX A ALBITE

Deux petites masses allongées de granite schisteux à albite forment les crêtes des collines à l'ouest du lac Massawippi. Associées au sillon de

roches ultramafiques décrites ci-haut, ces masses sont orientés NW-SE, donc obliquement au grain tectonique régional. Cependant, leur forme est subparallèle à la schistosité pénétrante qui caractérise les tufs rhyolitiques et lithiques encaissants. Il est probable que leur emplacement a été guidé, tout comme pour les roches ultramafiques, par une zone de fracture ou de cisaillement orientée NW-SE.

Le granite typique, beige argenté à verdâtre, contient des cristaux vitreux de quartz et de feldspath pris dans une pâte de séricite et de chlorite. La schistosité est généralement si bien développée que la roche a l'aspect d'un vrai schiste et se distinguerait difficilement des tufs à séricite renfermant des cristaux de quartz et de feldspath si les grains du granite schisteux n'étaient plus gros (jusqu'à 0.4 cm) et que leur distribution à travers la masse n'était plus uniforme et non concentrée en bandes. Sous le microscope, la structure schisteuse est très évidente et se manifeste par une orientation préférentielle des paillettes de séricite et de chlorite enveloppant les phénocristaux de quartz fracturé (30- 40%). De composition sodique, maclés et très altérés, les feldspaths (30- 40%) renferment, par endroits, des traînées hélicitiques de séricite. Dans une lame mince, la pénétration mutuelle du quartz et de l'albite donne l'aspect d'une texture micrographique. La chlorite peut représenter une proportion importante (8%) de la matrice (tableau 9, no 50 et 51).

Des granites altérés et bréchiques, à tout point de vue semblables à ceux brièvement décrits ci-haut et associés à des amas de roches ultramafiques, ont été rapportés au sud du lac Orford (de Römer, 1960), dans la région de Weedon (Duquette, 1961), et dans les alentours de Orford - Sherbrooke (St-Julien et Lamarche, 1965; Lamarche, 1965) ainsi que dans le secteur de Disraeli (St-Julien, 1970). Lamarche (1967) a décrit une grande masse de granite à albite dans le voisinage de Beauvoir - Ascot-Corner.

Dans notre région, le contact discordant avec la formation d'Ascot confirme l'assertion de Lamarche (1965) à l'effet que les granites schisteux et bréchiques à albite sont de l'Ordovicien inférieur ou plus jeunes. D'autre part, des fragments d'un granite à albite identique à celui que nous décrivons ont été repérés dans les lits de base de la formation de Magog (Ordovicien moyen) par Lamarche (1962). Supposant des âges identiques et se basant sur des évidences minéralogiques et stratigraphiques, Lamarche (1965) a placé les granites à albite de la région de Sherbrooke dans le pré-Normanskill. Nous sommes d'accord avec cette interprétation.

GABBRO DIORITIQUE

A l'exception d'un filon-couche isolé intercalé dans les phyllades de la formation d'Ascot au sud-ouest de North-Hatley, toutes les venues de gabbro dioritique sont concentrées dans la bande de roches de la colline Bunker et

TABLEAU 9 - Analyses chimiques* de masses carbonatisées, de granite schisteux à albite, de gabbro dioritique, de dyke carbonatisé et de lamprophyre.

No sur carte	49	50	51	52	53	54	55
SiO_2	26.65	78.25	74.75	45.50	54.75	40.65	42.25
Al_2O_3	0.10	11.55	12.75	13.80	15.15	11.10	13.15
Fe_2O_3	1.93	0.75	0.46	1.68	1.67	0.90	1.88
FeO	4.46	0.05	0.75	8.88	9.28	6.80	8.34
MgO	31.95	0.26	0.27	6.10	1.53	5.90	7.03
CaO	0.83	0.11	0.17	7.95	4.40	9.30	9.52
Na_2O	0.00	3.96	4.35	3.30	5.34	0.65	3.53
K_2O	0.00	2.90	5.20	0.08	0.37	2.51	2.01
H_2O-	0.06	0.04	0.04	0.06	0.08	0.07	0.09
H_2O+	1.41	0.51	0.60	4.82	3.66	2.15	1.80
TiO_2	0.00	0.17	0.15	2.02	1.31	1.25	2.54
P_2O_5	0.02	0.04	0.04	0.21	0.08	0.11	0.76
MnO	0.07	0.00	0.01	0.16	0.22	0.18	0.19
CO_2	31.48	0.35	0.12	4.66	1.28	18.15	6.06
S	0.01	0.001	0.003	0.08	0.005	0.02	0.14
Fe t.	-----	-----	------	-----	------	-----	-----
TOTAL	98.97	98.95	99.66	99.30	99.12	99.74	99.29

49. Roche carbonatisée. A 1.2 km à l'ouest de la pointe Abbot, sur le lac Massawippi.
50. Granite schisteux à albite. A 1.67 km au NW de la pointe Abbot.
51. Granite schisteux argenté à albite. A 2.5 km au NW de la pointe Abbot.
52. Gabbro dioritique. A 2.2 km au NW de la colline Browns et à l'est du lac Lovering.
53. Métagabbro dioritique. A 1.3 km à l'WSW du pont couvert, à Ayer's-Cliff.
54. Dyke carbonatisé. A 1.45 km au NW du pont couvert, à Ayer's-Cliff.
55. Lamprophyre à phénocristaux d'amphibole. Voie est de l'autoroute 55, à 2.3 km au SW de Turnertown.

* Analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles. Pour localisation, voir carte géologique.

dans l'unité de mélange et volcanites de la baie Fitch.

Le gabbro rencontré à la colline Bunker forme des filons-couches de 50 à 100 m de puissance et de longueur variable. La masse la plus imposante, d'une largeur maximale de 150 m, est exposée sur les deux flancs de la colline, à l'ouest du lac Massawippi. Tracée sur une distance presque ininterrompue de 4.5 km, elle suit en plan, le nez de l'antiforme, créant ainsi un précieux niveau-repère. Dans sa partie méridionale, la roche, de couleur vert foncé, de grain moyen et très massive, consiste principalement en plagioclase maclé et en pyroxène ouralitisé formant une texture subophitique. A part la clinozoïsite (10-15%) et la chlorite (5-15%), les principaux minéraux accessoires sont le leucoxène, le sphène et des minéraux opaques. Au fur et à mesure qu'on s'approche de la partie axiale de l'antiforme, le gabbro revêt un aspect de roche dioritique très altérée (tableau 9, no 52). Les affleurements recoupés par l'autoroute 55 montrent une roche complètement recristallisée, de différenciation marquée et de couleur gris foncé. Ce gabbro dioritique est entièrement ouralitisé et chloritisé. Des porphyroblastes de feldspath sodique et de gros cristaux d'amphibole reposent dans une pâte saussuritisée contenant une forte proportion de clinozoïsite (tableau 9, no 53). Par endroits, l'altération et la différenciation métamorphique ont produit une structure gneissique ressemblant au rubanement de tufs mafiques recristallisés (tableau 6, no 38).

Les venues de gabbro dioritique qui caractérisent l'unité de mélange et de volcanites de la baie Fitch semblent beaucoup moins altérées que celles que nous venons de décrire. A part quelques masses étroites et allongées au nord-est et au sud-ouest de la pointe méridionale du lac Lovering, la plupart des venues gabbroïques sont localisées au nord-ouest et sud-ouest de la baie Fitch. La roche est de grain moyen, très massive et revêtue d'une couche d'altération blanche (2-3 mm). Gris en surface fraîche, le gabbro dioritique se caractérise sous le microscope par une texture ophitique. Les grains xénomorphes de pyroxène sont ouralitisés et rarement maclés. Les amphiboles affichent une élongation positive et contiennent des petits grains de pyroxène et de plagioclase. Par suite d'une saussuritisation plus avancée, la roche peut renfermer, par endroits, un pourcentage important de clinozoïsite (10-15%). Le sphène, le leucoxène, l'ilménite et de rares sulfures représentent les minéraux accessoires.

Le fait que le gabbro dioritique soit en association intime avec des épanchements de lave, des tufs et des filons-couches de roche basique donne à penser qu'on est en présence d'événements volcaniques et intrusifs reliés entre eux.

GRANITE A BIOTITE

Une petite masse de forme ovale (0.5 km^2) occupe le flanc sud de la colline au nord-ouest de la pointe

Magoon ainsi que la partie est de l'île Longue. Elle est en contact intrusif avec les grès et siltites de la pointe Magoon et le mélange de la baie Fitch. La zone de contact, dont la largeur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres, se manifeste par la présence de xénolithes et d'un faciès hybride du granite. Les enclaves, provenant des roches encaissantes, sont anguleuses, dures et finement grenues, telles de vraies cornéennes. Par endroits, des apophyses de composition granitique pénètrent les roches encaissantes.

Le granite typique est gris, de grain moyen à grossier, équigranulaire ou légèrement porphyrique et de structure massive. A l'exception de la zone périphérique, le granite est remarquable par l'uniformité de sa composition, la fraîcheur de son apparence et l'absence totale d'orientation préférentielle de ses constituants. En lame mince, la roche est composée principalement de feldspath alcalin (50-70%), de quartz (20-30%), de plagioclase zoné (5-10%) et de biotite (5-8%). Le quartz, d'extinction ondulante, est généralement intergranulaire. Le feldspath (albite-oligoclase et microline) se présente, par endroits, en gros phénocristaux renfermant des grains irréguliers de quartz. La biotite forme des paillettes idiomorphes et contient de l'apatite et des grains de zircon, ces derniers entourés d'auréoles pléochroïques.

Le granite à biotite décrit ci-haut est semblable quant à sa minéralogie et sa texture aux masses granitiques de Stanstead et du Vermont, à 8 et 20 km au sud-est de notre région. Lors de visites à ces endroits, nous avons noté des zones hybrides contenant des xénolites de cornéennes affichant tous les degrés d'altération et d'assimilation. Une étude plus approfondie du granite de Stanstead pourrait bien dévoiler la présence de multiples phases d'intrusion. Ainsi, dans la baie de Holbrooke, à 4.5 km au nord-ouest de Newport (Vermont), le granite hybride recoupé par des venues de gabbro (appartenant au groupe igné de Bolton) pourrait représenter une phase ancienne du granite de Stanstead.

Quelques aplites de composition granitique, atteignant 1 m de puissance, sillonnent le granite et les roches encaissantes dans la partie nord de l'île Longue. Ces venues leucocrates, dont la mise en place a été guidée par des diaclases, recoupent nettement les ardoises noires (type Saint-Daniel).

Nous n'avons pas de preuves directes nous permettant d'assigner un âge absolu au granite de notre région. Il est probable, toutefois, qu'il appartient à la série ignée des amas granitiques de Stanstead et du Vermont, étant donné la ressemblance minéralogique et la proximité. Etant intrusif dans les roches du groupe de Saint-François ou leur équivalents (Cooke, 1950; Doll, 1951), sa mise en place est attribuée à la phase tectonique acadienne.

DYKES CARBONATISES

Deux groupes de dykes, dont la mise en place a été guidée par des diaclases et un clivage tardif, se rencontrent dans la région; ce sont des dykes de diorite et des dykes de lamprophyre. Nous n'avons pas vu de contact entre les représentants des deux groupes mais il est fort probable que les lamprophyres représentent les injections les plus tardives de la région.

Plusieurs dykes, variant entre 0.25 et 2 m de largeur, sont exposés aux déblais de l'autoroute 55, au nord-ouest de la pointe méridionale du lac Massawippi, et dans la carrière de pierre concassée à 4 km au nord-ouest d'Ayer's-Cliff. Les affleurements de la première localité montrent clairement que les dykes recoupent le litage des roches encaissantes (type Saint-Daniel) et que leur attitude est sub-parallèle au clivage tardif. Les dykes sont facilement identifiées par leur croûte d'altération caractéristique de couleur brune, atteignant 3 cm d'épaisseur. En surface fraîche, la roche est gris verdâtre, de grain fin à moyen et cristallisée. Pulvérisée, cette masse cristalline réagit à l'acide chlorhydrique. Par endroits, de petites mouches diffuses, vert pomme, de chlorite ou de mica chromifère (fuchsite?) constituent un trait caractéristique de la roche. Remarquables par l'uniformité de leur composition et texture, les dykes consistent surtout, en lame mince, en porphyroblastes de dolomie ferrugineuse (20-40%) partiellement remplacée par la limonite; celle-ci contient généralement des petits grains de quartz et de plagioclase. La pâte est constituée d'une mosaïque de grains fins et non orientés de quartz, feldspath (composition moyenne), séricite et chlorite. Les phyllosilicates peuvent représenter jusqu'à 20% de la roche (tableau 9, no 54). Un dyke de diorite de 20 m d'épaisseur, de composition semblable à celle que nous venons de mentionner et dont la mise en place a été guidée par une fracture NW-SE quasi verticale, recoupe la série des ardoises et volcanites (type Saint-Daniel) sur l'île Whetstone, dans la partie sud-ouest de la carte.

Sept dykes de diorite affleurant sur une distance de 0.5 km ont été notés aux déblais de l'autoroute 55, à 1.8 km à l'ouest d'Ayer's-Cliff. Accusant une direction sub-parallèle au clivage des plis anciens et un pendage sub-vertical, les dykes, de 0.3 à 1 m de puissance, recoupent le litage des calcaires argileux et arénacés du groupe de Saint-François.

Des dykes d'un aspect et d'une minéralogie semblables aux nôtres ont été rapportés par plusieurs chercheurs dans les régions avoisinantes (Ambrose, 1943; Cooke, 1950; Duquette, 1961; St-Julien, 1963a; Lamarche, 1965; de Römer, 1975, 1976). Leur présence dans les roches de Magog porte St-Julien (1963a) à croire que ces dykes remontent à la phase tectonique acadienne. Leur mise en place dans le groupe de Saint-François prouve qu'elles sont plus jeunes que celui-ci. Il est toutefois possible que les venues de roche

carbonatisée repérées dans notre région ne soient pas toutes du même âge. En outre, la présence de chlorite ou de mica chromifère (fuchsite?) - observation faite également par Lamarche (1965) dans les roches carbonatisées de la région de Sherbrooke - suggère que ces venues pourraient incorporer des fragments de roches basiques ou ultrabasiques déjà en place. Ceci renforce l'hypothèse avancée par d'autres chercheurs à l'effet que les dykes dioritiques sont reliés à la phase tectonique acadienne.

LAMPROPHYRE

Contrairement aux dykes carbonatisés, la mise en place des dykes de lamprophyre a été guidée par les diaclases. De ce fait, la plupart sont sub-verticaux, sont orientés NW-SE et ENE-WSW, et recoupent toutes les structures existantes. A part quelques-uns sur la rive est du lac Memphrémagog, la grande majorité affleurent le long de l'autoroute 55.

Les lamprophyres se désagrègent facilement en masses sphéroïdales sous l'effet de l'altération météorique. Sans en avoir fait d'étude particulière, nous pensons toutefois qu'il en existe deux variétés, qui se différencient par la composition de la pâte et la nature des phénocristaux. La largeur des dykes varie entre 0.3 et 2 m.

La plupart des lamprophyres consistent en phénocristaux idiomorphes de feldspath blanc (10-20%) baignant dans une pâte foncée de texture uniforme. Au microscope, cette pâte se révèle compacte et constituée d'andésine (en lamelles radiantes), de pyroxène, de hornblende, de muscovite, de biotite et de magnétite renfermant des cristaux idiomorphes d'andésine. Parmi les minéraux accessoires, on note le sphène, l'épidote et la chlorite.

D'autres lamprophyres, dont d'excellents exemples se trouvent près de l'autoroute 55, à 2.8 km au sud-ouest de Turnertown, contiennent des phénocristaux d'amphibole, atteignant 1.5 cm de longueur, et de plagioclase maclé (Ab_3An_7) reposant dans une pâte d'amphibole, chlorite, séricite et feldspath. Une chlorite bleue remplace l'amphibole le long de son clivage. Le reste d'un grain d'olivine fracturé et serpentinisé a également été identifié (tableau 9, no 55).

Les lamprophyres représentent les injections les plus récentes de la région puisqu'ils recoupent le grain tectonique prédominant. Des roches semblables ont été rapportées dans les régions environnantes par des chercheurs antérieurs, entre autres Ambrose (1943), Fortier (1946), Cooke (1950), de Römer (1960), St-Julien (1936b), et Lamarche (1965). Tous soutiennent que les venues de lamprophyre sont reliées à l'activité ignée montérégienne du Crétacé inférieur. Des déterminations radiométriques au K/A d'un échantillon provenant d'un sondage à la mine Suffield, à 4.5 km au nord de North-Hatley, indiquent un âge moyen de 126.1 Ma$\pm$1.2 (Lamarche, comm. verb. 1975).

VEINES DE QUARTZ

Des petites veines et pochettes éparses de quartz se rencontrent çà et là dans notre région, surtout dans les strates de la colline Bunker et le mélange de type Saint-Daniel. Des veines plus importantes sont toutefois visibles à deux endroits:

. Cinq veines de 1-2 m de largeur sont visibles sur une distance de 600 m le long d'un ruisseau à l'est de la baie MacPherson, sur la rive est du lac Memphémagog. Leur mise en place a été guidée par des diaclases NE-SW dans les ardoises noires du groupe de Magog. Leur localisation coïncide avec une zone de faille ou de cisaillement, qui sépare le Magog des grès-shales de Sainte-Catherine.

. Une veine spectaculaire de quartz blanc, de 3 m de largeur et de pendage abrupt, se situe dans le calcaire argileux et arénacé de Saint-François, à l'est de l'île Whetstone, dans le sud-ouest de la région. Reconnue sur une distance de presque 1 km sur une ligne NE-SW, la veine renferme çà et là des agglomérations de cristaux de calcite comblant les cavités de la matrice cristalline à gros grain. Tout comme dans le cas précédent, la veine occupe une fracture probablement reliée à la zone de failles à quelques centaines de mètres à l'ouest entre les ardoises et volcanites de la baie Fitch et le groupe de Saint-François.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

MINERALISATION

De par sa position géologique par rapport au sillon minéralisé de Sherbrooke-Weedon, notre région, en principe, est un site très favorable à la prospection minière. En effet, elle représente le prolongement sud-ouest d'une bande cuprifère qui acquit de la notoriété avec la découverte de la mine Eustis il y a plus de 100 ans (Bancroft, 1915). Les études les plus récentes sur les sites, zones et découverts minéralisés de cette bande ont été effectuées par Lamarche (1965) dans la région de Sherbrooke, et par Duquette (1961) dans les alentours de Weedon (Sauvé et al., 1972).

Malgré des efforts assidus, aucune minéralisation d'importance n'a été découverte dans notre région. Le site le plus prometteur pour la prospection minière est probablement la zone de fractures au sud-est de Sainte-Catherine. A cette localité, de petites masses granitiques et ultramafiques, ces dernières accompagnées de zones carbonatisées, s'échelonnent sur une ligne NW-SE de 3.5 km de long. Leur alignement dans une zone schisteuse et broyée en travers du grain tectonique régional suggère une mise en place guidée par la structure.

Une minéralisation cuprifère, située dans cette zone favorable, est localisée sur le lot 13 du rang VI (ferme de J.B. Marticorena), à 3.7 km au sud-est de Sainte-Catherine. La mi-

néralisation consiste en petites agglomérations de chalcopyrite, bornite, pyrrhotine et malachite irrégulièrement distribuées dans une zone de 1 m de largeur, parallèlement à la foliation régionale. Cette minéralisation se loge dans un tuf rhyolitique et laminé, dont la foliation (355°) accuse un pendage de 55° vers l'est. Au début des années 60, on a effectué des travaux de décapage et creusé une tranchée de 30 m de long et de 2 m de large pour la mettre à jour.

Un échantillon de tuf rhyolitique minéralisé que nous avons nous-même cueilli dans la tranchée a titré 1.61% Cu; un autre échantillon, prélevé dans un puits peu profond à 150 m au nord-est de la tranchée, a donné 0.15% Cu. D'après M. Marticorena, la compagnie McIntyre Porcupine Mines a effectué un échantillonnage de la minéralisation et aurait rapporté une teneur maximale en cuivre de 1.5%; également, une maison d'affaire de l'Ontario aurait effectué 700 m de sondage au diamant, dont il ne connait pas les résultats. En 1967, SOQUEM a pris une option sur la propriété mais ne l'a pas exercée. Les documents de M. Marticorena montrent que, en 1971, les laboratoires de l'Ecole Polytechnique de Montréal ont rapporté une valeur maximale de 0.15% en nickel.

CARRIERE

Une petite carrière, qui était en activité entre 1965 et 1970 et qui a à nouveau ouvert ses portes en 1976, est située à 4 km au nord-ouest d'Ayer's-Cliff. La compagnie SEROC, de Sherbrooke, y a extrait sporadiquement des blocs de tuf rhyolitique et de gabbro dioritique. Durant l'été 1978, une petite usine mobile de broyage a quotidiennement produit de 10 à 100 tonnes de pierre concassée pour usage local.

REFERENCES

(L'astérisque à la suite d'un millésime indique l'existence d'une traduction en français ou en anglais.

AMBROSE, J.W.
1943 - **Preliminary map of Stanstead map-area, Québec.** Commission géologique du Canada; étude 43-12

BAER, A.J.
1961 - **Structural analysis of Appalachian structures in the Memphrémagog area.** Seminars in Tectonics, Université McGill, Montréal.

BANCROFT, J.A.
1915*- **The copper deposits of the Eastern Townships of the Province of Québec.** Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec.

BIRD, J.M. - DEWEY, J.F.
1970 - **Lithosphere plate continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen.** Bulletin de la Geological Society of America; volume 81, pages 1031-1060.

BOUCOT, A.J. - DRAPEAU, G.
1968*- **Roches siluro-dévoniennes du lac Memphrémagog et roches équivalentes dans les Cantons de l'Est.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-1, 46 pages.

CADY, W.M.
1960 - **Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Québec.** Bulletin de la Geological Society of America; volume 71, pages 531-576.

1967 - **Geosynclinal setting of the Appalachian Mountains in southeastern Québec and northwestern New England.** Société royale du Canada; publication spéciale 10, pages 57-68.

1969 - **Regional tectonic synthesis of northwestern New England and adjacent Québec.** Geological Society of America; Memoir 120, 18 pages.

CADY,W.M. - ALBEE,A.L. - CHIDESTER,A.H.
1963 - **Bedrock geology and asbestos deposits of the Upper Missisquoi valley and vicinity, Vermont.** Bulletin du United States Geological Survey; 1122-B, 78 pages.

COOKE, H.C.
1950*- **Geology of a southwestern part of the Eastern Townships of Québec.** Commission géologique du Canada; mémoire 257, 142 pages.

DE RÖMER, H.S.
1960 - **Geology of the Eastman-Orford Lake area, Eastern Townships, Province of Québec.** Thèse de doctorat, Université McGill, Montréal, 401 pages.

1961 - **Structural elements in southern Québec, northwestern Appalachians, Canada.** Geologische Rundschau; 51, pages 267-280.

1962 - **Metasomatischer Dolomit im südöstlichen Québec, Kanada.** Neues Jahrbuch fuer Geologie und Paläontologie; Monatsheft 3, pages 143-50.

1975 - **Preliminary report on the Lake Massawippi area, Orford county.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-272, 22 pages.

1976 - **Preliminary report on the Fitch Bay area, Orford county.** Ministère des Richesses natureles du Québec; DP-343, 23 pages.

DOLL, C.C.
1951 - **Geology of the Memphremagog Quandrangle and the southeastern portion of the Irasburg Quadrangle, Vermont.** Vermont Geological Survey; Bulletin 3, 43 pages.

DOLL, C.C.
1961 - **Centennial geological map of Vermont.** Vermont Geological Survey, Montpelier, U.S.A.

DUQUETTE, G.
1960a*- **Région de Weedon, districts électoraux de Wolfe et Compton.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-416.

1960a*- **Région de Gould, districts électoraux de Wolfe et de Compton.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-432.

1961*- **Région du lac Aylmer, districts électoraux de Wolfe et de Frontenac.** Ministère des Richesses du Québec; RP-457.

1961a- **Geology of the Weedon Lake area and its vicinity, Wolfe and Compton counties, Quebec.** Thèse de doctorat, Université Laval, Québec; 308 pages.

ELLS, R.W.
1887*- **Report on the geology of a portion of the Eastern Townships of Québec, counties of Compton, Stanstead, Beauce, Richmond and Wolfe.** Commission géologique du Canada; rapport annuel pour l'année 1886.

FAIRBAIRN, H.W.
1933 - **Chemical changes in the metabasalt from southern Quebec.** Journal of Geology; volume 41, pages 553-558.

HARRON, G.A.
1976 - **Métallogenèse des gîtes de sulfures des cantons de l'Est/ Metallogeny of sulphide deposits in the Eastern Townships.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-27, 42 pages.

HESS, H.W.
1930 - **The problem of serpentinization, and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits.** Economic Geology; volume 28, no 7, pages 634-657.

LAMARCHE, R.Y.
1962 - **Etude des conglomérats de la région d'Orford-Sherbrooke.** Thèse de maîtrise; Université Laval, Québec.

1965 - **Géologie de la région de Sherbrooke.** Thèse de doctorat; Université Laval, Québec, 291 pages.

1967*- **Géologie de la région de Beauvoir-Ascot Corner, comtés de Sherbrooke, de Richmond et de Compton, Québec.** Ministère des richesses naturelles du Québec; RP-560, 18 pages.

1972a*- **Géologie structurale de la région de Sherbrooke.** 24e Congrès géologique international; Excursion B-05, 17 pages.

1972b- **Ophiolites of southern Québec.** Ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources, Ottawa; Physique de la Terre; volume 42, no 3, pages 65-69.

LAMARCHE, R. - ST-JULIEN, P.
1969 - **Structural geology of the Sherbrooke area.** Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; guide des excursions 4, 5, 7, 8A.

LOGAN, W.E.
1863*- **Geology of Canada.** Commission géologique du Canada. Série des rapports de progrès. 983 pages.

ROBINSON, S.D.
1974 - **Structural geology of Paleozoic rocks, Lake Massawippi area, Eastern Townships, Québec.** Thèse de maîtrise; Université d'Ottawa, Ottawa; 140 pages.

ROBINSON, S.D. - FYSON, W.K.
1976 - **Fold structures, southern Stoke Mountain area, Eastern Townships, Québec: Taconic or Acadian?.** Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 13, no 1, pages 66-74.

SAUVE, P. - CLOUTIER, J.P. - GENOIS,G.
1972*- **Base metal deposits of southeastern Québec.** 24e Congrès géologique international; excursion B-07, 24 pages.

ST-JULIEN, P.
1963*- **Région de St-Elie-d'Orford, comtés de Sherbrooke et de Richmond.** Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-492, 14 pages.

1963a- **Géologie de la région d'Orford-Sherbrooke.** Thèse de doctorat, Université Laval, Québec.

1967 - **Tectonics of part of the Appalachian region of southeastern Québec (southwest of the Chaudière river).** Societé royale du Canada; 10, pages 41-47.

1968 - **Les "argiles-à-blocs" du sud-ouest des Appalaches du Québec.** Naturaliste canadien; 95, volume 1345-1356.

1970*- **Géologie de la région de Disraëli (moitié est).** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-587.

ST-JULIEN, P. - LAMARCHE, R.Y.
1965*- **Géologie de la région de Sherbrooke, comté de Sherbrooke, Québec.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-530, 36 pages.

1972*- **La tectonique appalachienne dans les Cantons de l'Est de la Province de Québec.** 24e Congrès géologique international; excursion B-21, pages 22.

ST-JULIEN, P. - HUBERT, C. - SKIDMORE, W.D. - BELAND, J.
1972*- **Appalachian Structure and Stratigraphy in Quebec.** 24e Congrès international; excursion A-56, page 98.

ST-JULIEN, P. - HUBERT, C.
1975 - **Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians.** American Journal of Sciences; volume 275A, pages 337-362.

WILLIAMS, H.
1978 - **Tectonic lithofaciès map of the Appalachian orogen.** Université Memorial, Terre-Neuve; carte no 1.



préparé par l'Edition géologique pour:
l'Editeur officiel du Québec.