

DPV 705

REGION DU MONT ALBERT ET DU LAC CASCAPEDIA - RAPPORT FINAL

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

Région du
MONT ALBERT
et du
LAC CASCAPÉDIA

J. Beaudin

RAPPORT FINAL

MINISTERE DE L'ENERGIE ET DES RESSOURCES
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE
DIRECTION DE LA GEOLOGIE

REGION DU MONT ALBERT ET DU LAC CASCAPEDIA

RAPPORT FINAL

PAR

J. BEAUDIN

DPV-705
ISBN 2-551-03947-9

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
Situation géographique, accès et superficie	1
Situation géologique	1
Travaux antérieurs	3
Remerciements	4
Géologie régionale	4
Buts	6
Classification des roches	7
Méthodologie	7
PETROGRAPHIE	8
Groupe de Shickshock	8
Unité du lac Cascapédia	8
Unité du lac Guelch	8
Unité du Bras aux Saumons	11
Métabasaltés	11
Auréole métamorphique	13
Unité du ruisseau du Dix-Septième Mille	14
Dykes et intrusions	15
Géochimie	15
Age	20
Complexe ultramafique du mont Albert	20
Caractéristiques d'une péridotite alpine	20
Péridotites serpentinisées	21
Péridotites fraîches	22
Relations texturales	22
Dolomie cristalline	25
Serpentinite	26
Géochimie	26
Métamorphisme et serpentinisation	28
Relations pétrographiques entre la péridotite et l'auréole	29
Résumé	29
Groupe de la rivière Matane	29
Formations siluro-dévonienues	30
ANALYSE STRUCTURALE	30
Domaines structuraux	30
Analyse mésoscopique	30
Analyse microscopique	31
Groupe de Shickshock	31
Complexe du mont Albert	33
Granite et dykes de diabase	33
Analyse macroscopique	33
Groupe de Shickshock	33
Complexe du mont Albert	37
Comparaisons	40
Conclusion	41
PLIS, FAILLES ET CONTACTS MAJEURS	42
Contacts entre les unités	42
Plis macroscopiques	44
Faille de Shickshock Sud	45
Faille du mont Albert	46
Limites structurales de l'auréole	46
Front des Chic-Chocs	47
METAMORPHISME	50
Groupe de Shickshock	50
Métamorphisme régional	50
Métamorphisme de l'auréole	51
Complexe du mont Albert	56
Métamorphisme, métasomatisme et géochimie	58
Résumé	58

	Page
Métamorphisme et structures planaires et linéaires du Shickshock	58
PETROGENESE	58
Roches sédimentaires et volcaniques	58
Complexe du mont Albert	59
Serpentinisation	63
Siluro-Dévonien	64
EVOLUTION TECTONIQUE	64
Evolution, mise en place et déformation ..	64
Reconstitution palinspathique	68
Phases de déformation et métamorphisme tectonique	68
Age des déformations	69
Mise en place et obduction	69
Faille de Shickshock Sud et Siluro-Dévonien	72
CONCLUSIONS	72
GEOLOGIE ECONOMIQUE	75
Substances non métalliques	75
Substances métalliques	76
ATTRAITES TOURISTIQUES	79
REFERENCES	79

TABLEAUX

1 - Nomenclatures lithologiques pour la région	5
2 - Hypothèse stratigraphique	9
3 - Composition des méta-arkoses du lac Guelch	9
4 - Roches recoupées dans la faille de Shickshock Sud	14
5 - Analyses chimiques; metabasaltes et amphibolites	16-17
6,7-Analyses chimiques; roches métasédimentaires	17-18
8 - Classes de harzburgites	23
9 - Distribution des textures dans le complexe du mont Albert	24
10 - Analyses chimiques; péridotites fraîches	27
10A- Analyses chimiques; péridotites serpentinisées	27
11 - Structures mésoscopiques	32
12 - Phases de déformation des groupes de Shickshock et de la rivière Matane	43
13 - Effets du métamorphisme sur différentes séquences	50
14 - Interprétations de l'évolution texturale des metabasaltes	51
15 - Correspondance entre les définitions d'ensembles métamorphiques	52
6-17-Assemblages minéralogiques dans l'auréole	52-53
18 - Comparaisons entre l'auréole thermique et l'auréole dynamothermique	55
19 - Pétrogenèse du groupe de Shickshock ...	60
20 - Différences entre une amphibolite du manteau et une amphibolite dynamothermique	66

	Page
21 - Différences entre obduction et diapirisme	67

ILLUSTRATIONS

FIGURES

1 - Cadre géologique de la région	2
2 - Géologie régionale	3
3 - Classification des roches ultramafiques	7
4-7- Diagrammes pour les metabasites de Shickshock et de Lighthouse Cove	18-19
8 - Serpentinisation du mont Albert	23
9 - Textures dans le mont Albert	24
10 - Fragment de serpentine dans la serpentine	26
11-12-Projection stéréographique de S_1 et L_2 du Shickshock	34-35
13 - Projection stéréographique de S_1 de l'auréole du mont Albert	36
14 - Projection stéréographique de S_1 de l'amphibolite des monts Paul et du Sud.	37
15 - Dispositions hypothétiques des plis majeurs	38
16 - Projection stéréographique de S_1 et de plans axiaux, péridotite du mont Albert	39
17 - Projection stéréographique de linéations d'orthopyroxène, péridotite du mont Albert	40
18 - Projection stéréographique de joints pénétratifs du mont Albert	41
19 - Diagramme pression-température pour l'é-tape de faible métamorphisme	51
20 - Relations entre ophiolites, croûte océanique et manteau supérieur	60
21 - Diagramme pression-température, des roches ultrabasiques	62
22 - Diagramme température-pression (H_2O) pour les serpentinites	63
23 - Niveaux structuraux de Mattauer (1973).	65
24 - Coupe palinspathique	69
25 - Coupes schématiques dans le groupe de Shickshock	70

CARTES (1:20 000)

Lac Cascapédia
Mont Albert

INTRODUCTION

Cette étude est une adaptation d'une thèse de doctorat à être présentée à l'Université Laval. En raison de délais différents, l'étude est publiée avant la remise et la soutenance de la thèse.

Celle-ci traitera mieux certains sujets, tels l'analyse structurale, le métamorphisme, etc. L'interprétation pourra être plus nuancée sur certains points. Pour une analyse plus complète, le lecteur devra se reporter à la thèse. A noter, toutefois, que le chapitre de la géologie économique ne fait pas partie de la thèse.

SITUATION GEOGRAPHIQUE, ACCES ET SUPERFICIE

Les monts Chic-Chocs forment les plus hauts sommets de la Gaspésie dont ils occupent le centre-nord; des altitudes de 915 m sont courantes. Le mont Albert, avec ses 1150 m, est l'un des plus élevés après le mont Jacques-Cartier (1268 m); celui-ci fait partie des monts McGerrigle. Pour les besoins du rapport, le secteur du mont Albert est dénommé secteur est et celui du lac Cascapédia, secteur ouest. Ce dernier comprend quelques lacs: Cascapédia, Paul et Thibault.

La région que nous avons étudiée (figure 1) est comprise entre les latitudes 48°54' et 48°32' et entre les longitudes 66°00' et 66°30'. La rivière Sainte-Anne, qui longe le nord de la région, traverse le secteur est. La rivière Cascapédia draine vers le sud le lac Cascapédia et le lac Paul. La ville la plus proche est Sainte-Anne-des-Monts, sur le Saint-Laurent.

La principale route d'accès (no 299), qui traverse le parc de la Gaspésie, relie Sainte-Anne-des-Monts à New-Richmond, sur la Baie des Chaleurs. L'extrémité est de la région est desservie par la route de ceinture des monts McGerrigle. Le secteur ouest est accessible par la route de gravier du lac Cascapédia, laquelle part à environ 5 km au sud-est de la barrière nord du parc de la Gaspésie. De nombreux sentiers rejoignent ces voies principales.

La région fait partie, en son entier, du parc de la Gaspésie. Elle est entièrement boisée et, à l'exception du Gîte du mont Albert, inhabitée. Un escarpement d'une hauteur moyenne de 457 m - front des Chic-Chocs - forme sa limite nord.

SITUATION GEOLOGIQUE

Le groupe de Shickshock, qui couvre un total de 860 km², dont 380 km² dans notre région, fait partie du supergroupe de Québec, d'âge Cambro-ordovicien. Il est limité au nord, à l'est et à l'ouest par le groupe de la rivière Matane (Biron, communication personnelle), et au sud par le synclinorium siluro-dévonien de Gaspé-Connecticut Valley. Notre cartographie a été effectuée depuis l'extrémité est du groupe de Shickshock jusqu'à la longitude 66°30'. Dans notre région, les roches du groupe de Shickshock prédominent dans le secteur du lac Cascapédia alors que les roches ultramafiques sont plus importantes dans le secteur du mont Albert.

Dans leur synthèse sur les Appalaches du Québec, St-Julien et Hubert (1975) ont inclus le groupe de Shickshock dans le

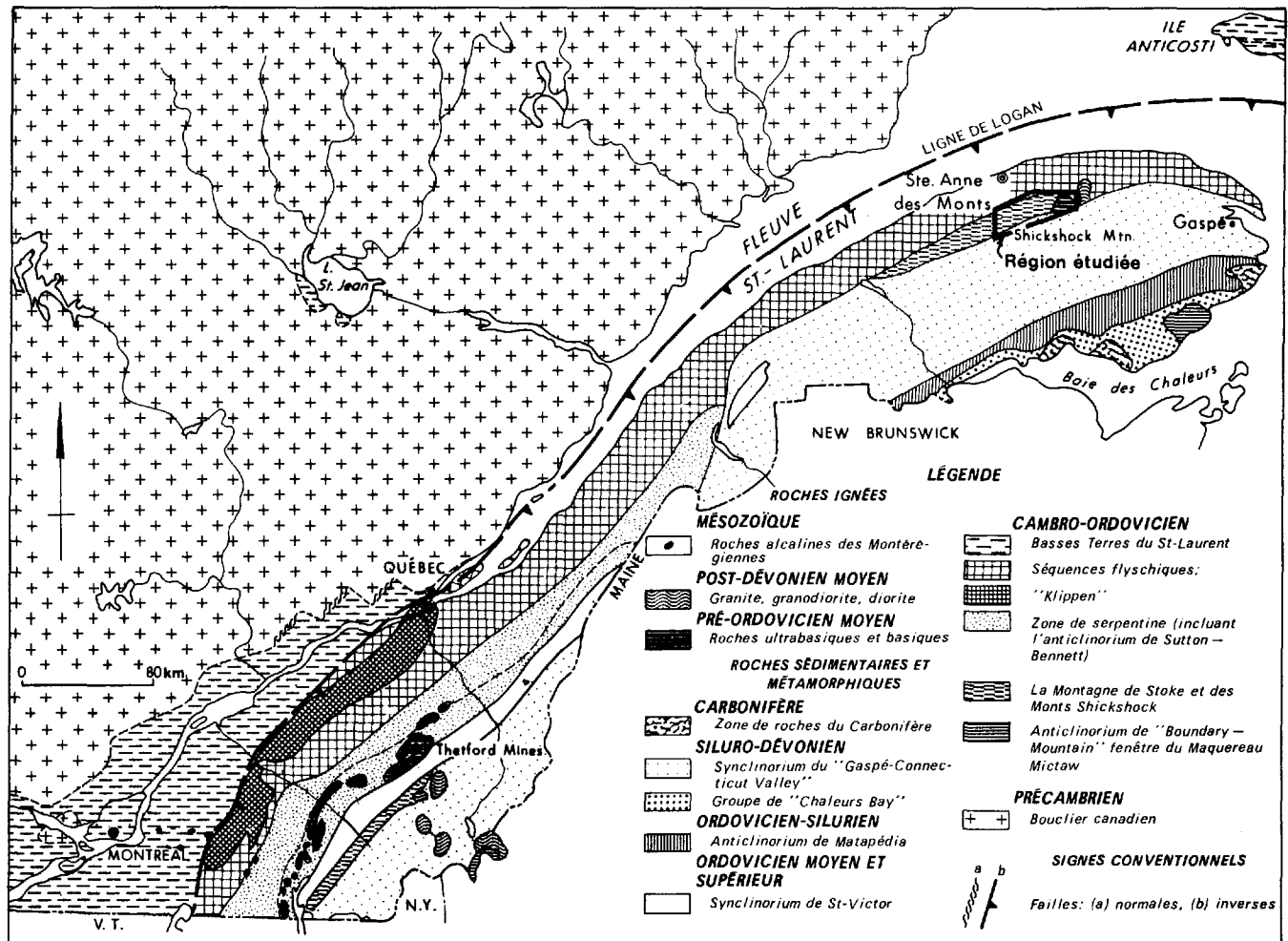


FIGURE 1 - Cadre géologique de la région (d'après St-Julien et al., 1972).

domaine interne, constitué de roches métamorphiques et ignées (figure 2). Le complexe ultramafique du mont Albert fait partie de la zone de la serpentine de ce domaine, tel que défini par les chercheurs précités. Une datation au K/Ar sur de la hornblende donne 443 ± 18 Ma (Wanless et al., 1973) pour la fin du dernier épisode métamorphique de l'auréole de ce mont.

Dans la partie est du groupe de Shickshock, les roches métavolcaniques prédominent. Elles contrastent avec les roches clastiques du groupe de la rivière Matane et les roches clastiques et carbonatées du Siluro-Dévonien. Le groupe de

Shickshock contribue à l'anomalie gravimétrique positive de la région.

Les cartes géologiques de la Gaspésie font voir que le mont Albert peut être mis en corrélation avec le mont de la Serpentine près de Gaspé. Les roches volcaniques et arkosiques à proximité du lac Matapédia pourraient également appartenir au groupe de Shickshock. A l'échelle des Appalaches du Québec, on connaît mal les relations entre les groupes de Shickshock, de Maquereau, de Caldwell et d'Oak Hill (formation de Tibbit Hill), lesquels contiennent tous des roches métavolcaniques basiques cambro-ordoviciennes.

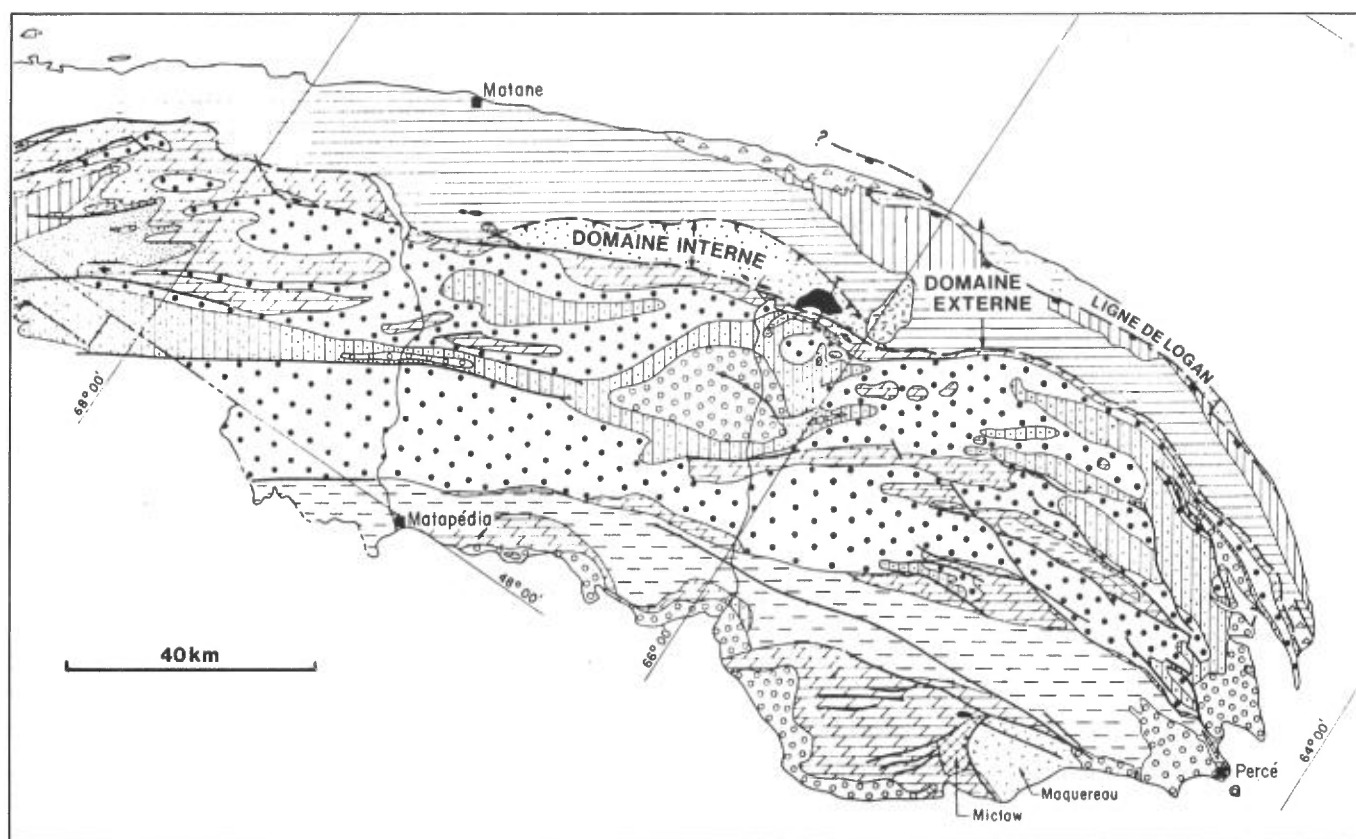


FIGURE 2 - Géologie de la région, d'après St-Julien et Hubert (1975).

TRAVAUX ANTERIEURS

Les géologues dont les noms suivent ont oeuvré dans la région: Logan (1846), Murray (1845), Richardson (1859),

Ells (1883), Low (1885), Alcock (1927), Crickmay (1932), Dresser et Denis (1944), Osborne et Archambault (1948), McGerrigle (1954), Mattinson (1964), MacGregor (1962, 1964), Girard (1967), Ollerenshaw (1967),

Aumento (1969) et Carrara (1972). Les cartes suivantes ont été dressées ces dernières années:

- . granite des monts McGerrigle; de Römer (1977)
- . secteur nord-est du mont Albert; Girard (1967)
- . auréole métamorphique du mont Albert; MacGregor (1964)
- . péridotite du mont Albert; MacGregor (1962)
- . région du mont Albert; Alcock (1927)
- . région du lac Cascapédia; McGerrigle (1954)
- . région du mont Logan; Mattinson (1964)
- . région du lac Matapédia; Ollerenshaw (1967)

Nous avons repris la cartographie à partir du granite des monts McGerrigle (exclusivement) jusqu'au secteur du lac Cascapédia (inclusivement).

L'historique des travaux géologiques dans la région montre une tendance à simplifier l'interprétation de la péridotite du mont Albert, surtout depuis 1964: la plupart des auteurs s'accordent sur la nature de la **péridotite alpine** bien que l'absence de cartographie détaillée empêche de nuancer l'interprétation.

Par contre, on trouve deux interprétations structurales et stratigraphiques différentes pour le groupe de Shickshock. Les géologues qui ont travaillé dans la partie ouest du groupe pensent généralement que celui-ci s'interdigite, le long de son contact nord, avec le groupe de la rivière Matane (Ollerenshaw, 1967; Mattinson, 1964). Ceux qui ont travaillé dans la partie est tiennent ce contact pour une faille de chevauchement (McGerrigle, 1954; St-Julien et Hubert, 1975). McGerrigle (1954)

considère qu'il existe une variation métamorphique importante, reliée à cette faille.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier le professeur P. St-Julien pour la direction éclairée de cette recherche et les méthodes de travail. Les discussions avec les professeurs R. Laurent et R. Béland nous ont également été profitables. Nous apprécions spécialement la collaboration de S. Biron qui a effectué la cartographie au nord et à l'extrémité ouest des monts Chic-Chocs. Nous avons aussi profité de discussions fructueuses avec H. Williams, B. Skidmore, A. Vallières et J-M. Charbonneau.

Nous apprécions l'assistance des techniciens du département de géologie de l'Université Laval et du ministère des Richesses naturelles. Nous remercions aussi nos assistants sur le terrain: D. Lafond et R. Boivin (1975), D. Morin et C. Dubois (1976) et A. Paquet (1977).

GEOLOGIE REGIONALE

Dans le centre de la Gaspésie, le supergroupe de Québec comprend, au nord, le groupe de la rivière Matane et, au sud, le groupe de Shickshock. Biron (communication personnelle) a subdivisé et décrit les unités lithostratigraphiques du groupe de la rivière Matane (page 29). Des descriptions des unités du groupe de Shickshock ont été données par de Römer (1972), Mattinson (1964), Ollerenshaw (1967), MacGregor (1962, 1964) et McGerrigle (1954). Le tableau 1 compare notre nomenclature lithologique avec celles de Ollerenshaw (1967) et de Mattinson (1964).

Immédiatement au sud du groupe de Shickshock, les formations siluro-dévonien-

TABLEAU 1 - Nomenclatures lithologiques de Ollerenshaw (1967), Mattinson (1964) et de l'auteur pour la région

Unités de Ollerenshaw(1967)	Unités de Mattinson (1964)	Unités de l'auteur	Description*
Faciès du lac Matapédia	Assemblage du lac Matapédia	Assemblage du lac Matapédia	Roches volcaniques basiques, arkose, un peu de schiste ardoisier rouge
Faciès du lac Matapédia, région des monts Chic-Chocs	Zone du ruisseau Bivé Zone du lac Bardey Zone du lac Vignon Zone du ruisseau Weir	Unité du lac Guelch	. Arkose avec filons de quartz et d'épidote, roches volcaniques basiques, arkose congglomératique, schiste ardoisier rouge et gris . Méta-arkose, méta-arkose congglomératique, roches métavolcaniques ou schiste à albite-chlorite-épidote-amphibole, schiste à séricite-quartz
Faciès de Duvivier	Roches métavolcaniques septentrionales(1) centrales et méridionales(2) Zone altérée de la limite sud	Unité du Bras aux Saumons Unité "tectonique" du ruisseau du Dix-Septième Mille	(1)Métabasalte ou schiste à albite-chlorite-épidote-amphibole avec ou sans nodules d'épidote, méta-arkose, schiste à séricite-quartz (2)Amphibolite, gneiss à feldspath-quartz-muscovite-biotite, schiste micacé à muscovite-biotite-feldspath-quartz Dolomie silicifiée, dolomie cristalline, serpentinite, serpentinite à hématite, gneiss à feldspath-quartz et autres roches caractéristiques du groupe de Shickshock, shale noir à graptolites
Roche ultrabasique du mont Albert	Zone du ruisseau Bascon Massif serpentinisé du mont Albert Intrusions tardives	Unité du lac Cascapédia Complexe ultramafique du mont Albert	Schiste à séricite-chlorite-quartz; très rares niveaux de méta-arkose. (1)Sous-unité harzburgitique: harzburgite serpentinisée; lits et lentilles podiformes de dunite srpentinisée, bandes d'orthopyroxénite (2)Sous-unité de péridotite fraîche: harzburgite, dunite, orthopyroxénite (1)Dykes de diabase; (2)Dykes de syénite et/ou granite

* Les descriptions sont données dans l'ordre décroissant d'abondance et l'ordre croissant de métamorphisme

nes présentes sont celles d'Awantjish (shales calcaireux fossilifères), de Val-Brillant (quartzite) et de Sayabec (dolomie récifale). Elles ont été décrites par McGerrigle (1954) et Robert (1963, 1964, 1967).

Le groupe de la rivière Matane affleure à l'ouest (Ollerenshaw, 1967; Biron, communication personnelle) et au nord (Biron, 1972, 1973, 1974, communication personnelle). De Römer (1972, 1977) a décrit les roches granitiques et syénitiques de l'intrusion des monts McGerrigle, lesquelles constituent la limite est du groupe de Shickshock. La carte 1642 (MRN, 1967) donne les grandes lignes des deux groupes et de l'intrusion précités.

Une phase majeure de métamorphisme reliée à la phase tectonique taconique a marqué les roches du supergroupe de Québec. Comme Mattinson (1964) l'a montré, le métamorphisme augmente du nord au sud dans le supergroupe. Le métamorphisme ne devient cependant dominant qu'à partir du front des Chic-Chocs. D'ouest en est, à partir du lac Matapédia, le métamorphisme augmente jusque dans la région du mont Logan (Ollerenshaw, 1967; Mattinson, 1964). D'est en ouest, à partir des monts McGerrigle, il est difficile de se faire une idée de la variation du métamorphisme régional, les auréoles du mont Albert et des monts McGerrigle oblitérant celui-ci. Nous croyons, cependant, que ce métamorphisme a atteint son maximum au lac Bonjour, dans la partie sud de la région du mont Logan. Ce maximum est celui de l'isograde du grenat-almandin (Mattinson, 1964). Dans notre région, le faciès métamorphique régional le plus typique, si l'on exclue les auréoles métamorphiques des roches ultramafiques, est celui des schistes verts.

Les formations siluro-dévonienues ne sont pas métamorphisées. L'auréole mé-

tamorphique du complexe ultramafique du mont Albert est discontinue en ce sens que chaque massif (mont Paul, mont du Sud et mont Albert) possède sa propre auréole. Ces auréoles sont similaires au point de vue de la pétrographie et de la structure.

Les péridotites du complexe sont déformées et serpentinisées mais leurs phases de déformation et de métamorphisme peuvent être antérieures, synchrones ou postérieures à la phase tectonique taconique.

BUTS

Depuis quelques années, il y a eu recrudescence des activités géologiques dans les Appalaches. Généralement inspirés par la tectonique des plaques, plusieurs chercheurs ont étudié, soit les péridotites alpines des Appalaches (Green, 1967; Aumento, 1969, Dewey et Bird, 1970; Church et Stevens, 1971; Chidester and Cady, 1972; Church, 1972; Irvine et Findlay, 1972; Williams et Malpas, 1972; Malpas, Stevens et Strong, 1973; Williams et Smyth, 1973; Agterberg, 1974; Hébert, 1974; Laurent, 1975, 1976; etc.), soit les structures appalachiennes (Vallières, 1971; Biron, 1972, 1973, 1974; Charbonneau, 1975; Beaulieu, 1976; Trzcienski, 1976; St-Julien et Hubert, 1975; etc.). Notre étude se rattache à ces deux types de recherche.

Dans le but d'apporter une solution aux problèmes majeurs suscités par le groupe de Shickshock et par le complexe du mont Albert, dans le but, aussi, de nuancer et compléter l'interprétation de la péridotite et de lever les doutes sur le contact nord du groupe de Shickshock, nous avons entrepris la cartographie détaillée de ce groupe et des péridotites du mont Albert, du mont du Sud et du mont Paul. Nous avons également travaillé à une analyse structurale de ces roches afin de déterminer:

- . les phases de déformation de celles-ci;
- . les relations entre ces phases et le métamorphisme;
- . les relations structurales entre les diverses unités du groupe de Shickshock, la péridotite du mont Albert, le groupe de la rivière Matane et les formations siluro-dévonniennes.

Pour étayer cette analyse, il nous a fallu réviser, compléter ou commencer des études sur:

- . la pétrographie de la péridotite du mont Albert et de son auréole;
- . la pétrographie des roches métamorphiques;
- . la géochimie et la pétrologie des divers types de roches;
- . la sédimentologie des métasédiments.

De plus, l'étude comparative du mont Albert et de complexes similaires nous a permis d'examiner les divers problèmes soulevés par la présence d'une auréole métamorphique entourant une péridotite alpine.

CLASSIFICATION DES ROCHES

Le groupe de Shickshock est généralement métamorphisé au faciès des schistes verts. La texture déformée peut tantôt dominer, tantôt laisser transparaître les structures et les textures primaires. On peut alors donner aux unités lithologiques soit leur nom primaire (basalte, arkose), soit leur nom métamorphique. Le nom primaire seul est inexact car il s'agit de roches métamorphiques. Le nom métamorphique seul n'évoque pas l'ensemble des observations lithologiques. Ainsi, on peut comparer **métabasalte vésiculaire tufacé** et **schiste à albite-chlorite-épidote-amphibole** ou **harzburgite serpentinisée** et **serpentinite**. Les termes utilisés se-

ront donc composés bien que nous respecterons dans leurs grandes lignes certaines classifications telles que celles de l'International Union of Geological Sciences (1976), de Winkler (1974) et de Williams, Turner et Gilbert (1954). La figure 3 présente une classification des roches ultramafiques.

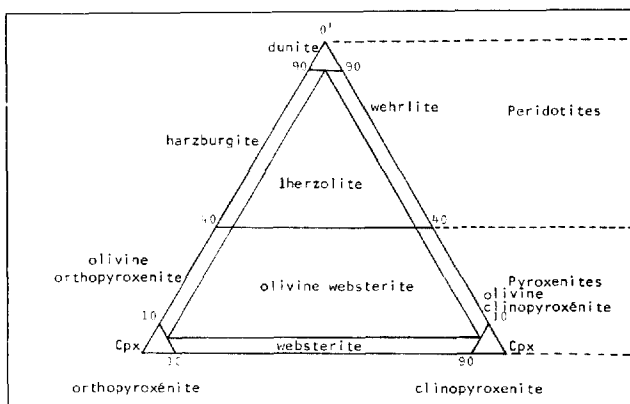


FIGURE 3 - Classification des roches ultramafiques d'après l'International Union of Geological Sciences (1976).

METHODOLOGIE

Nous avons utilisé des photos aériennes à 1/15 000 pour la cartographie et l'analyse structurale des secteurs du mont Albert (été 1975) et du lac Cascapédia (été 1976). Au cours de 1977, nous avons poursuivi des travaux complémentaires et certaines vérifications de terrain. Les affleurements repérés sur les photos aériennes ont été numérotés et décrits sur des géofiches.

La forme, les caractères lithologiques et les éléments structuraux des affleurements ont été reportés, en chambre claire, sur une carte de base à 1/15 000. Nous avons dressé, à partir de la compilation des éléments structuraux, des diagrammes de projection équiaire.

Notre principal problème a été d'éviter les surcharges sur la carte finale. Ainsi, en certains points de la carte,

les éléments suivants étaient réunis: ruisseau, sentier, courbe de niveau, contour de l'affleurement, mesures structurales et interprétation. Dans les aires à forte densité d'affleurements, il a fallu simplifier et omettre certains détails.

PETROGRAPHIE

Afin de faciliter la description des unités, certains termes, tels que **lamination métamorphique**, **schistosité**, **clivage**, doivent être définis. Le terme de **lamination métamorphique** est utilisé au sens que lui donne Spry (1969): lamination résultant de la ségrégation métamorphique et dont l'origine peut être mimétique (parallèle à un ancien litage) ou purement structurale (**metamorphic layering**). Il s'agit d'une lamination proprement dite (moins de 1 cm d'épaisseur) ou d'un rubanement métamorphique (plus de 1 cm). Au sens pétrographique, la schistosité se définit par l'alignement planaire pénétratif des minéraux métamorphiques. Le clivage se caractérise par un alignement planaire similaire mais affecté d'espacements mesurables. La gneissosité provient de la schistosité par accroissement du grain des minéraux métamorphiques.

Les textures primaires des roches volcaniques et sédimentaires sont suffisamment standardisées pour ne pas poser de problème de description. Pour les textures métamorphiques, nous nous reporterons surtout à: Spry (1969), Stauffer (1970), Williams, Turner et Gilbert (1954) et Fyfe, Turner et Verhoogen (1968).

GROUPE DE SHICKSHOCK

UNITE DU LAC CASCAPEDIA

Sur le terrain, les schistes à séricite-chorite-quartz de cette unité se

présentent sous quatre aspects différents, transitionnels et irréguliers: schiste rougeâtre, schiste gris, schiste gris-vert pâle et schiste gris-vert olive. Les laminations métamorphiques micacées (épaisseur: 1 mm) sont composées de séricite, de chlorite, de minéraux opaques diffus avec un peu d'épidote et de biotite. Elles alternent avec des laminations compétentes (épaisseur: 1 à 3 mm) formées de quartz, de feldspath et de chlorite recristallisés. Ce sont des schistes du faciès des schistes verts (**très faible métamorphisme**, Winkler, 1974). La schistosité S_1 , irrégulière, cisailée et veinée, ici et là, de quartz, est reprise par un pseudo-clivage S_2 . Le contact, plutôt net avec les roches métavolcaniques et les méta-arkoses, est transitionnel avec les mudstones rouges et verts du groupe de la rivière Matane. Les indices de terrain et les valeurs géochimiques montrent que les schistes sont l'équivalent métamorphique de ces mudstones.

Ces schistes sont nettement plus abondants dans la partie est des Chic-Chocs (mont Albert, lac Cascapédia) que dans la partie ouest (mont Logan, lac Matapédia). Si l'on s'en tient aux normes du **Code of Stratigraphic Nomenclature**, ces schistes et les mudstones rouges et verts du groupe de la rivière Matane devraient être regroupés en une seule unité lithostratigraphique.

Cette unité contient aussi un peu de métagrès carbonaté et de méta-arkose, similaires à ceux des autres unités du groupe de Schickshock.

UNITE DU LAC GUELCH

Reposant soit sur le mudstone rouge de la rivière Matane, soit sur les schistes du lac Cascapédia, l'unité du lac

Guelch est généralement sous-jacente à l'unité du Bras aux Saumons. Nous présentons (tableau 2) une colonne stratigraphique; celle-ci est hypothétique, étant donné les incertitudes structurales et la rareté des polarités sédimentaires.

Les meilleurs affleurements de méta-arkose se trouvent sur la falaise au nord du lac Guelch. Quant à la méta-arkose conglomératique, c'est au sud du lac Cascapédia et au nord-ouest des lacs du Castor qu'elle est le mieux dégagée.

La méta-arkose typique, massive et sans structures sédimentaires, est recoupée de laminations métamorphiques de séricite et chlorite. La grosseur du grain va de 0.1 à 0.5 mm, avec une moyenne de 0.2 mm. Le tableau 3 donne trois estimations de la composition minéralogique des méta-arkoses.

Pour le terme d'arkose, nous avons utilisé la classification de Williams, Turner, Gilbert (1954): plus de 25% de feldspath et moins de 10% de fragments lithiques. Malgré la recristallisation de la matrice, on peut supposer que cette roche était à l'origine un "wacke arkosique".

TABLEAU 2 - Hypothèse stratigraphique

Unité du Bras aux Saumons	(sommet)
Unité du lac Guelch	
Alternance de bandes de metabasalte et de bandes de méta-arkose (10-30%)	
alternance de siltite et de schiste (3%)	
méta-arkose massive (54-74%)	
méta-arkose massive et/ou méta-arkose conglomératique (jusqu'à 10%)	
alternance de siltite et de schiste (jusqu'à 3%)	
Unité du lac Cascapédia	
Groupe de la rivière Matane	
Mudstone rouge, à proximité du Shickshock	
	(base)

Selon Mattinson (1964), le plagioclase est de l'albite (An_0 à An_{10}). Les plagioclases non maclés sont abondants. Le feldspath potassique est rare (moins de 2.5%; Mattinson, 1964). Dans les méta-arkoses où la texture primaire est conservée, le tri est pauvre, l'arrondi est faible et la matrice argileuse recristallisée forme plus de 5% de la roche: ces roches ne sont pas matures. Les méta-arkoses du lac Guelch et celles du mont Logan sont comparables aux arkoses du lac Matapédia, eu égard à la similitude des textures et à nos estimations visuelles.

TABLEAU 3 - Composition minéralogique des méta-arkoses du lac Guelch

	(1)	(2)	(3)
Plagioclase	46.4	50.1	42
Quartz	37.9	22.0	35
Biotite brun-vert	Nil	7.4	Nil
Biotite verte	Nil	2.2	Nil
Epidote	5.3	4.7	1
Chlorite	7.5	4.3	2
Muscovite (séricite)	7.2	4.2	8
Orthose	Nil	2.5	Nil
Sphène	traces	1	3
Oxydes opaques	1.0	<1.0	2
Autres (accessoires)	traces	traces	7
(1) Estimation visuelle moyenne de l'auteur (faite sur 11 lames minces)			
(2) Estimation visuelle moyenne de Mattinson (1964) pour la zone du ruisseau Bivé			
(3) Estimation moyenne de Ollerenshaw (1967) pour la région du lac Matapédia.			

Les méta-arkoses conglomératiques ressemblent aux méta-arkoses proprement dites, sauf pour les fragments grossiers suivants, donnés par ordre décroissant d'abondance:

Nature des roches	Forme des fragments
granite ou granulite (quartz et plagioclase seulement)	arrondis
plagioclase	subanguleux
quartz	subanguleux
mudstone rouge	effilochés, anguleux
pélite (?)	anguleux
roches volcaniques	subanguleux

A remarquer l'arrondi variable des fragments qui est à relier à des phénomènes sédimentologiques (distance de la source et/ou mécanismes de transport, etc.).

Une alternance de métasiltite arkosique (en lits de 0.5 à 10 cm d'épaisseur, avec une moyenne de 2.5 cm) et de schiste à séricite-chlorite-quartz (en lits de 1 à 15 cm d'épaisseur) est également présente .

Toutes les roches de l'unité du lac Guelch ont été affectées par le métamorphisme régional ou par le métamorphisme de l'auréole du mont Albert. Le métamorphisme a transformé les arkoses. La zonation métamorphique se présente comme suit (version modifiée de celle établie par MacGregor, 1964):

- 1 - méta-arkose ou schiste à plagioclase-quartz-muscovite-épidote-chlorite;
- 2 - schiste à plagioclase-quartz-muscovite-épidote-biotite;
- 3 - schiste à plagioclase-quartz-muscovite-épidote-biotite verte;

- 4 - gneiss ou schiste micacé à plagioclase-muscovite-biotite brune;
- 5 - gneiss ou schiste micacé à plagioclase-muscovite-biotite brune-grenat;
- 6 - gneiss à plagioclase-muscovite-biotite brune-grenat-disthène.

Une zonation de texture accompagne l'augmentation du degré de métamorphisme. En partant de la méta-arkose relativement peu métamorphisée, on note les textures suivantes:

- 1 - Fraction conglomératique et gréseuse **identifiable**; minéraux argileux recristallisés en micas non orientés (texture primaire);
- 2 - Fraction conglomératique et gréseuse **identifiable**; micas orientés dans les laminations, mal orientés dans le reste de la matrice (texture primaire);
- 3 - Fraction conglomératique et gréseuse **identifiable**; micas, étirés dans le plan de la schistosité, orientés; début de recristallisation des grains (texture lépidoblastique);
- 4 - Plagioclase, quartz, étirés et recristallisés, définissant la gneissosité avec les micas (texture nématoblastique);
- 5 - Plagioclases, micas, recristallisés; gneissosité difficilement observable (texture nématoblastique et début de texture granoblastique).

Les textures 1 et 2 correspondent à la zonation 1, la texture 3, aux zonations 2 et, 3, la texture 4 à la zonation 4 et la texture 5 aux zonations 5 et 6. Dans ces gneiss, les textures des grenats indiquent une recristallisation post-tectonique suivie d'un métamorphisme régressif que MacGregor (1964) a d'ailleurs décrit. Les gneiss sont recoupés par des veines de

quartz et par des pegmatites feldspathiques de formes irrégulières.

L'unité du lac Guelch contient aussi des schistes à séricite-chlorite-quartz, similaires à ceux de l'unité du lac Cascapédia, et des metabasaltes rubanés identiques à ceux de l'unité du Bras aux Saumons; ces roches forment moins de 25% de l'unité.

En résumé, cette unité comprend des méta-arkoses, des méta-arkoses conglomératiques, des schistes à séricite-chlorite-quartz, une alternance de siltite et de schiste à séricite-chlorite-quartz et des metabasaltes laminés. Massive et sans structures sédimentaires, la méta-arkose typique est recoupée de laminations métamorphiques à espacements variables. La méta-arkose conglomératique comprend surtout des fragments arrondis de roches granitiques (?) et des fragments effilochés de pélites, principalement de mudstone rouge. On note, ici et là, une alternance de siltite arkosique et de schiste rougeâtre à séricite-chlorite-quartz. Les méta-arkoses passent à des gneiss avec l'augmentation du métamorphisme, d'où des zonations métamorphique et texturale. Une recristallisation post-tectonique et un métamorphisme régressif ont affecté les gneiss. Les textures métamorphiques dominent dans la méta-arkose sans pour autant oblitérer les textures primaires. Enfin, on peut faire des corrélations entre ces méta-arkoses et l'arkose du lac Matapédia.

UNITÉ DU BRAS AUX SAUMONS

METABASALTES

Les metabasaltes du groupe de Shickshock présentent des structures volcaniques hétérogènes et des textures métamorphiques homogènes. Les roches à structures

volcaniques sont les suivantes (les pourcentages sont estimés):

	% d'abondance
. Tuf basique à hématite (1);	Traces
. Metabasalte à coussins et à hématite (2);	3%
. Metabasalte laminé avec ou sans nodules d'épidote (3);	25%
. Metabasalte à coussins (4);	10%
. Metabasalte amygdalaire et vésiculaire (5);	60%
. Metabasalte porphyroclastique (6);	1%
. Metabasalte à xénolites - fragments d'arkose (?), de mudstone rouge (7);	Traces

L'albite (25-35%), l'épidote (2-15%), la chlorite (traces-30%), l'actinote (traces - 55%), le sphène (traces) et les minéraux opaques (2-10%) sont les principaux constituants; ils sont caractéristiques du faciès des schistes verts. De façon générale, on peut facilement identifier une schistosité pénétrative, laquelle traduit, à l'échelle de l'échantillon, l'alignement microscopique de l'actinote et de la chlorite. A l'exception du metabasalte porphyroclastique, ces roches possèdent, ici et là, de fins niveaux vésiculaires et amygdalaires.

Les coussins des metabasaltes ont en moyenne 1.5 m de long sur 30 cm de large. Le matériel intercoussins a la même composition que les coussins, dans lesquels on ne peut déceler de zonation interne. Les laminations métamorphiques diffuses des metabasaltes laminés (3) révèlent des alternances de niveaux riches en épidote, en minéraux opaques et en actinote et de niveaux plus feldspathiques. Les amygdales des metabasaltes (3) (4) et (5) sont composées, par ordre décroissant d'importance, de quartz, d'épidote, de chlorite, de miné-

raux opaques, d'actinote et de calcite. Deux types sont présents: l'amygdale déformée et allongée dans le plan de la schistosité (70% du total) et l'amygdale à épidote, arrondie et non déformée (30%). Les nodules à épidote (10 à 20 cm de diamètre) proviennent de coussins isolés épidotisés. Les porphyroclastes d'amphibole font que ce metabasalte (6) est facile à identifier. Les veines de quartz sont irrégulières et d'épaisseur variable. Les veines d'épidote s'alignent généralement dans le plan de la schistosité.

En résumé, les metabasaltes, qui présentent une composition minéralogique et une texture caractéristiques des roches métamorphiques, possèdent des structures volcaniques reflétant une grande hétérogénéité d'origine. Les relations entre les diverses variétés sont rarement visibles sur le terrain. Dans la lentille du Gîte, on note du metabasalte coussiné, lequel passe à du metabasalte massif puis à des tufs basiques à hématite au sommet. Dans le ruisseau aux Saumons, nous avons noté une succession similaire. Les roches sédimentaires sont en contact net avec ces metabasaltes. Au lac où le ruisseau aux Bouleaux prend sa source, nous avons noté une arkose remplissant des chenaux dans du metabasalte laminé. Les roches sédimentaires passent communément aux roches volcaniques par une zone de transition intermédiaire dans laquelle le schiste sédimentaire devient tufacé.

Nous avons observé, du nord au sud, à partir du front des Chic-Chocs, l'évolution texturale suivante:

- . metabasalte à texture primaire conservée;
- . metabasalte à texture primaire mal organisée, mais sans reconstitution métamorphique;

- . metabasalte à texture secondaire, avec réalignement métamorphique peu prononcé;
- . metabasalte à texture secondaire, avec réalignement métamorphique intensif (plagioclase interstitiel).

Les deux textures secondaires sont les plus fréquentes. Une schistosité, identifiée comme S_1 , domine dans celles-ci. Dans le metabasalte laminé, il existe, çà et là, du pseudoclivage S_2 , lequel remplisse la schistosité sans être accompagné d'une recristallisation métamorphique.

Les lattes de plagioclase sont de l'albite maclé ou non; le plagioclase du groupe de Shickshock, à l'exception de celui de l'auréole, est de l'albite - An_0 à An_5 - (Ollerenshaw, 1967; Mattinson, 1964 et MacGregor, 1964). Le passage à l'auréole métamorphique se traduit par une valeur de An_{17} , comme MacGregor (1964) l'a déjà noté. Les minéraux opaques oxydés sont en bordure de la chlorite ou à l'intérieur de celle-ci; ils forment des assemblages nets ou des traînées diffuses. L'épidote est souvent idiomorphe. En l'absence de chlorite, l'actinote forme un réseau net bien orienté dont les interstices sont remplis par les minéraux opaques et le plagioclase. Si elles sont toutes les deux présentes, l'actinote et la chlorite se remplacent mutuellement et s'interpénètrent.

Les metabasaltes au sous-faciès à albite-chlorite-épidote-actinote du faciès des schistes verts se prêtent mal à la définition des isogrades métamorphiques. Les isogrades que Mattinson (1964) a définis ont été dressés à partir de données obtenues dans les métasédiments.

Nous n'avons pas noté d'assemblage minéralogique caractéristique de l'étape de très faible métamorphisme de Winkler (1974). Mattinson (1964) et MacGregor

(1964) signalent que, antérieurement au métamorphisme, il a pu se produire une spilitisation des basaltes. L'hypothèse d'une spilitisation sera étudiée plus loin (pages 15-20).

AUREOLE METAMORPHIQUE DU COMPLEXE DU MONT ALBERT

Le complexe ultramafique possède une auréole métamorphique dynamothermique résultant du métamorphisme qui a touché les metabasaltes. Cette auréole est zonée et concordante; il n'existe pas de faille majeure entre les schistes verts et les amphibolites de l'auréole.

Deux coupes types (à la source de la rivière de la Grande Fosse et au ruisseau des Marches du Géant) et une zone type (zone de la rivière Cascapédia pour le segment compris entre les monts Paul et du Sud) permettent une étude de l'auréole. La zonation métamorphique suivante a été établie par MacGregor (1964); nous l'avons modifiée légèrement:

- . Amphib. à clinopyr.-grenat; très rare
- . Hornblendite oxydée; très rare
- . Amphibolite à grenat; occasionnelle
- . Hornblendite; fréquente
- . Amphibolite à clinopyr.; fréquente
- . Amphibolite; fréquente
- . Amphibolite à épidote; très fréquente
- . Schiste à chlor.-alb.-épid.- ?
amphib. (deux types selon que l'amphibolite est de l'actinote ou de la hornblende)

Pour distinguer l'actinote de la hornblende, nous nous sommes inspirés des formules pléochroïques de ces amphiboles, telles qu'établies par MacGregor (1964):

	Actin.	Hornb.(1)	Horn.(2)
N _x	Incol.	jau. pâle	jaune
N _y	vert-pâle	bleu-vert	vert
N _z	vert-pâle	bleu-vert	vert olive

L'actinote, de plus, forme des aiguilles plus fines que la hornblende.

Les structures volcaniques des metabasaltes résistent très bien au métamorphisme et à la déformation; nous avons, en effet, noté deux structures volcaniques primaires bien avant dans l'auréole: coussins isolés sous forme de nodules d'épidote et porphyroclastes. Les coussins sont visibles le long de la rivière de la Grande Fosse et nous avons remarqué quelques affleurements de metabasalte porphyroclastique à proximité du sommet du mont Albert, le long du ruisseau des Marches du Géant.

L'amphibolite à épidote forme la plus grande partie de l'auréole. Elle présente une alternance de rubanements métamorphiques, constitués de deux grandes variétés: hornblende avec un ou plusieurs autres minéraux; épidote, quartz et plagioclase. Le passage du schiste à chlorite-albite-épidote-actinote à l'amphibolite à épidote est marqué par une augmentation marquée du grain des amphiboles et de l'épidote et par une diminution de la quantité de minéraux opaques diffus. Les autres amphibolites, qui ont un rubanement et un grain plus grossier, ont été affectées par un métamorphisme régressif.

En résumé, l'auréole d'amphibolite passe graduellement du schiste à chlorite-albite-épidote-amphibole à l'amphibolite à clinopyroxène et à grenat. Etant donné ces transitions, on note, d'un rubanement à l'autre, des assemblages minéralogiques anormaux. Nous avons remarqué, de plus, quelques indications de métamorphisme régressif et de recristallisation post-déformation. Nous sommes d'avis, tout comme MacGregor (1964), que l'équilibre n'est atteint qu'à l'échelle du simple rubanement métamorphique. Nous traiterons plus loin du dynamo-métamorphisme (pages 50-56).

Nous avons supposé, dans les descriptions que nous venons de donner, que l'auréole a été engendrée dans les roches volcaniques encaissantes. On peut suivre assez bien, en effet, les transitions pétrographiques; il n'existe pas de discontinuité au niveau des textures et des assemblages minéralogiques. Certaines structures primaires - coussins, porphyroclastes - ont été notées à l'intérieur de l'auréole. Les gneiss rencontrés ici et là peuvent provenir, vu leur texture et leur composition minéralogique, des méta-arkoses environnantes. Leur proportion par rapport à l'amphibolite est en accord avec celle de l'arkose par rapport au metabasalte. Nous n'avons pas rencontré de discontinuité structurale majeure. Au point de vue pétrographie, il existe peu d'arguments pour affirmer que l'auréole d'amphibolite ne s'est pas formée sur place, au contact de la péridotite.

Après une étude des caractères géochimiques de l'auréole, MacGregor (1964) a conclu:

The regional homogeneity of rock types and 30 chemical analyses of the contact metamorphic and country rocks indicate an original gross similarity across contact aureole. Systematic variations of certain oxydes away from the intrusive contact show a chemical redistribution in response to metamorphism (p. 179).

UNITE STRUCTURALE DU RUISSEAU DU DIX-SEPTIEME MILLE

Nous avons groupé, dans cette unité, toutes les roches faisant partie de la zone de failles de Shickshock Sud. Cette unité contient des alternances, inégales et irrégulières, de dolomies - serpentinites et d'autres roches habituellement caractéristiques du groupe de Shickshock; celles-

ci, toutefois, sont cisailées et bréchiques. A ces roches, s'ajoutent des roches exotiques: schistes graphiteux à graptolites et roches clastiques à plantes dévoniennes. Celles-ci ont surtout été recoupées dans des forages (tableau 4). A l'est de la rivière Sainte-Anne, la zone de failles n'est plus qu'une seule faille: la zone réapparaît sur une courte distance à proximité de la route de ceinture des monts McGerrigle. Nous ignorons si elle se poursuit à l'est de ceux-ci. Selon Mattinson (1964) et sur la foi de rapports des travaux statutaires de New Jersey Zinc Explor.

TABLEAU 4 - Roches recoupées par les forages dans la zone de failles de Shickshock Sud (en % du total de pieds forés)

ROCHE	(1)	(2)	(3)
Harzburgite et serpentinite	14.3		
Serpentinite	1.5	25.6	12.9
Dolomie serpentinisée	0.1	0.9	
Dolomie silicifiée	1.8	1.3	
Dolomie à hématite		27.8	
Dolomie	7.5	14.7	
Brèche de faille	1.5	0.1	
Amphibolite	6.9		20.0
Métagrès, gneiss	16.3		
Schiste à séricite, tuf à séricite	14.4		
Tuf	20.2	9.4	
Tuf à hématite	0.1	0.3	
Metabasalte (andésite)	0.7		59.9
Shale, ardoise	0.6		
Granite, syénite	0.1		4.6
Diabase	1.0		
Carbonate		0.1	

- (1) 11 forages, d'un total de 4691 pieds, au sud du mont Albert (au voisinage de la péridotite).
- (2) 8 forages, d'un total de 3854 pieds, au ruisseau du Dix-Septième Mille (loin de la péridotite).
- (3) 3 forages, d'un total de 1377 pieds, implantés par la West Hill Copper (dans l'auréole d'amphibolite).

Co. (GM-20101, 22136, 17631, 22146), les dolomies cristallines peuvent être suivies, grâce à une anomalie aéromagnétique positive, jusqu'aux environs du lac Matane.

DYKES ET INTRUSIONS

Des dykes de diabase et des intrusions granitiques recoupent le groupe de Shickshock. Les dykes sont épars et ont peu d'étendue dans le secteur du lac Cascaédia; on a signalé la présence de dykes similaires dans le Siluro-Dévonien. Les intrusions prennent deux formes distinctes mais apparentées: pluton des monts McGerriple, limitant l'extrémité est du groupe de Shickshock, et dykes granophyriques. Les dykes de diabase et de granophyre sont des intrusions tardives recoupant le groupe de Shickshock.

GEOCHIMIE

Les tableaux 5, 6 et 7 fournissent des analyses d'amphibolites, de metabasaltes et de roches métasédimentaires. Quelques analyses de roches prélevées par Biron (1980) et MacGregor (1964) et de roches n'appartenant pas au groupe de Shickshock ont été incluses pour fins de comparaison.

La géochimie des amphibolites et des metabasaltes peut fournir des renseignements sur:

- . l'homogénéité chimique du groupe de Shickshock;
- . la nature du basalte originel et son milieu;
- . la spilitisation;
- . les variations chimiques reliées au métasomatisme ou à la différenciation métamorphique;
- . la corrélation avec d'autres metabasaltes des Appalaches, dont quelques metabasaltes ophiolitiques.

La constance dans les structures et les textures volcaniques ainsi que dans la composition minéralogique métamorphique porte à croire que ces basaltes étaient, à l'origine, comagmatiques et relativement homogènes. Cependant, l'écart entre les valeurs minimales et maximales (tableau 5) des metabasaltes et des amphibolites est assez grand pour qu'on puisse supposer une certaine différenciation, hypothèse que nous n'avons cependant pas examinée.

On peut, à partir de certains paramètres chimiques, se faire une idée de la nature de ces metabasaltes. Le métamorphisme et l'alcalinité anormale imposent des contraintes. La composition minéralogique métamorphique n'apporte aucune lumière; si on compare les metabasaltes aux amphibolites, on s'aperçoit que les éléments immobiles sont: Al_2O_3 , Fe (total), K_2O , MnO , P_2O_5 . Ceci concorde avec les observations de MacGregor (1964). On soupçonne au départ que ces metabasaltes sont spilitisés. Une comparaison directe avec des basaltes normaux n'apporte que peu d'éclaircissements; oxydation du fer et alcalinité ne s'accordent nullement avec celles des basaltes normaux. Au dire même de Irvine et Baragar (1971), la classification normative de ceux-ci ne peut être utilisée pour des spilites.

Reportés sur le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$ (Hughes, 1973), les résultats des analyses montrent que nos metabasaltes entrent dans le champ des spilites (figure 4). Pour déterminer le domaine alcalin - subalcalin, on utilise deux diagrammes: TiO_2 vs SiO_2 (figure 5) et MgO vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (figure 6). On ne peut, pour le groupe de Shickshock, tirer que peu de conclusions du diagramme TiO_2 vs SiO_2 ; en effet, plusieurs teneurs en TiO_2 sont anormales et les valeurs moyennes sont jus-

TABLEAU 5- Analyses chimiques de metabasaites et d'amphibolites du groupe de Shickshock et de roches d'ailleurs

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	47.19	47.43	44.99	47.09	50.52	52.31	49.25	49.14	50.81	49.52	49.41	51.88	44.00	43.50	51.10	50.90	43.70	50.30	47.10	52.30
Al ₂ O ₃	13.64	14.81	16.32	13.29	12.87	12.85	12.21	14.31	12.13	14.23	14.11	13.47	12.91	12.53	14.90	14.60	14.90	15.30	18.10	13.10
Fe ₂ O ₃	7.90	6.12	9.12	9.66	13.49	9.30	5.46	4.83	8.04	5.25	4.75	4.08	6.77	7.84	5.00	6.10	10.90	6.10	0.40	7.00
FeO	9.36	6.44	4.62	7.22	2.36	4.28	8.00	6.66	9.80	6.84	9.53	6.89	9.24	7.68	5.68	3.57	2.78	6.82	10.53	6.82
MgO	7.14	6.46	4.75	8.45	3.15	4.11	5.90	8.53	5.18	6.79	7.32	8.29	9.86	10.03	4.50	6.10	2.30	6.00	5.50	6.10
CaO	3.10	12.09	15.76	5.90	7.55	5.96	11.95	11.64	5.89	11.83	8.44	8.91	14.49	13.98	9.20	7.80	7.10	7.50	9.20	6.80
Na ₂ O	4.51	2.69	0.27	4.24	5.43	5.63	1.47	1.73	3.92	2.76	3.35	3.84	1.03	1.06	4.30	4.10	4.40	3.00	2.30	4.40
K ₂ O	0.08	0.22	0.07	0.12	0.27	0.15	0.18	0.17	0.30	0.19	0.46	0.90	0.59	0.23	0.10	0.22	0.02	0.22	0.40	0.10
TiO ₂	2.62	1.31	1.47	2.22	4.39	4.35	1.64	1.03	2.60	1.26	1.46	1.11	0.69	0.79	1.40	1.30	1.50	1.40	2.30	1.40
MnO	0.17	0.18	0.12	0.25	0.19	0.15	0.21	0.19	0.24	0.18	0.22	0.19	0.23	0.25	0.18	0.16	0.12	0.19	0.30	0.26
P ₂ O ₅	0.24	0.16	0.20	0.18	0.66	0.76	0.17	0.08	0.31	0.13	0.16	0.10	0.09	0.03	0.12	0.09	0.16	0.20	0.30	0.18
CO ₂		0.34													1.00	0.12	3.20	0.00	0.05	0.08
H ₂ O+	3.82	2.67	2.67	2.55	1.34	1.50	1.72	2.75	0.75	1.97	1.38	1.19	1.57	0.45	1.60	2.10	3.50	2.00	3.44	1.70
H ₂ O -	0.26	0.10	0.13	0.15	0.09	0.14	0.07	0.17	0.21	0.18	0.16	0.16	0.13	0.18	-	-	-	-	-	-
S	0.05									-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-
Cr	0	372	0	250	0	0	125	250	0	250	250	0	750	125	-	240	220	180	-	30
Ni	81	137	61	117	20	20	86	172	41	147	137	81	202	182	-	50	130	600	-	30
Co	85	76	142	98	67	58	111	90	90	85	80	85	116	142	-	n.d.	60	550	-	n.d.
Cu	275	42	61	-	16	13	150	98	24	71	103	92	108	108	-	110	n.d.	520	-	280
Zn	167	110	67	-	100	101	110	90	138	87	127	94	100	113	-	30	80	200	-	60
Rb	0	0	0		38	0	0	0	0	0	0	0	80	0	-	-	-	-	-	-
Sr	41	232	48		265	62	71	90	15	65	117	63	36	15	-	-	-	-	-	-
Li	40	15	12		8	15	14	22	16	11	15	7	22	6	-	-	-	-	-	-

1 (75-03)* - Metabasalt. Très faible métamorphisme (actinote et chlorite)
2 (76-06) - Métatuf basique. Très faible métamorphisme (actinote et chlorite)
3 (76-141-D) - Metabasalt. Très faible métamorphisme (actinote)
4 (76-157) - Metabasalt. Très faible métamorphisme
5 (76-196-C) - Metabasalt.
6 (76-205) - Métatuf basique. Très faible métamorphisme (chlorite)
7 (76-280) - Metabasalt. Faible métamorphisme (hornblende)
8 (76-381-B) - Metabasalt.
9 (76-562) - Metabasalt. Très faible métamorphisme (actinote)
10 (76-5070) - Metabasalt. Très faible métamorphisme (actinote et chlorite).

* La localisation, sur la carte, des échantillons 1 à 14 est donnée par les chiffres entre parenthèses.

11 (76-331) - Metabasalt. Très faible métamorphisme (chlorite)
12 (75-16-C) - Amphibolite. Moyen métamorphisme (deux amphiboles)
13 (75-212-A) - Amphibolite. Moyen métamorphisme (deux amphiboles)
14 (75-223) - Amphibolite. Fort métamorphisme
15 (982-A)** - Metabasalt. MacGregor (1964)
16 (980) - Metabasalt. MacGregor (1964)
17 (746) - Metabasalt. MacGregor (1964)
18 (758) - Metabasalt. MacGregor (1964)
19 (89) - Metabasalt. MacGregor (1964)
20 (787) - Metabasalt. MacGregor (1964)

**Les échantillons autres que les nôtres ne sont pas localisés sur la carte.

TABLEAU 5 - (suite)

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	48.00	50.30	46.00	46.10	42.74	49.80	44.11	47.00	43.06	48.50	47.70	44.63	49.40	44.20	43.70	44.12	46.40	44.80	42.90	36.60
Al ₂ O ₃	16.20	16.10	15.50	16.60	16.92	15.50	16.30	18.30	14.33	15.50	14.20	12.91	14.49	14.10	21.00	14.96	14.56	13.80	13.10	19.90
Fe ₂ O ₃	4.40	5.70	3.20	3.70	7.27	2.90	5.57	4.50	5.25	4.30	5.50	5.94	4.70	3.70	0.80	5.05	3.21	4.70	5.30	5.50
FeO	7.56	7.15	9.27	4.97	4.44	6.63	4.80	4.90	7.83	5.68	5.12	6.82	7.26	8.48	10.59	9.95	9.54	9.19	10.62	19.40
MgO	6.90	6.80	8.80	5.00	7.28	7.80	12.40	7.40	11.03	7.90	7.90	8.22	7.20	12.20	9.50	8.88	8.86	11.00	12.20	6.70
CaO	9.10	9.20	10.80	11.50	16.71	10.60	13.83	12.60	13.36	11.20	14.20	17.03	9.80	13.80	11.20	12.72	12.93	11.10	10.40	8.10
Na ₂ O	2.60	3.00	1.40	2.40	1.26	2.60	1.13	2.50	1.33	2.59	2.20	1.15	2.70	1.10	1.30	1.77	2.11	1.70	1.60	0.50
K ₂ O	0.52	0.24	0.32	0.36	0.82	0.32	0.26	0.22	0.16	0.42	0.30	0.40	0.88	0.26	0.30	0.22	0.09	0.16	0.16	0.08
TiO ₂	0.79	1.00	0.87	1.20	0.88	0.70	0.53	0.61	0.85	0.71	0.78	1.21	1.30	0.47	1.00	0.71	0.59	0.52	0.82	1.40
MnO	0.24	0.18	0.20	0.25	0.16	0.17	0.17	0.18	0.23	0.21	0.18	0.24	0.20	0.24	0.30	0.22	0.20	0.50	0.22	1.00
P ₂ O ₅	0.25	0.03	0.18	0.18	0.05	0.10	0.04	0.26	0.04	0.08	0.01	0.14	0.17	0.06	0.10	0.02	0.02	0.24	0.07	0.03
CO ₂	0.37	0.17	0.03	0.07	0.04	0.03	-	0.01	-	0.03	0.03	0.05	0.01	0.05	0.07	-	-	0.01	0.04	-
H ₂ O+	2.00	1.30	2.50	1.60	1.26	1.60	2.10	1.50	2.26	1.80	1.10	1.42	1.40	1.10	1.44	1.31	1.16	2.20	1.80	1.00
H ₂ O -																				
S	-	0.01	0.03	0.07	-	-	-	-	-	0.002	-	-	0.006	-	-	-	-	0.006	0.005	-
Cr	71	n.d.	240	n.d.		170		230		84	88			26	40			160	97	
Ni	150	48	140	63		140		51		89	50			76	160			100	120	
Co	79	50	62	57		20		20		67	66			68	65			63	76	
Cu	100	124	16	52		48		92		64	16			16	40			96	100	
Zn	30	20	30	30		20		20		20	20			30	20			30	30	
Rb																				
Sr																				
Li																				
21 (967)	-	Amphibolite (7).	MacGregor (1964)											31 (1055)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
22 (971)	-	Amphibolite (71).	MacGregor (1964)											32 (867)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
23 (710)	-	Amphibolite (7).	MacGregor (1964)											33 (977)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
24 (500H)	-	Amphibolite (7).	MacGregor (1964)											34 (503-A)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
25 (861)	-	Amphibolite.	MacGregor (1964)											35 (500-B)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
26 (794)	-	Amphibolite.	MacGregor (1964)											36 (7A)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
27 (689)	-	Amphibolite.	MacGregor (1964)											37 (667)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
28 (970)	-	Amphibolite.	MacGregor (1964)											38 (969)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
29 (692)	-	Amphibolite.	MacGregor (1964)											39 (668)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				
30 (106)	-	Amphibolite.	MacGregor (1964)											40 (669)	-	Amphibolite. MacGregor (1964).				

TABLEAU 5 - (fin)

	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
SiO ₂	43.40	22.10	28.30	44.00	45.50	55.25	51.25	45.13	49.26	46.46	42.52	53.35	47.60	47.68	46.57	49.30	47.41	47.13	49.42	51.10	53.81	49.29	51.41	49.34	50.61
Al ₂ O ₃	13.60	12.20	14.73	15.50	11.40	14.90	10.90	13.09	13.43	12.97	16.33	14.50	13.96	15.35	14.07	14.67	14.57	14.86	14.74	16.20	17.79	16.89	13.05	17.04	13.24
Fe ₂ O ₃	4.70	23.90	10.74	6.94	6.35	8.70	7.15	5.94	7.58	6.23	2.65	3.84	2.99	5.11	4.40	2.90	3.54	10.99	6.13	3.10	2.44	2.66	3.36	9.56	12.43
FeO	9.97	14.30	18.20	7.86	6.30	3.45	8.25	10.76	6.67	7.94	8.15	6.86	9.36	6.04	7.63	7.54	8.22	-	6.54	7.60	6.60	6.79	6.79		
MgO	11.10	5.30	7.82	20.04	5.70	4.10	6.05	6.50	5.97	9.39	11.15	5.49	7.58	7.11	9.83	8.07	8.73	7.39		6.20	5.87	11.55	9.74	7.19	7.73
CaO	11.90	6.20	5.61	6.09	12.05	1.47	3.01	5.68	8.32	12.46	13.22	4.23	9.69	10.51	11.56	11.35	10.79	9.73	5.91	9.90	8.79	7.46	5.28	11.72	11.10
Na ₂ O	1.60	1.00	1.53	0.79	2.25	6.75	3.61	3.53	1.47	1.98	1.05	5.12	3.18	2.33	2.06	2.53	2.89	3.50	8.72	2.56	2.76	2.81	8.78	2.73	2.10
K ₂ O	0.03	0.28	0.60	0.14	0.40	0.40	0.06	0.03	0.21	0.57	0.19	0.16	0.24	0.21	0.34	0.10	0.11	0.29	3.14	0.70	0.62	0.18	3.18	0.16	0.52
TiO ₂	0.06	11.20	10.10	1.70	1.60	0.44	3.00	5.01	2.10	0.86	1.12	1.09	1.38	1.06	0.86	0.97	1.06	1.47	1.11	1.60	0.95	1.37	1.04	1.49	3.02
MnO	0.26	0.59	0.31	0.12	0.21	0.09	0.19	0.32	0.18	0.22	0.19	0.17	0.18	0.18	0.20	0.23	0.22	0.17	1.98	0.17	0.19	0.16	2.60	0.17	0.12
P ₂ O ₅	0.01	1.20	0.65	0.15	0.24	0.15	0.33	0.76	0.28	0.07	0.11	0.97	0.11	0.14	0.12	0.12	0.13	0.29	0.21	0.22	0.19	0.12	0.19	0.16	0.95
CO ₂	0.01	0.02	0.11	0.09	4.00	0.01	0.04	0.21				0.63	0.19	0.75	0.05	0.05	0.05		0.28						
H ₂ O*	0.02	1.50	1.54	n.d.	2.41	2.51	4.25	3.70			1.07	2.5	3.82	3.34	2.97	2.20	2.30	2.49		0.70		1.12			
H ₂ O-					0.17	0.16	0.30	0.38			0.16	0.02	0.20	0.06	0.06	-							0.87		
S	0.014	0.005	tr		0.03	0.01		0.25										0.07							
Cr	200	170	-	180	266	69	21	0	225	292	563	119						136	140				297	495	
Ni	140	110	-	148	125	65	44	46	90	155	208	78						128	71				97	288	
Co	77	110	-		64	36	73	76	-	114															
Cu	130	60	-	21	143	79	256	42	59	103		54						107	88				77		
Zn	30	n.d.	-	78	114	121	186	165	122	102		83						94	28						
Rb								0										5	246					10	
Sr					247	74	318	71	118	38		121						166						130	444
Li								28		12									474						

41 (950) - Amphibolite, MacGregor (1964)

42 (502-B) - Amphibolite, MacGregor (1964)

43 (85A) - Amphibolite, MacGregor (1964)

44 (71-9624) - Métabasalte epidotique, Do Roney (1972)

45 (75-SB-609) - Roche métavolcanique, Biron (1980)

46 (75-SB-611) - Tuf, Biron (1980)

47 (75-SB-612) - Roche métavolcanique, Biron (1980)

48 (75-1011) - Métabasalte, Biron (1980)

49 Métabasalte de l'auteur, Moyenne de 14 échantillons

50 Amphibolite de l'auteur, Moyenne de 3 échantillons

51 - Amphibolite de Thetford, Laurent (1975)

52 - Tholite ophiolitique de Thetford, Moyenne de 7 échantillons, Laurent (1975)

53 - Tholite, Groupe de Caldwell, Moyenne de 7 échantillons, Cady (1969)

54 - Tholite, Formation de Steeve, Moyenne de 9 échantillons, Cady (1969)

55 - Tholite, Formation de Tibbit Hill, Moyenne de 3 échantillons, Cady (1969)

56 - Tholite, Formation de Tibbit Hill, Cady (1969)

57 - Tholite, Formation de Tibbit Hill, Moyenne de 9 échantillons, Cady (1969)

58 - Tholite, Groupe de Tetagouché "A", Moyenne de 10 échantillons, Whitehead et Goodfellow (1978)

59 - Tholite, Groupe de Lighthouse Cove, Moyenne de 18 échantillons, Strong et Williams (1972)

60 - Tholite, Mason (1958).

61 - Andésite, Kuno (1965).

62 - Tholite océanique, Irvine et Findlay (1972)

63 - Tholite, Coats (1968)

64 - Tholite, Engel et al. (1965).

65 - Tholite, Nuckolds (1954).

1 TABLEAU 6 - Analyses chimiques de roches métasédimentaires du groupe de Shickshock

	17	18	19
SiO ₂	60.32	39.50	55.57
Al ₂ O ₃	15.41	24.37	21.15
Fe ₂ O ₃	5.34	6.14	6.68
FeO	3.52	9.57	3.88
MgO	1.74	6.13	2.42
CaO	1.45	0.79	0.24
Na ₂ O	4.97	0.47	0.78
K ₂ O	1.55	6.65	4.66
TiO ₂	1.64	1.97	1.06
MnO	0.13	0.11	0.16
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.14
CO ₂			0.61
H ₂ O*	1.82	3.29	3.82
H ₂ O-	0.25	0.34	0.12
S		0.03	
Cr	0	272	0
Ni	66	122	61
Co	62	58	67
Cu	11	24	35
Zn	96	180	148
Rb	0	415	280
Sr	85	36	75
Li	20	41	62

1 (76-102) - Méta-arkose.
2 (75-17A) - Schiste micacé, Fort métamorphisme.
3 (76-56A) - Schiste, Très faible métamorphisme.
4 (76-836) - Schiste, Très faible métamorphisme.
5 (75-684) - Schiste, Très faible métamorphisme.
6 (76-760) - Schiste, Très faible métamorphisme.
7 (76-758) - Schiste, Très faible métamorphisme.
8 Grès de Charny.
9 (76-762) - Mudstone (groupe de la rivière Matane).
10 (75-SB-610) - Mudstone (groupe de la rivière Matane), Biron (1980).

11 (75-BD-92) - Mudstone.
12 (71-BD-50A) - Mudstone.
13 (72-DP-11) - Mudstone.
14 (75-SB-150) - Schiste, Biron (1980).
15 (75-SB-607) - Shale noir, Biron (1980).
16 (75-SB-603) - Mudstone, Biron (1980).
17 (75-SB-604) - Mudstone, Biron (1980).
18 (75-SB-158A) - Mudstone, Biron (1980).
19 (75-SB-158B) - Mudstone, Biron (1980).

* La localisation, sur la carte, des échantillons 1 à 7 et 11 à 13 est donnée par les chiffres entre parenthèses.

TABLEAU 7 - Analyses de roches métasédimentaires du groupe de Shickshock

(résultats en ppm)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti	4542	8822	6086	7164	4000	3715	6026	5897	7898	6231
Li	50	68	50	50	50	50	61	50	50	50
B	122	129	154	149	171	219	105	94	131	137
V	71	119	67	119	95	51	106	74	319	283
Cr	80	163	92	98	95	62	86	74	273	106
Co	17	25	18	13	22	10	21	18	40	15
Ni	56	67	48	49	71	25	50	45	86	60
Cu	31	13	3	46	4	3	63	141	31	48
Zn	123	112	151	143	141	70	117	129	126	88
Br	71	274	52	45	54	227	51	78	20	104
Rb	89	195	134	182	50	50	115	110	50	181
Ag	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Sb	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Ba	1259	565	336	495	404	857	256	1500	555	701
Pb	27	28	35	28	36	29	44	18	15	74

1 (75-SB-603) - Mudstone rouge, Biron (1980) 6 (75-BD-50A) - Mudstone rouge, Biron (1980)
 2 (75-SB-150A) - Schiste, Biron (1980) 7 (72-DP-11) - Mudstone vert, Biron (1980)
 3 (75-SB-150A) - Mudstone rouge, Biron (1980) 8 (75-SB-624) - Mudstone vert, Biron (1980)
 4 (75-SB-150B) - Mudstone vert, Biron (1980) 9 (75-SB-610) - Mudstone rouge, Biron (1980)
 5 (75-BD-92) - Mudstone rouge, Biron (1980) 10 (75-SB-607) - Schiste noir, Biron (1980)

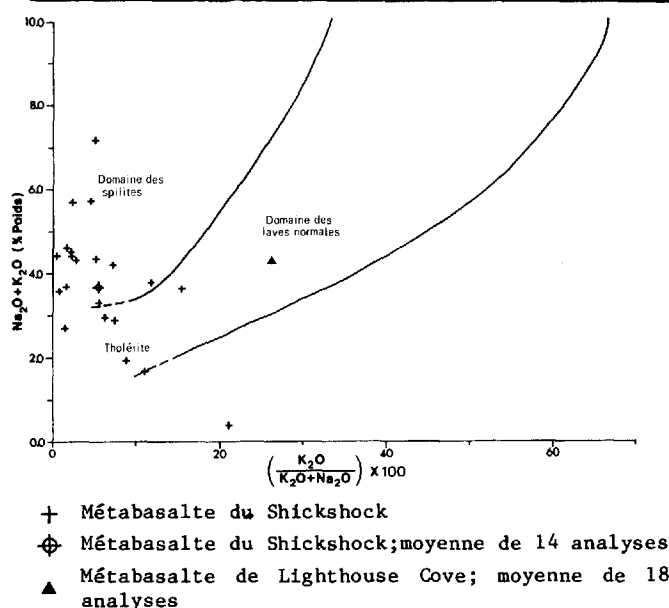


FIGURE 4 - Diagramme de Hughes (1973) pour les metabasites du Shickshock et de Lighthouse Cove.

te à la limite des deux champs bien que la plupart des analyses se rangent dans le champ subalcalin.

Reportés sur le diagramme MgO vs Al_2O_3/SiO_2 , les résultats de toutes nos analyses entrent dans le champ subalcalin. Pour déterminer s'il s'agit de basaltes tholéitiques ou calco-alcalins, on utilise le diagramme FeO_t/MgO vs SiO_2 (figure 7). Les teneurs en SiO_2 indiquent que ce sont bien des basaltes et non des andésites.

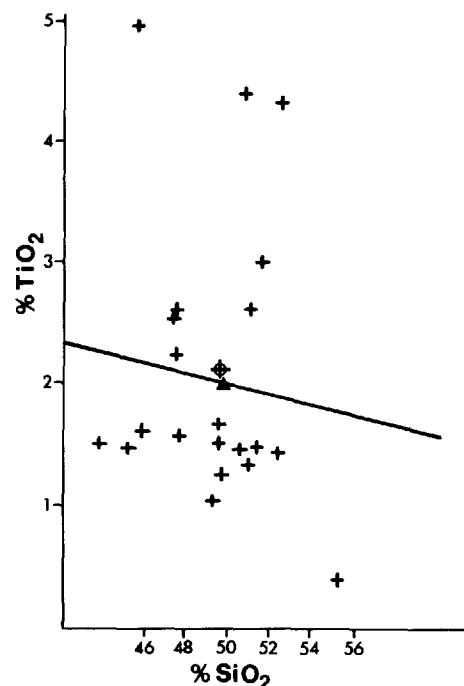


FIGURE 5 - Diagramme de Whitehead et Goodfellow (1978) pour les metabasites du Shickshock et de Lighthouse Cove. Voir figure 4 pour légende.

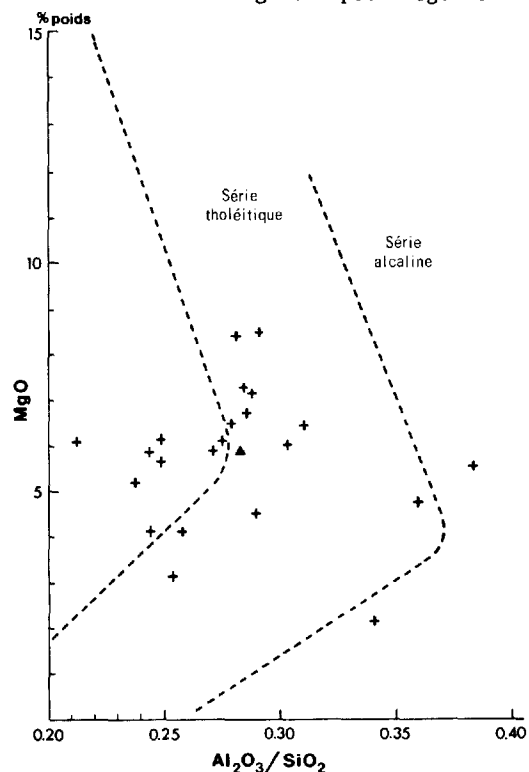


FIGURE 6 - Diagramme de Murata (1960) pour les metabasites du Shickshock et de Lighthouse Cove. Voir figure 4 pour légende.

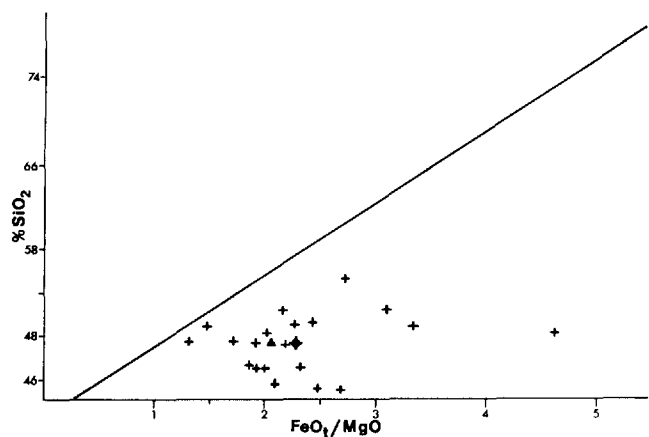


FIGURE 7 - Diagramme de Miyashiro (1974) pour les metabasalts du Shickshock et de Lighthouse Cove. Voir figure 4 pour légende.

Les résultats d'analyse de basaltes du Shickshock et de Lighthouse Cove ont également été reportés sur les diagrammes $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ et $\frac{1}{2} (\text{MgO} - \text{CaO})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$ (Church, 1975); ils montrent que ces roches entrent nettement dans le champ des basaltes. Les metabasalts du groupe de Shickshock devaient donc être des basaltes tholéitiques.

Les variations chimiques reliées au métasomatisme dans l'auréole d'amphibolites ont été étudiées par MacGregor (1964):

Systematic variations of certain oxides away from the intrusive contact show a chemical redistribution in response to the metamorphism. In particular, SiO_2 , Na_2O , TiO_2 , H_2O generally increase away from the intrusion leaving a residual enrichment of CaO and MgO . Although total Fe remains constant, the degree of oxidation increases away from the intrusion.

The data suggest that metamorphic differentiation has been the dominant process in that systematic variations are observed in the aureole whereas non megasco-

pic change in the marginal ultramafic rocks is evident.

Les résultats de nos analyses corroborent ces observations; le métasomatisme peut être tenu pour un phénomène mineur.

Nous ne disposons que d'une seule analyse des basaltes du lac Matapédia, laquelle montre des valeurs anormales en Fe et en Ti. Les autres éléments montrent à peu près les mêmes valeurs: plus de MgO, moins de SiO_2 et de CaO et, surtout, même rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Nous rappelons qu'on peut établir des corrélations entre ces basaltes et les autres metabasalts des Chic-Chocs et que, effectivement, plusieurs chercheurs l'ont fait (Crickmay, 1932; Ollerenshaw, 1967; Beaudin, 1977; Biron, communication personnelle, 1977).

Enfin, nous avons comparé ces metabasalts avec d'autres metabasalts des Appalaches. Nous les avons classés selon un ordre décroissant de similitude et en ne tenant pas compte de l'état d'oxydation du fer: Lighthouse Cove (plus de K_2O), Teta-gouche "A" (plus de MgO, de CaO, moins de TiO_2), Caldwell (plus de MgO, de CaO, moins de TiO_2), Stowe (plus de Al_2O_3 , de MgO, de CaO, moins de Na_2O , de TiO_2), Tibbit Hill (plus de MgO, de CaO, moins de Na_2O , de TiO_2) et roches volcaniques ophiolitiques de Thetford Mines (plus de SiO_2 , Na_2O , TiO_2 , moins de CaO). Ce classement fait voir qu'il serait plus facile de faire une corrélation avec le groupe de Caldwell qu'avec la formation de Tibbit Hill; ce qui se confirme lorsqu'on tient compte des roches métasédimentaires associées.

La formation de Lighthouse Cove diffère seulement par le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, ce qui peut indiquer un degré de

spilitisation différent. Tout comme les roches métavolcaniques du groupe de Shickshock, les tholéiites de Lighthouse Cove ont une teneur en Ba anormalement élevée. Cette formation repose sur les gneiss précambriens à proximité du détroit de Belle Isle, à plus de 965 km du plus proche affleurement des Chic-Chocs. Il se peut que ces roches proviennent d'un environnement similaire. Enfin, notre tableau 5 montre une analyse de l'amphibolite de l'auréole de l'ophiolite de Thetford Mines (no 51).

Les analyses des roches métasédimentaires peuvent surtout servir à établir une comparaison possible entre les schistes du lac Cascapédia et les mudstones rouges et verts du groupe de la rivière Matane. Certains des échantillons contiennent des veines de calcite; ils ne pouvaient donc être utilisés. La teneur en éléments majeurs tend à étayer l'hypothèse que les schistes proviennent des mudstones rouges; il ne semble pas, cependant, qu'on puisse établir une corrélation entre les shales noirs, sus-jacents aux mudstones rouges, et les schistes. Pour ce qui est de la plupart des oligoéléments, il y a similitude entre les schistes et les mudstones rouges et verts. On doit noter, de plus, une forte teneur en Ba pour les schistes et pour les mudstones. Toutes ces données indiquent qu'il n'y a pas incompatibilité majeure entre les schistes de l'unité du lac Cascapédia et les mudstones rouges et verts du groupe de la rivière Matane.

Pour résumer, disons que les metabasites sont des tholéiites, que les amphibolites proviennent des metabasites sans qu'il y ait eu métasomatisme et que, par métamorphisme, les mudstones rouges et verts du groupe de la rivière Matane ont donné les schistes de l'unité du lac Cascapédia.

AGE

Il faut faire une distinction entre l'âge de la formation de la roche et celui du métamorphisme lié au plissement. Il n'existe pas de fossiles dans le groupe de Shickshock. Les corrélations latérales et longitudinales avec d'autres formations dont l'âge est connu s'avèrent donc incertaines. Mais, de par leur style structural et leur métamorphisme, les roches du groupe de Shickshock appartiennent au Cambro-ordovicien.

Une datation au K-Ar sur l'hornblende, faite par Wanless et al. (1973), donne 443 ± 18 Ma pour l'auréole métamorphique du mont Albert. Cet âge correspond à celui de l'épisode métamorphique de l'orogénie taconique.

COMPLEXE ULTRAMAFIQUE DU MONT ALBERT

CARACTERISTIQUES GENERALES D'UNE PERIDOTITE ALPINE

Plusieurs caractéristiques des péridotites de type alpin ont été étudiées, en particulier, par Green (1967), Jackson et Thayer (1972), Irvine et Findlay (1972) et Moores et MacGregor (1972). Le mode de gisement de ces péridotites dans les Appalaches du Québec a été décrit par Laurent (1975) et St-Julien et Hubert (1975). De nombreuses données expérimentales - géochimie et texture - (Nicolas, 1973) complètent la documentation. Le sous-type harzburgitique des péridotites alpines présente les caractéristiques pétrographiques et géochimiques suivantes (version modifiée de celles établies par Thayer (1972) et Irvine et Findlay (1972)):

Principaux types de roches: harzburgite, dunite

Texture: tectonique

Rubanements: métamorphiques et ignés

Minéraux: olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, chromite

Roches encaissantes: affectées d'un métamorphisme thermique sans métasomatisme

Composition géochimique: variations dans des limites très restreintes; très peu d'alcalis (Na_2O : 0.3%; K_2O : 0.02%)

Laurent (1975) a suggéré la classification structurale suivante des péridotites alpines dans les Appalaches du Québec:

feuillets stratifiés (ophiolite à séquence complète);

feuillets de péridotite (ophiolite démembrée)

feuillets de péridotite (ophiolite démembrée et fragmentée).

Le mont Albert est un feuillet de péridotite composé exclusivement d'harzburgite.

Les données expérimentales montrent que les péridotites ne peuvent exister à l'état magmatique qu'à de fortes pressions et hautes températures, c'est-à-dire dans des conditions qui ne se présentent que dans le manteau supérieur. De plus, la déformation, à l'état solide, des cristaux d'olivine, de pyroxène et de chromite semble exister dans le manteau (Nicolas, 1976), ce qui implique une texture tectonique héritée de celui-ci. Dans les publications dont nous venons de faire état, la présence ou l'absence d'auréole métamorphique n'est que brièvement mentionnée. Green (1967) a défini deux groupes de péridotites alpines: les premières ne possèdent pas d'auréole de métamorphisme et les secondes, qui ont une structure interne évoquant un diapir de sel, présentent une auréole nettement dynamothermique. Comme

exemples du deuxième groupe, il cite: Tinaquillo, Vénézuëla (MacKenzie, 1960; Green, 1964); Lizard, Cornwall (Green, 1964); mont Albert, Québec (MacGregor et Smith, 1963). Selon Green, les caractéristiques de telles auréoles sont la présence d'amphibolite, le caractère dynamothermique et l'absence de textures propres aux cornéennes. Williams et Smyth (1973), qui ont fait une étude des auréoles à partir de leur connaissance des péridotites alpines de Terre-Neuve, concluent:

The metamorphic rocks are viewed as contact dynamothermal aureoles related to obduction and early transport of oceanic crust and mantle. Following the formation of the aureoles, they moved as integral parts of the ophiolite slices for at least 80 to 105 km, mainly by gravity sliding. Aureoles beneath ophiolite sequences and Alpine peridotites in other parts of the world are thought to bear certain similarities to the well exposed west Newfoundland examples.

Dans le cas d'une péridotite avec auréole dynamothermique, il faut distinguer, les textures et les structures se rattachant à l'épisode primaire des péridotites (formation de la péridotite dans le manteau supérieur) et celles liées aux épisodes secondaires - obduction (?), mise en place dans les nappes structurales de la chaîne et métamorphisme régional.

PERIDOTITES SERPENTINISEES

L'harzburgite serpentinisée, avec divers degrés de serpentinisation, forme la plus grande partie (85%) du complexe. La répartition de la serpentinisation (figure 8) à travers le massif est aléatoire (MacGregor, 1964). Gris verdâtre en cassure fraîche, l'harzburgite s'altère en brun

orangé. Les principaux minéraux sont l'olivine et la lizardite. Quelques porphyroblastes d'orthopyroxène (taille: 3-7 mm), des spinelles chromifères (taille: 1-2 mm) et quelques micas (taille: 1 mm-1 cm) sont aussi présents. Le tableau 8 donne une classification pétrographique selon le degré de serpentinitisation ainsi que la relation entre celui-ci et la densité.

La dunite serpentinisée forme des lentilles podiformes ou des bancs. L'olivine et la serpentine (95-100%), l'orthopyroxène (1%) et le spinelle chromifère (1-2%) sont les minéraux prédominants. La texture primaire de l'harzburgite et de la dunite serpentinisées n'est pas conservée. Les lits définis de chromitite n'apparaissent que dans de rares niveaux de dunite.

Les veines d'orthopyroxénite se reconnaissent par leur grain grossier (orthopyroxènes de 1 cm de taille), leur texture granoblastique et leur altération rouge rosâtre. Les principaux minéraux sont: l'orthopyroxène (65-75%), avec lamelles d'exsolution de clinopyroxène (10%), l'olivine (5%), le spinelle chromifère (traces), la chlorite (10%) et la serpentine (1%).

Le tableau 8 montre deux variétés de serpentinite (plus de 90% de serpentinite): schisteuse et massive. La première s'altère en vert, en blanc et en rouge. En lame mince, on note que l'olivine est broyée, fortement étirée et fracturée. L'orthopyroxène est étiré et plié. Dans la classification de Mercier et Nicolas (1975), cette texture est dite "porphyroclastique". La zone de contact entre le complexe et l'auréole a subi, antérieurement à la serpentinitisation, une déformation intense atteignant le stade d'une mylonitisation partielle.

PERIDOTITES FRAICHES

La butte du mont Olivine, qui fait partie intégrante du mont Albert, contient les mêmes types de roches - non serpentinisées, cependant - que la péridotite serpentinisée. En cassure fraîche, les dunites et les harzburgites sont gris pâle-verdâtre. L'harzburgite présente les minéraux suivants:

Olivine (porphyroblastes):	taille de 3-6 mm (moyenne: 4 mm)
Olivine (néoblastes):	taille de 0.1-0.4 mm (moyenne: 0.25 mm)
Orthopyroxène:	taille de 4 mm
Clinopyroxène:	taille de 4 mm
Spinelle chromifère, chlorite (kammérite), trémolite, talc, brucite	

Nous avons également noté des textures en mosaïque et des textures porphyroclastiques, semblables à celles que Mercier et Nicolas (1975) ont décrites. La texture porphyroclastique provient des olivines et des orthopyroxènes déformés et allongés dans le plan de la schistosité, les orthopyroxènes définissant la linéation. La texture en mosaïque se caractérise par des points triples d'olivine à 120°.

RELATIONS TEXTURALES

Le complexe du mont Albert est composé en grande partie (85%) de péridotite serpentinisée avec, en bordure "est", des péridotites fraîches au mont Olivine. La serpentinitisation nous a empêché d'identifier les textures dans la plus grande partie du massif. MacGregor et Basu (1977) en ont cependant identifié (tableau 9); ils en ont également montré la distribution (figure 9).

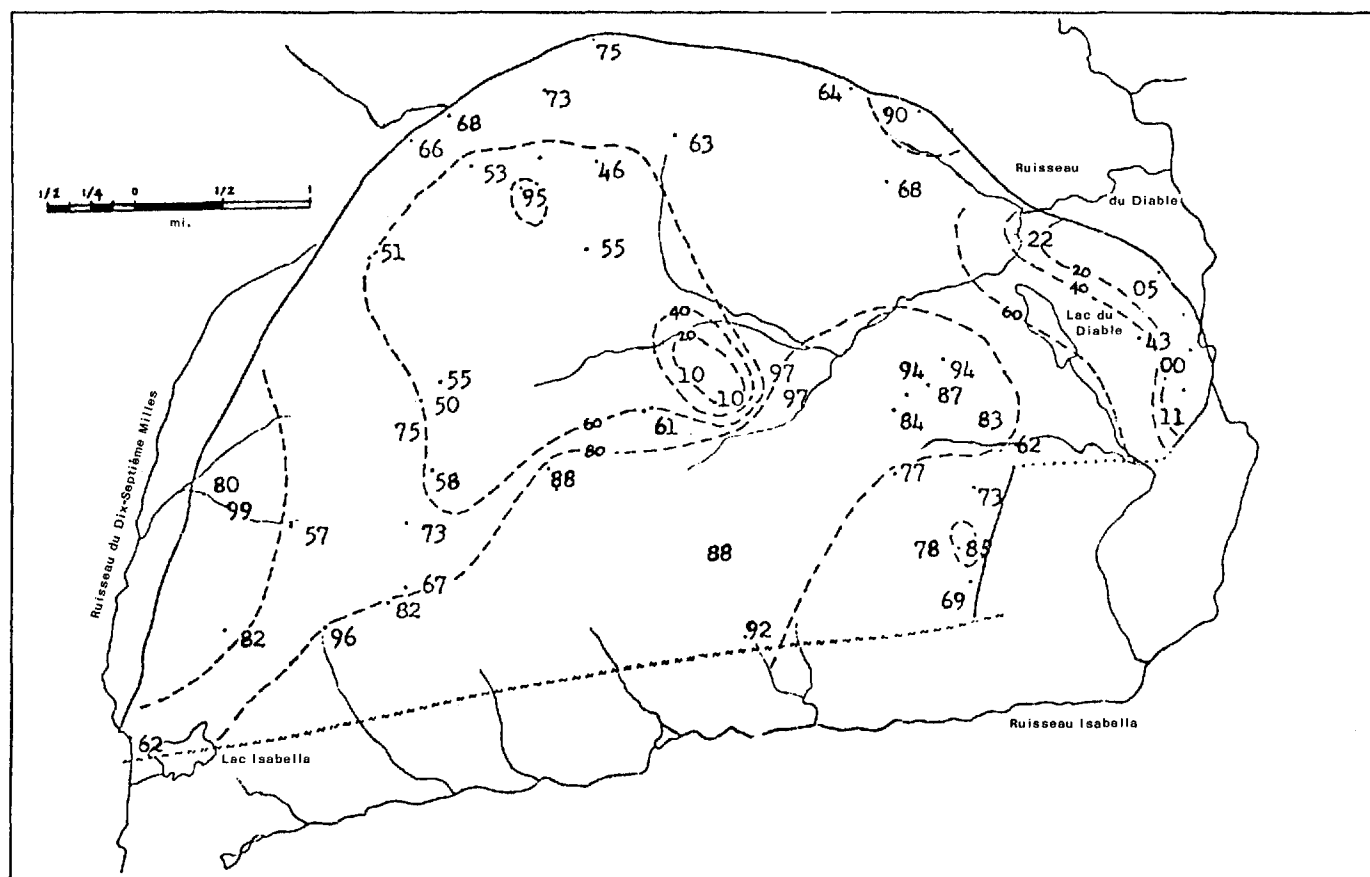


FIGURE 8 - Serpentinisation du mont Albert; les données indiquent les proportions de serpentinite. D'après MacGregor (1962).

TABEAU 8 - Classes de harzburgites selon le degré de serpentinitisation des olivines

Classe	% Serpentine	Remarques
I	jusqu'à 5	Olivine pratiquement non serpentinisée
II	5-40	Olivine peu serpentinisée (seules les fractures le sont); les cristaux sont encore reconnaissables. Elle est accompagnée d'orthopyroxène généralement bastitisé
III	40-80	Olivine serpentinisée (> 20%) en fragments épars; les cristaux sont difficiles à reconnaître.
IV	80-90	Olivine résiduelle éparsée (<20%) dans un amas de serpentinite.
V	90-100	Serpentinite, au sens restreint, presque entièrement composée de serpentinite. Deux variétés: l'une massive, à texture harzburgitique conservée, l'autre schisteuse.

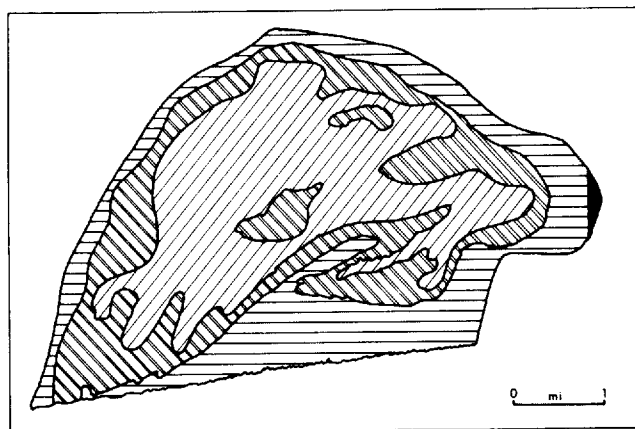
Degré de serpentinitisation en fonction de la proportion de serpentinite, d'après MacGregor et Basu (1977):

$$Y = -127.63 X + 418.86$$

où Y = degré de serpentinitisation et X = densité

TABLEAU 9 - Distribution des textures dans le complexe du mont Albert, d'après MacGregor et Basu (1977)

Mineral Rock Texture	CORE COARSE-GRANULAR	PORPHYROCLASTIC	TABULAR-MOSAIC	MARGIN EQUIGRANULAR MOSAIC
TEXTURE	Coarse subrounded grains	Porphyroclasts & fine grained in the matrix	Commonly tabular, rare porphyroclasts, some in fine grained mosaic	Most commonly equant, rarely elongated
Grain size (mm) average	3-4	Porphyroclasts 6 matrix 0.4	tabular 1 mosaic 0.5	0.04
α - angle (Z _{olivine} / foliation)	15°-20°	10°-15°	5°-10°	< 5°
TEXTURE	Coarse granular exsolution rare	Porphyroclasts & fine grained matrix, exsolution abundant	Relict porphyroclasts fine grained in mosaic exsolution lamellae abundant	Equant, rarely elongated exsolution rare
Grain size (mm)	4	Porphyroclasts 6 matrix 0.6	Porphyroclasts 0.8 mosaic 0.5	0.6
Lamination	absent	common	common	absent
TEXTURE	Usually absent	Rare porphyroclasts & as subidioblastic grains in the matrix	Small grains, occasionally idioblastic	Equant octahedra as idioblastic grains
Grain size (mm)	1	Porphyroclasts 2 matrix 0.4	0.2	0.2
Lamination	absent	common	Strongly developed	Very strongly developed as linear streaks
TEXTURE	Irregular in outline xenoblastic	Porphyroclasts common & fine grained matrix	Small grains at triple points	Irregular, slightly elongated
Grain size (mm)	1	Porphyroclasts 3 matrix 0.5	0.3	0.2
Lamination	absent	common	Well developed	Very strongly developed as linear streaks



-  Grossièrement grenue
-  Grossièrement grenue à porphyroclastique
-  Porphyroclastique
-  Tabulaire, en mosaïque
Equigrenue, en mosaïque

FIGURE 9 - Textures dans le massif du mont Albert, d'après MacGregor et Basu (1977).

Nous formulons quelques objections au sujet de cette distribution:

. Nous n'avons pu identifier les textures dans les péridotites serpentiniées qui forment la plus grande partie du massif, en raison de la serpentinisation qui masque les contours des grains. Nous admettons, cependant, que notre échantillonnage était restreint, particulièrement pour les roches moins serpentiniées;

. La bordure immédiate de celui-ci présente une serpentinite avec une texture porphyroclastique plutôt qu'avec la texture en mosaïque;

. Les relations entre la texture et la linéation minéralogique tendent à montrer qu'il y a corrélation entre texture porphyroclastique et linéations. Or, les

linéations montrées sur nos cartes ne correspondent pas aux zones texturales de MacGregor. Grosso modo, la moitié nord du mont Albert montre des linéations alors que la moitié sud n'en présente pas. Or, selon la carte texturale de MacGregor, le centre du massif devrait être dépourvu de linéations tandis que la bordure externe devrait en montrer.

Pour toutes ces raisons, nous croyons que l'étude des textures du mont Albert ne suffit pas, à elle seule, à élaborer une interprétation de la mise en place du massif.

Dans une linéation typique, 15% des orthopyroxènes sont allongés. Dans les cristaux non orientés, le rapport entre la longueur et la largeur est de 1.5 alors que dans ceux qui définissent la linéation, les rapports sont de 2.5 à 3.5. Le glissement se fait dans le plan de clivage, en escaliers perpendiculaires à l'allongement. On remarque cependant quelques cristaux allongés sub-perpendiculairement à la linéation. De plus, certains plans de schistosité peuvent présenter une linéation, alors que plusieurs autres à proximité n'en ont pas.

DOLOMIE CRISTALLINE

Les dolomies cristallines de la zone de failles de Shickshock Sud ont été assimilées par nos prédécesseurs à des dolomies résultant de la carbonitisation et de la silicification des péridotites. Cette zone de failles a été appelée **unité tectonique du ruisseau du Dix-Septième Mil-le**. La dolomie cristalline ainsi qu'un type de serpentinite font partie de cette unité, dont l'étendue connue va de la rivière Sainte-Anne jusqu'aux environs du lac Matane. On rencontre, en plus des roches mylonitisées du groupe de Shickshock:

- . de petites masses isolées de serpentinite;
- . des zones de brèche accompagnées de lits de dolomies et de veines de quartz;
- . des alternances de serpentinite et de dolomie;
- . des lits continus de dolomie cristalline;
- . des roches dolomitisées (gneiss en particulier).

Variant du brun et du rouge au blanc et blanc verdâtre en cassure fraîche, les dolomies s'altèrent en brun roux foncé. Massives et résistantes à l'érosion, elles ne présentent aucune structure primaire. On note les minéraux suivants: dolomite (45-80%), quartz (20-45%), minéraux opaques (traces) - spinelles chromifères (?) - minéraux opaques diffus (hématite?) et rougeâtres (traces), chlorite (traces), fragments de serpentine (traces), sulfures (traces) - pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotine. On trouve également des veines de serpentine et de quartz. Selon l'interprétation de la plupart des chercheurs, cette dolomie résulte de l'altération hydrothermale de la péridotite, altération accompagnée d'un fort enrichissement en CaO, CO₂ et, peut-être aussi, en SiO₂. La présence de serpentinite, ainsi que la bréchification, des veines, des spinelles (?) et de fortes teneurs en nickel (tableau 10A) semblent étayer cette hypothèse. Nous proposons le processus suivant: après une forte bréchification et une injection par des veines de dolomite et de quartz, la péridotite plus ou moins serpentinisée aurait été entièrement remplacée par la dolomie; la recristallisation de celle-ci aurait donné la dolomie cristalline, nettement distincte de la péridotite. De plus, la bréchification, accompagnée de dolomitisation, a aussi touché des gneiss coincés dans la faille, à proximité du mont Albert (assemblage quartz-plagioclase-clinopyroxène-dolomie-

biotite avec veines de serpentinite et de dolomite).

SERPENTINITE

La serpentinite associée à la dolomie cristalline diffère de la serpentinite de contact (pages 21-22) par son cisaillement intense. Quelques fragments de serpentine forment la texture "pull apart" (figure 10) de Stauffer (1970).

Cette serpentinite forme des bandes isolées alternant avec la dolomie. Elle affleure peu, mais des forages l'ont recoupée (tableau 4).

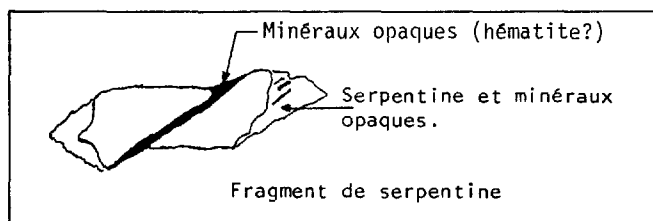


FIGURE 10 - Fragment de serpentine dans la serpentinite.

GEOCHIMIE

L'analyse géochimique fournit des renseignements de nature interne, lesquels doivent être pondérés par des observations telles que texture tectonique et présence d'une auréole.

MacGregor (1962, 1964, 1977), Agterberg (1974) et Irvine et Findlay (1972) ont étudié les problèmes pétrologiques et géochimiques du mont Albert. Ils s'accordent sur la question de l'homogénéité minéralogique et géochimique de la péridotite mais font à peine mention des veines d'orthopyroxénite. Sur le sujet des faibles variations minéralogiques et chimiques, cependant, les interprétations varient. Ainsi, Agterberg affirme que ces variations sont dans les limites d'erreur et que, au

point de vue de la composition minéralogique, le massif est homogène. Irvine et Findlay (1972) supposent la présence d'un liquide interstitiel de composition picritique. Quant à MacGregor (1977), il affirme:

Since the pattern of variation for mineral chemistry largely corresponds to the pattern for the intensity of deformation, it is interpreted that the metamorphic reactions are primarily responsible for the variations of mineral chemistry.

The general impression is that the bulk chemistry is related both to inherited variations and later serpentinitization but the data do not allow a quantitative evaluation of the relative importance of each effect.

Les résultats d'analyse diffèrent selon qu'ils se rapportent à la péridotite serpentinisée ou à la péridotite fraîche (tableaux 10 et 10A). La péridotite fraîche est relativement plus riche en SiO_2 (?) et plus pauvre en Al_2O_3 .

La serpentinitisation pénétrative amène la question de la constance du volume d'eau et de l'apport de celle-ci. MacGregor (1962) explique la serpentinitisation par un apport d'eau libérant un peu de silice mais pense que l'eau n'a pu être entièrement fournie par les roches encaissantes. Aumento (1969) fournit une équation générale de la serpentinitisation:

Olivine + H_2O + silice (500°C) = "serpentine"; the presence of brucite demands large volume increases during serpentinitization. To account for the later they assumed that the serpentinitization of Alpine ultramafics is accomplished by the addition of water during tectonic emplacement of the

TABEAU 10 - Analyses chimiques de péridotites fraîches

oxydes no sur la carte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
NZ-266	43.2	3.0	7.5	1.0	41.0	0.1	0.1	0.2
NZ-267	43.1	0.6	8.4	0.5	42.7	0.1	Tr	0.2
NZ-268	40.3	1.6	7.5	0.5	42.8	0.1	Tr	0.3
NZ-269	42.2	1.7	7.9	0.8	41.1	0.1	0.1	0.3
NZ-270	40.1	1.5	7.2	0.6	42.0	0.1	0.1	0.4
NZ-271	41.9	1.6	7.6	0.7	40.3	0.1	0.1	0.4
NZ-275	42.5	1.3	7.7	1.2	44.4	0.1	0.1	0.5
NZ-276	39.7	1.8	7.4	0.7	42.1	0.1	Tr	0.5
NZ-277	44.4	1.8	7.6	0.8	43.7	0.1	0.1	0.3
NZ-278	44.3	1.5	8.2	0.8	42.9	0.1	Tr	0.4
NZ-279	43.9	1.6	8.1	0.5	43.5	0.1	0.1	0.4
NZ-280	43.8	1.3	7.9	0.8	45.2	0.1	0.1	0.4
NZ-282	42.8	1.6	8.1	0.5	45.8	0.1	Tr	0.3

TABEAU 10A - Analyses chimiques de péridotites serpentinisées

oxydes no sur la carte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO ⁽¹⁾	MgO	CaO	Na ₂ O ⁽²⁾	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	NiO	Cr ₂ O ₃
8	38.7	3.2	n.d.	8.6	37.0	1.7	0.1		0.01		0.15	0.25	0.28
17	35.6	2.5		7.7	37.8	0.7	0.1		0		0.12	0.32	0.23
25	36.6	0.8		6.5	41.4	0.2	0.1		0		0.11	0.29	0.29
41	36.6	2.8		6.4	40.8	0.4	0.1		0		0.11	0.28	0.42
44	35.4	3.8		6.8	41.1	0.2	0.1		0		0.12	0.29	0.85
45	35.2	2.6		7.4	38.8	0.3	0.1		0		0.15	0.22	0.58
52	37.0	2.7		6.8	39.7	0.3	0.1		0		0.14	0.32	0.29
56	38.7	2.6		6.7	38.2	0.4	0.1		0		0.12	0.24	0.32
57	39.5	3.3		7.7	35.2	0.8	0.1		0		0.17	0.29	0.29
60	36.0	2.4		7.1	40.3	0.4	0.1		0		0.14	0.39	0.23
91	40.0	2.6		7.4	38.9	0.5	0.1		0		0.15	0.33	0.29
95	48.1	7.4		6.0	29.9	2.4	0.1		0.42		0.16	0.28	0.84
105	39.7	4.0		7.6	36.1	1.5	0.1		0.01		0.15	0.38	0.32
117	39.4	4.0		7.9	38.4	1.6	0.1		0.01		0.15	0.29	0.36
118	41.0	3.5		7.5	36.3	1.8	0.1		0.01		0.15	0.31	0.34
124	40.9	4.7		7.4	34.3	2.2	0.1		0.01		0.14	0.34	0.41
126	37.5	2.1		6.7	37.7	0.5	0.1		0		0.11	0.46	0.23
131	40.1	3.5		7.6	34.8	1.7	0.1		0.01		0.14	0.28	0.32
144	38.7	3.2		6.8	34.9	0.7	0.1		0		0.13	0.46	0.04
150	40.7	3.2		6.8	36.6	1.9	0.1		0.01		0.12	0.18	0.04
165	39.5	3.1		7.6	37.0	1.0	0.1		0		0.14	0.23	0.35
186	38.1	2.3		7.6	37.8	0.7	0.1		0		0.13	0.32	0.31
246	39.4	2.9		6.7	35.2	0.9	0.1		0		0.12	0.33	0.50
262	38.6	2.1		5.1	36.2	0.4	0.1		0		0.08	0.38	0.29
268	33.7	2.3		6.4	39.9	0.4	0.1		0		0.10	0.31	0.35
269	34.8	2.8		7.4	38.7	0.4	0.1		0		0.12	0.36	0.41
270	35.3	2.0		6.4	36.3	0.4	0.1		0		0.11	0.37	0.28
504	37.5	1.8		6.8	41.5	0.8	0.1		0.01		0.11	0.33	0.39
528	39.3	2.1		7.3	42.8	0.8	0.1		0.01		0.12	0.34	0.25
570	35.9	1.7		7.4	39.9	0.5	0.1		0.01		0.13	0.36	0.32
612	39.1	2.5		7.5	37.9	1.0	0.1		0.03		0.13	0.36	0.47
621	38.8	3.1		7.0	37.7	1.9	0.1		0.01		0.13	0.32	0.53
628	36.2	1.8		6.7	39.9	0.5	0.1		0		0.13	0.23	0.31
445	17.4	1.8	3.3	3.6	15.6	30.5	0.05	0.03	0	0.01	0.10	0.001	0.001
77	54.1	13.6	0.9	2.8	4.1	8.1	0.09	1.8	0.41	0.23	0.08	76	0

1 - FeO = Fe total

2 - La teneur en Na₂O n'a pas été déterminée. On l'a estimée à 0.11%.

ultramafic bodies and does not take place in after emplacement.

Laurent (1975) a les commentaires suivants sur les péridotites serpentinisées de Thetford Mines:

From a chemical point of view the serpentization of olivine grains corresponds to a gain of water and to a slight loss of iron and nickel and possibly the loss of magnesium.

We observe a small but regular decrease of the MgO/SiO_2 ratio with increasing serpentization. This must be caused by either a gain of silica or a loss of magnesia during the process of serpentization.

Le rapport MgO/SiO_2 pour les roches du mont Albert ne fournit pas d'arguments concluants; il varie de façon irrégulière autour d'une moyenne de 1.02. Par contre, selon MacGregor et Basu (1977), le rapport $MgO/MgO+FeO$ croît légèrement avec le degré de serpentisation. Les textures de serpentisation n'apportent pas de lumières sur l'hypothèse de la constance du volume d'eau.

En résumé, il est difficile d'interpréter les faibles variations chimiques; on ne peut, en effet, préciser à lequel de ces épisodes celles-ci se rattachent: formation, obduction, mise en place de la péridotite ou déformations ultérieures.

METAMORPHISME ET SERPENTINISATION

La péridotite du mont Albert est entourée d'une auréole (voir pages 13-14). Il s'agit de savoir maintenant si la péridotite a elle-même été touchée par le métamorphisme régional.

Winkler (1974) note, à ce sujet, que:

Metamorphism of ultramafic rocks requires the access of H_2O and/or CO_2 . Particularly H_2O is commonly available and the introduction of H_2O converts ultramafic rocks into serpentinite, consisting mainly of antigorite and/or chrysotile (varieties of serpentine), minor amounts of talc or brucite and some magnetite.

Nous avons noté les minéraux suivants dans la péridotite:

- . Primaires: olivine, orthopyroxène, enstatite, clinopyroxène, chromite;
- . Secondaires et d'altération: serpentine (lizardite), bastite, trémolite, talc, brucite, chlorite (kaumérite), magnétite;
- . Talc et, surtout, serpentine (veines).

On peut donc être sûr de deux phases de serpentisation: l'une, qui est pénétrative et s'apparente au métamorphisme et l'autre, qui est représentée par des veines tardives. Les conditions suivantes de température sont caractéristiques: 650°C-780°C: antophyllite-forstérite; 480°C-650°C: talc-forstérite; 370°C-480°C: serpentine et trémolite; moins de 370°C: serpentine et brucite. Or, tous ces minéraux, sauf l'anthophyllite, sont présents dans les diffractogrammes de rayons X. Le secteur à l'est du lac du Diable appartient plutôt au domaine talc-forstérite tandis que la plus grande partie du massif contient l'assemblage forstérite-serpentine-trémolite + brucite, lequel correspond, selon Winkler, à des températures allant de 350°C à 480°C pour une pression de 100 bars. Ce champ de températures correspond assez bien à celui de l'étape du faciès des schistes verts ("étape du faible métamorphisme" de Winkler, 1974), faciès que présentent les metabasaltes du groupe de

Shickshock; cependant, nous ne savons pas si cette serpentinitisation s'est produite lors du métamorphisme régional car la fabrique de la péridotite diffère de celle du groupe de Shickshock.

RELATIONS PETROGRAPHIQUES ENTRE LA PERIDOTITE ET L'AUREOLE

Nous ne pouvons, pour le moment, qu'exposer la question. La péridotite est passée d'un magma homogène, au point de vue chimique, à une harzburgite avec intercalations de dunite puis à une harzburgite à texture tectonique et enfin à une serpentinite non déformée. Affectés par le métamorphisme de contact, basaltes ou metabasaltes se sont transformés en un assemblage d'amphibolites à clinopyroxène et à grenat, dont la texture résulte du métamorphisme dynamothermique plutôt que du métamorphisme de contact (cornéennes). L'amphibolite, de plus, montre des traces d'un métamorphisme régressif. Selon MacGregor (1964), le métasomatisme de l'auréole est faible et l'eau de serpentinitisation ne peut provenir seulement des roches encaissantes. Si l'on écarte, pour des raisons pétrogénétiques, l'hypothèse d'un magma péridotitique, il faut alors concevoir un massif suffisamment chaud pour créer l'auréole et suffisamment froid et cohérent pour permettre l'élaboration d'une texture de tectonite.

RESUME

Le complexe du mont Albert comprend trois massifs distincts: le mont Albert, le mont du Sud et le mont Paul. Il est composé, surtout, d'harzburgite présentant des intercalations et des lentilles podiformes de dunite. Quelques veines, très minces, d'orthopyroxénite sillonnent le massif, serpentinitisé à environ 66%. Le rubanement primaire, sans texture de cumu-

lat, est accompagné d'une texture tectonique qui lui est généralement parallèle. Très pauvre en alcalis, la péridotite a une composition chimique variant dans des limites très restreintes ($\pm 3\%$).

GROUPE DE LA RIVIERE MATANE (pétrographie sommaire)

McGerrigle (1954), Ollerenshaw (1967) et Biron (1974) ont donné des descriptions de ce groupe. Celle de Biron se présente ainsi:

- . marnes massives
- . marnes litées;
- . orthoquartzite blanche à noire
- . conglomérat calcaire
- . shale vert foncé ou gris, moucheté noir et/ou mudstone noir à altération rouille
- . shale noir (gris-noir) rouillé
- . shale noir (gris-noir) et siltite ou grès quartzeux
- . shale, mudstone rouge et vert
- . grit et quartzite
- . shale vert et noir et/ou quartzite interlitée et grès calcaireux
- . siltite ou mudstone vert massif
- . siltite ou mudstone rouge et vert massif

Il y a risque de confondre certaines roches du groupe de Shickshock et du groupe de la rivière Matane:

- . schistes à séricite-quartz (Shickshock) et shales noirs (rivière Matane)
- . schistes à séricite-quartz rosâtres (Shickshock) et mudstones rouges (rivière Matane)
- . marnes litées (rivière Matane) et schistes (Shickshock).

Les schistes se distinguent des shales et des mudstones par leur schistosité, et des marnes, par leur non-effervescence à HCl.

FORMATIONS SILURO-DEVONIENNES

(pétrographie sommaire)

Quatre formations seulement (Awantjish, Val-Brillant, Sayabec et Saint-Léon) apparaissent au sud du groupe de Shickshock. Les brèves descriptions qui suivent sont tirées des exposés de McGerriple (1954) et de Robert (1963, 1964, 1967) et fondées sur nos propres observations. Une alternance d'un shale calcaireux fortement fossilifère et de siltites calcaireuses légèrement fossilifères caractérise la formation d'Awantjish. La formation de Val-Brillant est constituée d'une quartzite blanche, bien litée, reposant en contact net sur l'Awantjish. La formation de Sayabec se compose d'une dolomie recristallisée, blanche en cassure fraîche et brun orangé en surface d'altération. Elle passe graduellement au Val-Brillant et sa base présente une dolomie quartzifère. Les formations de Val-Brillant et de Sayabec, peu épaisses, affleurent généralement côte à côte, ce qui permet de distinguer la dolomie de Sayabec de la dolomie cristalline de la zone de failles de Shickshock Sud. La formation de Saint-Léon de notre région comprend des alternances de siltite et de shale lité; nous l'avons peu étudiée. On ne peut confondre ces formations sédimentaires et litées et les unités du groupe de Shickshock.

ANALYSE STRUCTURALE

DOMAINES STRUCTURAUX

Du sud au nord, les quatre grandes unités géologiques de la région sont: le Siluro-Dévonien, le complexe du mont Albert, le groupe de Shickshock et le groupoe de la rivière Matane. Les trois derniers font partie du supergroupe de Québec. Les relations entre ces grandes divisions ont

donné lieu à des interprétations divergentes de la structure (voir page 4). Les niveaux repères du groupe de Shickshock sont plutôt discontinus et regroupés en zones peu étendues. L'analyse stéréographique des éléments planaires et linéaires devient donc un instrument indispensable. Mieux pourvu en niveaux-repères, vu les intercalations de dunite et d'orthopyroxénite, le complexe du mont Albert se prête mieux à une étude de la structure; l'analyse stéréographique, dans ce cas, sera complémentaire. Dans le groupe de Shickshock, les différentes orientations de la schistosité ancienne S_1 délimiteront les domaines macroscopiques. Dans les péridotites, ceux-ci seront déterminés par l'orientation de la foliation ancienne S_1 .

Nous avons donc divisé notre région en quatre superdomaines et deux domaines sur la base des stéréogrammes de S_1 :

- . superdomaine de Shickshock ouest (secteur du lac Cascapédia)
- . superdomaine de Shickshock est (secteur du mont Albert)
- . domaine de l'auréole du mont du Sud et du mont Paul
- . domaine de l'auréole du mont Albert
- . superdomaine de la péridotite des monts Paul et du Sud
- . superdomaine de la péridotite du mont Albert

ANALYSE MESOSCOPIQUE

L'analyse structurale mésoscopique s'intéresse aux structures visibles à l'échelle de l'échantillon et de l'affleurement.

Les éléments structuraux suivants constituent l'inventaire tectonique du groupe de Shickshock: stratification S_0 ,

au contact de deux types de roches; schistosité ancienne S_1 , structure planaire dominante; pseudo-clivage S_2 , recoupant les replissements de S_1 et visible au microscope seulement; linéation minérale L_m , résultant de l'alignement de l'actinote ou de la hornblende; linéations de crénélures L_2^0 et L_2^1 , très pénétratives dans les faciès fins; rares plis $P_1^0(?)$, P_2^0 , P_3^0 ; plis régionaux, visibles à l'échelle macroscopique; knicks. Sur les légendes de nos cartes, les éléments structuraux du complexe et ceux du groupe de Shickshock sont identifiés de la même façon. Cette identification est purement descriptive et n'indique pas la contemporanéité d'une même phase de déformation pour chacune des unités.

Le complexe présente: un rubanement primaire S_0 , indiqué par le contact entre la dunite et l'harzburgite; la foliation S_1 ; des veines d'orthopyroxénite qui, sauf de très rares exceptions, sont parallèles à la foliation S_1 ; deux systèmes de diaclases tardives J_v et J_h , respectivement sub-verticales et sub-horizontales et partiellement minéralisées; une linéation minérale L_m , résultant de l'alignement des orthopyroxènes; les plis et leurs surfaces axiales.

L'analyse structurale démontre qu'il existe, dans la région, plusieurs phases superposées de déformation. Selon Mattauer (1973), les plis avec schistosité axiale appartiennent au niveau structural inférieur. Celui-ci, qui est le domaine du métamorphisme, est fonction de la profondeur de la formation, du gradient thermique et du gradient tectonique local (figure 23, page 65).

Le tableau 11 dresse un inventaire tectonique du groupe de Shickshock (à l'exclusion de l'auréole de contact), de l'au-

réole d'amphibolite et du complexe. Malgré certaines similitudes, les phases de déformation D_1 , D_2 , D_3 du groupe de Shickshock et de l'auréole n'équivalent pas à celles du complexe ultramafique. En particulier, il faut noter, dans le complexe, la nature des surfaces S , l'importance des veines d'orthopyroxénite, la difficulté de situer l'épisode de la serpentinisation, les types de plis et leur orientation.

ANALYSE MICROSCOPIQUE

Le but de cette analyse, basée sur l'examen de lames minces, est de déterminer les relations entre les surfaces S_0 , S_1 , S_2 et les plis et d'émettre quelques hypothèses sur les processus de la déformation.

GROUPE DE SHICKSHOCK

La structure habituelle est une structure primaire plus ou moins bien conservée; la texture, elle, est métamorphique. La foliation S_1 des metabasaltes est due à la réorientation de la chlorite et de l'amphibole. La réorientation des micas et de la chlorite a causé les plans S_1 dans les méta-arkoses et les schistes à séricite-chlorite-quartz. Nous avons également noté quelques indications de recristallisation. Les linéations minérales des metabasaltes et des amphibolites résultent de l'allongement des amphiboles (actinote ou hornblende) et des amygdales. Le pseudo-clivage S_2 est très peu pénétratif, même à l'échelle microscopique, sauf dans les schistes à séricite-chlorite-quartz. La cristallisation des minéraux métamorphiques et la recristallisation des minéraux primaires dans toutes les unités lithologiques sont associées à la schistosité S_1 : ceci montre que la déformation majeure est D_1 .

TABLEAU 11 - Structures mésostructurales dans le groupe de Shickshock, l'auréole métamorphique et le complexe du mont Albert

	Shickshock (sans auréole)	Auréole	Complexe
Types de roches	Roches volcaniques Arkoses Shale (rouge?)	Roches volcaniques Arkose Shale?	Harzburgite Dunite
Stratification	Niveaux repères discontinus So, rare	Niveaux repères discontinus So, très rare	Nombreux niveaux repères So, fréquent. Lentilles podiformes Veines d'orthopyroxénite
Déformation D ₁			
Surfaces axiales	Schistosité S ₁ , pénétrative dans toutes les roches et causée par l'alignement de minéraux métamorphiques - surtout actinote et phyllosilicate	Gneissosité S ₁ , pénétrative dans toutes les roches et causée par l'alignement de minéraux métamorphiques - surtout hornblende	Foliation S ₁ , pénétrative dans l'harzburgite, surtout, et causée par la déformation, la réorientation(?) et la recristallisation de minéraux primaires
Surfaces plissées	So, parallèle à S ₁	So, parallèle à S ₁	So et veines, parallèles à S ₁ .
Linéations	L ₁ ⁰ , non rencontré	L ₁ ⁰ , probable(?)	L ₁ ⁰ , linéation d'orthopyroxène
Plis P ₁ ⁰	Probablement des isoclinaux (à l'échelle microscopique)	Isoclinaux (aux échelles microscopique et mésostructurale)	Probablement des isoclinaux (à l'échelle macroscopique)
Métamorphisme	Lamination (métamorphisme prograde)	Rubanement (métamorphisme prograde)	Serpentinisation, postérieure à D ₁ (métamorphisme M ₁)
Attitude	S ₁ : 055-50 (lac Caspédia) 087-63 (mont Albert) 128-70 (route de ceinture)	S ₁ : 055-50 087-63	S: variable
Déformation D ₂			
Surfaces axiales	Pseudo-clivage S ₂ , à pénétrativité très faible même dans les faciès fins, causé par une légère recristallisation des minéraux métamorphiques	Clivage S ₂ , à pénétrativité très faible, causé par des fractures (sans recristallisation)	Non rencontré
Surfaces plissées	So et S ₁	So et S ₁	So, S ₁ , veines
Linéations	Crénélures L ₂ ¹ Plissotements ou plis L ₂ ¹	Plis L ₂ ¹ Plis L ₂ ¹	Plis L ₂ ¹ Plis L ₂ ¹
Plis P ₂ ¹ , (P ₂ ⁰)	. Nombreuses crénélures . Plis ouverts, déjetés ou déversés en forme de Z et de M A toutes les échelles	. Plis ouverts, déversés en forme de Z (rares) A toutes les échelles	Plis couchés (très fréquents) A l'échelle macroscopique
Métamorphisme	Aucun So et S ₁ , à pendage au SE, surtout	Métamorphisme régressif (?) So et S ₁ , à pendage vers la péridotite	Première serpentinisation (?) So et S ₁ , à pendage au sud ou à l'ouest
Attitude	L ₂ ¹ , à plongement vers le NE ou le SW, dans l'axe des plis macroscopiques: 055-00	LM ₂ ¹ , à orientation irrégulière Variable	Plis macroscopiques couchés: 245-45
Déformation D ₃			
Surfaces axiales	Knicks S ₃ (?) à pénétrativité très faible, causés par la déviation de S ₁ et S ₂ (?)	Knicks S ₃ (?) à pénétrativité très faible, causés par la déviation de S ₁ et S ₂ (?)	
Surfaces plissées	So, S ₁	So, S ₁	So, S ₁
Linéations	Non mesurées	Non mesurées	L ₃ ¹ de plis
Plis P ₃ ¹ (P ₃ ² , P ₃ ⁰)	Knicks, non conjugués (aux échelles microscopique et mésostructurale)	Knicks, non conjugués (aux échelles microscopique et mésostructurale)	Terrasses structurales ouvertes, déjetées ou déversées, très fréquentes (à l'échelle macroscopique)
Métamorphisme			Serpentinisation (?)
Attitude	Non mesurée	Non mesurée	Charnières à plongement S ou S-SW: 208-25 (?)

Le tableau, on l'aura noté, contient quelques données sur des structures microscopiques et macroscopiques.

Les renseignements sur les processus de déformation sont fournis par les amygdales. Les amygdales primitivement sphériques ou elliptiques ont été déformées et allongées dans le plan de la schistosité. Les valeurs d'allongement peuvent atteindre 10. Les amygdales déformées sont composées surtout de quartz et d'épidote; elles sont généralement contournées par la schistosité. Les amygdales contenant de l'épidote seulement sont discordantes sur la schistosité; elles ne sont pas déformées et sont certainement postérieures à la schistosité.

Le grenat de l'amphibolite et des schistes micacés est poécilitique et zoné. Les coeurs bourrés d'inclusions (d'amphibole, épidote, quartz...) sont entourés d'une bordure qui, elle, n'en contient pas. On croit que celle-ci représente une zone de croissance postérieure à la déformation.

COMPLEXE DU MONT ALBERT

La serpentinitisation est un obstacle important à l'analyse structurale microscopique; la serpentine, en effet, supprime les textures de déformation. Seule la périclase fraîche à l'est du lac du Diable fournit des renseignements. L'allongement de l'olivine, de l'orthopyroxène et du spinelle chromifère est responsable de la foliation métamorphique S_1 . La polygonisation postérieure à la déformation a eu tendance à oblitérer la texture tectonique. Nous avons noté des textures porphyroclastique et en mosaïque équigranulaire. Les parties moins serpentinisées de la serpentinite de contact présentent une texture porphyroclastique à très forte déformation: la majorité des olivines forment des porphyroclastes allongés (valeur d'allongement: 5) accompagnés d'orthopyroxènes très étirés (valeur maximum d'allongement: 10) et pliés.

La serpentinitisation pénétrative n'a pas été dirigée par les plans de discontinuité S_0 et S_1 : elle s'est développée à partir des fractures aléatoires des cristaux. Les porphyroclastes d'orthopyroxène sont parallèles aux porphyroclastes d'olivine.

GRANITE ET DYKES DE DIABASE

Le granite des monts McGerrigle, intrusif dans le groupe de Shickshock, ne possède aucune structure métamorphique. De plus, il n'a pas été remobilisé. Les dykes de diabase conservent leurs textures primaires subophitiques et ne montrent aucune structure métamorphique.

ANALYSE MACROSCOPIQUE

Cette analyse porte sur des structures à l'échelle de la carte géologique: d'où les fréquentes références à celle-ci et aux diagrammes statistiques (figures 11 à 14 et 16 à 18) des superdomaines et domaines structuraux.

Nous avons utilisé le canevas de Lambert (surfaces égales) pour la représentation statistique de S_0 , S_1 , L_1^0 et L_2^0 . L'analyse macroscopique statistique est sujette à quelques limitations, inhérentes aux méthodes employées: échantillonnage irrégulier, incapacité à évaluer les erreurs de mesure, etc. En dépit de ces lacunes, cette analyse constitue un bon instrument d'interprétation de la tectonique.

GROUPE DE SHICKSHOCK

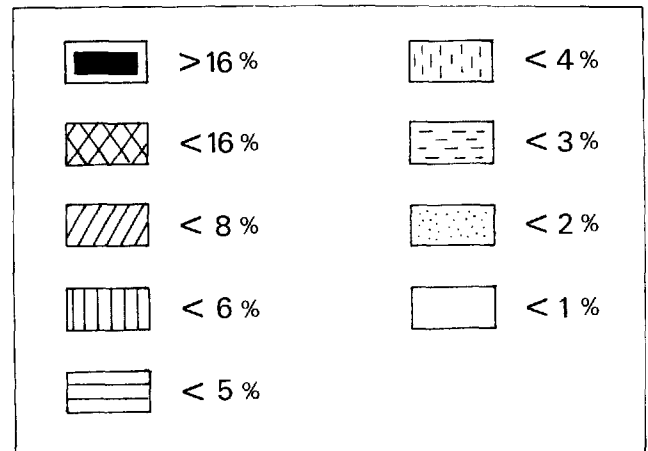
Le superdomaine de Shickshock ouest présente une grande homogénéité tant au point de vue planaire (S_1) que linéaire (L_2^1). Les projections pour S_1 (figure 11A) donnent une concentration

maximum de plans à 055-50* et un minimum à 235-87. La dispersion est importante car le maximum est étendu. L'axe de ce grand cercle (054-00) correspond au maximum des linéations L_2^1 de toutes natures (055-00) (figure 11B). Il semble que les plis macroscopiques sont des plis P_2^1 .

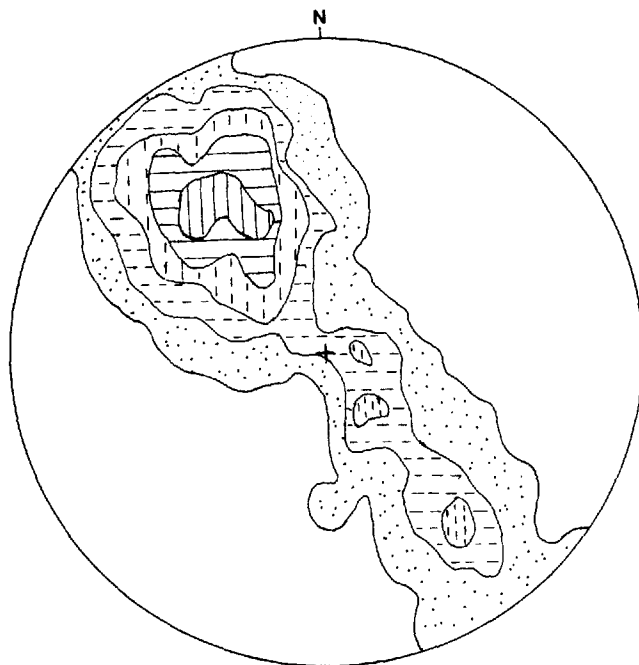
Le superdomaine de Shickshock est, s'il montre des orientations différentes, à peu près le même style. Les projections pour S_1 (figure 12A) montrent un maximum à 085-62. Il y a étalement des données à partir de ce maximum. Le maximum des linéations L_2^1 à 130-15 (figure 12B) ne concorde pas avec l'axe du grand cercle

* Les directions des structures planaires sont données de 0 à 360° et les pendages sont par convention toujours à droite. 055-50 signifie N55°E, 50°SE. Les directions des structures linéaires sont données par celles des plongements. Ainsi, une linéation à 055-50 signifie qu'elle plonge à 50° dans une direction N55°E.

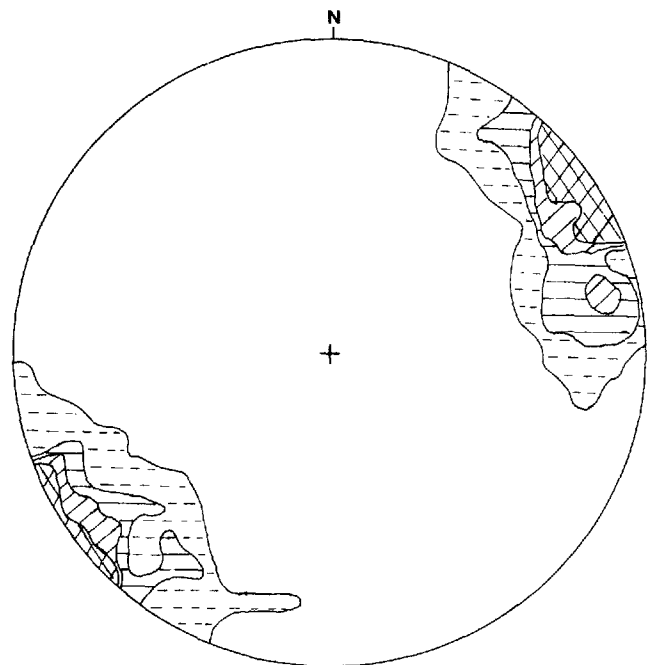
des S_1 (087-00). Le second maximum (265-03), de moindre importance, concorde mieux. Les mesures de L_2^1 ont été effectuées en grande partie dans un secteur très localisé (route de ceinture des monts McGerrigle), où S_1 et L_2^1 ont des orientations différentes de celles de l'ensemble de la région.



Légende pour les figures 11 à 14 et 16 à 18



A. S_1 ; 1242 données



B. L_2^1 ; 265 données

FIGURE 11 - Projection stéréographique de S_1 et L_2^1 , superdomaine de Shickshock ouest.

Les figures 13B et 13C présentent deux maxima illustrant la rotation évidente de S_1 de l'amphibolite autour de la péridotite. La zone de transition entre les deux superdomaines n'a été que peu échantillonnée; si elle n'apparaît pas sur le diagramme de la figure 13A, elle existe probablement quand même. Les stéréogrammes des schistosités S_1 pour l'amphibolite des monts Paul et du Sud apparaissent à la figure 14A. Notre carte fait voir un antiforme majeur entre les deux monts. Afin de le définir, nous avons fourni un stéréogramme (figure 14B) des schistosités S_1 de l'amphibolite et des schistes verts de ce secteur. La direction de cet antiforme (048-00) diffère légèrement de la direction dominante du secteur Shickshock ouest (055-00), en raison, probablement, de la poussée exercée par le mont du Sud.

Un diagramme typique pour S_1 montre un maximum très fort à pendage au SE sur un grand cercle faiblement développé. Selon Turner et Weiss (1963), ce type de diagramme indique des plis semblables fermés et asymétriques. Or, quelques plis montrent un flanc court à pendage au NW, lequel flanc donne parfois lieu à un second maximum (figure 14; le second maximum est près de l'horizontale). Nous en déduisons que les plis majeurs sont plutôt déjetés (figure 15A) que déversés (figure 15B). Il se peut aussi que les plis mésoscopiques soient déversés et que les plis macroscopiques soient déjetés.

En résumé, le groupe de Shickshock de notre région possède des plis macroscopiques (P_2^1) et mésoscopiques (P_2^1). Les attitudes dominantes de S_1 sont les suivantes (pour fins de comparaison, nous in-

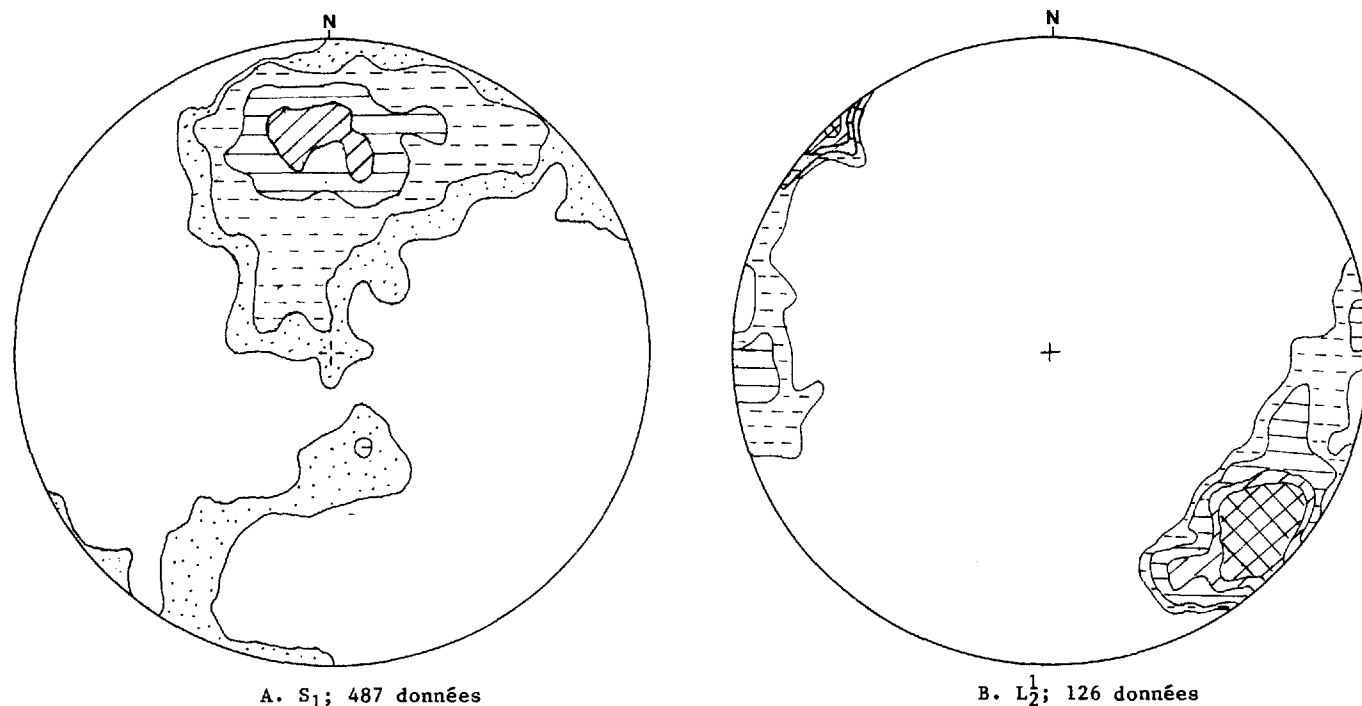


FIGURE 12 - Projection stéréographique de S_1 et L_2^1 , superdomaine de Shickshock est.

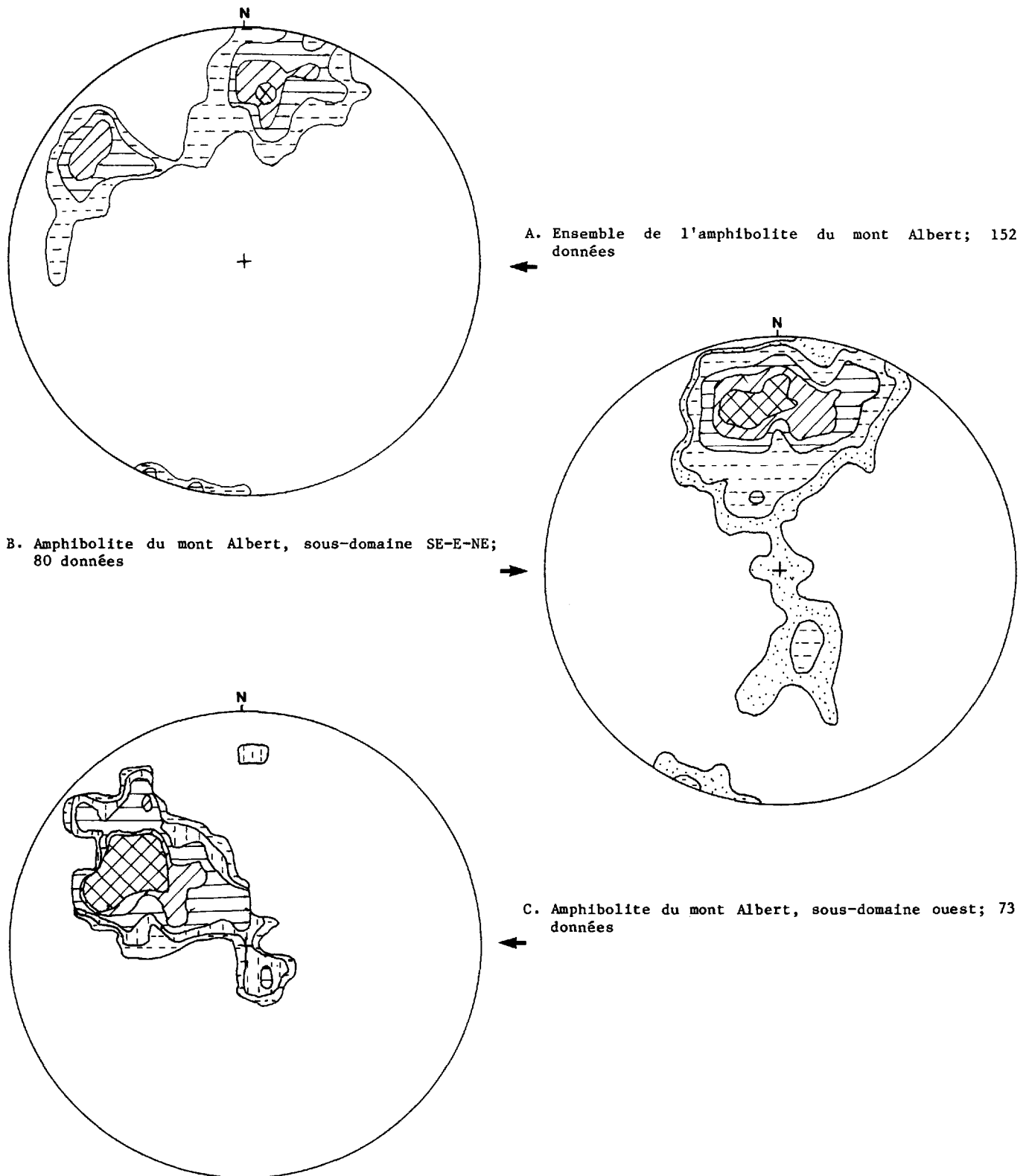
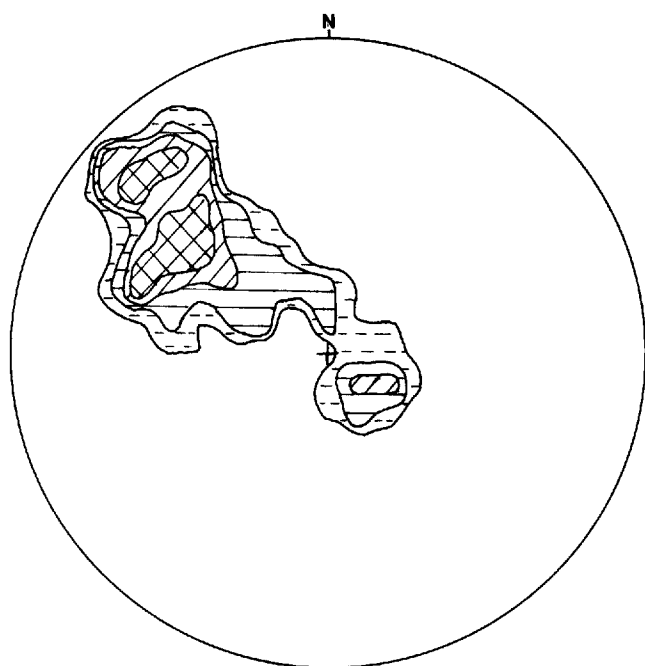
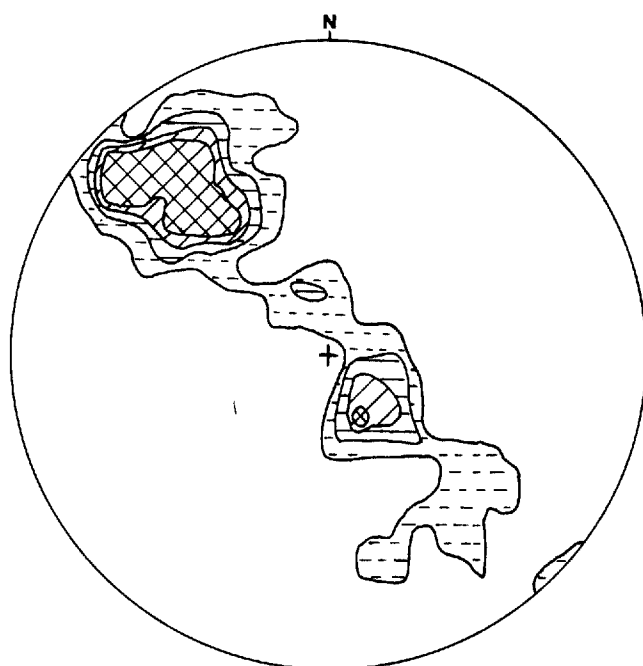


FIGURE 13 - Projection stéréographique de S_1 , domaine de l'aureole du mont Albert.



A. Amphibolite des monts Paul et du Sud proprement dits; 85 données



B. Secteur de l'antiforme entre les monts Paul et du Sud; 106 données

FIGURE 14 - Projection stéréographique de S_1 , amphibolite des monts Paul et du Sud.

cluons quelques données pour les régions du mont Logan et du lac Matapédia):

	S_1 1er maximum	S_1 2 ^e maximum	Axe
Shickshock W	055-50	235-60	054-00
Shickshock E (nord)	085-62	265-03	087-00
Shickshock E (est)	128-70	Nil	136-30
Mont Logan	060-(?)	?	060-00
Lac Matapédia	062-49	?	240-10

Les plis macroscopiques sont probablement des plis semblables déjetés alors que les plis mésoscopiques devraient être des plis semblables déjetés et/ou déversés. Les plis P_2^1 appartiennent à une phase de déformation D_2 qui a engendré un faux clivage S_2 peu pénétratif. La phase de métamorphisme M_2 est une phase mineure au cours de laquelle n'ont recristallisé que quelques micas et quelques chlorites. Par contre, la phase de déformation D_1 a peu influencé l'arrangement structural macroscopique. Cette phase D_1 est respon-

sable de l'alignement des minéraux secondaires et de la texture de déformation. Les phases de déformation postérieures à D_2 , n'ont pas modifié la disposition structurale. On peut hasarder l'hypothèse que le double plongement des linéations de charnières mésoscopiques et la dispersion partielle des pôles de S_1 proviennent de ces phases D_1 et D_3 . La simplicité des stéréogrammes implique que les phases de déformation D_1 et D_2 sont approximativement coaxiales.

COMPLEXE DU MONT ALBERT

Dans le complexe du mont Albert, les stéréogrammes révèlent une disposition variable de S_1 . Notre carte fait voir deux secteurs bien distincts: un secteur nord avec des directions constantes et des pendages abrupts et un secteur sud à directions variables et à pendages subhorizon-

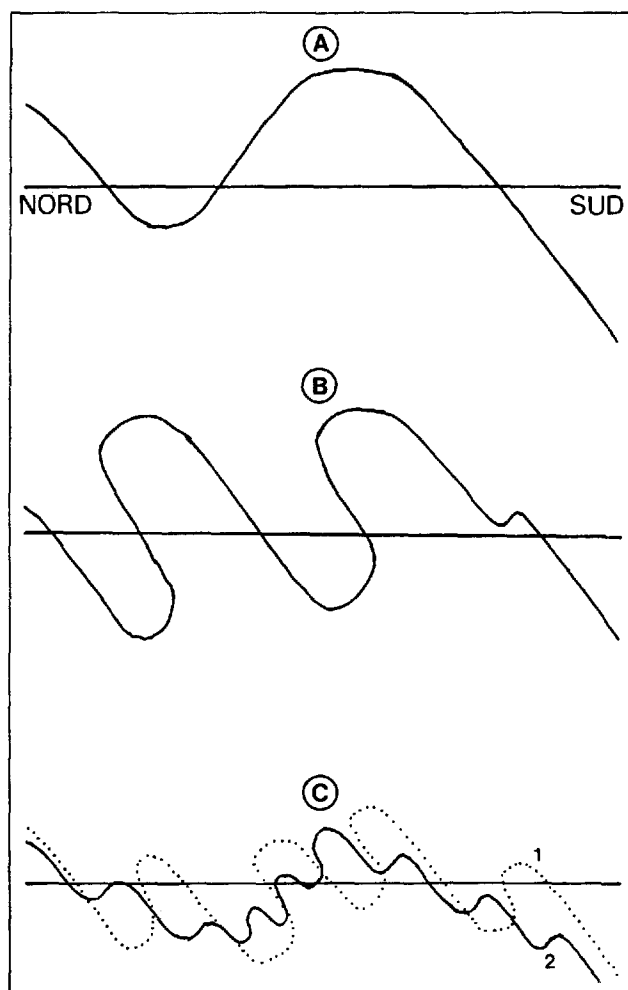


FIGURE 15 - Dispositions hypothétiques des plis majeurs. Une coupe, suivant une direction N-S et passant par le lac Cascapédia, montre les styles de plis (échelle approximative: 1/125 000).

taux. Le secteur nord montre un pli recliné majeur; le secteur sud traduit les replissements irréguliers du flanc WSW du pli recliné (figures 16A, 16B).

Le pli couché P_2^1 , qui replisse le rubanement S_0 et la foliation S_1 , appartient à une phase de déformation D_2 . L'axe de sa charnière (figure 16C) a une direction de 240° et un plongement d'environ 45° SW. La linéation définie par les orthopyroxènes, qui devait appartenir à une phase de déformation D_1 , n'a aucune relation simple avec ce pli (figure 17).

Elle a cependant un pendage prononcé vers le sud-est (155-58).

Dans le secteur sud, on trouve, pêle-mêle, des plis ouverts droits, des terrasses structurales, des plis fermés et des plis reclinés (?). On observe des axes à directions 208-25, 212-40, 186-35, 008-40. Comme ces plis replissent le flanc WSW du pli recliné, ils sont considérés comme contemporains de D_2 ou postérieurs à celle-ci; ils appartiennent donc à une phase D_3 . L'absence de D_3 dans le secteur nord peut s'expliquer par le fait que celle-ci soit une phase tardive et locale, reliée à la zone de failles de Shickshock Sud, ou par le fait que le flanc nord subvertical a pu, mieux que le flanc SW, résister à une contrainte de compression subhorizontale.

Le style du pli recliné P_2^1 est mieux illustré sur la carte que sur le stéréogramme pour S_1 . A remarquer la charnière étroite et très serrée et le pendage au SSW des deux flancs du pli. Sa zone de charnière possède la plus forte densité de lentilles podiformes de dunite.

L'analyse mésoscopique a montré qu'il n'existe pas de foliations S_2 ou S_3 dans les axes des plis P_2^1 ou P_3^1 . La serpentinisation est postérieure à la linéation L_1 définie par les orthopyroxènes, laquelle caractérise la phase D_1 .

Nous avons recueilli peu de données aux monts Paul et du Sud, de sorte que nous ne pouvons faire une analyse adéquate de l'arrangement structural. Le style est cependant le même que celui du mont Albert. La foliation S_1 a une direction prédominante de 050° avec un pendage SE.

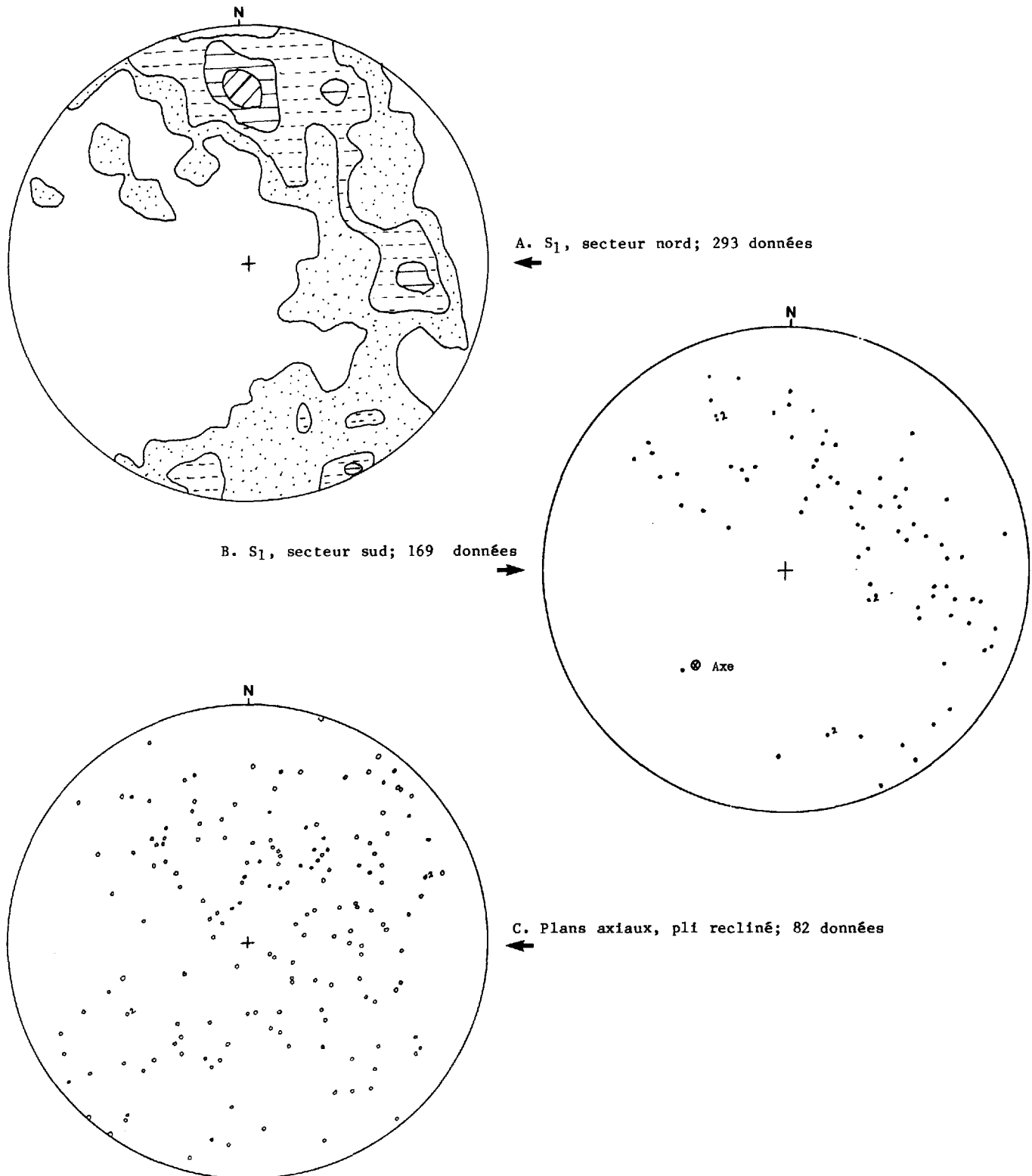


FIGURE 16 - Projection stéréographique de S_1 et de plans axiaux, péridotite du mont Albert.

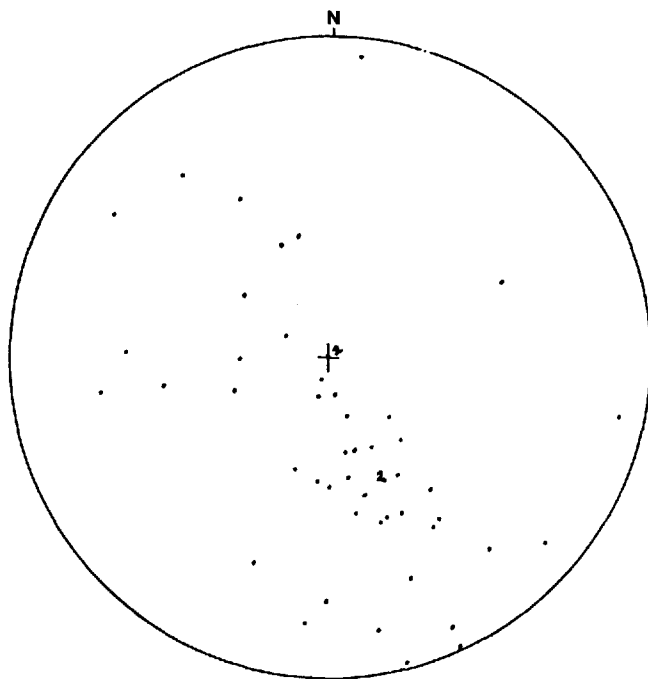


FIGURE 17 - Projection stéréographique de linéations d'orthopyroxène, péridotite du mont Albert; 51 données.

Le complexe du mont Albert possède donc un pli macroscopique recliné P_2^1 (axe: 240-45) dont l'un des flancs a été replissé de façon irrégulière par des plis P_3^1 . Cet arrangement complexe peut s'expliquer par la superposition de plusieurs phases de déformation (D_1 , D_2 , D_3). La déformation D_1 a engendré la foliation S_1 , laquelle est liée à un métamorphisme M_1 de haute température. La prolongation de M_1 à basse température pourrait avoir provoqué la serpentinisation. Sinon, il faut supposer que la serpentinisation est liée à une phase M_2 dont la relation avec les déformations D_2 et D_3 ne peut être établie.

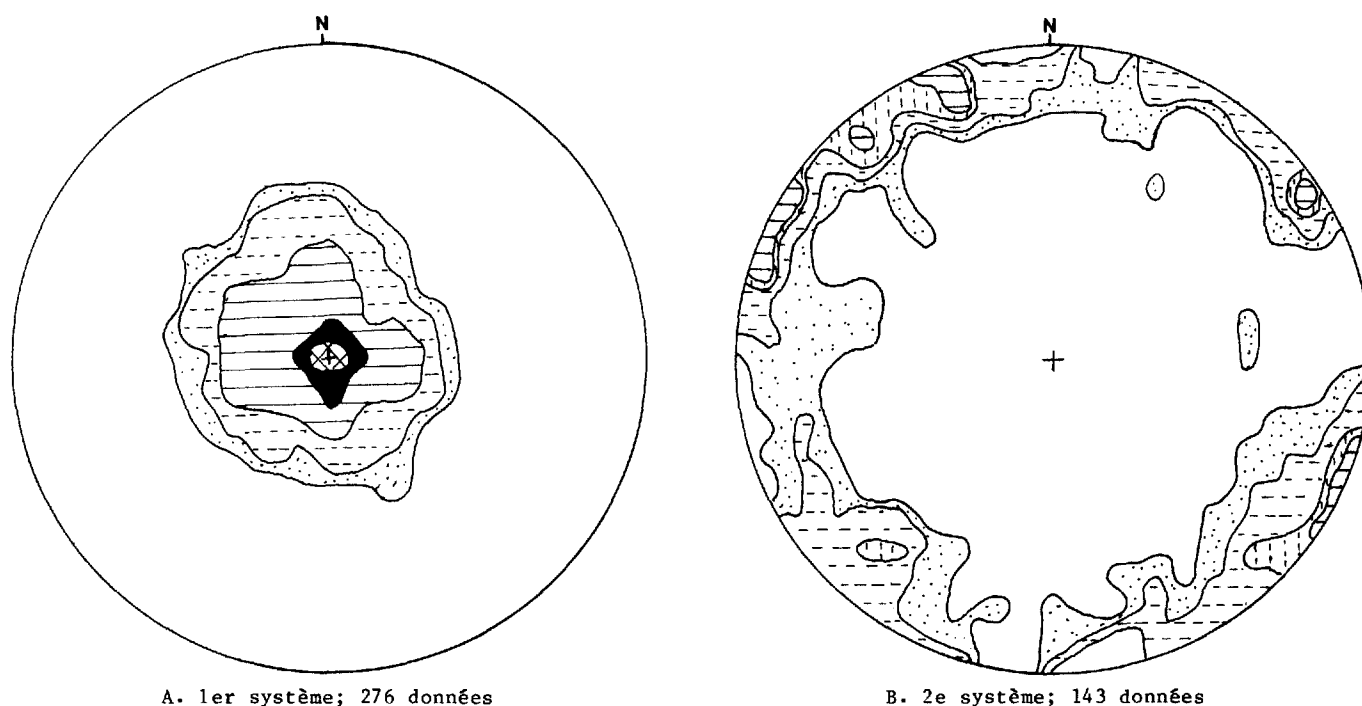
Les figures 18A et 18B présentent les stéréogrammes des systèmes de joints pénétratifs veinés de minéraux de la famille de la serpentine. Les affleurements présentent fréquemment deux systèmes de joints perpendiculaires. Le système subho-

rizontal est le plus fréquent et le plus concentré (figure 18A). Le système subvertical présente deux maxima (025-90, 48-88) et deux minima (170-90, 100-90). Le système subhorizontal est présent partout dans le mont Albert et dans les monts Paul et du Sud. Le système subvertical prédomine dans le secteur sud du mont Albert. Nous interprétons le système subhorizontal comme un système tardif relié à la décompression et le système subvertical comme un système associé à la faille de Shickshock Sud.

COMPARAISONS

Le parallélisme de S_0 et de S_1 est constant tant dans le groupe de Shickshock que dans le complexe ultramafique. Les charnières des plis P_1^0 sont rares. Les plis P_2^1 dominent dans le groupe de Shickshock et les plis P_2^1 et P_3^1 dans le complexe. L'orientation caractéristique pour S_1 du groupe de Shickshock va de 055-50 à 087-63 et tourne à 128-70 vers l'est. La schistosité contourne les massifs de péridotite. Les plis macroscopiques du Shickshock sont des plis déjetés ou déversés, accompagnés de plis mésoscopiques et microscopiques déversés. Le métamorphisme M_1 lié à D_1 est dominant, M_2 n'ayant fait recristalliser que quelques micas.

Dans le mont Albert, des plis irréguliers P_3^1 sont superposés à un pli recliné majeur P_2^1 ; la carte fait voir la disposition structurale résultante, orientée NW. La déformation D_1 a été accompagnée d'un métamorphisme M_1 de durée plus longue que la phase de la déformation. La serpentinisation a pu se produire lors de la phase M_1 (terminale) ou lors de phases M_2 ou M_3 . Elle pourrait être, également, postérieure à toutes les déformations. La gneissosité de l'auréole



A. 1er système; 276 données

B. 2e système; 143 données

FIGURE 18 - Projection stéréographique de joints pénétratifs, péridotite du mont Albert.

est parallèle au contact auréole-péridotite alors que le rubanement interne de la péridotite est discordant par rapport à ce même contact.

CONCLUSION

Le tableau 11 (page 32) montre que si le groupe de Shickshock et l'auréole ont un comportement structural semblable, la péridotite a un comportement unique. Celle-ci présentait, avant la déformation D_1 , des veines d'orthopyroxénite. La schistosité S_1 et la foliation S_1 résultent de processus différents à des températures différentes; la schistosité et la gneissosité proviennent d'une néominéralisation métamorphique (température du faciès des schistes verts et, localement, de l'amphibolite) tandis que la foliation résulte de la déformation des minéraux primaires (température plus élevée que celle de la serpentinisation: 400°C).

Le faux clivage S_2 du groupe de Shickshock n'a pas d'équivalent dans la péridotite. De même, le pli recliné P_2^1 du mont Albert n'a pas d'équivalent dans les roches métavolcaniques. D'ailleurs, le style et l'orientation des plis diffèrent (tableau 11); il y a peu de similitudes entre les plis P_2^1 du Shickshock et ceux du mont Albert.

Si une phase de déformation se superpose à deux dispositions structurales complètement différentes, les dispositions structurales qui en résultent pourront différer sensiblement. Tout ceci démontre que les phases D_2 et D_3 du groupe de Shickshock n'équivalent pas aux phases D_2 et D_3 du complexe.

La majorité des géologues qui ont travaillé dans la région (McGerrigle, 1954; Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967; de Römer, 1977; Carrara, 1972; Biron, 1972,

1973, 1974) s'accordent, en se fondant sur le style et la déformation des plis, pour assigner les phases D_1 et D_2 du Shickshock à l'orogénie taconique.

Dans le Shickshock, les surfaces S_1 , avant d'être plissées pour donner les plis P_2^1 , devaient être à peu près horizontales, avec des plis P_1^0 déversés ou couchés; toute autre disposition aurait donné des configurations d'interférence de type champignons ou bassins et dômes (Ramsay, 1967). Seul le crochon (type 3 des configurations d'interférence de Ramsay) se rapproche des structures notées dans le groupe de Shickshock du secteur du lac Cascapédia. Les formes complexes des roches du lac Guelch, du mont Barn et du mont Logan peuvent s'expliquer par cette configuration d'interférence ou par des variations d'épaisseurs combinées à celle-ci.

L'auréole du mont Albert a connu les plissements P_2^1 . La mise en place du complexe, est donc antérieure à D_2 et D_1 (S)* ou est survenue en même temps que D_1 (S). Or, les styles des plis dans la péridotite ne concordent pas avec ceux du groupe de Shickshock; les déformations D_1 et D_2 (A)* du complexe doivent être antérieures à D_1 (S). La péridotite aurait donc subi les déformations D_1 et D_2 (S) sans hériter de la forme et du style des plis P_1^0 et P_2^1 du Shickshock. Mais la disposition originale de la structure interne du complexe pouvait être très différente de celle du groupe; la superposition de D_1 et D_2 (S) sur des structures initialement différentes ne pouvait que donner des configurations dissemblables. De plus, là où la péridotite est mince (secteurs des monts Paul et du Sud), l'influence de la déformation D_2 sur l'amphibolite est évidente (voir cartes). On peut se demander si la masse

* S = Groupe de Shickshock
A = Complexe du mont Albert

non serpentinisée de la péridotite aurait pu résister à la déformation D_2 (S) et se comporter comme un corps rigide.

Il faut donc s'en reporter à deux hypothèses sur le comportement structural du Shickshock et du mont Albert lors des déformations: l'une, qui suppose des comportements identiques lors des déformations, mais une disposition initiale différente et l'autre, qui présume que la péridotite a résisté à la déformation. Nous sommes partisan de la première explication. La phase D_1 du mont Albert est la première déformation et elle a été héritée du manteau. Nous associons le pli recliné D_2 (A) du mont Albert à la mise en place de la péridotite.

Or, en l'absence d'eau et, donc, de serpentine, les minéraux primaires des péridotites sont, dans le champ de températures des schistes verts, réfractaires à la recristallisation et à la néominéralisation métamorphique. Une serpentinite relativement plastique aurait conservé des traces des déformations D_1 et D_2 du Shickshock.

Le groupe de Shickshock fait partie du supergroupe de Québec et est en contact immédiat avec le groupe de la rivière Matane. Le tableau 12 fournit des données relatives aux phases de déformation des groupes de Shickshock et de la rivière Matane. Les différences entre ces deux groupes proviennent de leur appartenance à des niveaux structuraux différents.

PLIS, FAILLES ET CONTACTS MAJEURS

CONTACTS ENTRE LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Les interprétations divergentes du groupe de Shickshock résultent d'une mécon-

TABEAU 12 - Phases de déformation du groupe de Shickshock et du groupe de la rivière Matane

	Groupe de la rivière Matane (Biron)	Groupe de Shickshock (auteur)
Structures planaires	So S ₂ (clivage pénétratif) - peu métamorphisé S ₃ (pseudo-clivage)	So S ₁ (schistosité) - métamorphisé S ₂ (pseudo-clivage)
Plis	P ₁ ^O (pli sans structures planaires) P ₂ ^O P ₃ ² , P ₃ ^O	P ₁ ^O P ₂ ¹ , P ₂ ^O
Déformations	D ₄ D ₃ D ₂ D ₁	D ₃ D ₂ D ₁ --
Niveau structural (Mattauer, 1973)	Inférieur (sommet)	Inférieur (base)

naissance de l'ensemble du groupe (W et E) par les géologues qui l'ont étudié. Notre étude couvre approximativement le tiers est du groupe. Afin d'en arriver à une interprétation qui tienne compte de tous les aspects, nous réinterpréterons les données antérieures à l'aide de faits nouveaux notés dans nos cheminements de reconnaissance dans la partie ouest et de nos travaux dans le tiers est.

Les cartes aéromagnétiques détaillées de la région (ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources, 1968) montrent que, grosso modo, les roches métavolcaniques donnent une anomalie positive et que les roches métasédimentaires et les péridotites donnent des anomalies négatives.

Le groupe de Shickshock est composé, en majeure partie, de roches métavolcaniques contenant des roches métasédimentaires, en bandes isolées ou en lits, difficiles à cartographier. La disparition rapide

des faciès sédimentaires peut donc être due à l'interdigitation ou à des variations structurales liées au plissements.

Sauf pour la zone du front des Chic-Chocs, les bandes de méta-arkose sont minces et discontinues (p.ex., mont Barn). Certaines sont si minces qu'elles n'ont pu être montrées sur la carte. Les bandes réapparaissent rarement de part et d'autre des axes majeurs; on les retrouve au coeur des antiformes (p.ex., mont Barn) ou à proximité des synformes (p.ex., sud du lac Guelch). Nous croyons, tout comme Mattinson (1964), qu'il y a là l'indication d'une stratification non rigoureusement parallèle à la schistosité S₁. Si les affleurements sont nombreux, les plis des méta-arkoses s'avèrent beaucoup plus complexes, ainsi que nous l'avons remarqué dans le secteur du lac Guelch. Signalons, à cet égard, les lits d'arkoses présents à l'est et absents à l'ouest du lac; cette disparition est typique d'un crochon (Ramsey, 1967).

Dans l'ensemble du groupe de Shickshock, les méta-arkoses, sont abondantes à l'ouest du ruisseau du Petit Volume, et les schistes sont prédominants à l'est du même ruisseau. Le ruisseau Bascon présente la dernière bande importante de schistes à l'ouest (région du mont Logan); les dernières unités de méta-arkoses affleurent au mont Barn.

A l'origine, donc, il devait se produire de fréquentes variations latérales au cours du dépôt; c'était le cas surtout des méta-arkoses au sein de l'unité volcanique principale.

PLIS MACROSCOPIQUES

La direction du front des Chic-Chocs est généralement E-W tandis que celle de la plupart des axes de plis est NE: ceux-ci doivent donc soit se prolonger dans le groupe de la rivière Matane, soit être tronqués par une faille ou, encore, résulter d'un style de pli produisant une telle structure.

Dans les régions du lac Matapédia et du mont Logan, il existe un synforme en bordure du front et un antiforme central. Dans le secteur du lac Cascapédia, cet antiforme disparaît ou est fortement dévié vers le NE, dans lequel cas, il correspondrait à l'antiforme recoupant les lacs Paul et Cascapédia. Plus au sud, un autre antiforme prend naissance entre les péridotites du mont Paul et du mont du Sud pour disparaître entre la rivière de la Grande Fosse et le ruisseau du Plaqué-Malade, où un antiforme secondaire fait ressortir des schistes. Sur les longs flancs sud de ces deux antiformes, viennent s'appuyer l'aurole métamorphique et le complexe ultramafique. Le prolongement de l'antiforme de la route de ceinture n'est pas visible.

Les flancs sud-est de tous ces antiformes ont une pente régulière (p.ex. au ruisseau du Dix-Septième Mille et au ruisseau du mont Paul); les flancs nord, par contre, sont irréguliers (p.ex. au mont Barn et au nord-ouest du lac Paul). Le long d'un même antiforme, les zones à pendage faible au nord sont en corrélation avec des zones à pendages subhorizontaux affichant quelques pendages nettement au sud. La zone de la charnière est large et le flanc nord est rarement visible.

Quelques antiformes et quelques synformes d'extension restreinte perturbent l'alignement d'antiformes majeurs, surtout dans le secteur nord-est du lac Paul. L'un de ces synformes contient la péridotite du mont Paul.

Le secteur au nord-ouest du lac Cascapédia et au nord du lac Noir forme une zone synclinale complexe. Un grand synforme, qui prend naissance à l'extrémité ouest des monts Chic-Chocs, disparaît au nord du lac Thibeault.

L'examen des flancs nord et les stéréogrammes montrent que ces plis majeurs sont asymétriques, avec un flanc court au NW et un flanc long au SE. Cependant, la carte montre des plis déjetés et les diagrammes statistiques, des plis déversés.

La chronologie et le style des structures planaires et linéaires et des plis du groupe de Shickshock concordent avec ceux du groupe de la rivière Matane (tableau 13). Selon de Römer (1976), le Siluro-Dévonien montre de larges plis ouverts avec un clivage ardoisier subvertical et une seule phase de déformation. Les plis P_2^1 déjetés ou déversés du Shickshock diffèrent des plis associés à l'orogénie acadienne.

La structure majeure du mont Albert est représentée par le pli recliné P_2^1 dont le flanc SW a été touché par une phase P_3^2 . Les plis P_1^0 , responsables du parallélisme de S_0 et S_1 , sont oblitérés.

FAILLE DE SHICKSHOCK SUD

On localise aisément la faille de Shickshock Sud, laquelle délimite le groupe de Shickshock, grâce aux levés géologiques, aéromagnétiques, gravimétriques et topographiques. Elle a été au coeur de nombreuses controverses.

Dans notre région, cette faille forme plutôt une zone de failles (unité du ruisseau du Dix-Septième Mille). La limite sud des trois masses du complexe ultramafique est recoupée par cette faille.

On observe la faille en surface vis-à-vis la route de ceinture, à proximité des monts McGerrigle. Là, la faille a un pendage abrupt de 80° vers le sud-est; le cisaillement intense reprend, pêle-mêle, plusieurs roches, dont des calcaires (d'âge inconnu) et de l'amphibolite à épidote (auréole du mont Albert?).

La chronologie suivante s'applique à cette faille:

- . Il s'est formé une faille normale à pendage au sud-est, laquelle a recoupé les diverses nappes du supergroupe de Québec;
- . Les roches sédimentaires siluro-dévonien-nes se sont déposées en discordance dans un bassin limité par cette faille;
- . Il s'est produit un mouvement inverse local le long du même plan de faille.

Le dernier de ces événements est attesté par:

- . l'assemblage lithologique hétéroclite de roches de toute nature et de tout âge, lesquelles ne devraient pas aller ensemble (voir Unité tectonique du ruisseau du Dix-Septième Mille, page 14) et résultent, semble-t-il, de la désagrégation des nappes coincées dans le plan de la faille inverse;

- . le cisaillement intense de la zone de failles, lequel s'explique mieux par des failles inverses de compression que par une faille normale d'extension.
- . la présence d'une écaille de roches dévoniennes fortement plissées et déversées au ruisseau du Dix-Septième Mille.

L'hypothèse de la faille normale est étayée par:

- . le pendage abrupt au sud-est;
- . la linéarité de la faille, laquelle n'a été que faiblement reprise dans les déformations subséquentes;
- . l'anomalie gravimétrique majeure (Tanner et Uffen, 1960);
- . le pendage abrupt des sédiments siluro-dévonien-ns à proximité de la faille;
- . la présence de brèche dans les forages de cette zone;

Pour l'explication de la discordance, se reporter à Crickmay (1932) et à Béland in Ollerenshaw (1967).

La chronologie est complexe; la faille est postérieure à l'orogénie tectonique et a continué à jouer un certain rôle lors du Silurien. La discordance est présilurienne et la dernière imbrication est probablement survenue à l'Acadien. Cette zone aurait alors été, pendant une longue période de temps, un lieu de faiblesse; elle forme la limite nord du Synclinorium de Gaspé - Connecticut-Valley.

FAILLE DU MONT ALBERT

Le contact entre la péridotite et l'amphibolite aux monts Albert, Paul et du Sud a été nommé faille du mont Albert. On note, d'abord, que, dans l'amphibolite, la direction de la gneissosité est parallèle au contact de faille. Au mont Paul, la disposition subhorizontale de la péridotite est confirmé par le pendage de la gneissosité. Bien qu'elles forment une auréole métamorphique, ces amphibolites présentent une texture résultant d'un métamorphisme dynamothermique; la texture des cornéennes est absente. De plus, il n'existe ni apophyses ni injections de magma péridotitique.

D'autre part, la péridotite ne montre aucune zone de trempe. La zone de contact est jalonnée de serpentinite, tantôt massive, tantôt schisteuse, alternant, ici et là, avec des bandes d'harzburgite fortement déformées à l'état solide; les orthopyroxènes et les olivines sont, en effet, fortement allongées dans le plan de la foliation. Il y a discordance entre l'arrangement structural interne de la péridotite et celui des amphibolites. Nous croyons donc que ce contact témoigne de la mise en place, à l'état solide - mais avec de la chaleur résiduelle - du complexe dans des roches métavolcaniques. La chaleur de friction et la chaleur résiduelle ont produit l'auréole.

Le mont Paul présente un contact NW anormal; la péridotite, en effet, repose directement sur le schiste vert. L'absence apparente d'amphibolite résulte, croyons-nous, d'un mouvement tardif qui a poussé la péridotite par-dessus son auréole.

Deux autres conclusions s'imposent. La faille du mont Albert est une faille replissée, ainsi qu'on peut le noter

aux monts Paul et du Sud. On définit habituellement les failles comme des cassures à froid, le long desquelles il y a eu mouvement. L'auréole, cependant, témoigne d'une faille à chaud. La péridotite, lors de sa mise en place, a subi une déformation à l'état solide qui est responsable à la fois de la texture de mylonite de la péridotite de contact et de la texture dynamothermique de l'auréole.

L'hypothèse d'une mise en place diapirique, émise par MacGregor (1962, 1964) est insoutenable, vu la structure interne du mont Albert, la présence de la faille du mont Albert et la disposition subhorizontale de l'auréole.

LIMITES STRUCTURALES DE L'AUREOLE

Nous avons déjà étudié les problèmes posés par les limites pétrographiques de l'auréole. Nous n'envisageons ici que les problèmes structuraux.

La largeur de l'auréole varie de quelques mètres (nord du mont Paul) à 2440 m (sud-est du mont Albert), avec une moyenne de 450 m se répartissant à peu près comme suit:

Amphibolite à épidote:	360 m
Amphibolite:	65 m
Amphibolite à grenat et à clinopyroxène:	25 m

La largeur d'une auréole normale est habituellement proportionnelle à la masse de l'intrusion qui l'a produite. Même si l'on tient compte des variations dans les pendages de la gneissosité et de la répartition irrégulière de l'auréole entre les massifs, la largeur reste constante. En raison des pentes en sens contraire - de la gneissosité et de la surface topographique - l'étendue de l'auréole diffère peu

de la largeur réelle, sauf pour le secteur au sud-ouest du mont Paul et le secteur au sud-est du mont Albert. Nous croyons, pour les raisons suivantes, que l'auréole et la péridotite qui, à l'origine, affectaient la forme de sills plus ou moins horizontaux, présentent maintenant, après les plissements, celle d'un plan concave bosselé, à pendage au sud-est:

- . le recul évident, au mont du Sud, du contact péridotite-amphibolite à mesure qu'on descend;
- . la disposition subhorizontale, à pendage au sud-est, du mont Paul, évidente dans le secteur sud-ouest de celui-ci, et le fait que, de plus, cette péridotite est accrochée au flanc sud-est du mont Paul mais n'en forme pas le sommet;
- . l'étendue anormale de la zone de métamorphisme élevé - grenat et clinopyroxène - dont la limite est à plus de 975 m du contact, dans le secteur au sud-est du mont Albert;
- . la superposition - telle que révélée par des sondages - de l'amphibolite ou du gneiss à amphibole sur le metabasalte.

En raison de cette disposition, il est difficile d'évaluer exactement le gradient thermique.

La séquence métamorphique est continue et sans aucune indication de failles, à partir du contact avec la péridotite jusqu'aux schistes verts du groupe de Shickshock.

Du côté est du mont Albert, l'auréole est très étroite, ce qui pourrait s'expliquer par un décrochement parallèle à la rivière Sainte-Anne ou par un amincissement réel combiné à des effets d'érosion. A l'hypothèse du décrochement, on peut objecter la continuité des roches du groupe de Shickshock et la schistosité parallèle

au contact est de la péridotite, du côté est de la rivière Sainte-Anne. L'anomalie aéromagnétique confirme l'étroitesse de la zone d'amphibolite. De plus, la vallée en U de la rivière Sainte-Anne témoigne d'une érosion importante. Pour toutes ces raisons, nous adoptons l'hypothèse d'un amincissement.

La largeur anormale de l'auréole au sud-est du mont Albert s'explique par la disposition subhorizontale originelle, par les plissements et par une faille. La colline constituée d'amphibolite, à l'est de la route du parc, résulte peut-être d'un bombement lié aux plissements. Les forages implantés dans le secteur au sud-est du mont Albert ont révélé de la serpentinite coincée dans une faille.

En résumé, la disposition originelle, plus ou moins subhorizontale et à pendage au sud-est, d'une auréole transitionnelle aux metabasaltes a été modifiée par la déformation D_2 , responsable des plis P_2^1 du groupe de Shickshock.

FRONT DES CHIC-CHOCs

Notre région a toujours fourni les meilleurs arguments propres à étoffer l'hypothèse d'une faille au front des Chic-Chocs. Les géologues qui nous ont précédé ont avancé les grandes hypothèses suivantes:

- . faille normale;
- . faille inverse avec séquence normale ou séquence inverse;
- . interdigitation concordante.

A ces trois hypothèses, nous en ajoutons une quatrième: interdigitation concordante suivie d'une faille inverse. Nous rappelons que ces failles (?) peuvent

avoir été replissées ou non et qu'elles peuvent être associées à n'importe quelle phase de déformation. Avant de procéder plus avant, nous allons dresser une liste de ce qu'il faut noter au front des Chic-Chocs:

- 1 - Au front immédiat, on rencontre - par ordre d'importance - du côté sud, des méta-arkoses, des metabasaltes, des métaconglomérats arkosiques et, du côté nord, des mudstones rouges (groupe de la rivière Matane), des schistes à séricite-quartz.
- 2 - Des méta-arkoses et des metabasaltes se présentent en lentilles isolées dans les mudstones rouges ou dans les schistes.
- 3 - L'isograde de la chlorite entre les schistes et les mudstones rouges se trouve à proximité du front.
- 4 - Les axes structuraux majeurs sont parallèles au front, depuis le lac Matapédia jusqu'au lac Thibeault où ils sont discordants; ils se prolongent partiellement dans le groupe de la rivière Matane (Biron; communication personnelle, 1978).
- 5 - Les phases de plissement se raccordent d'un groupe à l'autre: nos plis macroscopiques P_2^1 équivalent aux plis P_3^2 du groupe de Matane.
- 6 - Les roches volcaniques et les arkoses du lac Matapédia sont en corrélation avec le groupe de Shickshock (Ollershaw, 1967; Beaudin, 1977; Biron, communication personnelle).
- 7 - Les schistes du lac Cascapédia sont très déformés.
- 8 - La faille du gîte du mont Albert est une faille mineure sans continuité latérale.
- 9 - Une faille inverse provoque du boudinage dans des bancs de roches métavolcaniques au ruisseau des Marches du Géant.
- 10- On observe quelques failles inverses replissées le long de la route de ceinture (groupe de Shickshock).
- 11- Le groupe de la rivière Matane est traversé par quelques grandes failles inverses.
- 12- Les roches du groupe de Shickshock ne réapparaissent plus au nord du front.
- 13- La bande de méta-arkose du front (secteur du lac Cascapédia) ne réapparaît pas dans le groupe de Shickshock.

L'hypothèse d'une faille normale n'est pas fondée. L'intersection du front et d'une rivière importante produit toujours un rentrant vers le sud, ce qui indique que le contact présente un pendage faible au sud. Une faille normale ne peut expliquer ni les contacts entre les méta-arkoses, les metabasaltes et les schistes, ni le contact graduel schiste-mudstone rouge.

Il faut se demander si la faille inverse est postérieure ou antérieure aux plissements taconiques. Une faille inverse postérieure au Siluro-Dévonien présuppose que:

- . elle a été peu replissée, les plis siluro-dévonien étant des plis ouverts droits;
- . elle n'a pas amené de cristallisation métamorphique.

Or, le contact du front est fortement plissé et il y eu, postérieurement au développement des surfaces S, recristallisation de la chlorite dans les schistes. L'âge Siluro-dévonien est à rejeter. Une faille inverse replissée peut aisément expliquer les principales caractéristiques. A l'hypothèse que les lentilles isolées de méta-arkose et de roches métavolcaniques dans les mudstones rouges sont des copeaux de failles inverses mineures,

on peut objecter que les contacts de ces lentilles ne montrent aucune indication de faillage.

Les schistes du lac Cascapédia sont très déformés; les roches sédimentaires fines, cependant, se déforment plus aisément que les roches plus compétentes. Les mudstones rouges, par contre, ne sont pas déformés. Les phénomènes métamorphiques sont postérieurs à la faille - l'extrémité ouest du Shickshock étant peu métamorphisée.

Dans les régions du lac Matapédia et du mont Logan, les chercheurs optent pour une interdigitation plutôt que pour une faille. Les polarités sont normales (Ollerenshaw, 1967; Biron; communication personnelle, 1978) au lac Matapédia et à l'extrémité ouest des Chic-Chocs.

Il est à noter que l'interdigitation concordante, si elle se fait au front, se produit sur de très courtes distances et que les roches du groupe de Shickshock ne réapparaissent pas dans d'autres structures majeures. Les petites lentilles isolées de méta-arkose et de roches métavolcaniques s'expliquent mieux, par contre, étant donné que les lentilles se présentent tant dans le groupe de Shickshock que dans le groupe de la rivière Matane.

Comme les régions E et W présentent des traits différents, il est logique de faire appel à des interprétations différentes pour chacune d'elles. Le ruisseau aux Bouleaux sépare la zone de failles nombreuses (à l'est) et celle où les failles sont absentes (à l'ouest).

L'interdigitation concordante prédomine donc à l'ouest et les failles inverses antérieures aux plissements P_2^1 constituent les structures contrôlant l'ar-

rangement actuel, à l'est. Comme corollaire à l'absence de dislocation du groupe, les failles doivent s'atténuer d'est en ouest. Les lentilles près du gîte du mont Albert sont sus-jacentes à une faille et ne sont pas des interdigitations.

Ollerenshaw croit qu'il n'y a pas d'indices de failles au contact entre le groupe de Shickshock et le groupe de la rivière Matane si ce n'est de petits dérangements locaux. Au contraire, la zone de contact montre de bonnes preuves qui portent à croire que le contact est normal, concordant et interdigité. Mattinson, quant à lui, écrit que: Ces observations révèlent que le passage de la séquence volcanique à la séquence sédimentaire s'effectue le long d'une zone de roches sédimentaires et de laves interdigitées. Dès qu'un observateur se déplace vers le sud à partir du terrain sédimentaire cambro-orдовicien, il voit apparaître des affleurements de roches métavolcaniques du type des Shickshocks et, à peu de distance, il est en présence de l'amas principal de roches volcaniques. Nous n'avons observé aucun indice de faille dans la région.

Quant à nous, nous pensons, tout comme Biron (communication personnelle, 1978), que, depuis le lac Matapédia jusqu'au ruisseau aux Bouleaux, le front des Chic-Chocs constitue une zone d'interdigitation et que, plus à l'est, il devient une zone de failles de chevauchement, appelée zone de failles du front des Chic-Chocs.

Les schistes de l'unité du lac Cascapédia appartiennent à un lambeau de poussée et résultent du métamorphisme et de la déformation des mudstones rouges sous-jacents.

La région du lac Matapédia et du mont Logan (c'est-à-dire à l'ouest) n'entre

pas dans le cadre de notre étude. L'interprétation qui précède est le fruit de discussions que nous avons eues avec Serge Biron, en 1978.

METAMORPHISME

GROUPE DE SHICKSHOCK

METAMORPHISME REGIONAL

Le métamorphisme augmente en intensité du nord au sud, comme en témoignent la composition minéralogique et la texture métamorphique (Béland in Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967; Beaudin, 1977; Biron, communication personnelle, 1978). Il apparaît à proximité du front des Chic-Chocs.

Le métamorphisme se superpose à des roches primaires différentes, lesquelles auront des comportements rhéologiques différents, lorsque soumises à la déformation, et montreront des types différents de transformations minéralogiques.

Les minéraux, les structures et les textures primaires seront plus ou moins conservés selon les types de roches affectés (tableau 13). Le tableau 14 illustre l'évolution texturale des metabasites sous l'effet du métamorphisme régional et du métamorphisme de contact.

Le tracé des isogrades pose un problème, vu la rareté des roches sédimentaires et la difficulté de nuancer ces isogrades dans les metabasites. L'isograde de la chlorite apparaît toujours en avant du front des Chic-Chocs. L'isograde du grenat se restreint au secteur du lac Bonjour (Mattinson, 1964).

La figure 19 illustre un diagramme pression-température pour le passage du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. On voit immédiatement que seules les pélites et les roches ultramafiques permettent d'établir des isogrades plus précis. De plus, la température maximale atteinte par le groupe de Shickshock lors du métamorphisme régional est d'environ 500°C. Mattinson (1964) a tracé, dans la région du mont Logan, quelques isogrades limitant le faciès des schistes verts. Nous n'avons pu prolonger ces isogrades dans le secteur du lac Cascapédia.

Grâce, cependant, aux indications texturales fournies par les metabasites nous avons pu nous faire une idée des variations du métamorphisme.

Les schistes du lac Cascapédia proviennent des mudstones rouges. La coupe type illustrant ce passage est située au ruisseau reliant le lac du Petit Volume au ruisseau du Grand Volume. A proximité du

TABLEAU 13 - Effets du métamorphisme sur différentes séquences

Roche originelle	Schistes verts					Amphibolites				
	Minéraux	Structures primaires	Textures primaires	S ₁	S ₂	Minéraux	Structures primaires	Textures primaires	S ₁	S ₂
Metabasalte	M(1)	conservées	non conservées	D(3)	NR(4)	M	conservées et non conservées	non conservées		
Métatuf basique	M	conservées	non conservées	D	O(5)	M	non conservées	non conservées	D	O
Métaconglomérat	P(2) et M	conservées	conservées	D	NR	---	---	---	D	---
Méta-arkose	P et M	non conservées	conservées	D	NR	M	non conservées	conservées	D	NR
Schiste à séricite-quartz	M	non conservées	non conservées	D	D	M	non conservées	non conservées	D	NR

(1) M - Minéraux métamorphiques

(2) P - Minéraux primaires

(3) D - Dominant

(4) NR - Non rencontré

(5) O - Occasionnel

TABLEAU 15 - Correspondance entre les diverses définitions d'ensembles métamorphiques

% NES	FACIES	Harker Barrow	Chlorite Muscovite	Biotite	Almandin	Staurotide	Disthène	Sillimanite	
		Fyfe, Turner et Verhoogen(1968) MacGregor(1964) Winkler (1967)	Schistes verts			Amphibolites à almandin		Granulites	
FACIES	PES	Winkler (1970)	Très faible métamorphisme		Faible métamorphisme	Moyen métamorphisme		Fort métamorphisme	
		Fyfe, Turner et Verhoogen(1968) MacGregor(1964) Winkler (1967)	Muscovite Chlorite	Muscovite Biotite	Epidote Almandin- chlorite	Staurotide quartz	Sillimanite Almandin	Orthos: Hypersthène	
SOUS-FACIES		Winkler (1974)	Quartz-albite Muscovite-chlorite	Quartz-albite Epidote-biotite	Quartz-albite Epidote-almandin	Staurotide Almandin	Disthène Almandin Muscovite	Sillimanite Almandin Orthose	Horn- blende Py- rite
		Winkler (1974)	Quartz-albite Muscovite-chlorite-biotite		Quartz-albite Chlorite-almandin	Disthène Almandin Muscovite	Disthène Almandin Muscovite	Sillimanite Orthose	Horn- blende Py- rite

faisons part, maintenant, d'observations nécessaires pour l'interprétation de celle-ci.

1 - Il n'existe pas d'indications de faille majeure entre l'auréole d'amphibolite et les metabasites régionaux.

2 - On retrouve des structures volcaniques (coussins) et porphyroclastiques dans l'amphibolite à epidote, à l'intérieur de l'auréole.

3 - La proportion du gneiss par rapport à l'amphibolite est la même que celle de la méta-arkose par rapport au metabasalte, pour un même secteur du groupe de Shick-shock;

4 - Il y a continuité de texture depuis les méta-arkoses jusqu'aux gneiss.

5 - Le plus fort métamorphisme est celui du clinopyroxène dans l'amphibolite et du disthène dans les gneiss (tableaux 16 et 17).

6 - La distribution des assemblages minéralogiques est irrégulière et l'équilibre ne semble être atteint que lit par lit (MacGregor, 1964; Beaudin, 1977). Le résultat est une juxtaposition irrégulière d'amphi-

TABLEAU 16 - Assemblages minéralogiques, selon les degrés et les faciès, dans l'auréole du mont Albert. D'après MacGregor (1964), modifié

DEGRE	FAIBLE	FAIBLE	MOYEN	MOYEN	FORT
Faciès	SCHISTES VERTS	AMPHIBOLITE A EPIDOTE	AMPHIBOLITE	AMPHIBOLITE	GRANULITE
Minéraux					
Plagio. (Na)					
Plagio. (Na + Ca)					
Epidote					
Actinote					
Hornblende					
Chlorite					
Almandin					
Clinopyroxène					
Chlorite					
Muscovite					
Biotite					
Almandin					
Staurotide					
Disthène					
Sillimanite					
Plagio (Na)					
Quartz					
Orthose+OPz					

— nécessairement présent
- - occasionnel

TABEAU 17 - Assemblages minéralogiques, selon les types de roches originelles, dans l'auréole du mont Albert

Basalte	Arkose
Pas de métamorphisme	
	- Assemblage de Winkler (1974): Quartz-plagioclase-séricite - Assemblage observé: Quartz-plagioclase-séricite
Etape de très faible métamorphisme	
- Assemblage de Winkler (1974): Actinote-épidote-chlorite-albite - Assemblages observés: Actinote-épidote-albite (le plus commun) Actinote-épidote-chlorite-albite (chloritisation) Epidote-chlorite-albite Actinote-épidote-chlorite-albite-dolomite Epidote-chlorite-albite-dolomite	- Assemblage de Winkler: Quartz-albite-épidote-muscovite-chlorite - Assemblages observés: Albite-quartz-muscovite Albite-chlorite-épidote-quartz Albite-chlorite-muscovite-quartz Albite-muscovite-épidote Quartz-albite-muscovite-épidote-dolomite-chlorite Quartz-albite-muscovite-dolomite Quartz-albite-muscovite-chlorite-épidote Quartz-albite-muscovite-chlorite-dolomite Quartz-albite-muscovite-épidote-dolomite Quartz-albite-épidote-muscovite-chlorite-biotite
Etape de faible métamorphisme	
- Assemblage de Winkler (1974): albite + (chlorite)-épidote + (actinote) - Assemblages observés: Albite-hornblende-épidote Albite-hornblende-actinote-épidote-chlorite	- Assemblage de Winkler (1974): Quartz-albite-épidote-muscovite-biotite-almandin - Assemblages observés: Albite-quartz-épidote-muscovite-biotite verte Albite-muscovite-épidote-biotite brune
Etape de moyen métamorphisme	
- Assemblage de Winkler (1974): Plagioclase calcique-hornblende + (épidote) + almandin - Assemblages observés: Plagioclase calcique-hornblende Plagioclase calcique-hornblende 2-hornblende + quartz Plagioclase altéré-hornblende-épidote Plagioclase calcique-hornblende 2-hornblende 1- (épidote)	- Assemblage de Winkler (1974): Quartz-plagioclase calcique-épidote-muscovite-biotite-grenat - Assemblages observés: Grenat-muscovite-quartz-chlorite altérée Quartz-plagioclase altéré-biotite brune-grenat-muscovite Quartz-plagioclase altéré-hornblende 2-chlorite-(épidote) Plagioclase-biotite brune-(clinopyroxène) Quartz-plagioclase-biotite-(clinopyroxène)-muscovite (inclusions)-chlorite altérée Quartz-plagioclase altéré-(clinopyroxène)-chlorite altérée Quartz-plagioclase altéré-hornblende-(clinopyroxène)-épidote-grenat
Etape de fort métamorphisme	
- Assemblage de Winkler (1974): Plagioclase calcique-diopside-hornblende-almandin - Assemblages observés: Clinopyroxène-plagioclase calcique-chlorite Clinopyroxène-hornblende-grenat Clinopyroxène-hornblende 2- plagioclase Calcique-(épidote) en inclusions	Mêmes assemblages (Winkler et observés) que dans l'étape de moyen métamorphisme)

bolite, d'amphibolite à grenat et d'amphibolite à clinopyroxène.

7 - Les minéraux de la serpentine dans la péridotite ne sont pas orientés et leurs textures sont postérieures à la mise en place.

8 - Les textures de recristallisation et de déformation de la péridotite indiquent qu'une forte pression dirigée s'est manifestée peu après la formation de cette péridotite ou lors de son obduction.

9 - La structure de l'auréole est concordante avec celle du groupe de Shickshock.

10 - MacGregor (1964) a donné les renseignements suivants sur la composition géochimique de l'auréole:

- . les teneurs en Al_2O_3 , Fe (total), MnO, K_2O , P_2O_5 , Zn, Cu ne montrent pas de variations;
- . celles en FeO, CaO et MgO augmentent et celles en SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , TiO_2 , H_2O et CO_2 diminuent à mesure qu'on s'approche du contact.

Ces variations peuvent être dues au métasomatisme ou à la différenciation métamorphique. Elles confirment cependant la parenté des roches de l'auréole et des metabasites du groupe de Shickshock.

11 - L'analyse sommaire des levés gravimétrique et aéromagnétique tend à montrer que la péridotite n'est pas enracinée.

12 - L'étude structurale révèle un arrangement qui, à l'origine, était subhorizontal.

13 - Une datation (Wanless et al., 1973) au K/Ar sur de l'hornblende de l'amphibolite donne 443 ± 18 Ma.

14 - La présence de feuillets d'amphibolite sous les péridotites alpines est chose courante à Asbestos (Laurent, communication personnelle), Bay of Islands (Williams et Smyth, 1973) et Hare Bay (Williams et Smyth, 1973). Green (1967) a également étudié d'autres péridotites accompagnées d'une auréole métamorphique.

La première conclusion à tirer, c'est que l'auréole est causée par la péridotite et est rattachée à celle-ci tout en passant graduellement, aux metabasites du groupe de Shickshock. Nous croyons que cette auréole est une auréole dynamothermique, résultant à la fois de la chaleur de friction et de la chaleur résiduelle du complexe. Williams et Smyth (1973) ont émis la même hypothèse au sujet de l'auréole de Bay of Islands. Le tableau 18 compare l'auréole thermique et l'auréole dynamothermique.

Une coupe à travers l'auréole donne la succession suivante: schistes à albite-actinote-épidote (actinote non visible à l'oeil nu); schistes à albite-amphibole-épidote, où on commence à distinguer l'amphibole (actinote ou hornblende) - la dureté augmente - et où les laminations métamorphiques se développent; amphibolites à épidote (grains d'amphiboles de plus en plus gros) laminées; amphibolites, amphibolites à grenat et amphibolites à clinopyroxène. Nous avons donc marqué la limite externe de l'auréole par l'apparition de l'amphibolite à épidote avec hornblendes de plus de 1 mm de taille; cette limite est une limite arbitraire, à l'intérieur d'une zone de transition. Elle correspond approximativement au faciès des amphibolites. A noter que le gradient thermique est ainsi très abrupt près du contact.

Nous avons remarqué, tout comme MacGregor (1964), l'importance du métamor-

TABEAU 18 - Comparaisons entre l'auréole thermique et l'auréole dynamothermique

	Auréole thermique	Auréole dynamothermique
Chaleur de l'intrusion	Entièrement responsable de l'auréole	Partiellement responsable de l'auréole
Chaleur de friction	Faible	Elevée
Pression dirigée	Faible	Elevée
"Intrusion"	Magmatique	Solide avec chaleur résiduelle
Structures de l'"intrusion"	- Apophyses, sills - Digestion de la roche encaissante - Zone de trempe	Contact net ou de faille Mylonite de faille
Texture de l'"intrusion"	Texture ignée avec ou sans foliation primaire	Texture de déformation et de recristallisation
Gradient thermique	Quantifiable, régulier, fonction de la nature, de la forme et de la masse de l'intrusion	Assez élevé au contact de l'intrusion. Partiellement fonction de la forme et de la masse de l'intrusion. Métamorphisme régressif.
Zonation	Régulière	Irrégulière à proximité du contact; chaque zone métamorphique présente des assemblages minéralogiques différents.
Equilibre	Possible pour les unités lithologiques	Possible à l'échelle du rubanement métamorphique
Disposition originelle	Concentrique	Subhorizontale
Structure de l'auréole	Zonation minéralogique concentrique, superposée aux surfaces S régionales antérieures à l'intrusion.	Surfaces S caractéristiques de l'auréole, approximativement parallèles au contact.
Schistosité ou gneissosité	Disposition quelconque par rapport au massif	Direction parallèle au contact; pendage plus fort que celui du contact.
Texture	De cornéennes	De métamorphisme dynamothermique.

phisme régressif et les variations d'assemblages minéralogiques métamorphiques d'un lit à l'autre.

Le déséquilibre des assemblages minéralogiques s'explique, croyons-nous, par les fortes pressions reliées à la dynamique de la mise en place. On peut se demander s'il est possible de quantifier la **pression dirigée** et la **température**.

Supposant une intrusion normale, MacGregor obtient une température de 1050°C pour l'intrusion péridotitique (température correspondant à la température de la solution solide clinopyroxène-orthopyroxène). La solution solide clinopyroxène-orthopyroxène donne, croyons-nous, la température minimum de solidification (1050°C et plus) lors de la formation de la péridotite et non la température lors de l'obduction.

Cependant, à cause de la chaleur de friction et de la texture tectonique métamorphique, la température lors de l'obduction devait être inférieure à 1050°C. L'auréole est composée, en majeure partie, d'amphibolite à épidote (étape de faible métamorphisme; champ de températures: à peu près 480 - 530°C; voir figure 19). Supposé qu'une partie de la différence de températures pour les métamorphismes plus élevés provient de la chaleur de friction, la température de la péridotite lors de la mise en place est égale ou supérieure à la température maximale de l'auréole (600°C), mais inférieure à la température de solidification (1050°C).

Eu égard à ce qui précède, ces températures maxima de l'auréole de contact (600°C) et de la péridotite lors de son obduction (entre 600 et 1050°C) et lors de sa formation (1050°C), se concilient mieux, croyons-nous, avec les mécanismes de mise en place solide de la péridotite et les indications de métamorphisme rétrograde et de gradient thermique abrupt et irrégulier.

METAMORPHISME ET SERPENTINISATION DU COMPLEXE

Le métamorphisme des roches ultramafiques comporte l'introduction de H₂O et de CO₂ pour donner de la serpentinite. Au mont Albert, les caractéristiques suivantes sont à noter:

1 - Les minéraux métamorphiques identifiés au microscope sont: la serpentine, l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le spinelle chronifère (transformée partiellement en magnétite et accompagnée de chlorite), de l'anthophyllite-trémolite, du talc et de la brucite.

2 - Les minéraux identifiés par diffraction des rayons X (Aumento, 1969) sont: l'oli-

vine, l'orthopyroxène, la chlorite, le talc, l'amphibolite (trémolite?), la lizarzardite, la magnétite et la brucite. La lizarzardite est très pure et ne contient pas de magnétite.

3 - La texture métamorphique est caractérisée par des minéraux primaires déformés, accompagnés de serpentine non déformée.

4 - Les textures identifiées (classification de Mercier et Nicolas, 1975) dans la péridotite fraîche sont les suivantes: porphyroclastique, équigrenue en mosaïque et tabulaire. Elles indiquent une déformation intense à l'état solide.

5 - La serpentinite de contact a été fortement déformée avant d'être serpentinisée.

6 - Des veines d'orthopyroxénite, généralement parallèles à la foliation métamorphique S₁, sont présentes.

7 - La distribution de la serpentinisation est irrégulière à travers le massif (MacGregor, 1964).

MacGregor (1977) a émis l'hypothèse que les veines d'orthopyroxénite représentent le résidu d'une fusion partielle. Cependant, la déformation D₁ a rendus parallèles les veines et la foliation S₁ bien que la texture granoblastique des veines indique que l'orthopyroxénite n'était pas entièrement solidifiée. Selon MacGregor (1977), la déformation avait cessé au cours de la réaction spinelle-silicate (700-500°C) et de la serpentinisation (>500°C).

Vu la présence de textures de tectonite dans les xénolites des basaltes et des kimberlites, il est généralement admis que ce type de déformation a dû se produire dans le manteau supérieur (Nicolas et

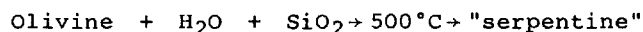
al., 1973; MacGregor, 1977). On peut objecter que la texture de la serpentinite de contact est reliée à la mise en place de l'auréole. Nous croyons cependant que cette texture résulte de la reprise d'une texture pré-existante. Logiquement, la déformation maximale de la péridotite de contact devrait être reliée au moment de la déformation maximale de la mise en place, c'est-à-dire probablement lors de l'obduction du feuillet de péridotite. Nous émettons donc l'hypothèse que la déformation principale D_1 est antérieure (c'est-à-dire, héritée du manteau supérieur) à l'amorce de l'obduction ou synchrone avec celle-ci.

Le groupe de Shickshock a subi l'étape de très faible métamorphisme (champ de température: 300-500°C). Or, la serpentinitisation se produisant entre 400° et 500°C, il s'agit de savoir si elle est contemporaine du métamorphisme régional M_1 ou postérieure à celui-ci. Ce métamorphisme a été accompagné d'une forte déformation alors que la serpentine n'est pas déformée. D'où, deux hypothèses:

- . serpentinitisation contemporaine de la déformation D_1 , mais recristallisation facile de la serpentine lors du prolongement de M_1 sans contrainte;
- . serpentinitisation postérieure à D_1 et à M_1 .

Nous favorisons plutôt la première hypothèse.

Les réactions d'hydratation posent les problèmes habituels: la réaction est produite à volume constant ou à cause d'un transfert de substances. La réaction générale est la suivante:



Selon Aumento (1969), la présence de brucite au mont Albert indiquerait une température inférieure à 400°C. Les travaux de MacGregor (1964, 1977) montrent que:

- . L'eau ne peut provenir des roches encaissantes. MacGregor écrit que: **Although there is a deshydration aureole around the intrusion, the total amount of water released is so far too small to account for that locked up in serpentine;**
- . La silice ne peut provenir des roches encaissantes. MacGregor (1962), après étude des substances introduites dans les roches encaissantes, montre qu'il n'y a eu ni gain, ni perte: **In summary, it appears that an introduction of material from the ultramafic intrusion has not played an important role in the formation of the rocks of the contact aureole and that mineral variations found can be explained by simple redistribution of the original components of the basic volcanic rocks under high temperature and pressure conditions.**

Certes, l'auréole s'appauvrit en SiO_2 à proximité du contact; l'appauvrissement, toutefois, n'est pas suffisant pour transférer toute la silice nécessaire à la serpentinitisation. Comme ni l'eau, ni la silice ne semblent provenir des roches encaissantes, deux hypothèses sont à envisager:

- . la serpentinitisation s'est produite après la formation de l'auréole, mais au cours du transport et de la mise en place des nappes;
- . l'eau météorique est responsable de la serpentinitisation, postérieurement à la mise en place et aux déformations.

La première des deux possibilités s'accorderait avec l'hypothèse d'une serpentinisation synchrone avec D_1 du Shick-shock.

METAMORPHISME, METASOMATISME ET GEOCHIMIE

Les variations géochimiques notées dans les metabasaltes sont fonction de la différenciation du basalte et n'ont rien à voir avec l'auréole. Le degré de différenciation est faible et il n'y aucune indication de deux types différents de magma basaltique. Nous avons déjà fait état des propos de MacGregor (1964) au sujet des variations chimiques à l'intérieur de l'auréole. Sur le metasomatisme à l'intérieur de l'auréole, MacGregor conclut: **The regional homogeneity of rock types and 30 chemical analyses of the contact metamorphic and country rocks indicate an original gross similarity across the contact aureole. Systematic variations of certain oxides away from the intrusive contact show a chemical redistribution in response to metamorphism.**

De même, l'étude de la composition géochimique de la péridotite serpentinisée montre que la serpentinisation a causé quelques modifications mineures, surtout dans les teneurs en H_2O , CO_2 et SiO_2 . La composition de la péridotite serpentinisée est donc à peu près celle de la péridotite originelle.

RESUME DU METAMORPHISME

Le faciès des schistes verts (Winkler, 1974) caractérise le métamorphisme régional habituel. Les roches touchées par ce métamorphisme montrent des variations texturales liées au degré de déformation et à leur comportement rhéologique.

L'auréole du complexe du mont Albert est une auréole dynamothermique à zonation thermique irrégulière; la disposition originelle était subhorizontale. La chaleur de friction et la chaleur résiduelle ont causé l'auréole lors de l'obduction de la péridotite (partiellement ou totalement solide) provenant du fond océanique. L'auréole contient, en majeure partie, de l'amphibolite à épidote. Eu égard à la chaleur de friction, la température probable de la péridotite lors de l'obduction devait être aux environs de $750^\circ C$.

Le metasomatisme était probablement faible ou absent; les variations chimiques sont celles qu'on s'attend à trouver dans des roches touchées par une différenciation métamorphique et une serpentinisation.

METAMORPHISME ET STRUCTURES PLANAIRES S ET LINEAIRES L DU SHICKSHOCK

Les relations entre les minéraux et les structures primaires et secondaires sont illustrées au tableau 12. La structure planaire dominante est la schistosité ou la gneissosité S_1 , lesquelles peuvent être accompagnées ou non de laminations métamorphiques (**metamorphic layering** de Spry, 1969). Les rares linéations des amphiboles sont parallèles à la linéation de crénélures L_2^1 . Le métamorphisme M_1 est synchrone avec S_1 et D_1 , la durée du métamorphisme étant plus longue que celle de la déformation.

PETROGENESE

ROCHES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

Nous avons deux types d'information à notre disposition pour définir les mécanismes de mise en place des nappes:

l'analyse structurale et les renseignements sur la pétrogenèse.

Le groupe de Cloridorme, au nord de notre région, contient des fragments provenant du SSE; on pense que ceux-ci proviennent de l'érosion des nappes sédimentaires, volcaniques et périclitiques (Enos, 1969). Ce groupe est daté Canajoharie et Utica inférieur. Les roches sédimentaires de la formation de Tourelle, datée Arénig, proviennent aussi en partie des nappes (Hiscott, 1977).

Les arkoses et les conglomérats arkosiques du Shickshock se sont déposés en lits massifs, avec peu de structures sédimentaires. Les arkoses sont étroitement interdigitées avec les roches volcaniques. Or, les roches ultimes d'où proviennent les fragments des arkoses étaient, soit des granites sodiques, soit des granulites; les granites normaux fournissent en effet beaucoup plus de feldspath potassique aux roches sédimentaires que n'en montrent les arkoses du Shickshock. Le problème des arkoses albitiques, courant dans les Appalaches du Québec, n'a pas été encore résolu.

Ollerenshaw (1967) a bien résumé la question du milieu de dépôt du groupe de Shickshock: Le manque de classement et l'absence relative des structures dans l'arkose portent à croire que le sédiment originel a dû se déposer très rapidement alors que le volume apparent du dépôt implique une charge extrêmement grande.

Il y eut simultanément entre la déposition des roches sédimentaires du groupe de Shickshock et les éruptions volcaniques, les laves émanant probablement de fissures sous-marines bordant la région source de sédiments.

Nous présentons ci-après, sous forme schématique, une interprétation de la pétrogenèse du groupe de Shickshock (tableau 19).

COMPLEXE DU MONT ALBERT

Nous avons, à partir des caractéristiques définies par Jackson et Thayer (1972) et Irvine et Findlay (1972), classé le complexe du mont Albert comme une périclitite alpine de sous-type harzburgite.

Le complexe est apparenté aux périclitites alpines d'Asbestos, de Thetford Mines, de Bay of Islands (Terre-Neuve) et de Hare Bay (Terre-Neuve). Certaines de ces périclitites sont des ophiolites complètes ou démembrées. Or, les ophiolites sont généralement interprétées comme une partie de la croûte océanique et du manteau supérieur (figure 20). C'est aussi l'interprétation qui prévaut pour l'ophiolite de Thetford Mines (Laurent, 1972, 1975, 1976). Le mont Albert ne possède que la partie harzburgitique d'une séquence ophiolitique.

Nous croyons qu'il est très important de distinguer les étapes suivantes:

- formation et déformation de la périclitite dans le manteau supérieur;
- obduction de la périclitite sur les roches sédimentaires et volcaniques;
- mise en place de la périclitite avec les nappes de gravité et/ou d'imbrication;
- phases de déformation et de métamorphisme de la périclitite, reliées aux diverses phases tectoniques qui peuvent avoir affecté celle-ci.

Certains épisodes de serpentinisation constituent des étapes "flottantes" car ils ne peuvent être situés dans le temps avec précision.

TABLEAU 19 - Schéma de la pétrogenèse du groupe de Shickshock

Données	Interprétation
Fragments de mudstones rouges, de forme souple.	Dépôt à proximité de mudstones rouges érodés et redéposés avant leur consolidation.
Fragments arrondis de granite à albite et quartz.	Une source de composition granitique exclusivement sodique étant considérée comme peu probable, l'albitisation des sédiments a dû se produire dans le milieu de dépôt. La source était alors grenvillienne. L'arrondissement est causé soit par un redépôt soit par le transport prolongé lié à une source distale.
Imbrications, stratifications entrecroisées et amincissement des unités lithologiques vers le NW (indices d'une provenance SE, selon Ollerenshaw, 1967).	Provenance du SE ou du NW. Les arguments d'Ollerenshaw en faveur d'une provenance du SE ne sont pas absolument sûrs.
Dépôt en lits massifs, peu classés, avec peu de structures sédimentaires.	Milieu où le dépôt est très rapide.
Imbrication de fragments de mudstones rouges et interdigitation de mudstones rouges.	Dépôt important de mudstones rouges à proximité et d'une couche de mudstones rouges et verts sous-jacente aux arkoses et aux basaltes.
Tholéiites spilitisées, occasionnellement en coussins. Mis à part les alcalis, très forte similitude chimique entre les basaltes du Shickshock et les basaltes de la formation de Lighthouse Cove et même type de roches sédimentaires associées.	Volcanisme du type fissural en plateau. Selon la tectonique des plaques, ce type de volcanisme se produit dans un environnement de distension de la croûte continentale. La formation de Lighthouse Cove, qui repose directement sur le socle grenvillien à Terre-Neuve, est similaire au groupe de Shickshock. Les roches volcaniques du groupe de Shickshock et de la formation de Lighthouse Cove sont riches en Ba.
Hypothèse générale d'interprétation du groupe de Shickshock Provenance des sédiments: socle grenvillien habituel au NW et/ou au SE. Milieu de dépôt des sédiments et des épanchements volcaniques: bassin résultant de la distension de la croûte continentale ("continental rifting") qui a subi un apport en Na_2O produisant la spilitisation des basaltes et l'albitisation des feldspaths potassiques et calciques; cet apport a pu être primaire, diagénétique ou secondaire.	

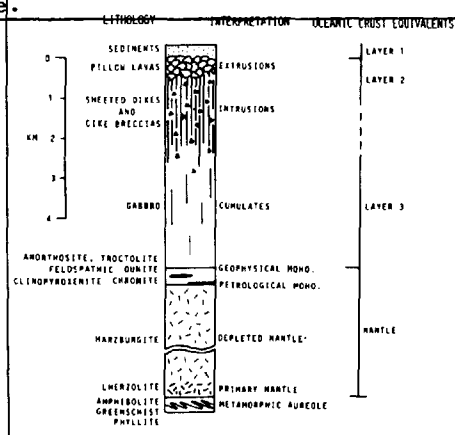


FIGURE 20 - Relation entre ophiolites, croûte océanique et manteau supérieur. D'après Williams et Steward (1974).

Irvine et Findlay (1972) et MacGregor et Basu (1977) ont décrit en détail les caractéristiques pétrogénétiques du mont Albert. Nous résumerons leur interprétation; nous aborderons également d'autres questions relatives au complexe.

L'harzburgite du mont Albert représente le résidu d'une fusion partielle qui s'est produite dans le manteau supérieur; elle s'est mise en place à chaud à la faveur d'une faille. Le passage d'une étape à l'autre a comporté des changements importants dans les champs de température et de pression ainsi que dans l'environne-

ment du complexe. Ce qu'on voit actuellement, c'est la somme de toutes ces étapes plus ou moins bien conservées, surtout celle de l'obduction et de la mise en place.

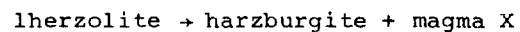
L'interprétation de la formation de la péridotite est difficile, en raison de la texture tectonique métamorphique, qui oblitère la texture primaire, et de la serpentinisation qui masque partiellement la texture tectonique. La texture de tectonite semble être héritée du manteau. En effet:

- . Les travaux expérimentaux sur la déformation des péridotites naturelles et artificielles montrent que les champs de pression et de température reliés à cette texture sont compatibles avec ceux du manteau supérieur (Nicolas et al., 1973; Nicolas, 1973; Mercier et Nicolas, 1975);
- . Des nodules de péridotite, extraits de basaltes, montrent que cette texture existait dans le manteau profond (Mercier et Nicolas, 1975).

Le mont Albert fournit les indications suivantes:

- . Les "veines" d'orthopyroxénite ont une texture magmatique **ignée** mais sont disposées parallèlement à la foliation **métamorphique** de l'harzburgite. Un résidu liquide demeurerait donc lors de la première phase de déformation de la péridotite dans le manteau;
- . Le style et l'orientation de la phase précitée ne s'accordent avec nulle autre phase du Shickshock;
- . Cette première phase de déformation de la péridotite diffère de celle de l'auréole métamorphique et ne peut donc être raccordée à l'obduction responsable de l'auréole.

A l'intérieur du manteau, il y a, par conséquent, au moins deux processus touchant la péridotite: formation et première déformation. L'harzburgite ne résulte pas de la solidification d'une intrusion magmatique, mais plutôt du réajustement minéralogique (à l'état solide ou liquide) représenté par la réaction hypothétique suivante:



Le magma X donne la séquence supérieure de l'ophiolite, absente dans le mont Albert.

Selon MacGregor (1962), l'ordre de cristallisation (ou plutôt de recristallisation?) lors de la formation de la péridotite est le suivant: olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, spinelles chromifères. Irvine et Findlay (1972) ont proposé une cristallisation simultanée de l'olivine et de l'orthopyroxène, ce que nous croyons plus probable.

Les lits et les lentilles podiformes de dunite sont interprétés comme des structures primaires bien que leurs textures primaires n'aient pas été conservées. La foliation métamorphique a été acquise à partir de la déformation, à l'état solide, des olivines et des orthopyroxènes; les lits et laminations de chromitite sont primaires.

Les processus de déformation responsables de la texture de tectonite font présentement l'objet d'études de la part de plusieurs chercheurs: les aspects théoriques, expérimentaux et pratiques sont abordés (Ave Lallemant, 1975; Carter et Ave Lallemant, 1970; Nicolas, 1973, etc.). Le consensus n'est pas encore acquis. Au mont Albert, les subgrains et les lamelles de déformation dans l'olivine ainsi que les

étirements de l'orthopyroxène montrent que le processus du glissement intracristallin a été important. Il se forme alors une texture porphyroclastique (Mercier et Nicolas, 1975). Par suite de la polygonisation, cette texture a été modifiée et la texture équiaxe est apparue. Une autre interprétation veut que ces textures de l'olivine aient pu résulter du glissement intracristallin ou de la recristallisation syntectonique (champ de températures: 1000-1200°C).

Nous ne possédons pas assez de données pour nous prononcer définitivement. Nous sommes ainsi d'accord avec Turner et Weiss (1963) qui, à ce sujet, concluent: Preferred orientation of crystal lattices may arise from any of a number of processes: twin gliding; external rotation of grains accompanying intracrystalline twin or translation gliding; passive external rotation of rigid rods or plates in a flowing matrix; syntectonic (hot working) or posttectonic (annealing) recrystallization.

Diverses hypothèses ont été émises sur la pression et la température qui prévalaient lors de la formation des péridotites alpines. Les diagrammes des figures 21 et 22 en donnent des illustrations. Celui de la figure 21 a été établi pour les lherzolites et non pour les harzburgites. De ce fait, il nous est impossible de situer avec précision le champ de température et de pression. MacGregor (1964) a proposé une température de 1050°C. Toujours selon MacGregor, la pression minimum se situait à 6 kbars. MacGregor et Basu (1977) ne proposent pas de températures ou pressions précises. Pour résumer, disons que nous ne pouvons situer les champs de température et de pression, en raison surtout des nombreux réajustements que la péridotite a connus depuis sa formation.

Toute l'interprétation de MacGregor est basée sur les réactions lors de l'intrusion et du refroidissement. Or, la péridotite du mont Albert, étant déjà déformée dans le manteau, se trouvait à être déjà solidifiée avant son "intrusion" que nous nommons obduction.

Nous insistons cependant sur la disposition structurale des lits de dunite

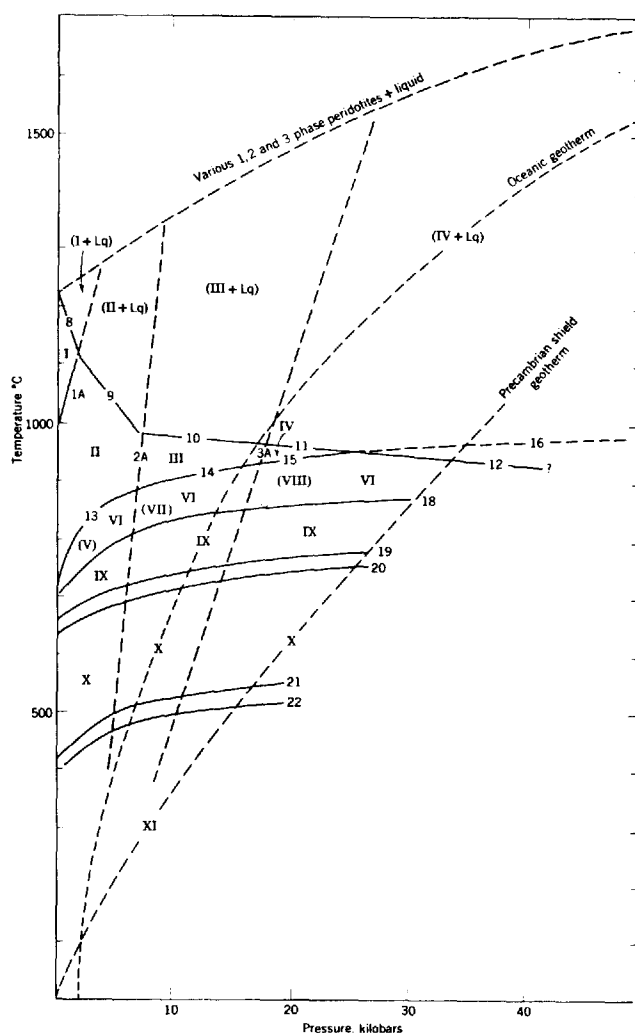


FIGURE 21 - Diagramme pression-température des roches ultrabasiques. En (IV), champ des péridotites à chlorite et amphibole, en (VI), champ des péridotites à hornblende, en (X), champ des péridotites à bastite, talc et forstérite, en (XI), champ des péridotites à serpentine et talc, en (19-20), champ des péridotites à anthophyllite-trémolite et en (21-22) champ des péridotites à lizardite. D'après O'Hara (1967).

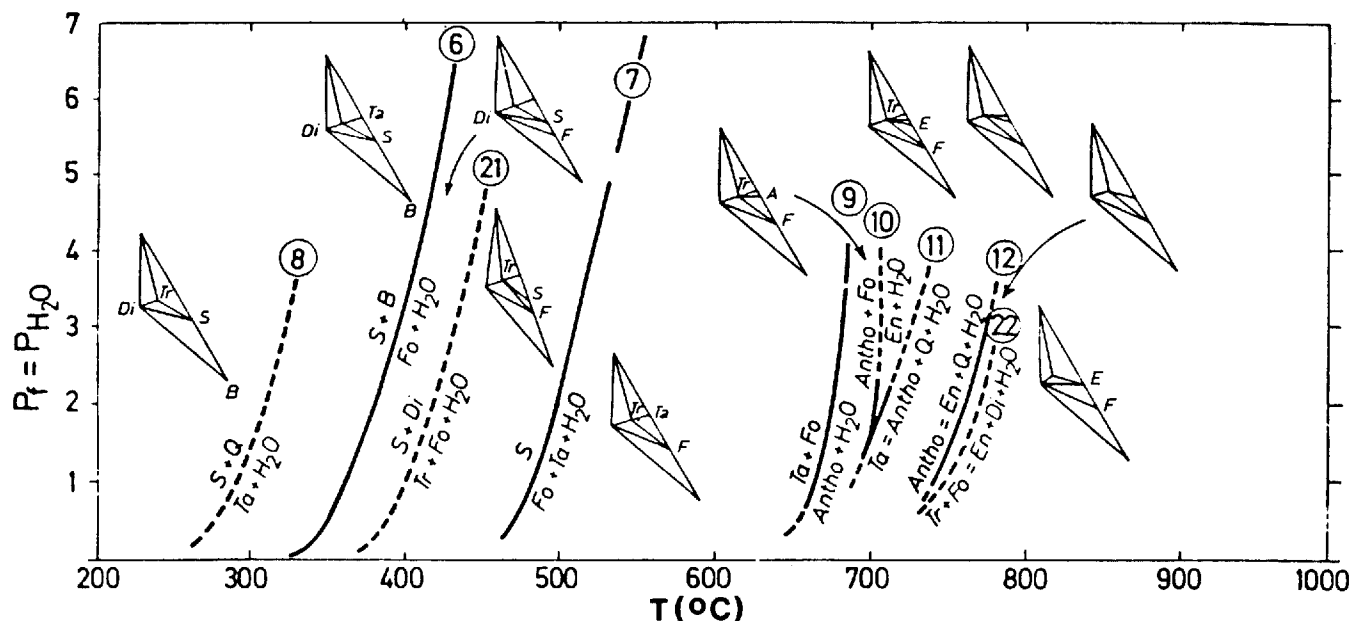


FIGURE 22 - Diagramme température-pression (H_2O), illustrant les réactions métamorphiques dans les serpentinites. D'après Winkler (1974).

et sur la péridotite fraîche du secteur est; voilà deux cas d'arrangement non concentrique incompatible avec une intrusion. MacGregor les a d'ailleurs signalés: *These layers, which have been interpreted as primary mantle features, crosscut all the "structures" seen in the geographic patterns of the above variables and even strike into the contacts. The second exception is the eastern lobe...* Dans le premier cas, on a la preuve d'un contact de faille entre la péridotite et son auréole alors que dans le second, exception faite de la non-serpentinisation, tout se raccorde à la structure générale du massif.

Pour résumer, disons que la péridotite alpine du mont Albert s'est formée dans un domaine de pression et de température que nous ne pouvons établir de façon certaine. La première phase de déformation s'est produite à l'intérieur du manteau et la texture de tectonite résultante a oblitéré la texture primaire. Le liquide pyroxénitique s'est formé dans le manteau à peu près en même temps que la première phase de

déformation bien que sa cristallisation a dû se terminer après la déformation précitée. Les variations dans la composition chimique et minéralogique se sont produites lors de l'obduction, ou du métamorphisme ou de la serpentinitisation subséquente. Cette péridotite provient donc d'un environnement complètement différent de celui des roches métasédimentaires et métavolcaniques avoisinantes.

SERPENTINISATION

La serpentinitisation pénétrative est postérieure à la structure primaire et à la texture de tectonite. Elle a été contrôlée par le réseau de fractures des minéraux plutôt que par les plans de foliation. La bastite est devenue un pseudomorphe de l'orthopyroxène. Les limites originelles des grains ayant disparu, il est impossible de savoir si la serpentinitisation s'est effectuée à volume constant ou non. Il n'existe que peu de véritables indices des variations géochimiques ayant pu se produire au cours de la serpentinitisation. Les

grains de spinelle chromifère sont généralement entourés de magnétite et de chlorite chromifère. Celle-ci s'est développée exclusivement aux dépens du spinelle chromifère.

Le métamorphisme et la serpentinitisation pénétrative de la péridotite semblent avoir suivi un parcours parallèle au géotherme océanique de la figure 21. Rappelons que les phases au-dessus du solidus se sont produites dans le manteau supérieur; donc, dans un milieu anhydre lors de la formation de la péridotite. Les assemblages minéralogiques actuels de la péridotite fraîche montrent quelques minéraux ayant appartenu aux domaines IX et X (figure 21).

Les minéraux ne présentent pas de vestiges d'un passage dans les domaines III et VI. Ce qui s'explique, croyons-nous, par un passage rapide dans ceux-ci lors de l'obduction de la péridotite. La péridotite serpentinisée, qui forme la plus grande partie du massif, appartient au domaine XI, de faible pression et de température de moins de 500°C.

Il se peut que la serpentinitisation se soit produite immédiatement après l'obduction, au moment où la péridotite reposait dans la croûte hydratée; il est plus probable, cependant, qu'elle se soit effectuée lors du métamorphisme régional. Celui-ci a atteint le faciès des schistes verts supérieurs et n'a donc jamais dépassé 500°C. Selon Winkler (1974), la péridotite ne se transforme en serpentinite qu'à une pression de CO₂ nulle ou très faible. La figure 22 illustre les domaines de T et P (H₂O).

SILURO-DEVONIEN

L'interprétation simplifiée que nous donnons ici ne vise qu'à faire ressortir

le contraste entre le groupe de Shickshock, le complexe du mont Albert et les formations siluro-dévonniennes. La stratigraphie sommaire a été donnée au chapitre de la pétrographie. Le contact originel entre le Cambro-Ordovicien de notre région et le Silurien était une discordance (une partie de l'Ordovicien supérieur et la base du Llandovérien manquent); la zone de failles de Shickshock Sud a subséquemment compliqué l'arrangement des strates. Le milieu de dépôt des formations d'Awantjish, de Val-Brillant et de Sayabec en était un de plate-forme peu profonde.

Selon de Römer (1977), le massif des monts McGerrigle est une intrusion multiple, formée principalement de granites et de syénites. De Römer a également fait état de nombreux xénolites; il a assigné un âge de 356 ± 4 Ma à l'intrusion.

EVOLUTION TECTONIQUE

EVOLUTION, MISE EN PLACE ET DEFORMATION

Toute l'interprétation de la mise en place du groupe de Shickshock et du complexe du mont Albert se fonde sur la théorie de la tectonique des plaques. Nous admettons l'hypothèse d'une ancienne bordure continentale de type Atlantique, transformée par la suite en une chaîne de montagnes - les Appalaches.

Lors d'une orogénie, le milieu océanique est destiné à être détruit par la subduction tandis que, seuls, quelques lambeaux sont partiellement charriés sur le milieu continental, lequel est beaucoup mieux conservé.

Les roches de notre région n'ont été touchées que par l'orogénie taconique dont St-Julien et Hubert (1975) suggèrent les épisodes suivants:

- . formation, à partir de la fin du Précambrien, d'un bassin limité par des failles de pendage au sud-est;
- . mise en place, au début de l'Ordovicien moyen, des nappes dont les derniers mouvements se sont produits à la fin de cette même période;
- . métamorphisme dynamothermal, à la fin de l'Ordovicien ou au début du Silurien.

Toujours selon St-Julien et Hubert, le groupe de Caldwell reposerait principalement sur la croûte continentale; les failles d'imbrication ainsi que le métamorphisme régional seraient survenus à la fin de l'Ordovicien. Le Caldwell est un équivalent latéral possible du Shickshock.

En ce qui concerne le Shickshock, il y a eu, après la formation d'une croûte océanique et d'un bassin de roches sédimentaires et volcaniques, obduction d'une péridotite provenant du manteau supérieur, puis mise en place des diverses nappes, à la faveur de failles de gravité ou à la faveur de failles d'imbrication. Les nappes ont ensuite connu diverses phases de déformation et de métamorphisme.

Au Siluro-Dévonien, une série de failles normales ont créé un bassin de sédimentation, au sud des Chic-Chocs, lequel a été repris par l'orogénie acadienne.

La notion de niveau structural (Mattaue, 1973) devient alors fort utile; si on le situe par rapport à la phase principale de déformation, le groupe de Shickshock appartient à la partie inférieure du niveau structural inférieur, lequel constitue le domaine de la schistosité et des plis anisopaques résultant d'un aplatissement (figure 23).

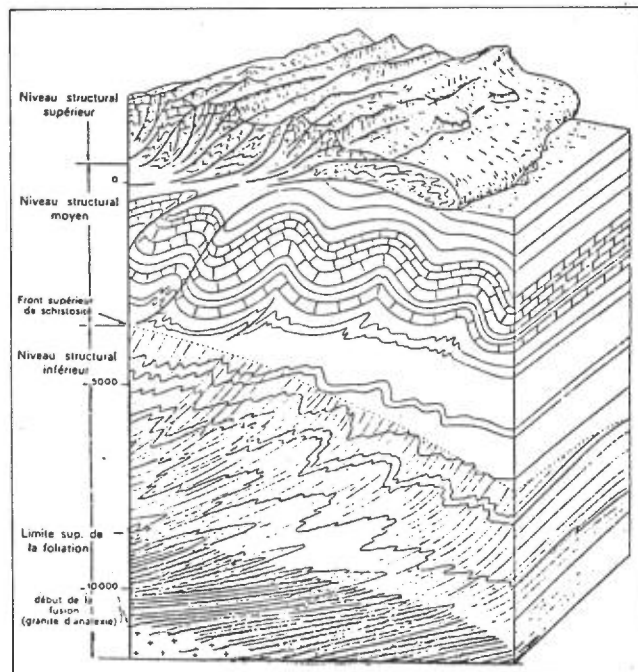


FIGURE 23 - Différents niveaux structuraux des domaines à mécanismes dominants de déformation de même valeur. D'après Mattauer (1973).

St-Julien et Hubert (1975) ont aussi introduit les notions de domaine externe - comprenant un ensemble de nappes mis en place par la gravité - et de domaine interne, représenté par des roches ignées et métamorphiques dont une partie repose sur le socle grenvillien et l'autre, sur la croûte océanique. Les domaines interne et externe sont séparés par une série de failles inverses d'âge Ordovicien supérieur ou Silurien inférieur. Selon St-Julien et Hubert, le groupe de Shickshock fait partie du domaine interne tandis que le groupe de la rivière Matane fait partie du domaine externe.

Les nappes allochtones de Terre-Neuve fournissent un bel exemple de ces relations (Dewey et Bird, 1970; Williams et Stevens, 1974): l'ordre d'empilement des nappes est celui de la disposition originelle des unités lithologiques - du nord-ouest au sud-est. La dernière nappe est toujours la péridotite alpine ou l'ophiolite.

Pour établir la chronologie de la mise en place, on se base sur l'âge connu de la partie supérieure du groupe de la rivière Matane. Dans le groupe de Shick-shock, l'âge obtenu par les datations est celui du dernier métamorphisme. Les corrélations lithologiques avec d'autres groupes ou d'autres formations peuvent fournir quelques indications sur l'âge des roches de notre région.

A noter qu'il faut se mettre en garde contre des différences possibles dans les processus de mise en place, le long des Appalaches. A Terre-Neuve, par exemple, le dernier métamorphisme de la phase tectonique taconique s'est produit à la fin de l'Ordovicien moyen et les dépôts de l'Ordovicien supérieur et du Silurien sont des dépôts terrestres (Williams et Stevens, 1974). Dans la région de Québec, la phase métamorphique dominante s'est produite à la

fin de l'Ordovicien supérieur et les dépôts du Silurien sont des dépôts marins du synclorium de Gaspé-Connecticut Valley.

Certains géologues ont suggéré que l'auréole d'amphibolite provient du manteau. Le tableau 20 montre que les amphibolites provenant du manteau possèdent des caractéristiques différentes de celles des amphibolites dynamothermiques.

La mise en place de la péridotite du mont Albert s'est faite par obduction ou par montée diapirique. Le tableau 21 fait la distinction entre les deux processus. Nous expliquerons plus loin pourquoi nous soulevons des objections à l'hypothèse d'une montée diapirique. Pour le moment, nous soulignons la ressemblance entre une montée diapirique d'une péridotite solide et une intrusion normale d'un magma péridotitique.

TABLEAU 20 - Différences entre une amphibolite provenant du manteau et une amphibolite dynamothermique

AMPHIBOLITE DU MANTEAU	AMPHIBOLITE DYNAMOTHERMIQUE
Structures	
Lentilles de roches à amphiboles.	Zonation régulière d'amphibolites passant à des schistes verts régionaux.
	Structures primaires du basalte conservés ici et là.
	Zonation métamorphique inversée avec le métamorphisme régressif.
Composition minéralogique	
Amphibole (kaersutite), grenat (ceylonite), pyroxène alumineux et phlogopite titanifère.	Hornblende brune, hornblende verte, clinopyroxène, grenat almandin.
Ces minéraux s'équilibrent dans les conditions du manteau supérieur (Church, 1972).	Ces minéraux s'équilibrent au faciès des granulites.

(D'après Malpas, Stevens et Strong (1973), modifié)

TABLEAU 21 - Différences entre l'obduction et le diapirisme

Obduction d'une péridotite	Diapirisme en général
Nature des masses	
Massif dense (ultramafique), charrié sur une bordure continentale légère (granite, gneiss, roches sédimentaires). La masse charriée est un solide relativement rigide.	Massif léger (p.ex. serpentinite) introduit dans des roches plus lourdes. Le diapir est constitué de matières extrêmement plastiques.
Mise en place	
. A chaud (auréole) ou à froid (schistes bleus). . Lors de la compression engendrant une chaîne de montagnes. . Par déplacement latéral.	A froid, sous l'action de la remontée gravitationnelle. Montée diapirique verticale, enracinée ou non.
Milieu d'origine	
Grandes profondeurs, manteau supérieur, croûte océanique.	Se confond avec le milieu de la mise en place.
Milieu de dépôt	
Dans les nappes allochtones (nappe supérieure, toujours) d'une chaîne de montagnes.	Similaire au milieu d'origine. Généralement, le diapir est au-dessus de son milieu d'origine.
Zones tectoniques	
Dans les zones de compression d'une chaîne de montagnes. La masse charriée peut être reprise dans des failles normales ou des nappes de chevauchement. Rubanements primaires conservés; le massif charrié présente des textures de tectonite.	Le diapir, qui monte à travers les roches et les sédiments, se stabilise en surface ou sous la surface. Le diapir présente des structures et textures de déformation. Les textures de recristallisation sont dominantes.
Plissements	
Plis réguliers d'orientation variable, discordants ou concordants par rapport aux contacts de la péridotite avec les roches encaissantes.	Plis à axe et à plan axial verticaux, de formes complexes, généralement irrégulières.
Forme des massifs	
Feuillets subhorizontaux, en général.	De type "stock". Les sills sont rares.
Nature des contacts	
Contacts discordants. En général, le plan de la schistosité de l'auréole est toutefois parallèle au contact de la péridotite. Une serpentinite de faille est présente au contact.	Contacts discordants. Les strates en bordure du massif sont couramment retroussées vers le haut.
Références	
Coleman (1971, Jackson et Thayer (1972 - pour les péridotites alpines seulement - Irvine et Findlay (1972), Church (1972), Malpas et al. (1973), Williams et Smyth (1973).	Mattauer (1973), Hobbs et al. (1976). MacGregor (1964) - pour la péridotite du mont Albert.

RECONSTITUTION PALINSPATHIQUE

Les interprétations suivantes sont fondées sur les caractéristiques présentées aux pages précédentes.

- . la position stratigraphique la plus plausible du groupe de Shickshock est celle d'un équivalent latéral (changement de faciès) du sommet des mudstones rouges du groupe de la rivière Matane;
- . les tholéiites de plateforme du groupe de Shickshock se sont déposées en milieu marin, probablement juste sur le socle;
- . la péridotite alpine du mont Albert a été charriée sur le groupe de Shickshock; l'auréole s'est formée lors de cette obduction.

La figure 24 présente une coupe palinopathique entre Québec et Stratford, laquelle correspond approximativement à une coupe entre Sainte-Anne-des-Monts et le mont Albert. Le groupe de Caldwell est probablement l'équivalent latéral du groupe de Shickshock. A noter, en Gaspésie, le mélange de Cap-Chat sur le bord du fleuve et l'absence d'un mélange ophiolitique. Les formations montrées sur la coupe de la figure 24 ont leurs équivalents en Gaspésie; les rapports entre toutes ces formations font présentement l'objet de nombreuses études (St-Julien, Vallières, Biron; communications personnelles).

PHASES DE DEFORMATION ET METAMORPHISME TACONIQUE

Les phases de déformation (D_1 , D_2 , D_3) et de métamorphisme (M_1 , M_2) du groupe de Shickshock n'ont pas le même caractère et le même style que celles du complexe du mont Albert. La phase D_1 du Shickshock, c'est le domaine de transposition de S_0 dans S_1 ; les plis anisopa-

ques formés par aplatissement et la schistosité appartiennent au niveau structural inférieur de Mattauer. La schistosité S_1 du Shickshock se transforme en un clivage de fracture dans le groupe de la rivière Matane (tableau 13). La gneissosité S_1 de l'auréole est parallèle à la schistosité S_1 , ce qui signifie que leur développement peut être synchrone.

Cependant, selon Ramsay (1967; pages 514 à 517), le plissement anisopaque par aplatissement, d'une surface discordante (p.ex. discordance, faille), rend à peu près parallèles celle-ci et la structure planaire régionale surtout si l'angle initial entre les deux était faible. La zone de transition métamorphique (limite externe de l'auréole) formait peut-être une zone discordante si l'auréole était antérieure à la phase D_1 du Shickshock; le plissement intense lors des déformations D_1 et D_2 a pu, cependant, faire disparaître cette obliquité, d'où le parallélisme de la schistosité régionale et de la gneissosité de l'auréole. Il ne faut donc pas conclure de ce parallélisme que l'auréole et la déformation D_1 sont forcément synchrones.

Le mont Albert possède des phases D_1 et D_2 antérieures à la phase D_1 du Shickshock; cette phase D_2 est probablement reliée à l'obduction. Les deux phases diffèrent, par le style et l'orientation, de la phase D_1 du Shickshock. Le métamorphisme dominant M_1 est relié à celle-ci.

Les plis P_2^1 de la phase D_2 du groupe de Shickshock forment les structures majeures à toutes les échelles. Il n'y a pas eu recristallisation dans la phase M_2 et D_2 ne présente pas de surface planaire dominante. Les plis macro-

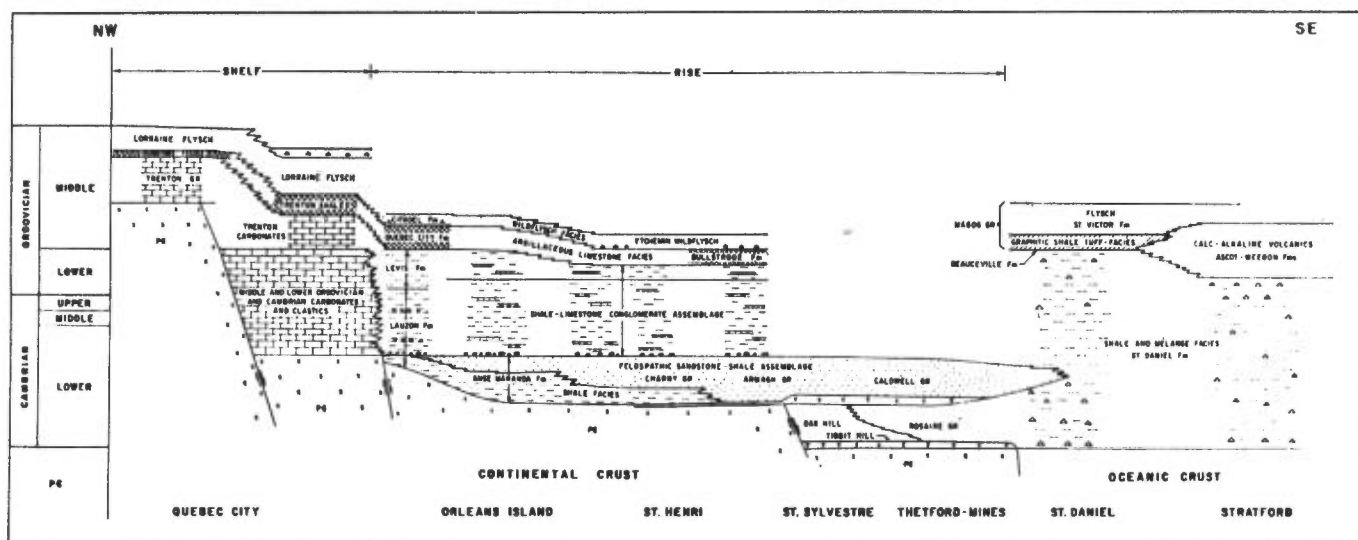


FIGURE 24 - Coupe palinspathique entre Québec et Stratford. D'après St-Julien et Hubert (1975).

scopiques sont ouverts et déjetés ou déversés vers le NW. La phase D_2 , qui se prolonge dans le groupe de la rivière Matane, touche l'auréole métamorphique.

Nous croyons que, en raison de la simplicité des stéréogrammes des surfaces S_1 , les déformations D_1 et D_2 devaient être à peu près coaxiales: toute autre disposition aurait donné un arrangement structural et des stéréogrammes plus complexes.

La phase D_3 du mont Albert est soit apparentée à la phase D_2 du Shickshock, en dépit de son orientation différente, soit indépendante de cette phase et plutôt associée à la zone de failles de Shickshock Sud; elle se limite au secteur sud du mont.

Les knicks du Shickshock appartiennent à une phase D_3 tout à fait mineure. Mentionnons, dans la phase D_1 du mont Albert, le parallélisme habituel des veines d'orthopyroxénite et de la foliation S_1 , lequel, croyons-nous, s'explique par la cristallisation d'un résidu magmatique lors de la déformation D_1 .

AGE DES DEFORMATIONS

Selon de Römer (1976), les relations entre les phases D_1 et D_2 du Schickshock et le granite dévonien des monts McGerrigle montrent que ces phases sont d'âge pré-Acadien. Or, une datation effectuée sur l'auréole du mont Albert donne un âge de 443 ± 18 Ma pour la dernière phase de métamorphisme (M_2) du groupe de Shickshock.

Cette datation n'a aucun rapport avec la mise en place des nappes ou l'obduction de la péridotite. Les phases de déformation D_1 et D_2 des péridotites, qui proviennent d'un milieu différent, sont probablement encore plus anciennes. La seule certitude, c'est l'âge pré-Acadien de toutes les déformations.

MISE EN PLACE ET OBDUCTION

Dans le secteur du mont Albert, les seules failles que nous avons notées sont des failles inverses d'imbrication. Les failles importantes sont les suivantes:

- . La faille du front des Chic-Chocs, qui fait reposer une partie du groupe de Shickshock sur le groupe de la rivière Matane et sur une autre partie du Shickshock. Elle s'étend depuis le ruisseau des Marches du Géant jusqu'au ruisseau aux Bouleaux. La majeure partie du groupe de Shickshock est incluse dans la nappe de la rivière Sainte-Anne.
- . La faille du mont Albert entre la péridotite et son auréole d'amphibolite.

Ces deux failles délimitent deux nappes structurales: la nappe du lac Cascapédia et la nappe du mont Albert. St-Julien et Hubert (1975) et Hiscott (1977) ont proposé deux modèles de mise en place. Le modèle que nous proposons est une version modifiée de ces deux modèles (figure 25).

Le milieu de dépôt des roches sédimentaires du supergroupe de Québec s'est formé au cours de la distension de la croûte continentale grenvillienne lors de l'ouverture d'un proto-océan atlantique. Une bordure continentale de type atlantique en est résulté. Les sédiments du groupe de Shickshock et les coulées de tholéiite de plateau se sont déposés en même temps. Des mudstones rouges se déposaient à proximité et dans les arkoses du Shickshock. Le socle grenvilien au NW fournissait les sédiments du bassin. La sédimentation clastique s'est continuée jusqu'à la fin de l'Ordovicien moyen. Il existait probablement une plate-forme carbonatée du côté du nord-ouest, comme en témoignent des fragments de carbonate contenus dans des conglomérats cambro-ordoviciens et la présence de cette plate-forme aux îles Mingan et à l'île d'Anticosti.

Les roches sédimentaires de la formation de Tourelle contiennent des fragments de feldspath, de quartz, de chert, de mudstone siliceux, de roches volcaniques

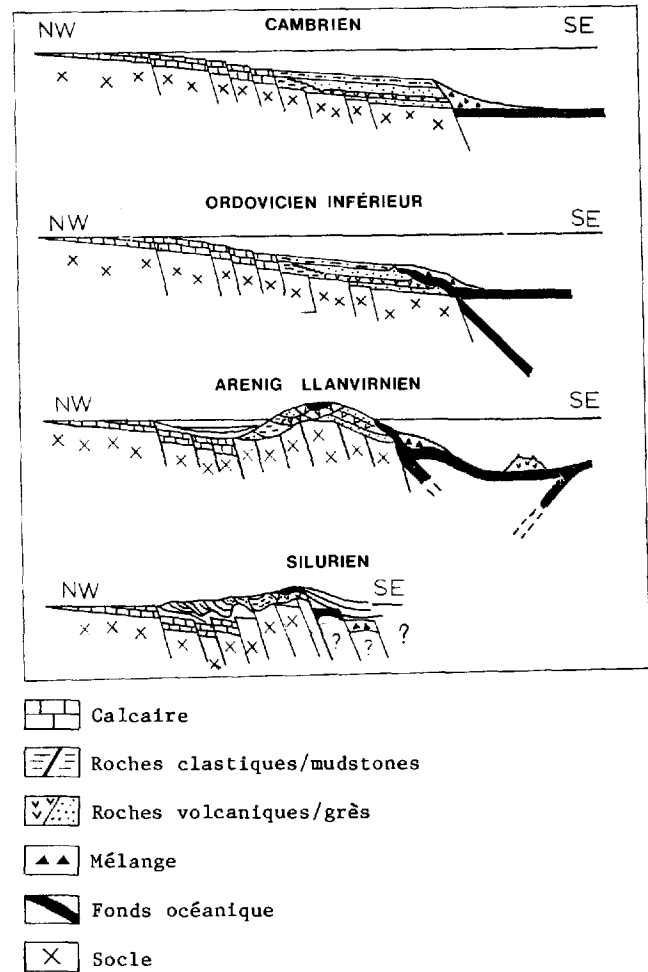


FIGURE 25 - Coupes schématiques, illustrant l'évolution taconique et pré-taconique à travers la Gaspésie.

mafiques et felsiques et de chromite. Une partie d'entre elles provient de la désagrégation des nappes au sud-est du bassin lorsque celles-ci se sont mises en place. Vu les fragments de roches volcaniques felsiques, Hiscott (1977) a conclu à la présence d'un arc insulaire au Cambrien supérieur. Il croit que le groupe de Tetagouche, dont l'âge est incertain, témoigne de cet arc.

Il est à noter qu'il n'existe pas de roches volcaniques felsiques dans l'allochtone du supergroupe de Québec. Tant

qu'on ne connaîtra l'âge du groupe de Teta-gouche, il sera hasardeux de conclure à la présence d'un arc insulaire au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur. Les fragments de chromite proviennent de la désintégration des péridotites, ce qui indique que l'obduction de la péridotite sur les roches sédimentaires et volcaniques s'est faite à l'Arenig supérieur et au Llanvirnien (âge de la formation de Tourelle).

Les processus d'obduction (surtout ceux qui sont reliés à une auréole métamorphique) sont peu connus. Nous proposons de les diviser en deux groupes: l'obduction à froid donnant les schistes bleus et l'obduction à chaud donnant une auréole métamorphique dynamothermique. L'absence d'auréole de cornéennes, la disposition horizontale des péridotites et de leurs auréoles, la déviation vers le nord des axes majeurs du Shickshock, tout indique que l'hypothèse d'une montée diapirique du mont Albert est à rejeter. Le glissement de la péridotite du manteau supérieur océanique le long d'un plan de faille est le processus le plus approprié pour expliquer l'auréole du mont Albert.

Ce mécanisme a été nommé **obduction** (Coleman, 1971), laquelle n'est qu'une forme spéciale de faille d'imbrication. Plusieurs hypothèses ont été émises pour rendre compte de la péridotite "chaude":

- . chaleur provenant exclusivement de la friction intense;
- . mise en place de la péridotite peu après la formation de celle-ci dans un bassin marginal;
- . passage rapide de la péridotite, depuis le manteau supérieur chaud jusque sur les roches du bassin; il s'agit, dans ce cas, d'une mise en place très rapide.

Les deux dernières sont les plus plausibles. Il est probable que, lors de l'obduction, la zone de subduction avait un pendage au sud-est, ce qui favorisait la remontée rapide de la péridotite.

Après l'obduction, les nappes se sont empilées selon l'ordre que l'on connaît. La sédimentation a continué jusqu'à la fin de l'Ordovicien moyen dans les fosses au nord-ouest de la péridotite charriée. La faille la plus importante au nord-ouest de la péridotite charriée, n'est pas la faille du front des Chic-Chocs, mais la faille limitant la nappe de la rivière Sainte-Anne. De plus, il n'existe pas de faille apparente dans l'auréole métamorphique.

Nous avons déjà montré, cependant, que la limite externe de l'auréole a pu être discordante, bien que, maintenant, elle soit parallèle aux structures majeures du Shickshock (page 69) en raison de la déformation D_1 . Supposons que la limite ait été un plan de faille; l'auréole aurait pu être tronquée de sa zone de transition des schistes verts, mais le métamorphisme régional M_1 aurait pu recréer celle-ci tout en causant le métamorphisme régressif de l'auréole d'amphibolite. La faille hypothétique entre l'auréole et le groupe de Shickshock serait alors oblitérée, métamorphiquement et structuralement. L'hypothèse d'une faille oblitérée est donc plausible.

Le Cloridorme témoigne que l'érosion s'exerçait encore sur les nappes du Shickshock et du mont Albert à la fin de l'Ordovicien moyen (Canajoharie).

Nous ne pouvons définir ni la nature du milieu océanique (bassin marginal ou proto-océan) ni la direction du pendage de la zone de subduction après l'obduction de la péridotite.

L'âge de l'auréole est lié à celui de l'obduction; l'auréole s'est formée avant l'Arenig supérieur. La schistosité S_1 de la phase de métamorphisme M_1 est synchrone avec l'obduction ou postérieure à celle-ci. Il est plus probable, cependant, que le métamorphisme M_1 se soit exercé sur les roches du Shickshock et sur les amphibolites de l'auréole en masquant l'ancienne limite métamorphique de l'auréole. Les phases de déformation auraient rendu parallèles la schistosité régionale et la gneissosité de l'auréole (page 69).

Les deux phases de déformation du Shickshock et leur métamorphisme peuvent être associées à l'orogénie taconique dont le paroxysme a été atteint entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien. La datation du mont Albert correspond à cet âge.

FAILLE DE SHICKSHOCK SUD ET SILURO-DEVONIEN

La faille de Shickshock Sud a été interprétée comme une faille normale datant du début du Silurien: les sédiments fossilifères siluriens sont venus s'y déposer en discordance. Ce bassin, d'abord carbonaté et clastique, est devenu terrestre au Dévonien; il diffère énormément du milieu de dépôt cambro-ordovicien.

Cette faille fournit une indication sur la limite supérieure d'âge pour la formation et la mise en place des nappes cambro-ordoviciennes. La mise en place du mont Albert ne peut avoir eu lieu au Siluro-Dévonien pour les raisons suivantes:

- . L'obduction a créé une auréole métamorphique reliée à la première phase du métamorphisme régional du Shickshock. Or, cette phase est absente du Siluro-Dévonien;

- . La faille de Shickshock Sud n'est pas la zone de faiblesse par où s'est introduite la péridotite. La péridotite a une disposition horizontale aux monts Paul, du Sud et Albert. Or, le plan de faille est abrupt et recoupe la péridotite du mont Albert et l'auréole du mont Paul.

Nous pensons également que cette faille normale a été reprise localement dans des mouvements de failles inverses, lors de la déformation acadienne. Nous avons déjà signalé ce fait.

CONCLUSIONS

Les péridotites alpines du mont Albert, du mont du Sud et du mont Paul forment une seule nappe. Elles se sont mises en place par obduction sur les roches du groupe de Shickshock, avant l'Arenig supérieur. Elles ont été reprises par après dans l'allochtonne, puis déformées lors de l'orogénie taconique.

Le complexe du mont Albert est constitué d'harzburgite (90%) et de dunite (10%), lesquelles forment des lits ou des lentilles podiformes. Des veines d'orthopyroxénite de 2 à 7 cm de largeur sont réparties uniformément, à travers le massif, et parallèlement à la foliation S_1 . L'harzburgite et la dunite sont généralement serpentinisées de façon irrégulière. Une partie du massif n'a pas été serpentinisée dans le secteur du lac du Diable. Une zone de serpentinite de moins de 50 m de largeur sépare la péridotite de son auréole de contact.

La texture de la péridotite, lorsqu'elle est conservée, est une texture de tectonite, variant entre la texture porphyroclastique et la texture en mosaïque. On note plusieurs porphyroclastes d'olivine et

d'orthopyroxène témoignant de glissements intra-cristallins. La lizardite, qui n'est pas déformée, a remplacé l'olivine, en oblitérant la bordure des grains. La bas-tite s'est substituée à l'orthopyroxène. Les grains de chromite sont généralement entourés d'une zone d'altération micacée, composée de kammerite et d'oxydes opaques.

Les structures visibles sont le rubanement primaire S_0 , la foliation S_1 et la surface des veines d'orthopyroxénite. Les trois sont généralement parallèles.

Trois phases de déformation peuvent être identifiées:

- . D_1 , responsable de la foliation résultant d'un réalignement des minéraux primaires. Nous croyons que cette phase, au cours de laquelle les veines d'orthopyroxénite se sont formées, est héritée du manteau;
- . D_2 , qui a donné un pli recliné macroscopique dont la formation est associée au processus d'obduction;
- . D_3 , responsable de plis en terrasses structurales. La disposition des plis porte à croire que cette phase pourrait être apparentée à la phase D_2 du Shickshock ou associée à la zone de failles de Shickshock Sud. La serpentinitisation pénétrative du massif est contemporaine de D_2 ou postérieure à D_3 .

Le mont Albert est, selon la classification de Laurent (1975), un feuillet de péridotite ou une ophiolite démembrée. Par rapport à une ophiolite à séquence complète, la péridotite du mont Albert comporte uniquement l'unité inférieure de la séquence. Par rapport à la croûte océanique, elle constitue une partie du manteau supérieur - au sens que lui donnent Williams et Stevens (1974) à la figure 20.

Notre étude du mont Albert nous amène à croire qu'il y a deux types d'obduction: l'obduction à froid, donnant des schistes bleus sous-jacents et l'obduction à chaud, produisant une auréole métamorphique dynamothermique. L'obduction à chaud peut s'expliquer par une mise en place à proximité du lieu de la formation de la péridotite océanique, ou par une mise en place très rapide ou encore par une combinaison de ces deux processus. La chaleur de friction contribue, dans les trois cas, à l'auréole métamorphique.

Après l'obduction du complexe, les groupes de Shickshock et de la rivière Matane ainsi que d'autres roches cambro-ordoviciennes ont formé des nappes à la faveur de failles inverses d'imbrication. Les premiers mouvements des nappes sur les failles inverses ont pu être contrôlés par la gravité.

Le groupe de Shickshock est constitué de quatre assemblages lithologiques distincts:

- . L'unité du lac Cascapédia, contenant des schistes à séricite-chlorite-quartz, lesquels sont le produit du métamorphisme des mudstones rouges.
- . L'unité du lac Guelch, formée de méta-arkoses massives et de méta-arkoses conglomératiques avec peu de structures primaires. Les conglomérats comprennent surtout des fragments de granite et de mudstone rouge, de quartz et d'albite. Nous croyons que l'albite résulte de l'albitisation des feldspaths potassiques, survenue en même temps que la spilitisation des basaltes.
- . L'unité du Bras aux Saumons, constituée de métatholéiites spilitisées; les coulées sont généralement massives, mais on observe aussi des basaltes coussinés, des

tufs basiques et des basaltes porphyroclastiques.

- . La zone de failles de Shickshock Sud (unité du ruisseau du Dix-Septième Mille), est une unité tectonique. Elle comprend principalement de la dolomie cristalline et de la serpentinite.

On interprète les tholéiites et les arkoses comme des dépôts sur la croûte continentale en distension. La formation de Lighthouse Cove (Strong et Williams, 1972) qui, au plan de la lithologie et de la géochimie, est similaire au groupe de Shickshock, est un exemple de ce type de dépôt. Les schistes devraient normalement faire partie du groupe de la rivière Mata-ne. Le groupe de Shickshock est l'équivalent latéral du sommet des mudstones rouges.

Le métamorphisme régional augmente en intensité du nord au sud; il va du faciès des schistes verts, dans la plus grande partie du groupe de Shickshock, jusqu'à l'isograde du grenat dans le secteur du lac Bonjour. L'isograde de la chlorite apparaît à proximité du front des Chic-Chocs. La roche type du groupe de Shickshock du secteur est un schiste à albite-actinote-épidote-chlorite.

La zonation de l'auréole du mont Albert se présente comme suit, en partant de la péridotite (d'après MacGregor, 1964):

- . Hornblendite oxydée
- . Amphibolite à grenat
- . Hornblendite
- . Amphibolite à clinopyroxène
- . Amphibolite
- . Amphibolite à épidote
- . Schistes à albite-actinote-épidote-chlorite-(hornblende)

L'auréole est composée en majeure partie d'amphibolite et d'amphibolite à épidote. Mises à part quelques complications structurales, elle maintient une largeur constante. Les auréoles des monts Paul et du Sud sont subhorizontales. Celle du mont Albert l'est également, avec, çà et là, certains replissements.

Trois phases de déformation ont affecté le groupe de Shickshock et l'auréole métamorphique:

- . D₁, associée à la phase métamorphique dominante M₁, laquelle est responsable de la schistosité S₁ et de la lamination métamorphique parallèle à celle-ci. La stratification S₀ a été transposée dans S₁;
- . D₂, qui a donné des plis déjetés ou déversés vers le NW et des linéations de crénélures. L'orientation prédominante de S₁ est 055-50. Les axes des plis mésoscopiques et macroscopiques sont subhorizontaux (055-00).
- . D₃, une phase mineure, vraisemblablement d'âge Acadien, caractérisée par des knicks.

Etant donné la distribution relativement simple des surfaces S₁ et L₂¹, nous croyons que D₁ et D₂ devaient être à peu près coaxiales. Les phases D₁ et D₂ du mont Albert sont antérieures à celles du Shickshock.

Le contact entre la péridotite et son auréole a été appelé faille du mont Albert, laquelle marque l'obduction de la péridotite sur les roches encaissantes. Le passage de l'auréole aux schistes verts régionaux semble graduel. Il se peut que le métamorphisme M₁ et les déformations subséquentes D₁ et D₂ aient camouflé un contact de faille; cependant, s'il y a eu une faille, celle-ci n'a pas joué après l'obduction.

La faille du front des Chic-Chocs est une faille de chevauchement qui a été replissée lors de la phase de déformation D₂. Elle fait chevaucher le groupe de Shickshock sur les mudstones rouges du groupe de la rivière Matane. La faille s'étend des monts McGerrigle jusqu'aux environs du ruisseau aux Bouleaux, où elle semble disparaître à l'intérieur du Shickshock. L'intensité maximale du chevauchement se situe au niveau du ruisseau des Marches du Géant.

Dans la partie ouest du Shickshock, il y a interdigitation concordante avec les mudstones rouges (Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967; Biron; communication personnelle, 1978). La faille du Gîte du mont Albert est une faille mineure qui se limite à une partie de la lentille du Gîte. Nous avançons deux hypothèses relativement aux lentilles isolées de roches volcaniques et d'arkoses: si les lentilles se trouvent dans des schistes du lac Cascapédia, nous les tenons pour des copeaux coincés dans le plan de la faille du front des Chic-Chocs; s'il s'agit de petits niveaux d'arkoses et de basaltes à l'intérieur des mudstones rouges, nous les interprétons comme des interdigitations.

Nous fondant sur la théorie de la tectonique des plaques, nous avons émis l'hypothèse d'une ancienne bordure continentale de type Atlantique transformée, à la faveur de la distension liée à des failles normales, en un bassin où se sont déposées les arkoses et les tholéiites du groupe de Shickshock et, probablement au NW de celles-ci, les mudstones rouges du groupe de la rivière Matane (figure 25). La sédimentation s'est poursuivie, avec des unités clastiques, jusqu'à la fin de l'Ordovicien moyen. L'obduction et les premiers mouvements des nappes sous l'effet de la gravité ont influencé la sédimentation du Tourelle

et du groupe de Cloridorme. La compression a causé l'obduction de la péridotite alpine du mont Albert et la formation d'une série de nappes structurales, lesquelles ont remobilisé la péridotite alpine, le groupe de Shickshock, le groupe de la rivière Matane et d'autres unités cambro-ordoviciennes.

Au moment de l'obduction, la zone de subduction devait plonger vers le sud-est. Le métamorphisme régional dominant date de la fin de l'Ordovicien ou du début du Silurien.

Les phases de déformations D₁ et D₂ de la péridotite alpine sont antérieures à la phase majeure du Shickshock. La phase D₁ de la péridotite est héritée du manteau et la phase D₂ est reliée à l'obduction. Le métamorphisme dominant M₁ du groupe de Shickshock est contemporain de D₁ du même groupe bien que les datations nous donnent probablement l'âge de M₂ (syn-D₂). La phase des knicks (D₃) du Shickshock est d'âge Acadien.

Au début du Silurien, la faille normale de Shickshock Sud a créé un bassin dans lequel se sont déposés des sédiments marins. Lors de la phase tectonique acadienne, cette faille a joué, localement, le rôle d'une faille inverse.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Un levé géologique de détail tel que celui que nous avons effectué constitue un instrument préalable à la recherche de substances non métalliques et métalliques.

SUBSTANCES NON METALLIQUES

La région peut fournir des blocs, de plusieurs tonnes, nécessaires au soutènement de routes et autres constructions,

le long du fleuve. Le secteur au nord du lac Cascapédia contient, dans des sites accessibles, du basalte massif, assez résistant, qui pourrait être utilisé à cette fin.

Nous ne pensons pas que la péridotite du mont Albert puisse contenir de la chrysotile en quantités économiques. Les rares veines que nous avons notées n'ont, en effet, que quelques millimètres de largeur; elles se présentent exclusivement dans la serpentinite de contact. Nous croyons que le mont Albert n'a pas été suffisamment remobilisé lors des phases de déformation, de métamorphisme et de décompression pour qu'une quantité importante de chrysotile ait pu se former. Par contre, on devrait étudier les possibilités de la serpentinite de Weir (Ayrton, 1967).

La dunite fraîche à l'est du lac du Diable a attiré l'attention de certaines sociétés à la recherche de substances réfractaires. L'exploitation de ce gisement pourrait cependant présenter plusieurs inconvénients pour l'environnement et le tourisme; elle risque de nuire au saumon de la rivière Sainte-Anne. Une carrière au flanc du mont Albert, en plus de déparer le paysage, ferait fuir les caribous et mettrait en danger une partie de la flore, unique, du mont Albert.

Certaines recherches ont été faites sur l'utilisation du mont Albert à des fins d'enfouissement de détritiques radioactifs (Montmorency, Université du Québec à Montréal; communication personnelle). Nous croyons qu'un tel projet présente des risques, en plus d'entraîner des inconvénients pour l'environnement et le tourisme. Le mont Albert est localisé près d'une faille majeure et contient de nombreux systèmes de fractures propices à la circulation de l'eau souterraine.

SUBSTANCES METALLIQUES

Le centre de la Gaspésie a, depuis longtemps, attiré l'attention des prospecteurs et des géologues; le gisement des Mines de Cuivre Gaspé a été, de loin, la plus importante découverte.

La péridotite du mont Albert a surtout été étudiée pour la chromite et le nickel. Or, on sait que les venues de chromite sont plutôt associées à la base de l'unité supérieure des ophiolites, laquelle provient de la solidification d'un magma gabbroïque; ce qui élimine automatiquement le mont Albert, lequel correspond plutôt à l'unité inférieure. En fait, certains niveaux de chromite, visibles un peu partout à travers le massif, ne sont jamais concentrés en quantités économiques.

Les sulfures de nickel, de cuivre, de zinc et de plomb offrent de meilleures possibilités. L'exploration a été surtout concentrée près de l'intrusion des monts McGerrigle - dans un secteur de roches du Shickshock à l'est de la rivière Ste-Anne - et tout le long de la zone de failles de Shickshock Sud. Ces recherches ont abouti à la découverte de la mine Madeleine, du gîte Sullipek dans la zone de failles de Shickshock Sud et de quelques indices minéralisés (p.ex. au ruisseau du Dix-Septième Mille et aux lacs aux Castors). Nous avons noté, tout comme Robert (1967), beaucoup de pyrite disséminée et un peu de chalcopryrite et de galène - en veinules, surtout. Pyrite et veinules sont généralement oxydées. Ces minéralisations ne forment pas de masses importantes bien que la teneur puisse présenter un certain intérêt. Les roches les plus favorables sont la dolomie de la zone de failles, le basalte et les schistes. La géochimie des sédiments de ruisseau (Tremblay et al., 1975) confirme

que le groupe de Shickshock contient de nombreux indices mais peu ou pas de zones à fortes concentrations. La zone la plus intéressante est la zone de failles de Shickshock Sud; New Jersey Zinc et SOQUEM l'ont explorée au moyen de forages. Cette zone est vaste et les roches siluro-dévo-niennes au sud de la faille ont été peu fouillées, mis à part le gîte Sullipek.

ATTRAITES TOURISTIQUES

Le secteur du mont Albert se prête bien à un exposé simplifié de la géologie à l'intention des touristes. Les principales roches sont fortement contrastées et bien délimitées: péridotite "beige", amphibolite noire, basaltes gris verdâtre. Mentionnons également les basaltes coussinés de la chute de la rivière Ste-Anne, lesquels résultent de la solidification d'un magma en milieu marin, les amphibolites du sommet nord du mont Albert, qui témoignent de hautes températures de formation, et la péridotite du "plateau" qui s'est formée au fond d'un océan.

REFERENCES

- AGTERBERG, F.P., 1974 - *Geomathematics, mathematical background and geoscience applications*; Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- ALCOCK, F.J., 1927 - *La région cartographiée du mont Albert (Québec), Canada*; Commission géologique du Canada; mémoire 144.
- AUMENTO, F., 1969 - *Serpentine mineralogy of ultrabasic intrusions in Canada and on the mid-Atlantic Ridge*; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 69-53.
- AVE LALEMANT, H.G., 1975 - *Mechanisms of preferred orientations of olivine in tectonite peridotite*; *Geology*; volume 3, no 11, pages 653-657.
- AYRTON, W.G., 1967 - *Région de Chandler - Port-Daniel, comtés de Bonaventure et de Gaspé-Sud*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 120.
- BEAUDIN, J., 1977 - *Géologie de la région du mont Albert, comté de Matane*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-495.
- 1977 - *Géologie de la région du lac Cascapédia, comté de Matane*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-506.
- BEAULIEU, J., 1976 - *Pétrographie du flysh ordovicien (Utica), domaines auto- et para-autochtone, de St-Antoine de Tilly, Québec*; Université de Montréal; thèse de maîtrise.
- BELAND, J., 1957 - *Régions de St-Magloire et de Rosaire - St-Pamphile, districts électoraux de Dorchester, Bellechasse, Montmagny et L'Islet*; ministère des Mines du Québec; rapport géologique 76.
- 1969 - *The Geology of Gaspé*; C.I.M. Transactions; volume 72, pages 213-220.
- 1972 - *Arrêt H-1: Gîte du Mont Albert, groupe des Shickshocs*; 24ème Congrès géologique international: livret-guide pour l'excursion C-56.
- 1974 - *La tectonique des Apalaches du Québec*; *Geoscience*; volume 1, no 4, pages 26-32.
- BIRON, S., 1972 - *Géologie de la région de Ste-Anne-des-Monts, comté de Gaspé-Nord*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-243.
- 1973 - *Géologie de la région de Marsoui*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-244.
- 1974 - *Géologie de la région des Méchins*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-299.
- 1980 - *Le Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie*; ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; manuscrit en préparation pour publication.
- BOOTH, V.H., 1950 - *Oak Hill Succession, Vermont*; *Geological Society of America Bulletin*; volume 61, no 10, pages 1131-1168.
- CADY, W.M., 1969 - *Regional tectonic synthesis of northwestern New England and adjacent Quebec*; Commission géologique du Canada; mémoire 120.
- CARRARA, A., 1972 - *Structural geology of lower paleozoic rocks, Mount Albert area, Gaspé Peninsula*; Université d'Ottawa; thèse de doctorat.

1973 - Morphological analysis of folded layers from Lower Paleozoic rocks, Mount Albert Area, Gaspé Peninsula, Québec; Journal of Geology; volume 81, no 4, pages 510-516.

CARRARA, A., - FYSON, W.K., 1973 - Taconic and Acadian folds in North and Western Gaspé Peninsula; Journal canadien des sciences de la terre; volume 10, no 4, pages 498-509.

CARTER, N.L. - AVE LALLEMANT, H.G., 1970 - Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle; Geological Society of America Bulletin; volume 81, pages 2203-2220.

CHARBONNEAU, J-M., 1975 - Analyse structurale des tectonites métamorphiques du groupe de Oak Hill dans la région de St-Sylvestre, Appalaches du Québec; Université Laval; thèse de maîtrise.

CHIDESTER, A.H., 1968 - Evolution of the ultramafic complexes of Northwestern New England in Studies of Appalachian geology, Northern and Maritime (Zen, E-an et al., editors); Interscience Publication, New-York, pages 343-354.

CHIDESTER, A.H. - CADY, 1972 - Origin and emplacement of Alpine type ultramafic rocks; Nature; Physical Science; volume 240, no 98; pages 27-31.

CHURCH B.N., 1975 - Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks; Geological Society of America Bulletin; volume 86, pages 257-263.

CHURCH, W.R., 1972 - Ophiolite: its definition, origin, as oceanic crust and mode of emplacement in orogenic belts with special reference to the Appalachians; ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources; contribution no 6 au projet de géodynamique.

1977 - The ophiolites of southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type; Journal canadien des sciences de la terre; volume 14, no 7, pages 1668-1673.

CHURCH, W.R. - STEVENS, R.K., 1971 - Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle oceanic crust sequences; Journal of Geophysical Research; volume 76, no 5, pages 1460-1466.

COATS, R.R., 1968 - The Circle Creek rhyolite, a volcanic complex in northern Elko county, Nevada; Geological Society of America Memorials; volume 116, pages 69-106.

COLEMAN, R.G., 1971 - Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges; Journal of Geophysical Research; volume 76, no 4, pages 1212-1222.

1972 - Blueschist metamorphism and plate tectonics; 24^e congrès géologique international; section 2.

COLEMAN, R.G. - KEITH, T.E., 1971 - A chemical study of serpentinitisation - Burro Mountain, California; Journal of Petrology; volume 12, no 2, pages 311-328.

CRICKMAY, G.W., 1932 - Evidence of Taconic orogeny in Matapedia Valley, Quebec; American Journal of Science; 5^e série, volume 24; pages 368-386.

DEN, T., 1969 - Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history. A contribution to the discussion of the paper: The origin of ultramafic and ultrabasic rocks by P.J. Wyllie; Tectonophysics, volume 7, pages 457-488.

DE ROMER, H.S., 1972 - Mount Jacques Cartier - Lake Madeleine Area; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport interimaire, DP-99.

1976 - Age and style of mesostructures in North Central Gaspé, Québec; Journal canadien des sciences de la Terre; volume 13, no 11, pages 1537-1544.

1977 - Région des monts McGerrigle; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 174.

DEWEY, J.F. - BIRD, J.M., 1970 - Mountain belts and new global tectonics; Journal of Geophysical Research; volume 75, no 14, pages 2625-2647.

1971 - Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland; Journal of Geophysical Research; volume 76, no 14, pages 3179-3206.

DRESSER, J.A. - DENIS, T., 1944 - Géologie du Québec; ministère des Mines du Québec; rapport géologique 20.

DUGAS, J. - ASSAD, R. - MARLEAU, R., 1969 - Metallogenic concepts in Gaspé; C.I.M.; Transactions; volume 42, pages 248-255.

ELLS, R.W., 1883 - Report on exploration and surveys in the interior of Gaspé Peninsula and Prince Edward Island; Commission géologique du Canada; report of progress for 1880-1882.

ENGEL, A.E.J. - ENGEL, C.G. - HAVENS, R.G., 1965 - Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle; Geological Society of America Bulletin; volume 76, pages 719-734.

ENOS, P., 1969 - Cloridorme Formation, Middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé Peninsula, Quebec; Geological Society of America; special paper 117.

FOLK, R.L., 1968 - **Petrology of sedimentary rocks**; University of Texas; Austin, Texas.

FYFE, W.S. - TURNER, F.J. - VERHOOGEN, J., 1968 - **Metamorphic reactions and metamorphic facies**; Geological Society of America; memoir 73.

GANSSE, A., 1974 - **The ophiolitic melange, a world wide problem on thirty examples**; *Eclogae Geologicae Helveticae*, Basel; volume 67, no 3, pages 479-507.

GARIEPY, C., 1978 - **Stratigraphie et géochimie des laves cambriennes du groupe de Caldwell dans la région du lac Etchemin, Appalaches du Québec**; Université de Montréal; thèse de maîtrise.

GIRARD, P., 1967 - **Géologie de la région du mont Richardson, comté de Gaspé-Nord**; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-563.

GREEN, D.H., 1964 - **The petrogenesis of the high-temperature Alpine type peridotite at the Lizard, Cornwall**; *Journal of Petrology*; volume 5, pages 134-188.

1967 - **High-temperature peridotite intrusions in Ultramafic and related rocks** (P.J. Wyllie, editor); Wiley and Sons, New-York.

HEBERT, C., 1974 - **Etude pétrographique et chimique de la coupe du lac de l'Est dans le complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec**; Université Laval; thèse de maîtrise.

HEROUX, Y., 1971 - **Formation de Sayabec dans la région de La Rédemption - Sayabec - Val-Brillant**; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-45.

HISCOTT, R.N., 1977 - **Sedimentology and regional implications of deep water sandstones of the Tourelle Formation, Ordovician, Quebec**; McMaster University; thèse de doctorat.

HOBBS, B.E. - MEANS, W.D. - WILLIAMS, P.F., 1976 - **An Outline of structural geology**; Wiley and Sons, New York.

HUGHES, C.J., 1973 - **Spilites, keratophyres and the igneous spectrum**; *Geological Magazine*; volume 109, no 6, pages 513-527.

INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES, 1976 - **Subcommission on stratigraphic classification of Commission on stratigraphy. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure**; Wiley-Interscience Publication (John Wiley and Sons, editors).

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks**; *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 8, no 5, pages 523-548.

IRVINE, T.N. - FINDLAY, T.C., 1972 - **Alpine type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex**; ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources; contribution no 8 au projet de géodynamique.

JACKSON, E.D. - THAYER, R.P., 1972 - **Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite - gabbro complexes**; 24^e Congrès géologique international; section 2; pages 289-296.

JONES, I.W., 1931 - **La région de la carte de Lesseps, péninsule de Gaspé**; rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1930; partie D.

KUNO, H., 1965 - **Lateral variation of basalt**; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 66-15.

LAJOIE, J., 1973 - **Discussion: albite of secondary origin in Charny Sandstone, Quebec**; *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 42; pages 341-349.

LAJOIE, J. - HEROUX, Y. - MATHEY, B., 1974 - **The Precambrian Shield and the Lower Paleozoic Shelf: the unstable provenance of the Lower Paleozoic Flysch sandstones and conglomerates of the Appalachians between Beaumont and Bic, Quebec**; *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 11, no 7, pages 951-963.

LAURENT, R., 1972 - **The Ophiolite Sequences of Southwestern Quebec**; *Geotimes*; décembre 1972.

1975 - **Occurrences and origin of the ophiolites of Southern Quebec, Northern Appalachians**; *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 12, no 3, pages 443-455.

1975 - **Petrology of the alpine-type serpentinites of Asbestos and Thetford Mines, Quebec**; *Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie*; volume 55, no 3.

1978 - **The ophiolites of southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type: discussion**; *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 15, no 11, pages 1880-1881.

LAURENT, R. - HEBERT, Y., 1976 - **Features of submarine volcanism in ophiolites from the Quebec Appalachians in Volcanic regimes in Canada** (W.R.A. Baragar, editor); Association géologique du Canada; volume spécial.

LEECH, G.B. - LOWDON, J.A. - STOCKWELL, C.H. - WANLESS, R.K., 1963 - Age determinations and geological studies; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 63-17.

LOGAN, W.E., 1846 - On the geology of the Chat and Cascapedia rivers, Gaspé and part of Chaleur Bay; Commission géologique du Canada; report of progress for 1844.

LOW, A.P., 1885 - Report of explorations and surveys in the interior of Gaspé Peninsula; Commission géologique du Canada; report of progress for 1882-83-84.

LOWDON, J.A. - STOCKWELL, C.H. - TIPPER, H.W. - WANLESS, R.K., 1963 - Age determinations and geological studies; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 62-117.

MacDONALD, A., 1968 - Forms and structures of extrusive basaltic rocks in The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Basalts 1; Interscience Publishers, John Wiley and Sons.

McGERRIGLE, H.W., 1954 - Les régions de Tourelle et Courcellette, péninsule de Gaspé; ministère des Mines du Québec; rapport géologique 62.

1959 - Région de la rivière Madeleine, district électoral de Gaspé Nord; ministère des Mines du Québec; rapport géologique 77.

MacGREGOR, I.D., 1962 - Geology, petrology and geochemistry of the Mount Albert and associated ultramafic bodies of Central Gaspé, Quebec; Queen's University; thèse de maîtrise.

1964 - A study of the contact metamorphism aureole surrounding the Mount Albert ultramafic intrusion; Princeton University; thèse de doctorat.

MacGREGOR, I.D. - BASU, A.R., 1977 - Petrogenesis of the Mount Albert ultramafic massif, Quebec; Geological Society of America Bulletin; part II, volume 90, no 10, pages 1529-1627.

MacGREGOR, I.D. - SMITH, C.H., 1963 - The use of chrome spinels in petrographic studies of ultramafic intrusions; Canadian Mineralogist; volume 7, pages 403-412.

MACKAY, B.R., 1923 - La région de Beauceville (Québec); Commission géologique du Canada; mémoire 127.

MacKENZIE, D.B., 1960 - High temperature Alpine type peridotite from Venezuela; Geological Society of America Bulletin; volume 71, pages 303-318.

MALPAS, J. - STEVENS, R.K. - STRONG, D.F., 1973 - Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite: its classification and tectonic significance; Geology; volume 1, no 1, pages 45-47.

MASON, B., 1958 - Principles of Geochemistry; Wiley and Sons, New York.

MATTAUER, M., 1973 - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre; Collection Méthodes, Hermann, Paris.

MATTINSON, C.R., 1958 - The Geology of the Mount Logan Area; McGill University; thèse de doctorat.

1964 - Géologie de la région du mont Logan, Gaspé, Québec; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 118.

MERCIER, J.C. - NICOLAS, A., 1975 - Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts; Journal of Petrology; volume 16, no 2, pages 454-487.

MIDDLETON, G.V., 1972 - Albite of secondary origin in Charny Sandstones, Quebec; Journal of Sedimentary Petrology; volume 42, pages 341-349.

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES, 1967 - Carte géologique, Péninsule de Gaspé; carte no 1642.

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES, 1968 - Cartes aéromagnétiques 5017G, 5018G, 5033G, 5034G; Commission géologique du Canada.

MIYASHIRO, A., 1968 - Metamorphism of mafic rocks in Basalts (Hess and Poldervaart, editors); Interscience Publication.

1975 - Classification, characteristics and origin of ophiolites; Journal of Geology; volume 283, pages 249-281.

MOORES, E.M. - MacGREGOR, I.D., 1972 - Types of alpine ultrabasic rocks and their implications for fossil plate interactions; Geological Society of America Memorials; memoir 132, pages 209-223.

MURATA, K.T., 1960 - A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks; American Journal of Science; volume 258 A, pages 247-252.

MURRAY, A., 1845 - Rapport de progrès pour 1845; Commission géologique du Canada.

NALDRETT, L.J., 1973 - Nickel sulphide deposits - Their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association; CIM.; Transactions; volume 76, pages 183-201.

NICOLAS, A., 1973 - Ecoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales; Bulletin de la Société géologique de France; volume XV, no 5-6.

NICOLAS, A. - BOUCHEZ, J.-L. - BOUDIER, F., 1972 - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises) - Comparaison avec d'autres massifs; Tectonophysics; volume 14, pages 143-171.

NICOLAS, A. - BOUDIER, F. - BOULLIER, A.-M., 1973 - Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites; American Journal of Science; volume 273, pages 853- 870.

NOCKOLDS, S.R., 1954 - Average chemical compositions of some igneous rocks; Geological Society of America Bulletin; volume 65, pages 1007-1032.

O'HARA, M.V., 1967 - Mineral facies in ultrabasic rocks in Ultramafic and related rocks (P.J. Wyllie, editor); Wiley and Sons, New-York.

OLLERENSHAW, N.C., 1963 - Stratigraphic problems of the Western Shickshock Mountains in the Gaspé Peninsula; Toronto University; thèse de doctorat.

1967 - Région de Cuoq-Langis, comtés de Matapédia et de Matane; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 121.

OSBORNE, F.F. - ARCHAMBAULT, M., 1948 - Chromiferous chlorite from Mount Albert, Quebec; Société Royale du Canada; Transactions XLII, section IV, Mai 1948.

RAMSEY, J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks, in International Series, Earth and Planetary Sciences; McGraw-Hill, New-York.

RICHARDSON, J., 1859 - On a portion of the Gaspé Peninsula, including an examination of the coast from Marsouin river to rivière du Loup; Commission géologique du Canada; report of progress for 1858.

RIORDON, P.H., 1975 - Géologie des gîtes d'amiante du Sud-Est Québécois; ministère des Richesses naturelles, Québec; étude spéciale 18.

ROBERT, J.L., 1963 - Région du mont Hog's Back, comté de Gaspé-Nord; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-540.

1964 - Région du mont Valières-de-St-Réal, comté de Gaspé-Nord; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-549.

1967 - Géologie de la région du ruisseau Lesseps, comté de Gaspé-Nord; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-562.

ST-JULIEN, P., 1977 - Nappe du promontoire de Québec et autres nappes au sud du St-Laurent; New England Intercollegiate Geological Conference; 69^e réunion annuelle; livret-guide des excursions dans la province de Québec.

ST-JULIEN, P. - HUBERT, C. - SKIDMORE, B. - BELAND, J., 1972 - Stratigraphie et structure des Appalaches du Québec; 24^e Congrès géologique international, livret-guide, excursion A56-C56.

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.

SEGUIN, M.K., 1976 - Reconnaissance paleomagnetic investigation of the ophiolitic complex, Thetford Mines, Asbestos, Quebec; Tectonophysics; International Journal of Geotectonic and the Geology and Physics of the Interior of the Earth; Elsevier Publishing, Amsterdam; volume 34, pages 231-243.

SEGUIN, M.K. - LAURENT, R., 1975 - Petrological features and magnetic properties of pillow lavas from the Thetford Mines ophiolites (Quebec); Journal canadien des sciences de la Terre; volume 12, no 8, pages 1406-1420.

SIKANDER, A.H. - FYSON, W.K., 1969 - Structural development of the Paleozoic rocks of Western Gaspé, Quebec; Journal canadien des sciences de la terre; volume 6, no 5, pages 1113-1127.

SKINNER, R., 1974 - Geology of Tetagouche Lakes, Bathurst and Nepissiquit Falls map-areas, New-Brunswick; Commission géologique du Canada; mémoire 371.

SMITH, C.H., 1958 - Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland; commission géologique du Canada; mémoire 290.

SMYTH, L.G., 1943 - Exploration for chromite deposits during the year 1943, The Mount Albert Mining Company; Rapport de travaux statutaires, GM-9335-8.

SPRY, A., 1969 - Metamorphic Textures; Pergamon Press,

- STAUFFER, M.R., 1970 - Deformation textures in tectonites; Journal canadien des sciences de la terre; volume 7, no 2, pages 498-511.
- STEVENS, R.K., 1970 - Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in West Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic Ocean; Geological Society of America; special paper 7, pages 165-177.
- STEVENS, R.K. - STRONG, D.F. - KEAN, B.F., 1974 - Do some eastern Appalachian ultramafic rocks represent mantle diapirs produced above a subduction Zone ?; Geology; volume 2, no 4; pages 175-178.
- STRONG, D.F., 1974 - Plate tectonic setting of Newfoundland mineral deposits; Geoscience; mai 74, pages 20-30.
- STRONG, D.F. - WILLIAMS, H., 1972 - Early Paleozoic flood basalts of Northwestern Newfoundland: their petrology and tectonic significance; Geological Association of Canada; proceedings; volume 24, no 2, pages 43-54.
- STRONG, D.F. - MALPAS, J., 1975 - The sheeted dyke layer of the Betts Cove ophiolite complex does not represent spreading; further discussion; Journal canadien des sciences de la terre; volume 12, no 5, pages 894-896.
- TANNER, J.G. - UFFEN, R.J., 1960 - Gravity anomaly in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada; Publication de l'observatoire du Dominion; volume 21, no 5, pages 221-260.
- THAYER, T.P., 1966 - Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process; American Mineralogist; volume 51, pages 685-710.
- 1969 - Alpine-type sensu stricto (ophiolitic) peridotites: refractory residues from partial melting or igneous sediments? - A contribution to the discussion of the paper: The Origin of Ultramafic and Ultrabasic Rocks by P.J. Wyllie.
- TOLMAN, C., 1936 - Région du Lac Etchemin (Québec); Commission géologique du Canada; mémoire 199.
- TREMBLAY, R.L. - COCKBURN, G.H. - LALONDE, J.P., 1975 - Géochimie des sédiments de ruisseau, région du mont Albert; ministère des Richesses naturelles, Québec; étude spéciale 19.
- TRZCIENSKI, W.E., 1976 - Crossitic amphibole and its possible tectonic significance in the Richmond Area, southeastern Québec; Journal canadien des sciences de la terre; volume 13, no 5, pages 711-714.
- TURNER, F.J. - WEISS, L.E., 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites; McGraw-Hill, New-York.
- VALLIERES, A., 1971 - Relations stratigraphiques et structurales du supergroupe de Québec dans la région de St-Malachie-ouest; Université de Montréal, thèse de maîtrise.
- 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; volume 15, no 8, pages 1242-1249.
- WANLESS, R.K. - STEVENS, R.D. - LACHANCE, G.R. - DELABIO, R.N., 1971 - Age determinations and geological studies, K-Ar Isotopic Ages; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 71-2.
- WANLESS, R.K., et al., 1973 - Age determinations and geological studies; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 73-2A.
- WHITEHEAD, R.E.S. - GOODFELLOW, W.D., 1978 - Geochemistry of volcanic rocks from the Tetagouche Group, Bathurst, New Brunswick, Canada; Journal canadien des sciences de la terre; volume 12, no 2, pages 207-220.
- WILLIAMS, H., 1975 - Structural succession, nomenclature and interpretation of transported rocks in Western Newfoundland; Journal canadien des sciences de la terre; volume 12, no 11, pages 1874-1894.
- WILLIAMS, H., HIBBARD, J.P. - BURSNALL, J.T., 1977 - Geological setting of asbestos-bearing ultramafic rocks along the Baie Verte lineament, Newfoundland; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 77-1A.
- WILLIAMS, H. - MALPAS, J., 1972 - Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands Western Newfoundland; Journal canadien des sciences de la terre; volume 9, no 9, pages 1216-1229.
- WILLIAMS, H. - SMYTH, R.W., 1973 - Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implications with West Newfoundland examples; American Journal of Science; volume 273; pages 594-621.
- WILLIAMS, H. - STEVENS, R.K., 1974 - The ancient continental margin of eastern North America, in The Geology of Continental Margins (C.B. Burk, editor); C.L. Drake, Springer-Verlag.

WILLIAMS, H. - ST-JULIEN, P., 1978 - The Baie Verte-Brompton Line in Newfoundland and regional correlations in the Canadian Appalachians; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 78-1A, pages 225-229.

WILLIAMS, H. - TURNER, F.J. - GILBERT, C.M., 1954 - Petrography: an introduction to the study of rocks in thin sections; W.H. Freeman and Co.; 406 pages.

WINKLER, H.G.F., 1974 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks; 3^e edition, Springer-Verlag.

