DPV 790

GEOLOGIE DU GROUPE D'OAK HILL ENTRE SAINT-SYLVESTRE ET SAINT-JACQUES-DE-LEEDS (COMTES DE LOTBINIERE ET DE MEGANTIC)

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

GEOLOGIE DU GROUPE D'OAK HILL ENTRE SAINT-SYLVESTRE ET SAINT-JACQUES-DE-LEEDS

J.-M. Charbonneau

1981

DPV-790

DPV-790

MINISTERE DE L'ENERGIE ET DES RESSOURCES

DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE

DIRECTION DE LA GEOLOGIE

GEOLOGIE DU GROUPE D'OAK HILL ENTRE SAINT-SYLVESTRE ET SAINT-JACQUES-DE-LEEDS

par

Jean-Marc Charbonneau

1981

DPV-790

ISBN: 2-550-01557-6

RESUME

Les roches des Formations de Tibbit Hill, de Call Mill, de Pinnacle, de White Brook et de West Sutton de la région entre Saint-Sylvestre et Saint-Jacques-de-Leeds forment une structure grossièrement synclinale au nord-ouest de l'Anticlinal des monts Notre-Dame (Schistes de Bennett), à l'intérieur de la zone de serpentine des Appalaches du sud du Québec.

L'analyse structurale montre que ces tectonites ont subi au moins trois phases de déformation. La phase D_1 est caractérisée par une schistosité S_1 axiale à des plis orientés NE. La phase D_2 est caractérisée par un clivage de crénelure S_2 axial à des plis ENE, légèrement déversés vers le SSE. La phase D_3 est caractérisée par un clivage S_3 à pendages NW, N et NE de l'extrémité sud-ouest à l'extrémité nord-est de la région.

Les phases D_1 et D_2 ont produit des bassins structuraux, des structures en selle, des crochets et parfois des croissants ou des champignons mal définis. Ces patrons d'interférence plongent avec un angle moyen vers le NW. Ils forment une structure grossièrement synclinale dévervée vers le SSE et peu déformée par la phase D_3.

Les serpentinites qui affleurent aux extrémités SW et NE de la région pourraient marquer une ancienne surface de chevauchement à la base du Groupe d'Oak Hill ou au sein de la Formation de Tibbit Hill.

TABLE DES MATIERES

	Pages
INTRODUCTION	1
Travaux antérieurs	1
Buts de l'étude	3
Méthode de travail	3
Remerciements	3
STRATIGRAPHIE	4
Groupe d'Oak Hill	4
Formation de Tibbit Hill	4
Formation de Call Mill	4
Formation de Pinnacle	5
Formation de White Brook	5
Formation de West Sutton	5
Age des formations du Groupe d'Oak Hill	5
Serpentinites	6
Unité X	6
Unité Y	7
ANALYSE STRUCTURALE	7
Structures mineures	7
Stratification	7
Foliations	7
Linéations	8
Petits plis	9
Symbolisation	10
Structures mésoscopiques	10
Descriptions	10
Conclusions	15
Structures macroscopiques	16
Patrons d'interférence	16
Orientation statistique des éléments structuraux	21
Interprétation du patron régional	26
Conclusions	27
FAILLES	28
Failles principales	28
Failles mineures	29
CONCLUSIONS	29
Contexte appalachien	30
REFERENCES	30

ILLUSTRATIONS

FIGURES

1 - Localisation de la région étudiée	1
2 - Géologie régionale des Appalaches du Québec	2
3 - Photomicrographie d'un phyllade gris mauve de la Formation de West Sutton, (1 X 6.3, 2 nicols). Lame mince provenant d'un échantillon du flanc sud du bassin structural du patron d'interférence 1	6

Pages

4 - Photomicrographie détaillée d'une section appartenant à la même lame mince que celle de la figure 3, (10 X 6,3, 2 nicols). 7
5 - Pli de type dextre dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface horizontale, domaine 8, affleurement situé dans la moitié est centrale du patron d'interférence m. L'échelle est donnée par le protecteur à objectif 8
6 - Quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface horizontale, affleurement situé à l'intérieur du domaine 3, à l'ouest de la route séparant les rangs XI et XII .. 8
7 - Quartzite de la Formation de Pinnacle. Les surfaces S_1 et S_2 sont parallèles à So. Gros plan du rectangle de la partie supérieure de la photo de la figure 9 8
8 - Phyllade gris mauve de la Formation de West Sutton. Surface subverticale, domaine 6, affleurement situé au centre du patron d'interférence 1 9
9 - Photographie (A) et schéma de photographie (B) du quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface subhorizontale d'un affleurement situé dans la partie ouest du domaine 3, à environ 350 mètres à l'est de la route séparant les rangs XI et XII (voir feuille 1) 9
10 - Quartzite de la Formation de Pinnacle (A et B). Gros plan du rectangle de la partie inférieure de la figure 9 10
11 - Schiste sériciteux de la Formation de Call Mill. Surface inclinée, domaine 8, affleurement à l'est immédiat du patron d'interférence o (voir feuille 1) 11
12 - Phyllade gris mauve de la Formation de West Sutton. Surface inclinée, domaine 6 partie ouest du bassin structural constituant le patron d'interférence 1. Voir aussi les photomicrographies des figures 3 et 4 11
13 - Dextres dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface inclinée, domaine 8, extrémité ouest du patron d'interférence n 11
14 - Plis symétriques dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface inclinée, sur le même affleurement que celui de la figure 13, à quelques mètres plus au nord 11
15 - Photographie (A) et schéma (B) d'un banc de quartzite de la Formation de Pinnacle. Surfaces inclinées, à l'extrémité sud-ouest du patron d'interférence 1 12
16 - Linéations L_3^o calculées sur les flancs NW, SE et sur la charnière du pli P_2^o de l'affleurement de la figure 9 12
17 - Lits de quartzite de la Formation de Pinnacle (A et B). Surface verticale, à l'intérieur du domaine 8, à l'extrémité nord du patron d'interférence o 14
18 - Gros plan du rectangle de la partie supérieure de la figure 17 15

Pages

19 - Schéma d'une photographie montrant un pli dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface horizontale, domaine 7, à environ 400 mètres au nord-est de la route reliant Saint-Sylvestre à Saint-Sévérin 15
20 - Pli P_1^o repris par un pli P_2 dans la partie sud-ouest du patron d'interférence h 18
21 - Trace de la surface axiale de synclinaux associés aux phases D_1 et D_2 de déformation. Extrémité nord-est de la région étudiée 19
22 - Patron d'interférence m. Les lettres "D" indiquent la position des dômes et les lettres "B", la position des bassins structuraux 19
23 - Crochet observé dans la partie ouest du patron d'interférence n 20
24 - Patron d'interférence o (représenté par les marbres dolomitiques de la Formation de White Brook) 21
25 - Diagramme interprété des 118 linéations L_2^1 des domaines 2 à 8 et A à F 23
26 - Diagramme interprété; 87 pôles de S_3 des domaines 1 à 8 et B à F 24
27 - 53 linéations L_3^2 des domaines 2 à 8 et des domaines B, C, E et F 25
28 - Trace de la surface axiale de synclinaux associés aux phases D_1 et D_2 de déformation. Extrémité sud-ouest de la région étudiée 26
29 - Contact de faille plissé entre une serpentinite (à gauche) et un schiste à séricite, chlorite et porphyroblastes d'albite alternant avec des niveaux de schiste à chlorite (à droite). Surface horizontale, à l'intérieur du domaine 3, à l'ouest de la route séparant les rangs XI et XII 29

FEUILLES

1 - Cartes géologiques et coupe structurale schématique ..... hors texte
2 - Orientation des éléments structuraux sur projections équiaires ..... hors texte

INTRODUCTION

Au cours de l'été 1973, nous avons effectué une étude structurale systématique des roches du Groupe d'Oak Hill de la région entre Saint-Sylvestre et Saint-Jacques-de-Leeds (figure 1). Cette région est comprise entre les longitudes 71°07' et 71°20' et les latitudes 46°15' et 46°20'. L'Oak Hill constitue une bande de roches d'orientation approximative ENE (figure 2) à l'intérieur de la zone de serpentine définie par St-Julien **et al.** (1972). Il se situe au nord-ouest de l'axe anticlinal des monts Notre-Dame (Schistes de Bennett).

TRAVAUX ANTERIEURS

Au 19e siècle, Logan (cité dans Benoît, 1958, carte no 3) cartographie ces roches comme étant du Sillery d'âge Silurien Inférieur. Pour Ells, dans son rapport de 1888, elles sont du Précambrien. Selon Cooke, en 1938, elles font partie des "Schistes de Bennett". Ce terme, introduit par Harvie (1917) et par Knox (1917) désigne alors, de façon très générale, l'ensemble des schistes de l'Anticlinal de Bennett.

A la suite de ses travaux de 1950 à 1955 sur le côté nord-ouest de l'Anticlinal de Bennett, Cooke abandonne le terme de Harvie et de Knox en faveur de "Groupe de Caldwell" et "Série d'Oak Hill" introduits respectivement par MacKay (1921) et par Clark (1936). Il cartographie des roches de la Série d'Oak Hill dans une aire allant des monts Sutton jusqu'aux rectangles de Lyster (moitié Est) et d'Arthabaska (inclusivement), à l'ouest et au sud-ouest de notre région. Il reconnaît les Formations de Tibbit Hill, de Call Mill, de Pinnacle et de White Brook telles que décrites par



FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

Clark (1936) à proximité de la frontière Québec-Vermont. Il assigne ces formations au Cambrien.

Benoît (1958), sur sa carte géologique du rectangle de Saint-Sylvestre et de la moitié Ouest du rectangle de Saint-Joseph, identifie les Formations de Tibbit Hill et de White Brook et croit que certaines roches pourraient être l'équivalent des Formations de Call Mill et de Pinnacle. Ne pouvant subdiviser toutes ces formations,

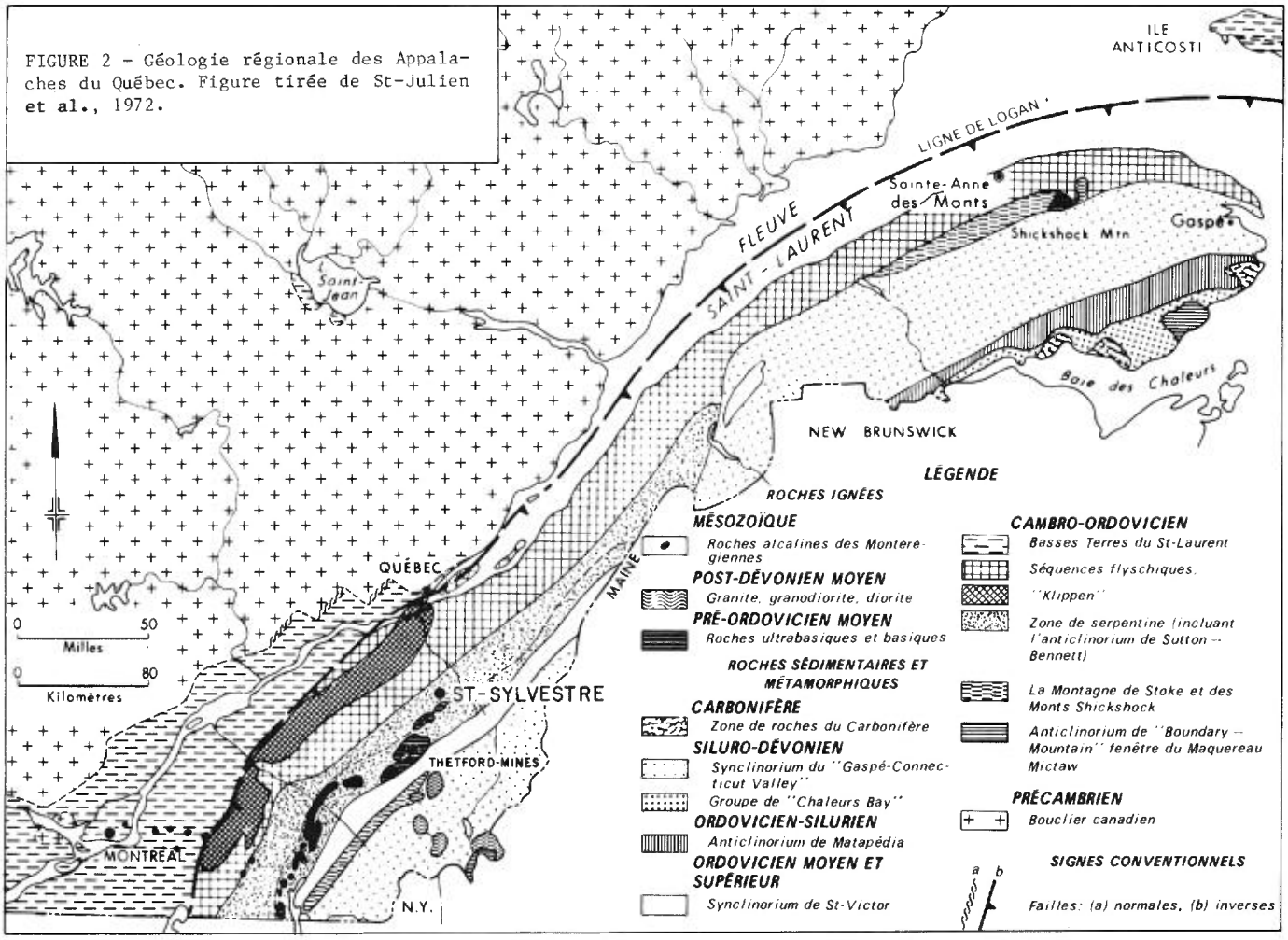


FIGURE 2 - Géologie régionale des Appalaches du Québec. Figure tirée de St-Julien et al., 1972.

il en fait un groupe "OH" qu'il croit correspondre au Oak Hill d'âge Cambrien. Pour Cooke et pour Benoît, ces formations du Groupe d'Oak Hill forment une structure anticlinale.

En 1970, St-Julien et Müller (travaux non publiés) pour le compte du ministère des Richesses naturelles du Québec recartographient respectivement les moitiés Est et Ouest du rectangle de Saint-Sylvestre, contenant chacune une partie de notre bande d'Oak Hill. Müller distingue les Formations de Tibbit Hill, de Pinnacle et de White Brook surmontées d'une série de mudstone dolomitique. Ce mudstone, selon nous, serait l'équivalent lithostratigraphique de la Formation de West Sutton. Sur sa carte, les bancs compétents de la Formation de Pinnacle dessinent en surface des ellipses de 600 à 1000 m de longueur, dans le coeur desquelles affleurent les formations les plus jeunes. Les éléments structuraux fournis par Müller ne permettent pas de connaître la géométrie de ces structures elliptiques. S'agit-il de bassins à plongée faible résultant d'une seule déformation ou de bassins à plongée abrupte, résultant de la superposition de deux phases de plissement? Des failles plus ou moins planes orientées NE mettent en contact ces formations d'âge Cambrien du Groupe d'Oak Hill avec des roches lithologiquement différentes unités X et Y). Loca-

lement, les surfaces de failles recèlent des lentilles de serpentinite.

Quant à St-Julien, il a cartographié le prolongement nord-est de cette bande d'Oak Hill, qui semble se terminer à 9.5 km au sud-ouest de la rivière Chaudière. Il croit que ces roches ont subi trois phases de déformation. Il ne trouve pas d'évidence des failles observées par Müller à la base du Groupe d'Oak Hill.

BUTS DE L'ETUDE

Il a été proposé par St-Julien* de compléter le secteur sud-est non cartographié de la carte de Müller et de faire une étude structurale détaillée des tectonites des Formations du Groupe d'Oak Hill dans le rectangle de Saint-Sylvestre afin de déterminer:

1) le nombre de phases de déformation ayant pu les affecter·
2) la forme géométrique de l'ensemble de ces formations;
3) les relations structurales existant entre cette partie du Groupe d'Oak Hill et les roches avoisinantes.
4) les relations chronologiques existant entre les surfaces S et les minéraux indicateurs de métamorphisme observés au microscope. Nous traitons de ce dernier aspect dans une publication conjointe (Charbonneau et St-Julien, 1981).

METHODE DE TRAVAIL

Nous avons cru utile, pour une meilleure compréhension des structures, de reprendre systématiquement l'étude de toute la bande du Groupe d'Oak Hill dans le rectangle de Saint-Sylvestre. Les affleurements furent localisés sur photos aériennes à l'échelle de 1:15 840 du ministère québécois des Terres et Forêts (1966). Ils furent ensuite reportés sur un fond de carte à la même échelle.

Sur chacun des affleurements, nous avons identifié les différentes surfaces "S" et les types de linéations, ainsi que les âges relatifs de ces éléments. Ces données, de même que la polarité stratigraphique de la séquence et la distribution en surface des affleurements, ont permis l'interprétation des structures macroscopiques.

La partie nord-est de la bande d'Oak Hill est boisée. Nous l'avons cartographiée en nous servant de lignes chaînées, espacées de 65 et 130 m selon la densité d'affleurements et la complexité de la structure. Les lignes chaînées, les affleurements et les mesures d'éléments planaires et linéaires ont été reportés sur photo aérienne agrandie à l'échelle approximative de 1:5000.

Six échantillons ont été prélevés pour identification des minéraux phylliteux par rayons X.

Tous les éléments structuraux ont été reportés sur projections équiaires. Dans certains cas, le dessinateur a représenté les surfaces par des arcs de cercle. Les plongées et les pendages ont toutefois tous été reportés selon la loi de la projection de Lambert.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Dr Pierre St-Julien pour ses conseils et sa proposition de méthode de travail. Nous remercions également les Drs Jacques Béland et Claude Hubert, de l'université de Montréal, le Dr Robert Lamarche, du ministère de l'Energie et des Ressources du Québec et le

* La présente publication est une version améliorée d'une thèse de maîtrise (Charbonneau, 1975) que le ministère des Richesses naturelles a subventionnée sous forme d'une bourse accordée en 1973.

Dr René Béland, de l'université Laval, pour leurs critiques constructives qui ont contribué à améliorer la valeur et la compréhension de notre manuscrit d'origine.

Au cours de l'été 1973, nous avons bénéficié de l'assistance financière du ministère de l'Education du Québec, lequel avait subventionné le projet du département de Géologie et Minéralogie de l'Université Laval intitulé **Géologie intégrée des ceintures minéralisées des Appalaches du Québec.** Nous avons aussi, durant l'année académique 1973-74, bénéficié d'une bourse d'étude décerné par le ministère des Richesses naturelles du Québec.

STRATIGRAPHIE

Sous cette rubrique, nous ferons, la description des roches du Groupe d'Oak Hill, des serpentinites et des unités X et Y apparaissant sur notre carte géologique.

GROUPE D'OAK HILL

Les unités du Groupe d'Oak Hill dans notre région sont; dans l'ordre ascendant, les Formations de Tibbit Hill, de Call Mill, de Pinnacle, de White Brook et de West Sutton.

Formation de Tibbit Hill

Il s'agit de schistes et phyllades verts et gris verdâtre, à chlorite et épidote, montrant un rubanement ("layering", Spry, 1969, p. 275) de 1 à 4 mm d'épaisseur. Ce rubanement, dû à une alternance de lamines d'albite-carbonates-quartz et de lamines riches en chlorite, résulte d'une différenciation métamorphique.

Ces roches contiennent de nombreux nodules d'épidote-albite et localement d'épidote-albite-quartz pouvant atteindre 20 cm de longueur. Elles contiennent aussi jusqu'à 10% de magnétite, en octaèdres visibles à l'oeil nu.

On peut repérer facilement cette formation sur les cartes aéromagnétiques de Saint-Sylvestre et d'Arthabaska. Elle se manifeste par une anomalie positive et linéaire orientée NE-SW.

Formation de Call Mill

Localement on peut observer un schiste à séricite et quartz entre les Formations de Tibbit Hill et de Pinnacle. D'une épaisseur métrique à décamétrique et de couleurs brunâtre, verdâtre ou parfois violacée, ce schiste est constitué d'une alternance de lamines métamorphiques (Turner & Weiss, 1963, pages 99-100) de séricite-chlorite et de quartz-albite-carbonates. Ces lamines pourraient être le vestige d'un ancien litage transposé dans la schistosité. Le quartz, l'albite et les carbonates représentent jusqu'à 10% du volume de la roche. Des porphyroblastes d'albite, visibles à l'oeil nu, forment de petites taches blanches dispersées dans la roche. Nous croyons que ce schiste est l'équivalent du Call Mill de Clark (1936, p. 138).

Dans la partie sud-ouest de la région cette formation n'a pu être distinguée de la Formation de Tibbit Hill, à laquelle elle est intimement liée par plissement.

Cette formation est absente par endroits où on observe les roches de la Formation de Tibbit Hill en contact avec celles de la Formation de Pinnacle.

Dans la partie nord-est de la région, entre les Formations de Tibbit Hill et de Pinnacle, on note plusieurs dizaines

de mètres de phyllades et schistes à séricite et quartz, généralement brun pâle et gris pâle, mais verdâtres et violacés par endroits. Comme cette roche présente des lamines de composition à peu près identique à celles décrites ci-haut, nous croyons qu'elle est l'équivalent lithostratigraphique de la Formation de Call Mill.

Formation de Pinnacle

C'est la plus compétente des formations de la région. Il s'agit de quartzites micacés, blanchâtres en surface altérée et grisâtres ou gris verdâtre en cassure fraîche. L'épaisseur de la formation varie de 1 à plus de 25 m. A noter ici que l'épaisseur observée après plusieurs phases de plissement peut être différente de l'épaisseur vraie des formations (Carey, 1962).

La Formation de Pinnacle se présente en lits de 2 cm à 1 m d'épaisseur, à granulométries distinctives. Un affleurement caractéristique présente une alternance de quartzite à grain moyen, à grain grossier et de "grit" ou conglomérat à éléments de quartz. On rencontre aussi des lits de schiste à chlorite et quartz atteignant 1 m d'épaisseur. Il est fréquent d'observer des octaèdres de magnétite dans ces roches.

Les lames minces de lits à grain moyen et grossier montrent: 60 à 86% de quartz, 1 à 3% de feldspaths (albite, microcline et orthose), 2 à 15% de chlorite et autres minéraux phylliteux, 2 à 15% de carbonates, 1 à 15% de minéraux opaques et des minéraux accessoires. Celles provenant de lits chloriteux montrent 45% de quartz, 3% de feldspaths (albite, microcline et orthose) 48% de chlorite et autres minéraux phylliteux, 3% de carbonates, 1% de minéraux opaques et des minéraux accessoires. Dans les deux cas, on observe des lamines métamorphiques produites par une ségrégation du quartz, des feldspaths et des carbonates en passées grenues alternant avec des phyllosilicates en passées schisteuses. Ces lamines sont rigoureusement parallèles à la stratification.

Formation de White Brook

Cette formation est représentée par des bancs massifs de marbre dolomitique chamois en surface altérée et blanc, rosé ou grisâtre en surface fraîche. La roche est presque totalement constituée de carbonates en plus de quelques grains de quartz et d'un faible pourcentage de minéraux opaques. Les bancs sont fréquemment recoupés par des veines de quartz.

Cette formation est absente dans la partie centrale de la région, au voisinage de la rivière Palmer Est.

Formation de West Sutton

Ce sont des phyllades gris bleuâtre, gris mauve et gris verdâtre constituées de 75 à 80% de minéraux phylliteux, 15 à 25% de minéraux opaques et 5 à 10% de quartz-feldspath-carbonates. Ces derniers se présentent sous forme de lamines métamorphiques d'une épaisseur inférieure à 5 mm.

La teinte bleutée ou mauve de ces roches est due à la présence de minéraux opaques disséminés (figure 3).

Cette formation n'est présente qu'aux extrémités SW et NE de la région.

Age des formations du Groupe d'Oak Hill

Au Québec, l'Oak Hill se poursuit de façon discontinue depuis la région de Saint-Sylvestre jusqu'à la frontière Qué-



FIGURE 3 - Photomicrographie d'un phyllade gris mauve de la Formation de West Sutton, (1 X 6.3, 2 nicols). Lame mince provenant d'un échantillon du flanc sud du bassin structural du patron d'interférence 1.

bec-Vermont. A ce dernier endroit, la Formation de Gilman, stratigraphiquement au-dessus de la Formation de West Sutton, renferme un type de brachiopode appartenant au genre **Kutorgina sp.** du Cambrien Inférieur (Clark, 1936). Dans la Formation de Dunham, sus-jacente à la Formation de Gilman, le même auteur a identifié des fragments de trilobite appartenant à la famille Mesonacidae, aussi du Cambrien Inférieur. Ainsi, à cet endroit, les Formations de la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill sont du Cambrien Inférieur ou plus anciennes. Nous présumons que celles de la région à l'étude sont du même âge.

SERPENTINITES

On rencontre ces roches aux extrémités SW et NE de la région. Elles sont homogènes et presque essentiellement constituées de minéraux de serpentine. Elles contiennent quelques veines de chrysotile transverse de moins de 3 mm d'épaisseur et des veines de picrolite subtransverse.

On observe ces serpentinites soit à la base du Oak Hill dans les Formations de Tibbit Hill et de Call Mill soit au contact d'une de ces formations avec les roches de l'unité **X**.

A l'extrémité nord-est de la région, une zone de stéatite formée de talc et d'une roche à albite-actinote marque le contact entre les serpentinites et les roches du Call Mill.

UNITE X

Cette unité comprend les faciès non différenciés rencontrés du côté sud-est du Groupe d'Oak Hill. Elle est constituée de schiste graphiteux noir avec interlits d'orthoquartzite grisâtre, de schiste quartzeux et sériciteux vert et brun, de schiste à séricite et ottrelite vert et mauve, de schiste à chlorite et actinote et de phyllade vert et mauve.

Le schiste graphiteux avec interlits d'orthoquartzite serait un équivalent lithologique du Groupe de Rosaire (Béland, 1957) d'âge Cambrien ou Ordovicien Inférieur (Béland, 1957 et 1962). Les autres faciès représenteraient le Groupe d'Armagh, d'âge Cambrien (Béland, 1957).

Les roches de cette unité présentent des contacts de faille avec celles du Groupe d'Oak Hill.

UNITE Y

L'unité Y affleure du côté nord-ouest du Groupe d'Oak Hill. Elle est constituée de schiste gris blanchâtre à séricite et ottrelite, de phyllade vert et mauve, de schiste quartzeux vert et de quartzite blanchâtre appartenant probablement au Groupe d'Armagh d'âge Cambrien. Nous croyons que cette unité est en contact anormal avec les assises du Groupe d'Oak Hill.

ANALYSE STRUCTURALE

STRUCTURES MINEURES

Stratification

Dans les Formations de Tibbit Hill, de Call Mill, de White Brook et de West Sutton, la stratification n'apparaît pas. Par contre, la majorité des affleurements de la Formation de Pinnacle laissent voir des strates de 2 cm à plus de 30 cm d'épaisseur mises en évidence par une alternance de textures grossières et fines.

Les contacts lithologiques normaux entre les Formations de Call Mill, de Pinnacle, de White Brook et de West Sutton sont plans ou plissés à l'échelle de l'affleurement.

Foliations

Ce sont les surfaces "S", d'origine métamorphique, observées à l'échelle mésoscopique. Tous les affleurements, à l'exception des marbres dolomitiques de la Formation de White Brook et de la serpentinite, montrent une schistosité S_1 très pénétrante produite par une orientation préférentielle des phyllosilicates.

Cette schistosité est généralement parallèle au rubanement observé dans les schistes à chlorite de la Formation de Tibbit Hill. Elle est subparallèle aux lamines métamorphiques observées au sein des Formations de Call Mill, de Pinnacle et de West Sutton.

Dans les phyllades des Formations de Call Mill et de West Sutton, cette schistosité S_1 n'est visible qu'au microscope alors que l'espacement des plans de schistosité est inférieur à 50 microns (figure 4).

Nous croyons que cette schistosité S_1 est axiale aux plis anciens.



FIGURE 4 - Photomicrographie détaillée d'une section appartenant à la même lame mince que celle de la figure 3, (10 X 6.3, 2 nicols).

En plus de la schistosité, on note souvent deux clivages distincts sur un même affleurement. Il s'agit d'un clivage de crénelure S_2 omniprésent et d'un clivage ardoisier ou de crénelure S_3.

Le clivage S_2 forme des microlithons d'une épaisseur moyenne de 0.5 mm dans les schistes micacés et de 3 mm dans les quartzites. On note, par endroits, des lentilles montrant quartz et carbonates recristallisés entre les faces de ce clivage (figures 5 et 6).

A L'échelle mésoscopique, le clivage de crénelure S_2 est souvent repris par un autre clivage de crénelure S_3 (figure 7) de direction et pendage variables. A l'extrémité nord-est de la région, ce clivage S_3 ne plisse pas la surface S_2 (figure 8); il s'agit là d'un clivage ardoisier.

Quelques affleurements montrent des kinks isolés déformant le clivage S_2. Enfin, sur certains affleurements de quartzite de la Formation de Pinnacle, on note des joints tardifs subparallèles et irrégulièrement espacés recoupant le clivage S_3 (figures 7, 9 et 10).

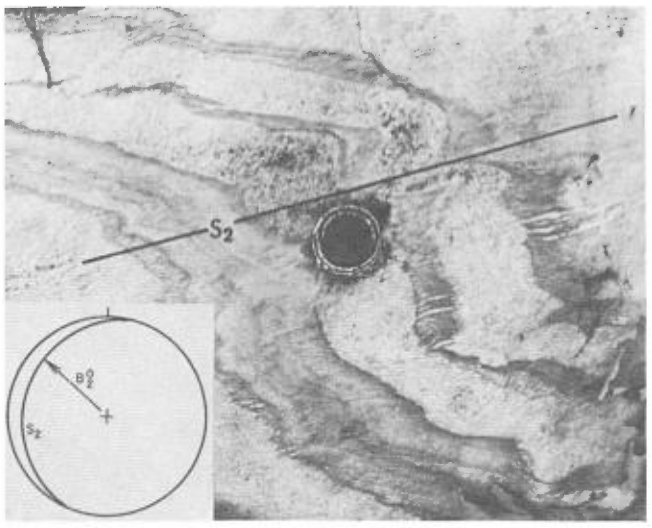


FIGURE 5 - Pli de type dextre dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface horizontale, domaine 8, affleurement situé dans la moitié est centrale du patron d'interférence m. L'échelle est donnée par le proctecteur à objectif.

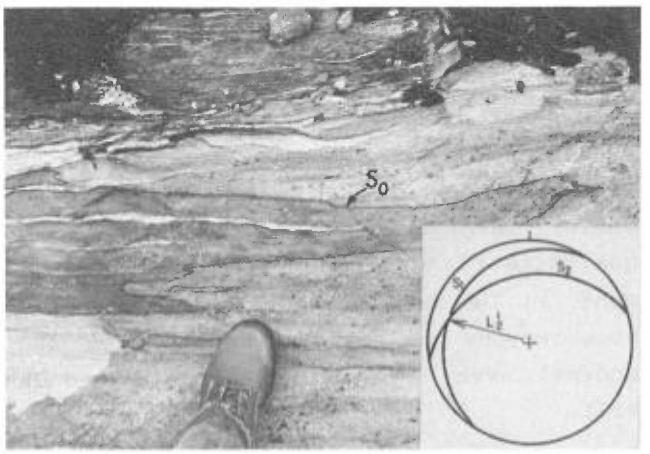


FIGURE 6 - Quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface horizontale, affleurement situé à l'intérieur du domaine 3, à l'ouest de la route séparant les rangs XI et XII.

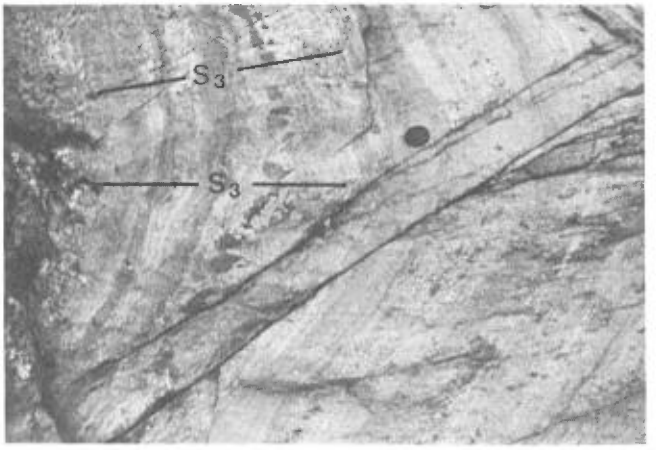


FIGURE 7 - Quartzite de la Formation de Pinnacle. Les surfaces S_1 et S_2 sont parallèles à So. Gros plan du rectangle de la partie supérieure de la photo de la figure 9.

Linéations

Nous avons mesuré quatre types de linéations:

. la ligne résultant de l'intersection de surfaces S. La plus fréquente résulte de l'intersection du clivage de crénelure S_2 et de la schistosité S_1

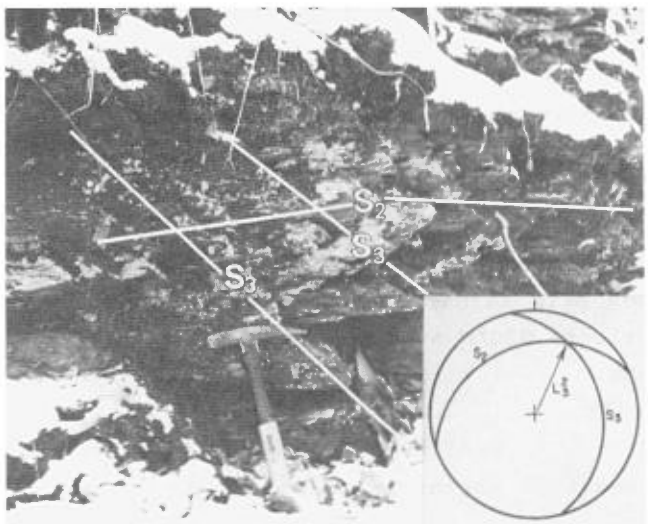


FIGURE 8 - Phyllade gris mauve de la Formation de West Sutton. Surface subverticale, affleurement situé au centre du patron d'interférence 1 du domaine 6.

. La charnière des plis mésoscopiques (voir **Petits plis** ci-après).

. Les crénelures constituant les axes des microplis dans la schistosité S_1 et le clivage S_2.

. Les tiges de quartz. Les charnières détachées et isolées de petits plis affectant les lamines métamorphiques à l'intérieur des microlithons délimités par les surfaces S_2 forment des tiges constituées en majeure partie de quartz. L'axe de ces tiges est parallèle aux charnières de plis mésoscopiques.

Petits plis

Ces plis affectent la stratification, le rubanement, la schistosité S_1 et le clivage S_2. Leur longueur d'onde est centimétrique lorsqu'il s'agit des lamines métamorphiques observées dans les Formations de Call Mill ou de West Sutton (figures 11 et 12). Elle est métrique lorsqu'il s'agit des strates compétentes de la Formation de Pinnacle (figures 9, 13, 14 et 15).

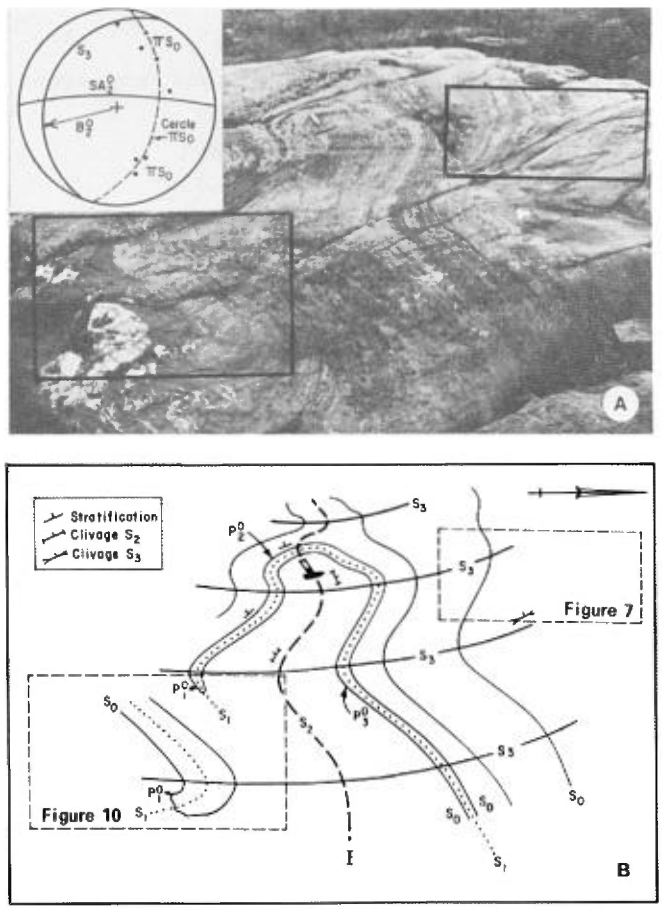


FIGURE 9 - Photographie (A) et schéma de photographie (B) du quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface subhorizontale d'un affleurement situé dans la partie ouest du domaine 3, à environ 350 mètres à l'est de la route séparant les rangs XI et XII (voir feuille 1).

Les plis sont de type **Z**, **M** ou **S** et se rapprochent généralement de ceux de la classe "2" de Ramsay. Ils sont isoclinaux ou ouverts, droits ou déversés vers le sud-est. Ajoutons qu'il y a souvent superposition de deux et parfois de trois systèmes de plis sur le même affleurement.

Nous avons mesuré la direction et le pendage de la surface axiale de ces plis, de même que, l'orientation et la plongée de la charnière. Nous avons aussi noté, lorsque possible, s'ils étaient de type **Z**, **S** ou **M**.

Symbolisation

Les symboles que nous employons sont les suivants.

D: déformation par plissement
S: surface
L: élément linéaire
P: pli
SA: surface axiale de pli
B: charnière de pli mesurée
β: charnière de pli calculée

L'indice inférieur accompagnant les symboles indique l'âge relatif de l'élément représenté. L'indice supérieur désigne l'âge relatif de l'élément recoupé ou déformé. Les symboles "S_o" et "D" ne requièrent pas d'indice supérieur. Lorsque l'indice supérieur est zéro, la structure déformée ou intersectée est la stratification.

STRUCTURES MESOSCOPIQUES

L'échelle des structures mésoscopiques varie de celle de l'échantillon à celle de l'affleurement ou d'un groupe d'affleurement (Weiss, 1959A, page 7).

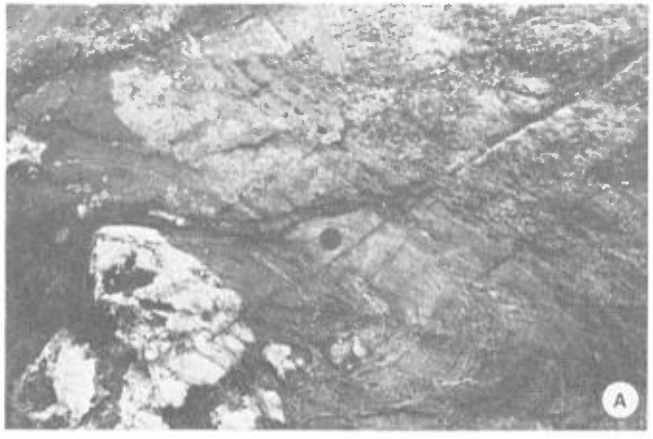
Notre texte s'accompagne de figures (photographies ou schémas) des affleurements discutés dans le texte. Sur la carte géologique (hors texte), ces affleurements sont désignés par le numéro de la figure. Les cyclogrammes accompagnant les figures donnent l'orientation des éléments structuraux mesurés **in situ**.

Le but premier de ce sous-chapitre est de démontrer qu'au moins trois phases de déformation ont affecté les roches des formations du Groupe d'Oak Hill de notre région.

Descriptions

Sur l'affleurement de la figure 9 (photographie), l'allure des lits de la Formation de Pinnacle indique à première vue que ceux-ci ont subi deux phases de plissement. Le pli ancien est accompagné d'une schistosité axiale de direction E-W. Les plis tardifs accusent un clivage axial orienté S20°W avec des pendages de 28 à 32° WNW.

La figure 10 montre un agrandissement du rectangle inférieur gauche de la figure 9. A l'aide du schéma de la figure 10-B, on peut localiser, sur la photographie de la figure 10-A, deux charnières



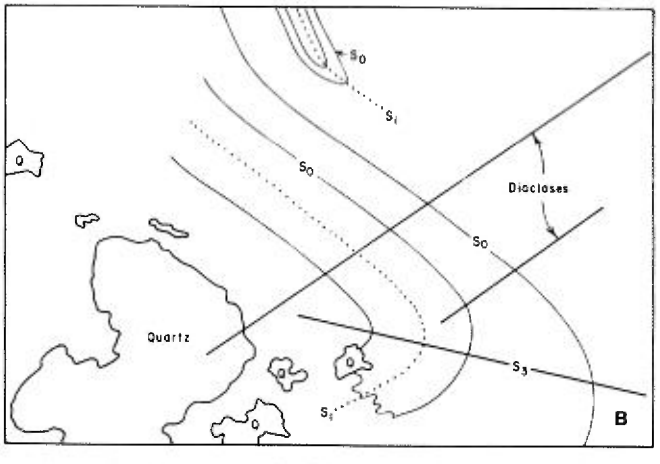


FIGURE 10 - Quartzite de la Formation de Pinnacle (A et B). Gros plan du rectangle de la partie inférieure de la figure 9.

de plis isoclinaux affectant la stratification. Une schistosité S_1 axiale à ces plis P_1^o isoclinaux a une direction générale de E20°S, avec un pendage de 55°SSW. Il est à noter que ces plis isoclinaux sont antérieurs aux deux systèmes de plis observés sur la photographie de la figure 9.

Sur la figure 9, là où se termine le manche du marteau, les deux flancs des plis P_1^o isoclinaux et leur schistosité

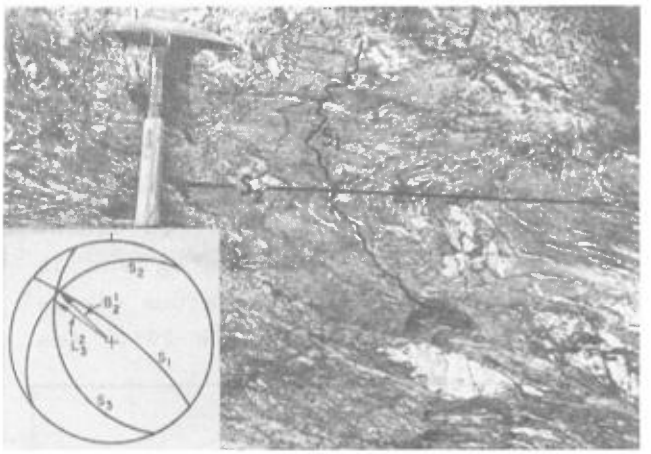


FIGURE 11 - Schiste séricitеux de la Formation de Call Mill. Surface inclinée, domaine 8, affleurement immédiatement à l'est du patron d'interférence o (voir feuille 1).

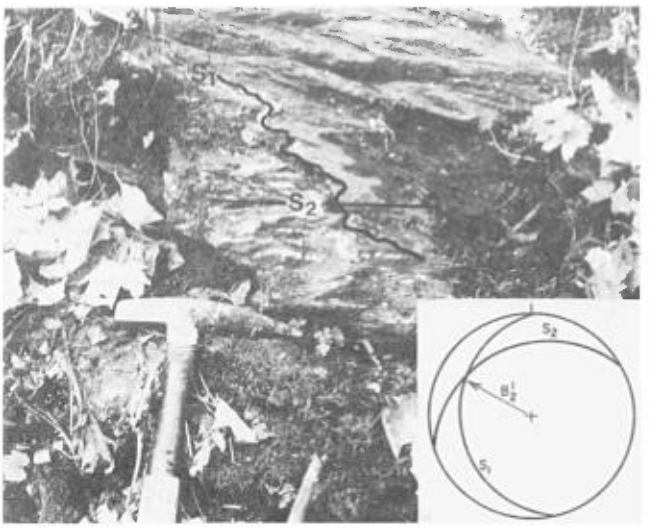


FIGURE 12 - Phyllade gris mauve de la Formation de West Sutton. Surface inclinée, domaine 6 partie ouest du bassin structural constituant le patron d'interférence 1. Voir aussi les photomicrographies des figures 3 et 4.

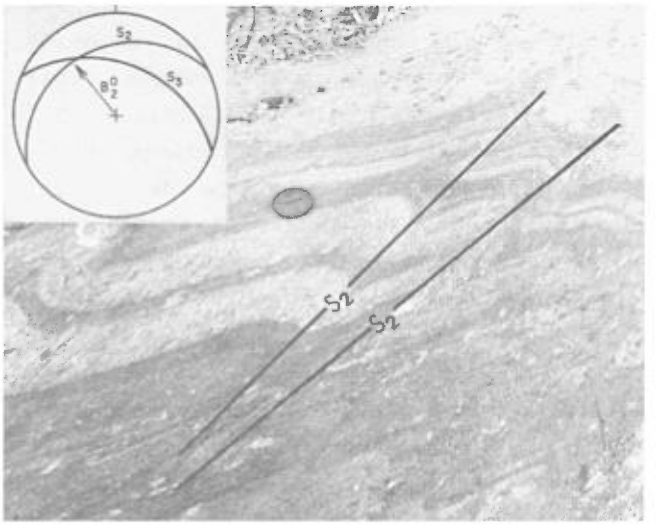


FIGURE 13 - Dextres dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface inclinée, domaine 8, extrémité ouest du patron d'interférence n.

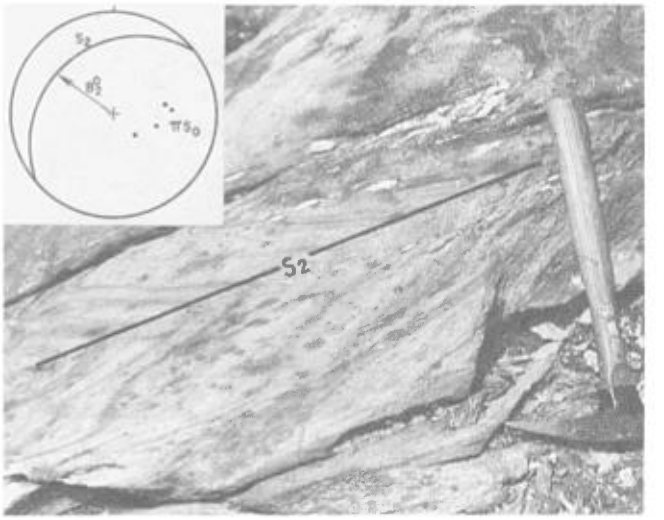


FIGURE 14 - Plis symétriques dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface inclinée, sur le même affleurement que celui de la figure 13, à quelques mètres plus au nord.

axiale S_1 sont plissés. Sur la charnière de ce pli de seconde génération, la schistosité S_1 et la stratification S_o font un angle marqué avec le clivage de crénelure S_2, axial au pli P_2^o et P_2^1 (puisqu'il affecte à la fois S_o et S_1). En s'éloignant de la charnière, c'est-à- dire le long des flancs du pli P_2^o-P_2^1 le clivage S_2 devient subparallèle à la schistosité

S_1 et à S_o. Le subparallèlisme de S_o, S_1 et S_2 caractérise la majorité des affleurements de notre région (voir partie inférieure droite de la figure 9). Sur l'affleurement que nous étudions (figure 9), l'orientation générale de S_2 est E-W, avec pendage de 80°N. L'axe B_2^o donne une linéation L_2^o, orientée W15°S et plongeant de 28°.

La figure 7 présente une vue détaillée du rectangle de la partie supérieure droite de la figure 9. On y voit un pli affectant les surfaces S_o, S_1 et S_2. Ce pli, de troisième génération (P_3^o, P_3^1 et P_3^2), montre un clivage subparallèle à sa surface axiale. Les plans de clivage sont disposés symétriquement de part et d'autre de la surface axiale du pli. Cette dernière est orientée S20°W avec un pendage de 30°WNW. La linéation calculée L_3^2 (figure 16) est orientée W4°N avec un plongement de 29°.

La surface de l'affleurement ne montrant que peu d'aspérités, il nous a été impossible de mesurer les linéations L_1^o, L_3^o et L_3^1. Toutefois, après avoir mesuré l'attitude de surfaces S_o sur les deux flancs et sur la charnière du pli P_2^o, nous avons pu calculer autant de linéations L_3^o (figure 16). Celles-ci plongent généralement vers l'ouest à des angles de 26 à 30°; il y a toutefois exception pour la linéation calculée avec la surface S_o sur la charnière du pli P_2^o, laquelle a une direction W44°N et un plongement de 29°. Les

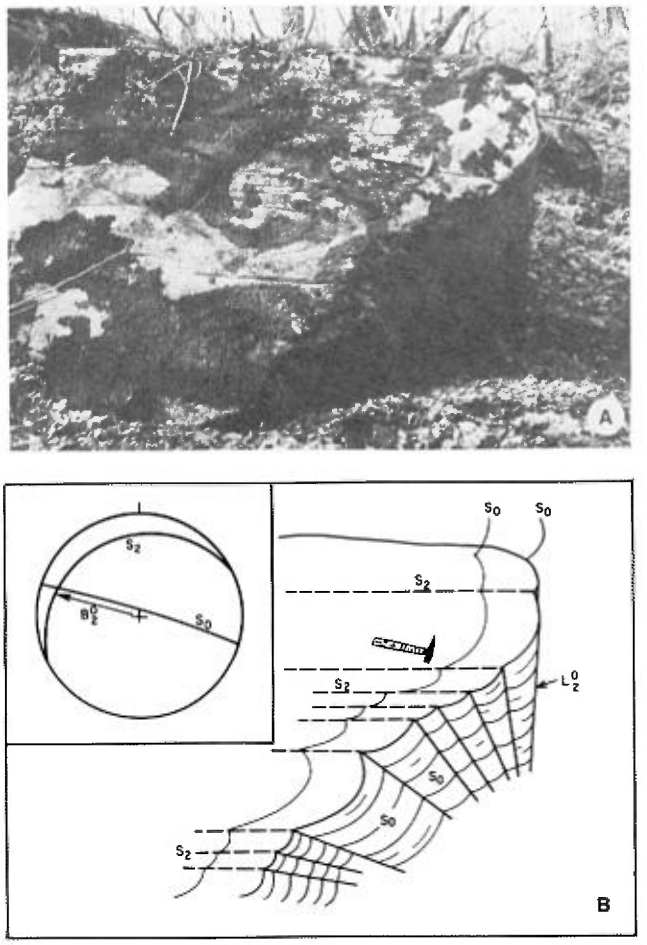


FIGURE 15 - Photographie (A) et schéma (B) d'un banc de quartzite de la Formation de Pinnacle. Surfaces inclinées, à l'extrémité sud-ouest du patron d'interférence 1.

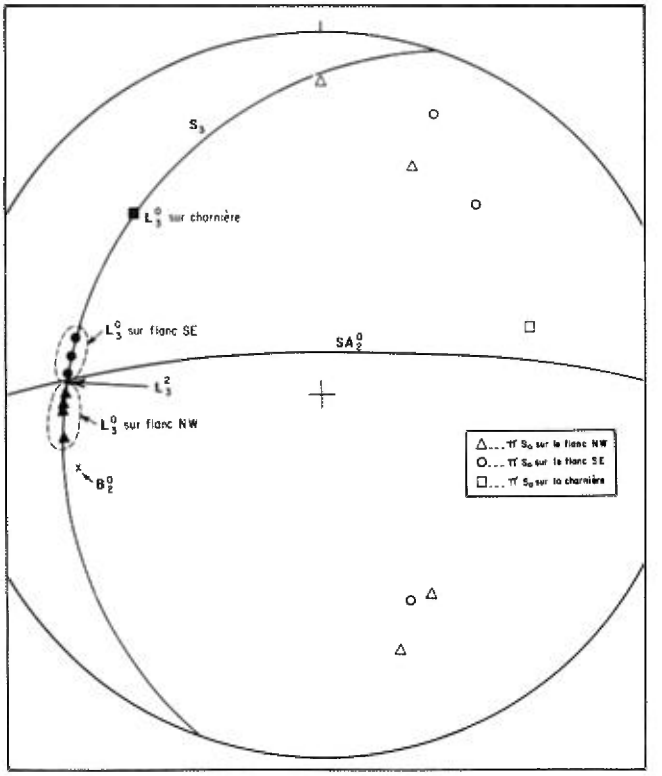


FIGURE 16 - Linéations L_3^o calculées sur les flancs NW, SE et sur la charnière du pli P_2^o de l'affleurement de la figure 9.

linéations L_3^o calculées sur chacun des flancs de P_2^o se situent de part et d'autre de SA_2^o. Cette surface axiale représente l'allure moyenne du clivage de crénelure S_2.

L'orientation de l'axe du pli P_2^o-P_2^1 varie d'un point à l'autre de l'affleurement étant donné que cet axe est affecté par les plis de troisième génération. On comprendra donc que la charnière B_2^o mesurée en un endroit précis (figure 9, là où se termine la manche du marteau) n'est pas nécessairement comprise dans la surface SA_2^o donnant l'attitude moyenne de S_2 (voir la figure 16).

En résumé, sur l'affleurement de la figure 9, les lits de la Formation de Pinnacle ont subi trois plissements distincts. Le premier est accompagné d'une schistosité S_1 subparallèle aux flancs des plis P_1^o isoclinaux. Le second est accompagné d'un clivage de crénelure S_2 généralement orienté E-W, avec un pendage abrupt vers le nord. La linéation L_2^o mesurée sur la charnière du pli P_2^o plonge à 28°WSW. Le troisième plissement a donné des plis ouverts dont la surface axiale est subparallèle aux plans d'un clivage S_3 de direction NNE et dont le pendage général est de 30° WNW. L'axe β_3^2 donne une linéation L_3^2 plongeant à 29°W. Les linéations L_3^o calculées plongent entre 26 et 30°W.

L'affleurement de la figure 11 est un schiste sériciteux de la Formation de Call Mill constitué de lamines de phyllosilicates alternant avec des lamines de quartz. Ce schiste est semé de porphyroblastes d'albite observables à l'échelle de l'échantillon.

Sur cet affleurement, une schistosité ancienne (S_1), parallèle aux lamines métamorphiques, a été plissée; sa direction générale est N50°W, avec un pendage de 80°NE. Elle forme des plis parasitiques dextres (type Z) dont la longueur d'onde atteint 3 m. La surface axiale des plis affectant S_1 est représentée par un clivage de crénelure S_2 orienté S50°W avec un pendage de 30°NW. L'axe B_2^1 donne une linéation L_2^1 plongeant à 30° dans la direction N45°W.

Bien qu'il ne soit pas visible sur la figure 11, un second clivage S_3 recoupe S_2 et S_1. Il est orienté S7°E avec un pendage de 45°WSW. La linéation L_3^2 plonge à 32°NW.

En résumé, sur cet affleurement, nous avons observé un clivage S_2, axial à des plis P_2^1 de direction NE avec pendage de 30° NW. Un clivage S_3 recoupe S_2 et S_1. Les linéations L_2^1 et L_3^2 plongent respectivement à 30 et 32° NW.

Les photos des figures 13 et 14, prises sur le même affleurement, montrent des lits de quartzite de la Formation de Pinnacle. Les dextres de la figure 13 ont une surface axiale parallèle au clivage de crénelure S_2. Cet affleurement comprend un pli relativement petit dont les deux flancs sont recoupés par S_2 et dont la surface axiale fait un angle faible avec S_2. Ce pli ancien P_1^o n'est pas visible sur la photo. Le clivage S_2 est orienté S58°W, avec un pendage de 34°NW. L'axe B_2^o plonge à 36°NW. Sur le même affleurement et à quelques mètres plus au nord, le clivage S_2 est axial à des plis P_2^o de type M (voir figure 14). L'axe B_2^o de ces plis plonge à 34°NW. Toujours au même endroit, on note un pli P_2^o senestre.

En résumé, ces plis P_2^o de type **Z**, **M** et **S** observés respectivement du sud vers le nord déterminent un pli recliné ("reclined fold" de Fleuty, 1964) P_2^o ouvert vers le NE et plongeant de 32 à 34° NW. La surface SA_1^o d'un petit pli P_1^o sur le flanc sud du pli recliné est subparallèle à S_2. Ajoutons qu'un clivage S_3, orienté N70°W avec un pendage de 48° NE recoupe les flancs des plis P_2^o.

L'affleurement des figures 17 et 18 montre des plis complexes appartenant à deux générations distinctes de plissement. Les plis tardifs P_2^o et P_2^1 ont une surface axiale orientée S70°W avec un pendage de 50°NNW et subparallèle à l'allure générale du clivage S_2 régional. L'axe B_2^o plonge à 34°WNW. Les lamines métamorphiques à l'intérieur des niveaux de quartzite sont parallèles à S_o (voir figure 18). Une schistosité ancienne S_1 est axiale à des plis anciens (P_1^o) isoclinaux. L'axe B_1^o semble coaxial à B_2^o. La surface de l'affleurement présentant peu d'aspérités, cet axe B_1^o n'a pu être mesuré. En résumé, les plis des figures 17 et 18 appartiennent à deux phases de plissement vraisemblablement coaxiales.

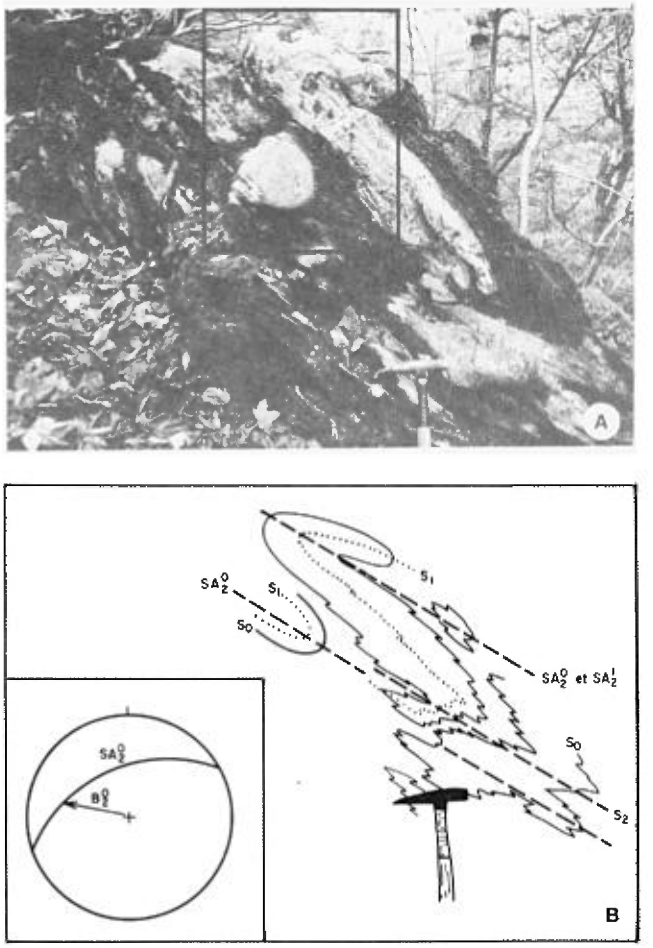


FIGURE 17 - Lits de quartzite de la Formation de Pinnacle (A et B). Surface verticale, à l'intérieur du domaine 8, à l'extrémité nord du patron d'interférence **o**.

La figure 15 montre un banc massif de quartzite à texture grossière appartenant à la Formation de Pinnacle. La surface à l'ombre (15-A) représente la stratification. La surface axiale des plis affectant S_o coïncide avec le clivage S_2 régional (S67°W/23°NW). L'axe B_2^o donne une linéation L_2^o plongeant à 19° NW.

Les figures 8 et 12 montrent des affleurements de phyllades de la Formation de West Sutton. Sur la figure 12, une schistosité ancienne S_1 parallèle aux lamines métamorphiques constituées en majeure partie de quartz est reprise par un clivage de crénelure S_2 orienté NE, avec un pendage de 30°NW. Sur la figure 8, un clivage ardoisier S_3, orienté N13°W avec un pendage de 37°ENE, recoupe les plans S_2. La linéation L_3^2 plonge à 23° ENE.

La figure 12 représente un contact plissé entre un lit de quartzite à grain grossier et un autre à grain fin. La surface S_1, orientée S35°E, avec un pendage de 30°SW, a été déformée par un clivage de crénelure S_2 orienté S70°W avec un pendage de 65°NNW. La linéation L_2^1 plonge à 26°W. L'alignement des taches de quartz recristallisé est parallèle à la trace de

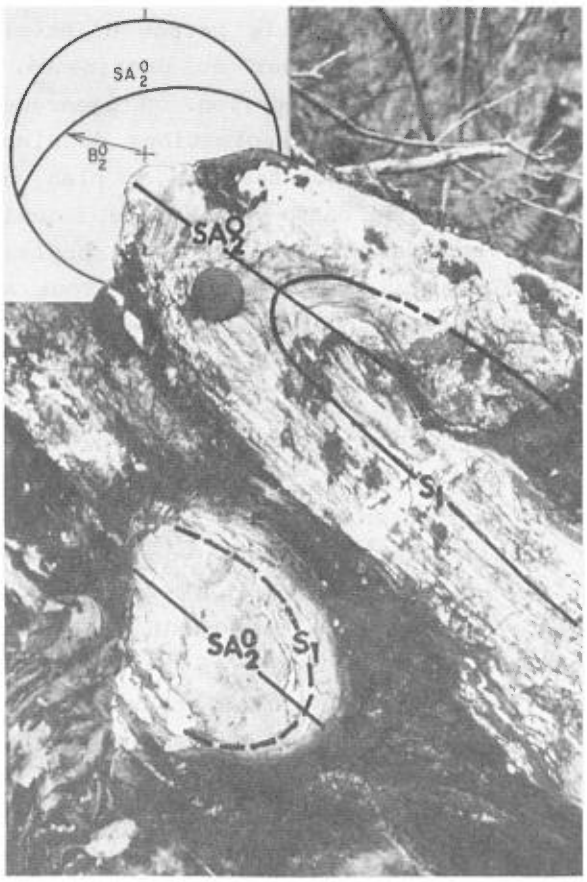


FIGURE 18 - Gros plan du rectangle de la partie supérieure de la figure 17.

S_o. Il a été impossible de mesurer la charnière des plis P^o_1 et P^o_2.

Le pli de la figure 19 montre une surface axiale à pendage abrupt vers le NNE. Il est antérieur au clivage de crénelure S_2 qui recoupe ses deux flancs et dont le pendage est 33°WNW. C'est un pli P^o_1. La linéation L^o_2 plonge à 32°WNW.

Conclusions

Les quelques affleurements caractéristiques que nous venons d'analyser révèlent que:

. trois surfaces S sont fréquemment superposées à S_o.

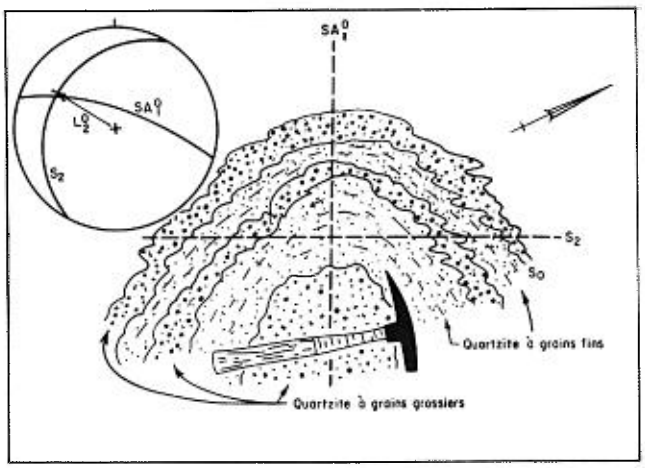


FIGURE 19 - Schéma d'une photographie montrant un pli dans le quartzite de la Formation de Pinnacle. Surface horizontale, domaine 7, à environ 400 mètres au nord-est de la route reliant Saint-Sylvestre à Saint-Sévérin.

. Le clivage S_2 a une direction générale ENE et un pendage moyen de 45°NNW.
. Les plis P^o_1, ont une forme souvent isoclinale.
. Les plis P^o_2 et P^1_2 sont omniprésents.
. Des plis P^o_3, P^1_3 et P^2_3 existent.

A noter que les plis P_1, P_2 et P_3 se rapprochent le plus souvent des plis de la "classe 2" de Ramsay (1967, p. 365). Ajoutons également qu'il y a souvent transposition de S_o ou de S_o et S_1 dans le clivage S_2 (figure 3; figure 5: partie centrale supérieure; figure 12: partie supérieure centrale; figure 13: partie supérieure droite).

. Le clivage n'est pas réfracté sur les affleurements montrant des alternances de lits à compétence différente.

Ces dernières observations suggèrent que les plissements se sont produits dans des conditions telles que la stratification était passive.

Nous retenons de ce chapitre que les surfaces S_1, S_2 et S_3 sont axiales à des plis appartenant à trois phases

distinctes de plissement que nous attribuons aux phases de déformation D_1, D_2 et D_3.

STRUCTURES MACROSCOPIQUES

Pour la lecture de ce sous-chapitre, on voudra bien se référer aux feuilles 1 et 2 (hors texte), qui illustrent nos propos.

La feuille 1 (hors texte) comprend une carte au 1:20 000 du levé géologique de l'ensemble de la région et une carte plus détaillée du levé effectué dans la partie nord-est de la région. Elle comprend aussi une carte d'identification des domaines structuraux et des patrons d'interférence, une coupe structurale schématique (e-f) et un bloc-diagramme accompagné de diagrammes d'orientation d'éléments structuraux. Le but de la coupe structurale est de souligner la relation entre les roches de la base du Groupe d'Oak Hill et celles des unités X et Y. Le bloc-diagramme, qui représente le polygone a-b-c-d dans le coin nord-est de la carte géologique détaillée fait partie du domaine 6.

La feuille 2 (hors texte) présente, sur projections équiaires, les diagrammes des différents éléments structuraux mesurés à l'intérieur de chaque domaine. Elle comporte également une carte des domaines structuraux.

Patrons d'interférence

Les patrons d'interférence sont identifiés par les lettres g à o. Ils sont localisés sur les cartes géologiques et sur les cartes d'identification des domaines structuraux (feuilles 1 et 2).

Considérons le patron d'interférence 1, à l'intérieur du domaine 6, à l'extrémité NE de la région. L'agencement des affleurements des Formations de Pinnacle et de White Brook dessine, en plan, une structure fermée dans le coeur de laquelle se trouvent des affleurements de phyllade de la Formation de West Sutton. Tout autour de cette structure, on rencontre des affleurements de schiste de la Formation de Call Mill.

Sur les flancs NW et SE de la structure fermée, la direction générale de la stratification est ENE, avec pendage de 25 à 35°NNW. Dans le polygone a-b-c-d, le clivage de crénelure S_2 est orienté S65°W avec un pendage de 30°NNW. Ainsi, la surface S_o mesurée sur les flancs NW et SE de la structure fermée est subparallèle à la surface S_2 moyenne mesurée dans le sous-domaine que constitue le polygone a-b-c-d. Les linéations L_2^1 mesurées dans le même sous-domaine plongent invariablement vers le NW avec un angle moyen de 28°. Dans la zone de charnière des plis de la partie SW du patron d'interférence, le pendage moyen de la surface S_o est subvertical et sa direction générale est N60°W. Cette dernière observation, ajoutée aux précédentes, confirme le plongement NW de la structure fermée (vue en plan) constituant le patron d'interférence 1. Le bloc-diagramme sur la feuille 1 illustre la géométrie de ce patron d'interférence. Il s'agit d'un bassin structural allongé selon le clivage S_2 et plongeant suivant le pendage de ce clivage. Ce bassin résulte de la superposition de deux synclinaux associés à deux phases de plissement, D_1 et D_2, durant lesquelles les clivages respectifs S_1 et S_2 se sont développés.

L'attitude de la surface axiale du synclinal associé à D_2 est la même que celle du clivage S_2. Quant à l'attitude

de la surface axiale du synclinal associé à D_1, sa direction pourrait être celle de la surface S_1 mesurée dans le sous-domaine a-b-c-d. Le clyclogramme t accompagnant le bloc-diagramme (feuille 1) donne l'attitude générale des surfaces S_1, S_2 et S_3 mesurées dans ce sous-domaine. Or l'attitude générale de S_1 est subparallèle à l'attitude générale de S_2, phénomène qui s'explique par la transposition de la surface S_1 dans le clivage S_2. Par conséquent S_1 ne représente par l'attitude originale de la surface axiale du synclinal ancien associé à D_1. Disons pour le moment que la surface axiale de ce synclinal ancien devrait contenir la linéation moyenne L_2^1 et que sa direction générale est NNE. Au terme de ce chapitre, nous donnerons l'attitude des plis majeurs anciens associés à D_1.

Le diagramme r accompagnant le bloc-diagramme de la feuille 1 donne l'orientation d'éléments structuraux mesurés dans la partie SW du patron d'interférence 1. Sur ce diagramme, les pôles de S_o déterminent un grand cercle soulignant la présence d'un plissement cylindrique dont la charnière β_2^o plonge à 22°WNW. Le plongement moyen des linéations L_2^o est de 23°WNW; celui des linéations L_2^1 est de 28°NW.

En résumé, le patron d'interférence 1 représente un bassin structural aplati plongeant NW. Il résulte de deux phases distinctes de plissement, D_1 et D_2, responsables respectivement de foliations S_1 et S_2. La surface d'aplatissement de ce bassin structural a une direction ENE, avec pendage moyen de 30°NNW. Elle est parallèle à la surface S_2 régionale. Le phénomène de transposition de S_1 dans le clivage S_2, observé à l'échelle mésoscopique, explique le subparallèlisme de ces deux foliations. Les linéations L_2^1 plongent invariablement vers le NW. Les linéations L_2^o mesurées plongent WNW. Un clivage ardoisier S_3 orienté N14°W avec un pendage de 36°ENE recoupe S_2, S_1 et S_o.

Le patron d'interférence g que nous avons dessiné à l'extrémité SW de la carte à l'échelle de 1:20 000 dans le rang XI est interprété comme un bassin structural semblable à celui décrit ci-haut.

La géométrie des patrons d'interférence 1 et g suggère que le vecteur représentant la direction a_2 (grand axe cinématique associé à la phase D_2 synchrome à S_2) du mouvement était à l'intérieur de l'angle formé par les flancs des plis anciens P_1 (voir Hansen, 1971: pages 28-29 et figure 13).

Le patron d'interférence h est voisin du patron d'interférence g dans le rang XI. Il est souligné par les marbres dolomitiques et montre, dans sa partie SW, un crochet représenté à la figure 20. La pointe du crochet représente un pli synclinal P_1^o à faible plongement. Les deux flancs de ce synclinal ont été repris par un pli P_2^o et P_2^1 (partie coudée du crochet). La surface axiale des plis P_2 est parallèle au clivage S_2; la charnière plonge à 30° WNW. Dans un tel patron d'interférence, le vecteur représentant la direction a_2 du mouvement est interprété comme étant extérieur à l'angle formé par les flancs du pli ancien P_1^o (Hansen, 1971: pages 29-30 et figure 13).

La géométrie du patron d'interférence k dans le domaine 6, suggère des structures en dôme (partie ouest centrale) et en bassin (partie est) séparées par des

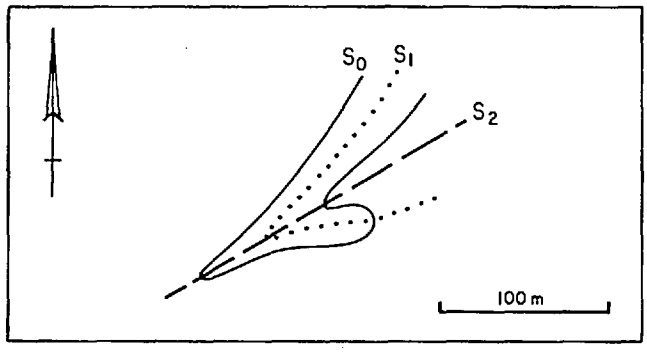


FIGURE 20 - Pli P_1^o repris par un pli P_2 dans la partie sud-ouest du patron d'interférence h.

"structures en selle ou en col" (selon la terminologie de Ramsay, 1967: page 521 et figure 10-3). Ce patron étant basé sur des affleurements constitués en majeure partie de marbre dolomitique massif et n'étant pas appuyé par suffisamment de mesures, nous ne prétendons pas que la forme que nous lui avons donnée soit nécessairement la seule bonne.

Dans la partie ouest de ce patron d'interférence k, les schistes (Formations de Tibbit Hill et de Call Mill) constitueraient la région culminante d'un dôme résultant de la superposition d'un anticlinal de la phase D_2 (avec une surface axiale de direction ENE) sur un anticlinal de la phase D_1 de plissement (dont la direction de la surface axiale serait NE). La direction ENE est subparallèle à l'axe d'allongement du patron k. Les affleurements de marbre dolomitique (Formation de White Brook) et de schiste (Formation de West Sutton) rencontrés dans la partie est du patron d'interférence représenteraient un bassin structural. Ce dernier résulterait de la superposition d'un synclinal de la phase D_2 de déformation sur un synclinal de la phase D_1 de déformation. Les surfaces axiales de ces synclinaux auraient respectivement les mêmes directions que celles mentionnées ci-haut. Par la suite, une phase de plissement D_3, de direction NNW, aurait déformé ces structures en dôme et bassin.

Le patron d'interférence j apparaît en partie sur la carte détaillée et en totalité sur celle au 1:20 000. Il résulte de la superposition de trois systèmes de plis. Un premier a produit un synclinal de direction NE. Il a été repris par un deuxième système responsable d'une série de plis de direction ENE (voir figure 21). Le troisième système est représenté par un clivage S_3 de direction générale NNW, avec un pendage moyen de 45°ENE. Les plis P_2^o observés dans l'aire de ce patron d'interférence ont une surface axiale de direction ENE, avec un pendage de 35°NNW. Leur charnière (B_2^o) plonge entre 28 et 30° WNW.

La superposition de plis lors des deux premières phases de déformation a produit des bassins structuraux plongeant WNW, avec un angle moyen de 30°, et reliés entre eux par des structures en selle. La géométrie du patron d'interférence j est analogue à celle du patron d'interférence l (voir le bloc-diagramme de la feuille 1) avec la différence que celui-ci a une forme ondulante résulant de la déformation D_3.

Les patrons d'interférence m, n et o appartiennent au domaine 8. La figure 22 montre un agrandissement du patron d'interférence m. Dans la partie centrale de ce patron d'interférence, l'agencement des affleurements des Formations de Pinnacle et de White Brook dessine en plan une structure fermée au coeur de laquelle se trouvent des affleurements de phyllade de la Formation de West Sutton. La stratification (S_o) mesurée sur les flancs NW et SE de cette structure fermée est subparallèle à la surface S_2 régiona-

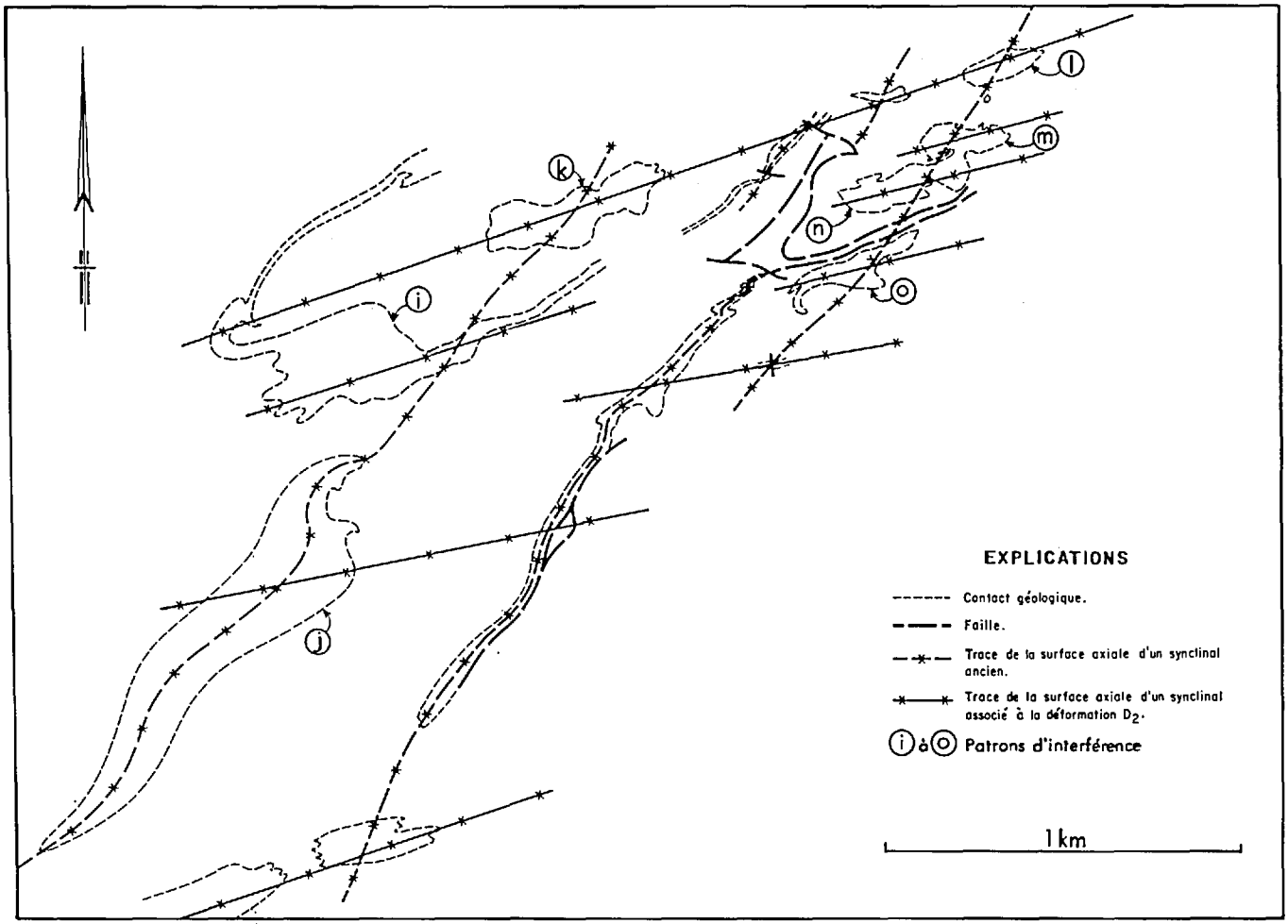


FIGURE 21 - Trace de la surface axiale de synclinaux associés aux phases D_1 et D_2 de déformation. Extrémité nord-est de la région étudiée.

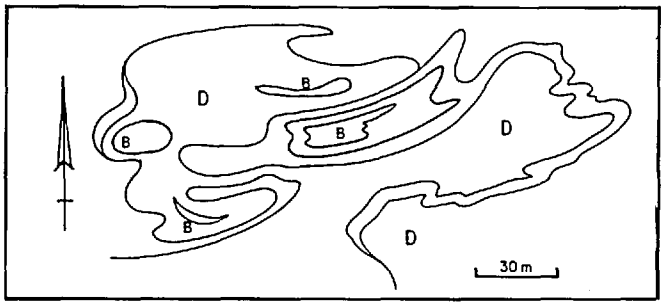


FIGURE 22 - Patron d'interférence m. Les lettres "D" indiquent la position des dômes et les lettres "B". la position des bassins structuraux.

le de direction générale ENE avec un pendage moyen de 30°NNW. Les linéations L_2^0 et L_2^1 mesurées dans l'aire de cette structure fermée plongent vert le NW avec un angle moyen de 23°. Il s'agit d'un bassin structural allongé selon une direction ENE correspondant à la direction moyenne du clivage S_2. Ce bassin structural est entouré de dômes et d'autres petits bassins plus ou moins bien définis, reliés entre eux par des structures en selle.

Les patrons d'interférences n et o offrent des formes plus complexes que celles du patron m. Ils présentent, en plus de crochets, des formes se rapprochant de celles de croissants et de formes multilobées. Ces dernières appartiennent au patron d'interférence de type 2 de Ramsay (1967, page 527).

Dans son ensemble, le patron d'interférence n est formé d'une bande de marbre dolomitique de direction générale ENE, flanquée par des affleurements de quartzite de la Formation de Pinnacle. L'allongement de ce synclinal correspond à la direction du clivage S_2. Pour cette raison nous le considérons comme un synclinal P . Nous avons vu plus haut que l'affleurement à l'extrémité W du patron d'interférence n laisse voir un pli recliné de seconde génération ouvert vers l'E et plongeant NW. La figure 23 représente un agrandissement de la partie W de ce patron d'interférence où les marbres dolomitiques de la Formation de White Brook forment un crochet. La pointe du crochet représente la zone de charnière d'un pli synclinal ancien (P_1^o) à faible plongement. Les deux flancs de ce synclinal ont été repris par un pli recliné P_2^o et P_2^1: c'est la partie coudée du crochet.

Sur la carte géologique détaillée, la partie centrale du patron d'interférence n laisse voir deux autres crochets relativement plus petits. La pointe de chacun de ces crochets représenterait également une zone de charnière de pli ancien P_1^o. A 50 m à l'ouest du crochet central sud, les marbres dolomitiques sont plissés en forme de croissant.

Ces formes de crochet et de croissant résultent de la superposition de deux phases de plissement. La phase D_1 a produit des plis dont la direction original

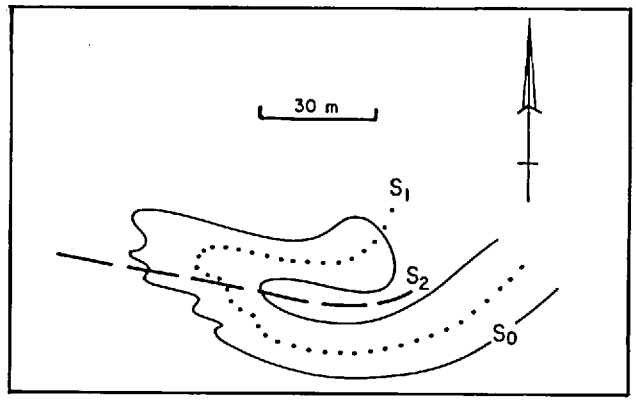


FIGURE 23 - Crochet observé dans la partie ouest du patron d'interférence n.

de la surface axiale faisait un angle marqué avec celle des plis de la phase D_2. De telles formes de crochet et de croissant suggèrent que le vecteur représentant la direction a_2 du mouvement était à l'extérieur des flancs des plis anciens P_1^o.

Dans l'aire du patron d'interférence o, les affleurements de marbre dolomitique s'alignent et forment des bandes d'orientation générale ENE, E-W ou N-S (figure 24). Le long de la bande de marbre dolomitique de direction générale ENE, la stratification a un pendage de 45 à 55°NNW. Cette bande se termine à l'extrémité nord-est par un crochet où les deux flancs d'un pli synclinal ancien ont été repris en un pli P_2^o. Le long de la bande de direction E-W, la stratification a un pendage de 50 à 55°N. Cette bande constitue un crochet où les deux flancs d'un pli synclinal ancien (P_1^o) et isoclinal ont été repris en un pli P_2^o également isoclinal. La direction de la troisième bande qui relie entre elles les deux premières, pourrait correspondre à la direction originelle de la surface axiale d'anciens plis associés à la déformation D_1. Les flancs de cette structure montrent des plis de type M, dont la direction de la surface axiale correspond à celle du clivage S_2 régional.

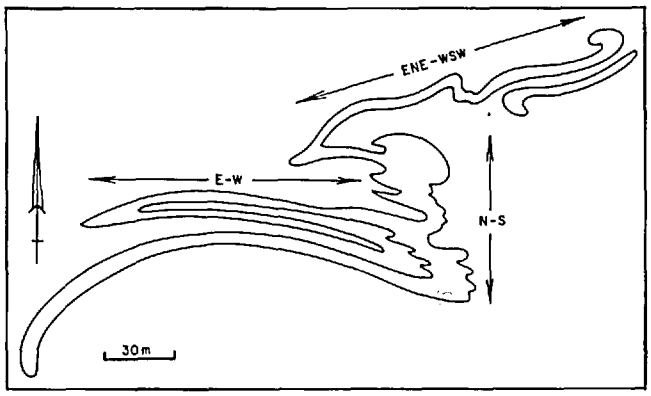


FIGURE 24 - Patron d'interférence o (représenté par les marbres dolomitiques de la Formation de White Brook).

En résumé, le patron d'interférence o possède une géométrie complexe résultant de la superposition d'au moins deux phases de plissement: D_1 et D_2. Les formes qui caractérisent ce patron d'interférence suggèrent que le vecteur représentant la direction a_2 du mouvement était à l'extérieur des flancs des plis anciens P_1^o.

* * *

En conclusion les formes en dôme et bassin et en crochets et croissants que nous venons d'analyser appartiennent à deux types distincts de patrons d'interférence. Les premières appartiennent au type 1 de Ramsay (1967, page 521), les secondes, au type 2 (page 525). Ces patrons d'interférence résultent de la superposition de plis associés aux deux premières phases de déformation qu'ont subies les roches de notre région. La surface axiale des plis de la phase D_1 présente une attitude différente de celle de D_2. La surface axiale des plis P_2 a une direction générale ENE et un pendage moyen de 45°NNW. Ce sont des plis subreclinés, qui plongent à environ 30°NW.

La superposition des phases D_1 et D_2 de plissement ayant donné lieu à des types différents de patrons d'interférence, nous en déduisons que le vecteur représentant la direction a_2 du mouvement n'avait pas toujous la même orientation par rapport aux flancs des plis P_1^o. Dans un premier cas (type 1: dômes et bassins), ce vecteur était compris à l'intérieur de l'angle formé par les flancs des plis anciens: dans un second cas (type 2: crochets et croissants) il était extérieur à l'angle délimité par les flancs des plis anciens.

Une troisième phase de plissement, représentée principalement par S_3, a déformé les patrons d'interférence résultant des phases D_1 et D_2.

Orientation statistique des éléments structuraux

D'après l'agencement des affleurements, la distribution des faciès et les types de patrons d'interférence, nous avons subdivisé la carte géologique régionale en domaines structuraux plus ou moins homogènes. Pour chacun de ces domaines, nous avons reporté sur projections équiaires les éléments structuraux plans et linéaires (feuille 2). Les structures planes sont représentées sur diagrammes π. Nous avons interprété (contours à la main), les diagrammes affichant des concentrations afin d'en faire ressortir le ou les points maxima. Nous analyserons principalement les domaines 1 à 8. Les résultats des mesures effectuées dans les domaines A à F (unités X et Y) sont fournis à titre d'information et serviront à l'occasion.

Tous les diagrammes de πS_o des domaines 1 à 8 montrent une concentration des pôles de S_o à l'intérieur du quadrant

SE. Les diagrammes des domaiens 1, 2, 3, 6, 7 et 8 montrent une dispersion des pôles de S_o selon un grand cercle ou selon un petit cercle. Ces cercles πS_o confirment le plongement des charnières vers l'W ou le NW. La concentration des pôles de S_o dans le quadrant SE (diagrammes des domaines 3, 4, 5, 6 et 8) suggère que ces plis plongeant vers l'W ou le NW sont isoclinaux.

Les diagrammes πS_1 montrent généralement une concentration des pôles des surfaces S_1 dans le quadrant SE. Il est à noter que, dans chaque domaine contenant un nombre suffisant de mesures, les diagrammes πS_1 sont semblables aux diagrammes πS_o.

Les points maxima dans les diagrammes πS_1 des domaines 6 et 8 indiquent que l'attitude statistique moyenne de la surface S_1 coïncide avec celle de la surface S_o. Ainsi, la surface S_1 est axiale aux plis isoclinaux affectant la stratification. De plus, les grands cercles πS_1 dans les domaines 3 et 8 suggèrent que des plis affectant la surface S_1 plongent W ou WNW. Les maxima des diagrammes 6 et 8 suggèrent que ces plis sont également isoclinaux.

Le parallélisme des surfaces S_o et S_1 est surtout imputable au fait que ces deux surfaces ont été déformées ensemble lors d'une ou deux phases ultérieures de plissement.

Les linéations L_1^o de la feuille 2 représentent la ligne d'intersection des surfaces S_o et S_1 et la charnière des plis P_1^o. Etant donné le subparallélisme des surfaces S_o et S_1, la présence de cette linéation est parfois difficile à observer sur le terrrain. C'est ce qui explique le nombre restreint de mesures de L_1^o. Toutefois, les quelques linéations L_1^o des domaines 6 et 8 montrent une dispersion par rapport au plan S_1 moyen calculé à partir du maximum des diagrammes πS_1 des mêmes domaines. Cette dispersion est principalement attribuable à la déformation D_2.

Les diagrammes des domaines 3, 6, 7, 8, A, E et F montrent que L_1^o plonge généralement dans le quadrant NW avec un angle variant de moyen* à faible**. Ceci corrobore les résultats obtenus avec les diagrammes πS_o où les cercles πS_o suggèrent l'existence de plis plongeant W ou NW. Les plis P_1^o isoclinaux sont donc de type reclinés (reclined folds de Fleuty, 1964).

Tous les diagrammes πS_2 interprétés affichent un point maximum (20% et plus par 1% de surface) dans le quadrant SE. Les domaines 1 et 5, où les mesures de S_2 sont peu nombreuses, montrent aussi une faible concentration de πS_2 dans le quadrant SE. Les maxima indiquent que l'attitude statistique moyenne de la surface S_2 coïncide avec celles des surfaces S_1 et S_o dans les domaines 6 et 8 et avec celle de la surface S_o dans le domaine 3. Ainsi dans ces trois domaines, la surface S_2 est axiale aux plis P_2^o et P_2^1 isoclinaux. De plus, le subparallélisme des maxima des diagrammes πS_o et πS_1 avec ceux de πS_2 est dû en partie à un phénomène de transposition des surfaces S_o et S_1 dans le clivage S_2. L'observation de ce phénomène à toutes les échelles témoigne de la forte intensité de la phase de plissement D_2.

* Angle moyen: entre 31 et 60°
**Angle faible: entre 1 et 30°

La faible dispersion des pôles autour de la plupart des maxima à l'intérieur des diagrammes πS_2 interprétés et le peu de variation dans l'orientation de ces maxima suggèrent que, dans l'ensemble, la surface S_2 a été peu déformée. Toutefois, une phase postérieure de plissement représentée par une surface S_3 est probablement responsable de la dispersion des pôles de S_2 dans les domaines 5,7 et F.

Les linéations L_2^o de la feuille 2 représentent la ligne d'intersection des surfaces S_o et S_2, la charnière des plis P_2^o et des crénelures (charnières de microplis P_2^o).

Les diagrammes L_2^o montrent une concentration maximale des linéations dans le quadrant NW ou une distribution selon un grand cercle. Dans le premier cas, les concentrations tombent sur le grand cercle représentant l'attitude statistique moyenne de la surface S_2 calculée à partir des points maxima des diagrammes πS_2. Dans le second cas, le grand cercle coïncide avec celui représentant l'attitude statistique moyenne de S_2. Ces observations montrent que le clivage S_2 s'est développé sur des surfaces S_o préalablement plissées.

Les linéations L_2^1 de la feuille 2 représentent la ligne d'intersection des surfaces S_1 et S_2, la charnière des plis P_2^1, des crénelures (charnière de microplis P_2^1) et des tiges de quartz (décrites plus haut).

Comme les diagrammes πS_2 suggèrent que la surface S_2 a été peu déformée, les diagrammes des linéations L_2^1 devraient théoriquement montrer une concentration ou un point maximum coïncidant avec l'intersection des surfaces S_1 et S_2. C'est le cas des diagrammes L_2^1 des domaines 6 et 8 , lesquels comptent le plus de mesures. C'est le cas également de la figure 25 qui montre un diagramme interprété de toutes les linéations L_2^1 mesurées dans notre région.

Toutefois, les diagrammes des domaines 3, 6, 7, A et F et celui de la figure 25 montrent une dispersion des linéations L_2^1 selon un grand cercle de direction NW avec pendage entre 31 et 60°NW. Cette dispersion est attribuable à:

- une troisième phase de plissement de faible intensité, associée au clivage S_3.
- Une mauvaise identification de linéations L_2^1. Certaines de ces linéations ont pu être confondues avec les linéations L_2^o, par exemple dans les quartzites de la Formation de Pinnacle où les lamines métamorphiques sont rigoureusement parallèles à la stratification.
- Une attitude changeante des surfaces S_1 avant que S_2 ne s'y superpose.

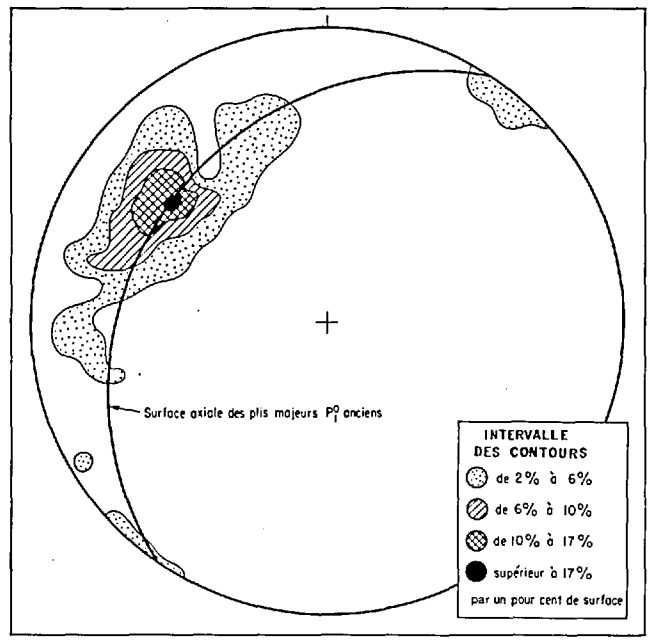


FIGURE 25 - Diagramme interprété des 118 linéations L_2^1 des domaines 2 à 8 et A à F.

Le diagramme πS_3 montre que le clivage tardif accuse des directions différentes d'un domaine à l'autre. D'une extrémité à l'autre de notre région, ce clivage dessine en surface un grand arc de cercle concave vers le SE.

Dans les domaines 1, 2, 3, A et D, dans la partie ouest de la carte au 1:20 000, les surfaces S_3 ont généralement un pendage moyen ou faible vers l'WNW. Dans les domaines B et E, le pendage de S_3 est généralement N. Dans le domaine 4, il passe graduellement du N au NE. Finalement, dans les domaines 5, 6, 7, 8, C et F, dans la partie est de la carte, S_3 a un pendage moyen vers le NNE. Cette disposition du clivage S_3 dessinant un grand arc de cercle d'une extrémité à l'autre de la région pose un problème, lequel est d'autant plus complexe qu'on ne peut invoquer une phase de plissement postérieure à la formation de ce clivage pour en expliquer son allure arquée. En effet, le clivage S_2 axial aux structures majeures à été peu déformé et conserve une même attitude moyenne (direction et pendage) d'une extrémité à l'autre de la région. Le problème demeure et nous ne saurions le résoudre dans le cadre de la présente étude. Mentionnons qu'un clivage tardif dessinant en plan des arcs de cercle a été décrit par Baer (1961) au nord-est du lac Memphrémagog.

Dans les diagrammes πS_3 des domaines 3, 5, 6, 8 et B, il existe un pôle de S_3 s'écartant de l'aire de dispersion de l'ensemble des autres points. Nous croyons qu'il peu s'agir de pôles de kinks que nous aurions confondues avec les surfaces de clivage S_3. L'étude des échantillons en laboratoire a révélé l'existence de telles surfaces de kinks espacées de 1 à 2 mm dans des phyllades et des schistes métamorphiques.

La figure 26 montre un diagramme interprété de tous les pôles de S_3 mesurés dans notre région et auquel nous avons ajouté les quatre pôles de kinks isolés (non conjugés) identifiés sur le terrain. Ces kinks, mesurés sur des affleurements où nous n'avons pas observé le clivage S_3, déforment les surfaces S_2. L'angle dièdre entre les kinks subhorizontaux et subverticaux est de 77°. Nous émettons l'hypothèse que ces structures représentent l'étape initiale du développement du clivage S_3 plutôt que le début d'une phase de déformation postérieure à D_3.

Les linéations L_3^o, L_3^1 et L_3^2 représentent des lignes d'intersection de S_3 avec S_o, S_1 et S_2 respectivement et les charnières des plis P_3.

A l'intérieur d'un même domaine, les linéations L_3^o et L_3^1 sont contenues dans un grand cercle représentant l'attitude moyenne de S_3. Ceci confirme que le clivage S_3 s'est superposé sur des surfaces S_o et S_1 préalablement plissées.

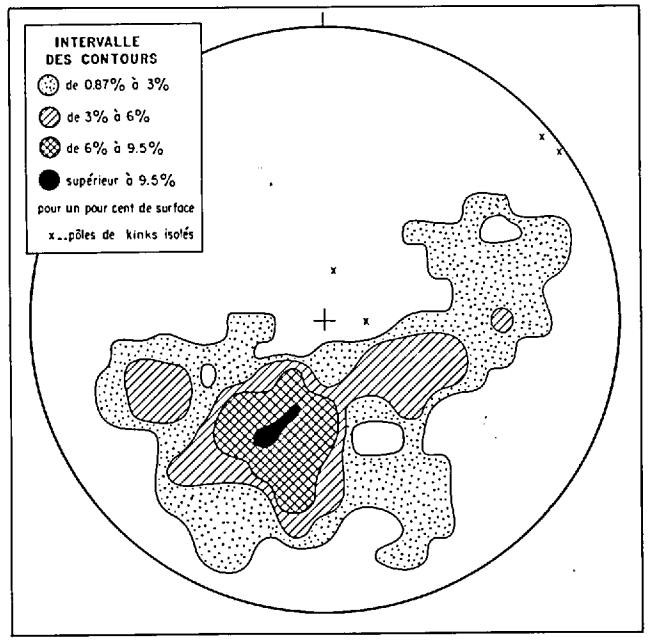


FIGURE 26 - Diagramme interprété; 87 pôles de S_3 des domaines 1 à 8 et B à F.

Tous les diagrammes de la linéation tardive L_3^2 doivent montrer une concentration ou un maximum coïncidant avec la ligne d'intersection des surfaces S_3 et S_2. C'est le cas des diagrammes des domaines 4, 5, 6, 7, B, C et F. Les diagrammes des domaines 2, 3 et 8 montrent des linéations L_3^2 s'écartant considérablement de cette ligne d'intersection des surfaces S_3 et S_2 (par exemple, la linéation plongeant dans le quadrant SE, à l'intérieur du domaine 2). L'étalement de ces linéations est probablement dû aux variations dans l'allure de S_3 à l'intérieur d'un même domaine.

La variation dans l'orientation des linéations L_3^2 à travers notre région (voir figure 27) est due à la distribution du clivage S_3 selon un arc concave vers le SE.

Les pôles des surfaces axiales des plis P_1 (SA_1^o), ceux des surfaces axiales des plis P_2 (SA_2^o et SA_2^1) et ceux des surfaces axiales des plis P_3 (SA_3^o, SA_3^1 et SA_3^2) coïncident, à l'intérieur d'un même domaine, avec l'orientation des pôles des surfaces S_1, S_2 et S_3 respectivement.

En résumé, l'étude de l'orientation statistique des pôles des surfaces planes confirme la transposition des surfaces S_o et S_1 dans le clivage S_2. Les diagrammes équiaires de L_1^o, de πS_o et de πS_1 suggèrent l'existence de plis P_1^o isoclinaux de type reclinés. Les diagrammes équiaires de πS_1, de L_2^o, de L_2^1 et de πS_2 suggèrent l'existence de plis P_2^o et P_2^1 aussi isoclinaux et de type reclinés. Les diagrammes πS_3 montrent l'allure arquée du clivage tardif, qui recoupe le clivage S_2 dont l'attitude est constante d'un bout à l'autre de la région. Ajoutons que

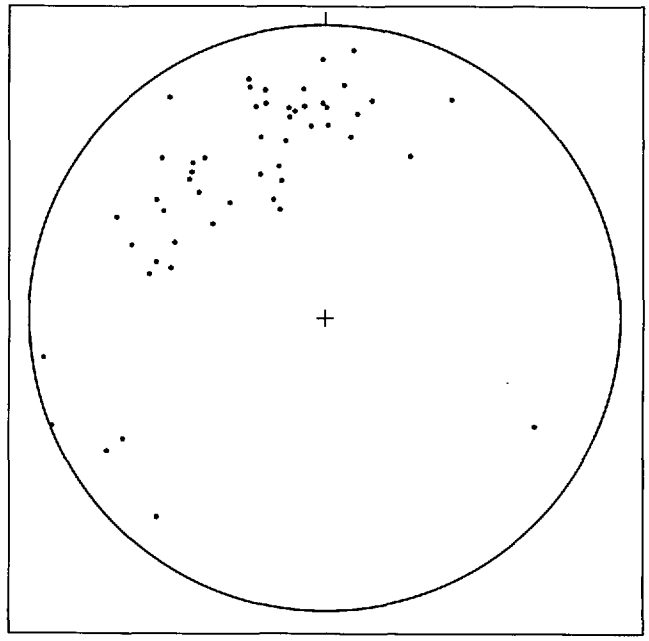


FIGURE 27 - 53 linéations L_3^2 des domaines 2 à 8 et des domaines B, C, E et F.

de rares kinks isolés déforment localement le clivage S_2. A l'intérieur d'un même domaine, les diagrammes équiaires des linéations L_3^o et L_3^1 confirment l'existence des plis P_2^o et P_2^1 et les linéations L_3^2 montrent généralement un maximum coïncidant avec la ligne d'intersection des surfaces S_3 et S_2.

* * *

En conclusion, les roches du Groupe d'Oak Hill de notre région ont connu au moins trois phases de plissement. Ces phases D_1, D_2 et D_3 sont représentées par leurs structures planes et linéaires respectives. La déformation D_2 est responsable des structures majeures généralement orientées ENE et plongeant à 30° NW. Le clivage S_3 attribué à la déformation D_3 change de direction de l'extrémité SW à l'extrémité NE de la région. Afin de déterminer l'orientation originale des mégaplis P_1^o associés à la déformation D_1, on peut analyser le patron structural de l'ensemble de la région.

Interprétation du patron régional

Nous sommes en mesure, suite à l'étude des patrons d'interférence et à l'étude statistique de l'orientation des éléments structuraux, de considérer la géométrie des roches déformées du Groupe d'Oak Hill de notre région (voir carte au 1:20 000).

Les figures 21 et 28 montrent les patrons d'interférence résultant de la superposition des deux premiers systèmes de plis. Elles montrent un alignement des traces de plans axiaux selon deux directions préférentielles: NE et ENE. Les patrons d'interférence l, m, n et o, la bande de quartzite de la Formation de Pinnacle du domaine 7 (voir carte des domaines structuraux sur la feuille 1) et les patrons d'interférence j et k constituent des synclinaux de direction NE. Ces synclinaux sont repris par des plis de direction ENE, que nous avons déjà associés à la phase D_2 de plissement (voir figures 21 et 28). Les synclinaux de direction NE représentent donc vraisemblablement les plis majeurs associés à la déformation D_1.

Dans les domaines 2, 3 et 4, les quartzites de la Formation de Pinnacle constituent une bande de roche quasi continue de direction générale ENE. Nous

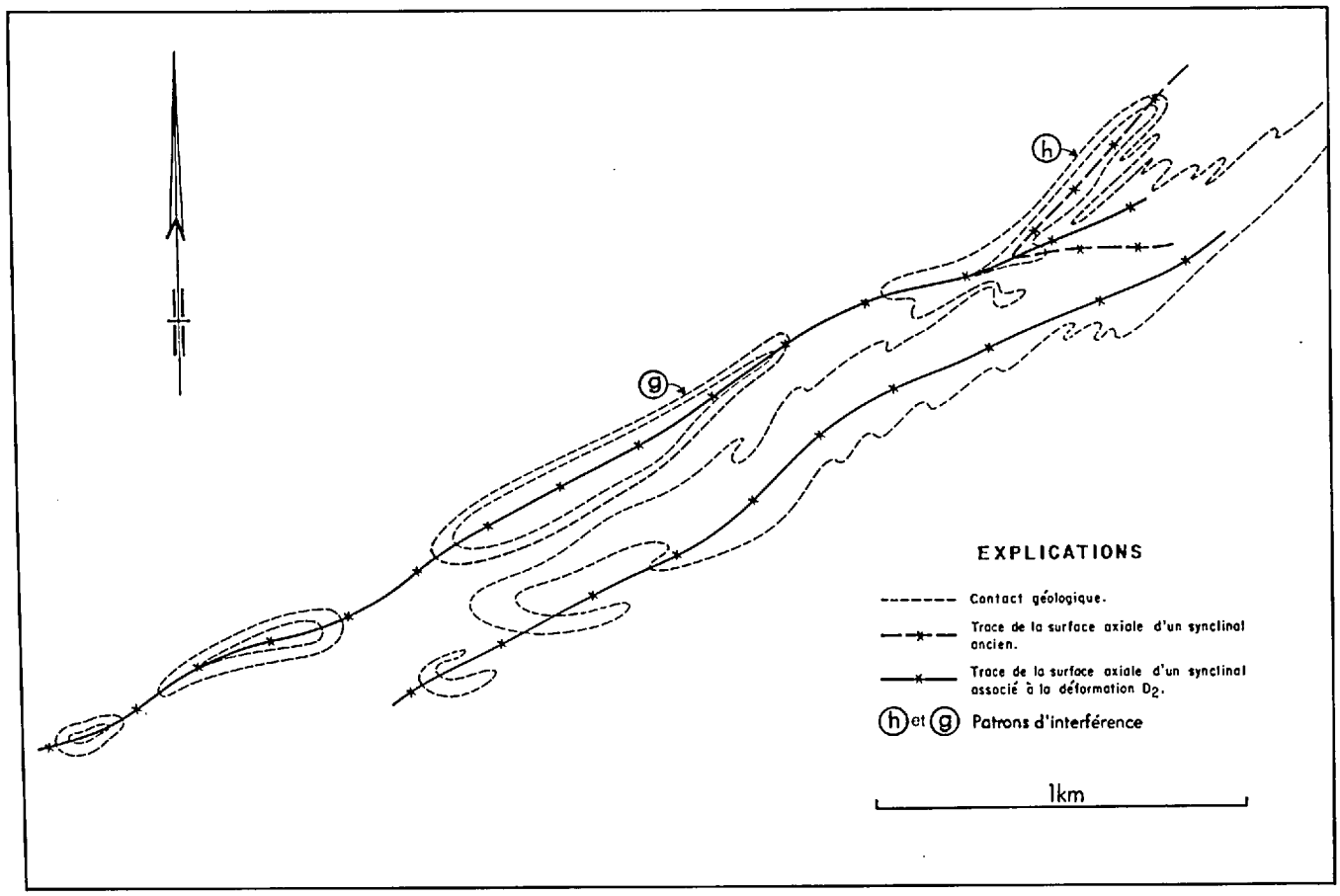


FIGURE 28 - Trace de la surface axiale de synclinaux associés aux phases D_1 et D_2 de déformation. Extrémité sud-ouest de la région étudiée.

croyons qu'ils forment un synclinal de deuxième phase, de direction ENE, superposé à des anticlinaux et synclinaux d'une première phase de plissement de direction probable NE. Sur la carte régionale (feuille 1) l'élargissement du quartzite dans la partie SW pourrait correspondre à la superposition de deux synclinaux; le rétrécissement dans la partie NE correspondrait à la superposition d'un synclinal tardif sur un anticlinal ancien, donnant ainsi lieu à des structures en selle. Une troisième phase a finalement plissé les flancs de ces structures d'interférence. Dans les domaines 2 et 3, la surface axiale des plis P_3^o est orienté NE, avec un pendage vers le NW; dans le domaine 4, l'orientation des mêmes plis varie de E-W à NW, avec des pendages respectivement vers le N ou le NE.

Dans le domaine 7, trois synclinaux de direction ENE se superposent à la forme synclinale ancienne, formant ainsi des bassins structuraux plongeant vers le NW et dans le coeur desquels affleurent les marbres dolomitiques de la Formation de White Brook. Ces bassins sont reliés entre eux par des structures en selle. Enfin, une troisième phase, orientée WNW, aurait déformé légèrement les deux flancs de l'ensemble de la structure orientée NE, n'y produisant que des ondulations.

Ainsi, la surface enveloppante des patrons d'interférence qui ont affecté les formations du Groupe d'Oak Hill dans notre région se traduit, dans l'ensemble, par des alignements de patrons d'interférence plongeant généralement vers le NW et alignés selon des axes NE et ENE. Chacun de ces patrons d'interférence résulte de la superposition de deux plissements associés à deux déformations distinctes: D_1 et D_2 (figures 21 et 28). Les flancs de ces structures plissées, ont par la suite été repris par la déformation D_3.

Conclusions

L'analyse structurale des tectonites de notre région révèle l'existence d'au moins trois générations de structures planes (S_1, S_2 et S_3) superposées sur S_o. Chacune est axiale à des plis mésoscopiques et macroscopiques et est respectivement associée aux déformations D_1, D_2 et D_3.

La surface S_1 représente une schistosité très pénétrante produite par une orientation préférentielle des phyllosilicates dans les roches autres que la serpentinite ou le marbre dolomitique. Les surfaces S_2 et S_3 représentent des clivages de crénelure. A l'extrémité nord-est de la région, S_3 est un clivage ardoisier. Quelques kinks isolés affectant S_2 pourraient représenter l'étape initiale de la troisième phase de déformation là où S_3 n'est pas développé.

A cause d'un phénomène de transposition dont nous avons pu observer les effets d'une extrémité à l'autre de la région, l'orientation statistique de la surface S_1 est subparallèle à celle de S_2. Elle ne peut donc fournir d'indication sur la direction de la surface axiale des plis majeurs associés à la déformation D_1, direction qui peut toutefois être déduite de l'alignement des patrons d'interférence dans la partie nord-est de la région où, par exemple, l'orientation de la surface axiale des plis anciens P_1 déduite de la figure 21, est de N32°E. Si l'on admet le fait que la surface axiale de ces plis anciens doit nécessairement contenir la linéation L_2^1 statistique moyenne de la figure 25, on peut déduire le pendage de cette surface axiale. Par conséquent, les plis majeurs anciens sont déversés vers le SE

avec une surface axiale de direction N32°E et un pendage de 30°NW (figure 25).

La surface S_2, de direction générale WSW et à pendage moyen, donne l'attitude de la surface axiale des plis associés à D_2. La surface S_3, de direction et pendage variables, confère aux plis P_3 une orientation variable suivant un arc régional ouvert vers le SE. En effet, S_3 a un pendage général vers le NW dans la partie sud-ouest de la région, vers le N dans la partie centrale et vers le NE dans la partie nord-est.

La surface enveloppante des plis macroscopiques affectant les formations du Groupe d'Oak Hill a une forme grossièrement synclinale déversée vers le SSE. Ceci se traduit dans le détail par des alignements de patrons d'interférence plongeant généralement vers le NW et alignés selon des axes ENE dans les parties sud-ouest et centrale de la région et selon des axes ENE et NE dans la partie nord-est de la région. Les bassins structuraux sont reliés entre eux par des structures en selle. La déformation D_3 n'aurait produit que de très légères ondulations dans cette forme synclinale régionale.

FAILLES

Les formations du Groupe d'Oak Hill de notre région reposent en contact de faille sur les roches environnantes.

FAILLES PRINCIPALES

Les failles principales, de direction ENE, à la base du Groupe d'Oak Hill sont interprétées à la lumière des observations suivantes:

1) Les roches du Groupe d'Oak Hill, formant une structure synclinale complexe, sont en contact avec des roches de l'unité Y du côté nord-ouest et des roches de l'unité X du côté sud-est.

2) Un contact anormal marque souvent le passage entre les formations de la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill et les unités X et Y. Sur la carte détaillée (feuille 1), le long de la limite entre les domaines 7 et F, les roches de l'unité X sont en contact avec celles des Formations de Tibbit Hill, de Call Mill ou de Pinnacle. A 175 m de l'extrémité ouest du patron d'interférence n, dans la direction N20°W, un affleurement de 50 m de longueur et de direction NNE laisse voir les roches de la Formation de Call Mill reposant sur celles de l'unité X. A l'extrémité sud-ouest de la carte au 1:20 000, un banc de quartzite de l'unité Y (traits interrompus sur la carte) affleure à différents endroits le long d'un petit ruisseau au sud de la route allant vers Saint-Jacques-de-Leeds (ou Leeds). Ce banc de quarzite de forme sinueuse a une direction générale N-S qui fait un angle marqué avec la direction d'allongement des bassins structuraux du domaine 1.

3) Une zone de déformation intense marque le contact entre les roches de la base du Groupe d'Oak Hill et celles de l'unité X dans toute la partie sud-ouest de la carte au 1:20 000.

4) Des massifs de serpentinite se situent au contact entre les roches du Groupe d'Oak Hill et les roches de l'unité X ou à la base du Groupe d'Oak Hill, dans une aire structuralement positive. Ces roches sont très cisaillées et se débitent localement en "écailles". Nous croyons qu'elles soulignent la présence d'une faille de chevauchement majeure à la base du Groupe d'Oak Hill.

Il est à noter que cette faille de chevauchement entre les roches du Groupe d'Oak Hill et les unités **X** ou **Y** est plissée. Il en est de même pour les lentilles de serpentinites (voir cartes géologiques et figure 29). Ces serpentinites souligneraient une surface de chevauchement à la base du Groupe d'Oak Hill ou au sein de la Formation de Tibbit Hill. Cette faille ayant été plissée, la serpentinite, très ductile et de densité inférieure à celles des roches encaissantes, aurait migré vers les charnières des antiformes affectant la surface de chevauchement (voir les serpentinites à l'intérieur des domaines 2 et 8). Vu le parallélisme des traces de cette faille avec So et S_1 (voir cartes géologiques), le chevauchement est vraisemblablement antérieur à D_2.

FAILLES MINEURES

Sur la carte géologique détaillée (feuille 1) les patrons d'interférence **m**, **n** et **o** montrent localement que les schistes à séricite de la Formation de Call Mill sont directement en contact avec les marbres dolomitiques de la Formation de White Brook. Il en est de même à l'extrémité nord-est du patron d'interférence **j**. Il est possible que l'absence du quartzite de la Formation de Pinnacle à ces endroits soit due à un phénomène sédimentaire. Toutefois, nous croyons plutôt qu'elle est due à un laminage extrême du quartzite ou à un décollement le long de la surface de contact entre les marbres dolomitiques de la Formation de White Brook et le quartzite de la Formation de Pinnacle. Ce décollement (ou laminage) se serait produit lors des premières phases de plissement (D_1 et D_2).



FIGURE 29 - Contact de faille plissé entre une serpentinite (à gauche) et un schiste à séricite, chlorite et porphyroblastes d'albite alternant avec des niveaux de schiste à chlorite (à droite). Surface horizontale, à l'intérieur du domaine 3, à l'ouest de la route séparant les rangs XI et XII.

Par ailleurs, on note que les schistes à chlorite de la Formation de Tibbit Hill sont en contact avec les quartzites de la Formation de Pinnacle (patrons d'interférence **i** et **k**). Clark (1936, page 138) a déjà observé de tels contacts anormaux dans la partie sud du Québec, évoquant la possibilité qu'il n'y aurait pas eu déposition des roches de la Formation de Call Mill à ces endroits.

Des failles de décrochement subverticales, de direction NW, ont été tracées sur la carte détaillée. Justifiées par des contacts lithologiques anormaux, elles pourraient résulter de décrochements mineurs survenus lors du réajustement tardif des structures.

CONCLUSIONS

Les tectonites de la région entre Saint-Sylvestre et Saint- Jacques-de-Leeds ont subi au moins trois phases de déformation. La phase D_1 est caractérisée par une schistosité S_1, qui, originellement était axiale à des plis majeurs déversés vers le SE. La phase D_2 est caractérisée par un clivage de crénelure S_2 axial à des plis déversés vers le SSE.

Ces deux premières phases de déformation ont produit des patrons d'interférence. Ce sont généralement des bassins allongés dans une direction ENE et plongeant avec un angle moyen vers le NNW. On rencontre également des dômes, des structures en selle, des crochets et parfois des croissants ou des champignons mal définis. L'ensemble de ces structures confère aux formation du Groupe d'Oak Hill une forme de synclinal complexe déversé vers le SSE. Une faille de chevauchement majeure sépare le Groupe d'Oak Hill des autres formations de la région. Cette faille, probablement synchrone à D_1, est déformée par D_2 et D_3.

La phase D_3 est caractérisée par le clivage S_3. Elle est responsable des ondulations mineures ayant affecté le synclinal formé par l'ensemble des formations du Groupe d'Oak Hill. Les surfaces S_3 forment généralement des crénelures avec les surfaces S anciennes. Toutefois, à l'extrémité nord-est de la région, S_3 a l'apparence d'un véritable clivage ardoisier. Ce clivage accuse un pendage vers le NW, le N ou le NE, en allant de l'extrémité sud-ouest à l'extrémité nord-est de la région. Il forme donc une structure arquée à l'échelle de la carte régionale (1:20 000).

CONTEXTE APPALACHIEN

Les structures associées aux déformations D_1 et D_2 sont alignées subparallèlement au grain tectonique des Appalaches. Il appert que ces déformations ont affecté les roches cambro-ordoviciennes des Appalaches sur plusieurs milliers de kilomètres carrés. De plus, des structures associées à une troisième phase de déformation ont affecté les roches de l'Anticlinorium de Sutton-Green Mountain sur des centaines de kilomètres de long (Rickard 1965, page 533). Des structures tardives analogues ont également affecté les roches de l'Anticlinorium de Notre-Dame (Vallières et al., 1978; Granger, 1973; Bériault, 1975).

Les âges absolus (K-Ar) obtenus sur la muscovite de roches de l'Anticlinorium de Sutton donnent 420 + 30 Ma et 440 + 30 Ma (Lowdon et al., 1963). Ils donnent 441 Ma sur la muscovite des Schistes de Caldwell de l'Anticlinorium de Notre-Dame (Leech et al., 1963). La troisième phase de plissement étant peu accentuée, dans la région étudiée, nous émettons l'hypothèse qu'au moins les deux premières phases représentent des épisodes distincts de l'orogenèse taconique.

RÉFÉRENCES

(L'astérisque à la suite d'un millésime de publication signale l'existence d'une traduction en langue anglaise).

BAER, A., 1961 - **Structural Analysis of Appalachian Structures in the Memphrémagog Area.** Seminars in Tectonics, McGill University; pages 20-22.

BELAND, J., 1957* - **Régions de Saint-Magloire et de Rosaire - Saint-Pamphile.** Ministère des Mines du Québec; RG-76; 58 pages.

BELAND, J., 1962* - **Région de Sainte-Perpétue.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-98; page 14.

BERIAULT, A., 1975 - **Analyses tectonique et stratigraphique des Groupes d'Armagh et de Rosaire (Cambrien). Région de Saint-Malachie, Appalaches du Québec.** Thèse de maîtrise; université de Montréal; 67 pages.

BENOIT, F.W., 1958 - **Geology of the St. Sylvestre and St-Joseph West Half Areas.** Université Laval; thèse de doctorat; 116 pages.

BOOTH, V.H., 1950 - **Stratigraphy and Structure of the Oak Hill Succession in Vermont.** Bulletin de la Geological Society of America; volume 61; pages 1131-1168.

CAREY, S.W., 1962 - Folding. Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists; volume 10, numéro 3, pages 95-144.

CHARBONNEAU, J.M., 1975 - Analyse structurale des tectonites métamorphiques du Groupe de Oak Hill dans la région de Saint-Sylvestre, Appalaches du Québec. Thèse de maîtrise, Université Laval, Québec; 80 pages.

CHARBONNEAU, J.M. - St-Julien, P., 1981 - Analyse structurale et relations déformation-métamorphisme, Groupe d'Oak Hill, région du mont Sainte-Marguerite, Appalaches du Québec. Journal canadien des sciences de la Terre, Canada; (sous presse).

CLARK, T.H., 1936 - A Lower Cambrian Series from Southern Quebec. Transactions de l'Institut Royal du Canada; partie I, volume XXI, numéro 45; pages 135-151.

COMMISSION GEOLOGIQUE DU CANADA, 1953 - Aeromagnetic Map, Arthabaska. Geophysics Paper 161.

_____ 1954 - Aeromagnetic Map, St.Sylvestre. Geophysics Paper 160.

COOKE, H.C., 1938* - Région de Thetford, de Disraëli et de la moitié orientale de Warwick (Québec). Commission géologique du Canada; mémoire 211.

_____ 1956* - Géologie d'une partie du sud-ouest des cantons de l'Est de la province de Québec. Commission géologique du Canada; mémoire 257 publié en anglais en 1950.

_____ 1954 - The Green Mountain Anticlinorium in Quebec. Association géologique du Canada; volume 6, part II.

_____ 1955 - Geology of Arthabaska Map-Area and the East Half of Lyster Map-Area. Ministère des Mines, Québec; DP-466; 57 pages.

DEER, W.A. - HOWIE, R.A. - ZUSSMAN, J., 1962 - Rock-Forming Minerals, Sheet Silicates. Longmans, London; volume 3, 270 pages.

ELLS, R.W., 1888* - Deuxième rapport sur la géologie d'une partie de la province de Québec (Comtés de Mégantic, Dorcherster, Bellechasse, Lévis, Montmagny et l'Islet). Commission géologique du Canada; rapport annuel, volume 13, pages K1-K114. Carte numéro 375, datée de 1890.

FLEUTY, M.J., 1964 - The Description of Folds. Geological Association Proceedings, 75, pages 461-492.

GRANGER, B., 1973 - Analyse tectonique et stratigraphique des schistes des Groupes de Bennett et de Rosaire. Région de Saint-Malachie, Appalaches du Québec. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 85 pages.

HANSEN, E,, 1971 - Strain facies. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. Springer-Verlag (New-York, Heidelberg, Berlin), monograph 2, 207 pages.

HARVIE, R., 1917* - District minier de Thetford, Black Lake, Québec. Commission géologique du Canada; Rapport sommaire pour l'année civile 1916; pages 247-248.

KNOX, J.K., 1917* - Partie sud-ouest du district minier de Thetford - Black Lake (feuille Corelaine). Commission géologique du Canada; rapport sommaire pour l'année civile 1916; pages 248-266.

KULP, J.L., 1961 - Geologic Time Scale. Science; volume 133, pages 1105-1114.

LEECH, G.B. - LONDON, J.A. - STOCKWELL, C.H. - WANLESS, R.K., 1963 - Age determinations and Geological Studies (Including Isotopic Ages - Report 4). Commission géologique du Canada; Paper 63-17, 140 pages.

LOGAN, W.E., 1864* - Commission géologique du Canada; Rapport de progrès depuis son commencement jusqu'en 1863. Commission géologique du Canada; pages 238-312.

LOWDON, J.A. - STOCKWELL, C.H. - TIPPER, H.W. - WANLESS, R.K., 1963 - Age Determinations and Geological Studies (Including Isotopic Ages - Report 3). Commission géologique du Canada; Paper 62-17, 140 pages.

MACKAY, B.R., 1921* - Région de Beauceville, Québec. Commission géologique du Canada; Mémoire 127; 105 pages.

OSBERG, P.H., 1965 - Structural geology of the Knowlton-Richmond Area, Quebec. Geological Society of America; Bulletin, volume 76, pages 223-250.

RAMSAY, J.G., 1967 - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Book Co., New York; 568 pages.

RICKARD, M.J., 1965 - Taconic Orogeny in the Western Appalachians: Experimental Application of Microtextural Studies to Isotopic Dating. Geological Society of America; Bulletin, volume 76, pages 523-536.

SPRY, A., 1969 - Metamorphic Textures. Perganon Press, Oxford, 350 pages.

ST-JULIEN, P. - HUBERT, C. - SHIDMORF, B. - BELAND, J., 1972* - **Stratigraphie et structure des Appalaches du Québec.** 24ème congrès géologique international; livret-guide, excursion A56-C56; Coop. Harpell Press, Québec; 105 pages.

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

TURNER, F.J. - WEISS, L.E., 1963 - **Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.** McGraw-Hill, New York; 545 pages.

VALLIERES, A. - HUBERT, C. - BROOKS, C., 1978 - **A slice of basement in the western margin of the Appalachian orogen, Saint-Malachie, Québec.** Journal canadien des sciences de la terre, Canada; volume 15, numéro 8, pages 1242-1249.

WEISS, L.E., 1959A - **Structural Analysis of the Basement system at Turoka.** Overseas Geological Surveys, London; 65 pages.

_____, 1959B - **Geometry of Superimposed Folding.** Geological Society of America, Bulletin; volume 70, pages 91-106.

WILSON, G., 1961 - **The Tectonic Significance of Small Scale Structures and their Importance to the Geologist in the Field.** Annales de la Société Géologique de Belgique; volume 84, pages 423-548.



