

RG 132

REGION DE LA RIVIERE HART-JAUNE, COMTE DE SAGUENAY

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES DU QUÉBEC

L'honorable Paul-E. Allard, ministre

DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

Rapport géologique 132

RÉGION DE LA RIVIÈRE HART-JAUNE

comté de Saguenay

par
Leslie Kish

QUÉBEC
1968

SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
Situation de la région	1
Moyens d'accès	1
Travail sur le terrain	2
Remerciements	2
Travaux antérieurs	2
Description de la région	3
Flore et faune	3
Climat	3
Topographie	3
Hydrographie	4
Géologie générale	6
Tableau des formations	9
COMPLEXE METAMORPHIQUE DU HAUT-PLATEAU DE MANICOUJAGAN	10
Paragneiss	10
Gneiss à sillimanite	10
Quartzite	12
Roches felsiques variées à pyroxène	14
Gneiss quartzique à pyroxène et andésine	16
Gneiss quartzique à diopside et calcite	16
Pyroxénite métamorphique	16
Roche à scapolite	17
Roche calco-silicatée	17
Examen	18
Origine des roches du groupe No 1	20
Gneiss à sillimanite	20
Roches siliceuses à hypersthène	23
Gneiss quartzique à pyroxène et andésine	23
Gneiss quartzique à diopside et calcite; pyroxénite métamorphique	23
Origine des roches du groupe No 2	23
Roches du groupe No 3	24
Gabbro granulitique	24
Examen	26
Granite à hypersthène et roches leucocrates apparentées .	29
Examen	30
Roche à grenat et plagioclase	31
Pyroxénite	33
Roches cataclastiques	33
Filonnets de quartz et pegmatite déformée	34
Bordure septentrionale amphibolitisée du complexe métamorphique	35
Examen	37

	<u>Page</u>
ORTHOgneiss et Paragneiss du faciès amphibolite et gneiss mixtes ..	38
Paragneiss	38
Paragneiss à biotite	38
Paragneiss à disthène et biotite	40
Paragneiss biotitique à hornblende	42
Paragneiss biotitique à diopside	44
Calcaire cristallin et dolomie	44
Quartzite	45
Gneiss à hornblende et plagioclase	46
Examen	50
Gneiss mixtes	52
ROCHES INTRUSIVES DE LA FAMILLE DE L'ANORTHOSITE-GABBRO	54
Massif intrusif du lac Raudot	54
Roches non altérées	56
Dykes syénitiques	60
Roches altérées du massif du lac Raudot	61
Examen	62
Gabbro anorthositique de Brien	66
Lentille intrusive du lac Lucie et roches apparentées	67
Autres roches gabbro-anorthositiques du complexe métamorphique de Manicouagan	69
Examen	69
ROCHES GRANITIKES ET ROCHES INTRUSIVES SECONDAIRES	70
Gneiss granitiques et granites	70
Granite à albite	74
Granite à microcline	76
Pegmatites granitiques	76
Gneiss syénitiques verts à pyroxène; gneiss tachetés	77
Gabbros coronitiques	78
Péridotite	79
Autres roches ultrabasiqnes	82
Diabase	83
ROCHES POST-PRECAMBRIENNES	83
Roches sédimentaires de l'Ordovicien moyen	83
Roches éruptives du post-Ordovicien moyen	84
Variété à grain fin	86
Variété à grain moyen	86
Examen	89
GEOLOGIE GLACIAIRE	91
Glaciation du haut-plateau de Manicouagan	91
Glaciation de la région au nord du haut-plateau	92
TECTONIQUE	92
Plissements visibles dans le haut-plateau de Manicouagan ..	92
Plis et foliation des gneiss du faciès amphibolite	93
Failles et zones de cisaillement	94

	<u>Page</u>
Diaclases	95
Linéation	95
GEOLOGIE APPLIQUEE	95
Zones rouillées et chapeaux de fer	95
Cuivre, nickel	96
Fer, titanium	96
Formation de fer	96
Sable, gravier	97
Travaux d'exploration	97
BIBLIOGRAPHIE	98

TABLEAUX

<u>Tableau</u>	<u>Page</u>
1 - Composition modale des gneiss granulitiques à sillimanite .	11
2 - Composition modale des couches de quartzite	14
3 - Teneur en K ₂ O et Na ₂ O des gneiss à sillimanite	21
4 - Composition modale des gabbros granulitiques	25
5 - Composition modale des granites à hypersthène et des granites enderbitiques	30
6 - Teneur en Na ₂ O et K ₂ O des granites à hypersthène et des roches apparentées	31
7 - Composition modale du paragneiss à biotite (L-18-6)	39
8 - Composition modale du paragneiss à disthène et biotite	40
9 - Composition modale des gneiss à hornblende et andésine	46
10 - Composition modale des gneiss à hornblende et oligoclase ..	49
11 - Composition modale des roches granitiques	73
12 - Composition modale des gneiss syénitiques verts à pyroxène.	77
13 - Composition modale des péridotites grenatifères et dunites.	80
14 - Composition modale de la variété à grain moyen des roches éruptives post-ordoviciennes	88
15 - Analyses chimiques d'une variété à grain fin (K-13-1) et d'une autre à grain moyen (K-53-3) des roches éruptives post-ordoviciennes	88
16 - Composition normative des roches du tableau No 15	89

CARTE ET ILLUSTRATIONS

CARTE

No 1622 - Région de la rivière Hart-Jaune (en pochette)

FIGURES

1	- Assemblages minéralogiques des roches métamorphiques du faciès granulite à excès de silice du haut-plateau de Manicouagan	19
2	- Assemblages à pyroxène de la nature des cornéennes et à excès de silice	19
3	- Teneur en Na ₂ O figurée graphiquement par rapport à la teneur en K ₂ O de gneiss à sillimanite provenant du haut-plateau de Manicouagan (1-2) et d'autres parties du Québec (3-7)	22
4	- Teneur en Na ₂ O des granites à hypersthène, des granites enderbitiques et des gneiss à sillimanite figurée graphiquement par rapport à la teneur en K ₂ O	32
5	- Teneurs en albite, anorthite et feldspath potassique de huit échantillons granitiques	75

PLANCHES

I	A- Topographie du haut-plateau de Manicouagan à l'ouest du lac Joyel	5
	B- Topographie du haut-plateau de Manicouagan à l'ouest du lac Joyel	
II	A- Photographie aérienne des chutes de la rivière Hart-Jaune	7
	B- Roches métamorphiques litées du haut-plateau de Manicouagan	
III	A- Microphotographie d'un gneiss à sillimanite	13
	B- Microphotographie d'un gabbro granulitique	
IV	A- Enclaves dans un gabbro granulitique	27
	B- Microphotographie d'une roche passant du gabbro granulitique à une amphibolite	
V	A- Microphotographie d'une roche passant du gabbro granulitique à une amphibolite	41
	B- Microphotographie d'un paragneiss à biotite et plagioclase	
VI	A- Microphotographie d'un paragneiss à disthène et biotite	43
	B- Microphotographie d'un calcaire cristallin à diopside et phlogopite	

		<u>Page</u>
VII	A- Gneiss mixtes de type lit par lit B- Gneiss mixtes de la rive nord du lac Manicouagan	53
VIII	A- Litage du massif du lac Raudot à proximité de la bordure sud B- Microphotographie d'une anorthosite troctolitique	55
IX	A- Microphotographie d'un gabbro à olivine (troctolite) B- Microphotographie d'une roche à magnétite et olivine	59
X	A- Microphotographie d'une dunite B- Croissance d'une amphibole dans des fractures d'un plagioclase. Microphotographie	63
XI	A- Microphotographie d'une anorthosite gabbroïque altérée B- Microphotographie du gabbro anorthositique de Brien	65
XII	A- Gneiss à hornblende et plagioclase formé à partir d'un gabbro anorthositique altéré B- Microphotographie d'un gabbro coronitique	71
XIII	A- Conglomérat de base ordovicien B- Microphotographie du grès ordovicien	85
XIV	A- Microphotographie d'une roche éruptive post- ordovicienne à grain fin B- Microphotographie d'une roche éruptive post- ordovicienne à grain moyen	87

Géologie

de la

REGION DE LA RIVIERE HART-JAUNE

comté de Saguenay

par

L. Kish

INTRODUCTION

La rivière Hart-Jaune traverse toute notre région depuis son embouchure dans le lac Manicouagan jusqu'à sa source, le Petit lac Manicouagan, au nord-est. Cette région couvre les feuilles Rivière Hart-Jaune (22 N/9) et Lac Raudot-Ouest (22 O/12) de la Série Topographique Nationale et à peu près la feuille Petit lac Manicouagan-Ouest (22 O/13).

Nous avons dressé la carte géologique de cette région au cours des étés de 1961, 1962 et 1963. Les résultats de nos recherches de chaque saison ont été publiés en bref dans des rapports préliminaires (Kish, 1962; 1963; 1965). Nous avons examiné avec beaucoup d'attention des couches de magnétite dans le massif du lac Raudot et des sulfures présents dans des roches de la partie est de la région.

Situation de la région

La région se situe dans le comté de Saguenay sur la rive nord du Saint-Laurent, à environ 170 milles au nord de Baie-Comeau. Elle est limitée par les longitudes 67°45' et 68°30' et par les latitudes 51°30' et 51°45', à l'exception de la partie est qui se prolonge vers le nord jusqu'à la latitude de 51°53'. Sa superficie est d'environ 650 milles carrés; elle inclut les cantons de Brien, de Jauffret et des parties de Quertier, Berthelet, Godefroy, Conan, Hesry, Fagundez et Belle-Roche; elle comprend également des terrains non arpentés.

Moyens d'accès

Dans la partie ouest de la région, le lac Manicouagan et quelques nappes d'eau plus petites conviennent à l'amerrissage des hydravions. Il est possible de se rendre en canot du lac Manicouagan au barrage de Manic-5 au sud sur la rivière Manicouagan; une route va de cet endroit à Baie-Comeau au sud.

L'hydravion peut se poser sur quatre petits lacs des parties centrale et est de la région; on ne peut atteindre la plus grande partie du haut-plateau qu'en hélicoptère ou à pied.

La partie nord du tiers est de la région est d'accès facile à partir du Petit lac Manicouagan et d'une route carrossable reliant le lac Jeannine à une usine hydro-électrique sur la rivière Hart-Jaune, près de la limite ouest du canton de Fagundez. Le chemin de fer pour le transport du minerai de Gagnon à Port-Cartier traverse également cette partie septentrionale de la région.

Travail sur le terrain

Le fond topographique pour les deux tiers ouest de la région fut compilé à partir de photographies aériennes prises pour l'Hydro-Québec. Pour le tiers est, nous avons utilisé un agrandissement à deux pouces au mille des cartes topographiques du ministère des Mines et Relevés techniques d'Ottawa.

Nous avons fait dans les régions boisées au nord de la rivière Hart-Jaune des cheminements à la boussole et au pas à des intervalles d'un demi-mille. Sur le haut-plateau de Manicouagan au sud de la rivière, il nous fut possible de bien couvrir le terrain en localisant les affleurements sur les photographies aériennes.

Remerciements

Ce rapport est une version abrégée d'une thèse de doctorat préparée à l'université Laval sous la direction du Dr F.F. Osborne.

Nos assistants sur le terrain furent J.N. Schindler, J. Depatie et N.A. Butt en 1961, H.B. Redman, J. Guindon et M. Fecteau en 1962; J.P. Mill, F. Dallaserra et P.W. Ranson en 1963. Nous remercions toutes ces personnes pour leur aide précieuse.

Travaux antérieurs

Hammond (1945) effectua une étude générale de la région de Manicouagan-Mouchalagane et rapporta l'existence de gneiss sédimentaires fortement métamorphisés et de roches intrusives granitiques. Rose (1955) étudia la structure circulaire formée par les lacs Manicouagan et Mouchalagane et rapporta la présence de roches de "type Grenville" le long des rives de la rivière Manicouagan. Bérard (1962) fit également une étude des rives des lacs Manicouagan et Mouchalagane et des régions adjacentes.

DESCRIPTION DE LA REGION

Flore et faune

Le tiers ouest de la région et la partie nord des tiers central et est sont couverts de forêts. Il y a beaucoup d'épinettes noires et des zones isolées de bouleaux. Sur les terrains plats sablonneux et sur les basses collines de sable et de gravier, l'épinette est courte et se mélange au mélèze. On note des aulnes le long des petits cours d'eau.

Dans les parties méridionales des tiers central et est, le climat, la flore et la faune diffèrent de ceux des régions environnantes, et la végétation éparsée fait le pont entre les types subarctique et arctique. Des arbres croissent dans quelques vallées, mais les collines sont couvertes d'herbes et de grosses épinettes courtes.

L'orignal est le principal gibier des zones forestières; le caribou habite le haut-plateau. La truite abonde à proximité des rapides de la rivière Hart-Jaune et dans les petits lacs et étangs du haut-plateau. Il y a beaucoup de brochet dans le lac Manicouagan.

Climat

La précipitation est élevée et le climat est habituellement froid. Sur le haut-plateau, les lacs demeurent gelés jusqu'à la fin de juin et la neige niche dans certaines vallées jusqu'au milieu de l'été. Les vents de l'ouest sont forts et rendent difficile l'amerrissage sur les lacs qui s'orientent généralement nord-sud.

Le service de Protection du ministère des Terres et Forêts possède une tour pour garde-feu au nord du lac Boissinot durant les mois d'été. On peut communiquer par radio avec le gardien pour obtenir des renseignements au sujet de la température.

Topographie

Il y a deux topographies distinctes dans la région, la ligne de séparation étant une grande faille de direction approximative N60°E, depuis l'embouchure de la rivière Hart-Jaune jusqu'à la limite est de la région.

Deux tiers de la région se trouvent au sud de cette ligne et font partie d'un grand plateau, ou haut-plateau, disséqué par l'érosion et qui s'étend vers l'est depuis le lac Manicouagan jusqu'au delà des limites de notre région. Pour plus de commodité, nous l'appellerons "haut-plateau de Manicouagan".

Il se caractérise par des collines arrondies séparées par de profondes vallées linéaires. Son élévation générale est d'environ 3,000 pieds. Les plus importantes collines qui s'élèvent au-dessus du niveau général comprennent le mont Tom (3,494 pieds) au nord du lac Boissinot, le mont Loaf (3,623 pieds) à l'ouest de l'extrémité sud du lac Joyel et le mont Lucie (3,592 pieds) au sud-est du lac du même nom. Les planches I-A et B font voir la topographie du haut-plateau de Manicouagan, qui, à sa bordure ouest, s'abaisse abruptement jusqu'au lac Manicouagan dont l'élévation est de 645 pieds.

Au nord de la ligne de partage que nous venons de décrire, l'élévation du pays peut atteindre ici et là 2,000 pieds, mais elle se situe généralement à environ 1,500 pieds. La rivière Hart-Jaune débute avec le bras ouest du Petit lac Manicouagan dans l'angle nord-est de la région. La rivière s'écoule en direction ouest-sud-ouest et descend d'environ 1,000 pieds avant d'atteindre le lac Manicouagan. Aux chutes Hart-Jaune (Pl. II-A), une série de marches la font baisser de 120 pieds.

Les affleurements sont nombreux sur le haut-plateau de Manicouagan. Dans l'aire plus basse au nord, la plus grande partie de la roche en place est masquée par des débris glaciaires.

Hydrographie

Le tributaire principal de la Hart-Jaune est le ruisseau Beaupin qui draine une partie du haut-plateau. La direction des cours d'eau et des lacs du haut-plateau est grandement influencée par la structure de la roche en place.

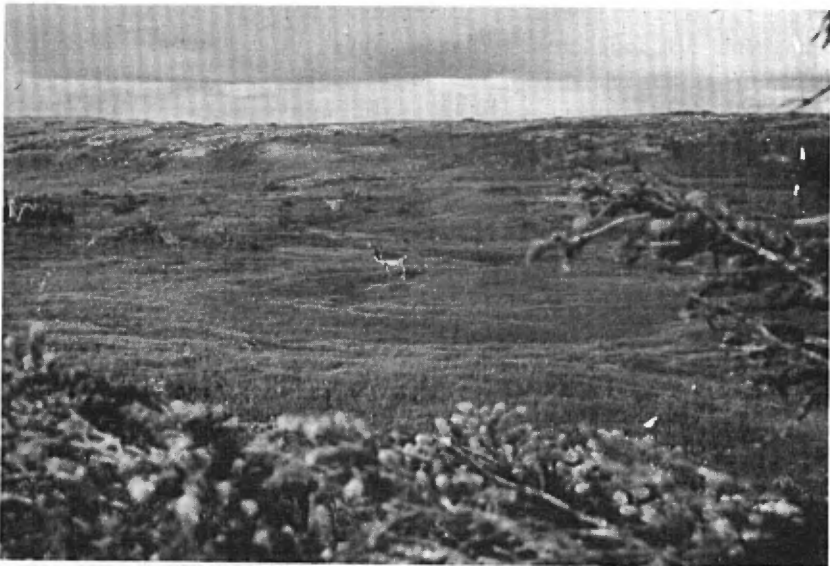
Les rivières Hart-Jaune et Racine-de-Bouleau captent les eaux de la partie nord de la région. La deuxième coule parallèlement à la limite ouest de la région à l'ouest de laquelle elle se jette dans le lac Manicouagan. La rivière Racine-de-Bouleau ainsi que les cours d'eau au nord de la Hart-Jaune s'écoulent en méandres; beaucoup sont bordés de terrasses de sable ou d'eskers. Les petits cours d'eau forment un réseau dendritique. Le lac Manicouagan se déverse dans la rivière du même nom qui s'écoule en direction du Saint-Laurent.

La construction d'une digue et d'un barrage entre le Petit lac Manicouagan et la rivière Hart-Jaune a haussé le niveau du lac, provoquant ainsi l'inondation d'une bonne étendue de terrain.

PLANCHE I



A- Topographie du haut-plateau de Manicouagan à l'ouest du lac Joyel.



B- Topographie du haut-plateau de Manicouagan à l'ouest du lac Joyel.

GEOLOGIE GENERALE

La région se situe dans la partie nord-est de la province de Grenville. Elle comprend des roches du Précambrien, de l'Ordovicien moyen et du post-Ordovicien moyen, les deux derniers groupes ne se trouvant que dans l'angle sud-ouest de la région, au sud et à l'ouest du lac Manicouagan.

Le Précambrien est représenté par des roches éruptives et par des roches métamorphiques des faciès granulite et amphibolite. La faille qui s'oriente vers le nord-est à partir de l'embouchure de la rivière Hart-Jaune divise la région topographiquement et lithologiquement. Le haut-plateau au sud de la faille est constitué de roches métamorphiques du faciès granulite et d'un complexe éruptif, alors que les principaux types de roches au nord de la faille sont des gneiss du faciès amphibolite et des roches intrusives granitiques.

Le complexe métamorphique du haut-plateau de Manicouagan comporte des roches sédimentaires et éruptives fortement métamorphisées. Les roches métasédimentaires, qui étaient de nature argileuse et siliceuse, sont maintenant des gneiss à sillimanite, du quartzite et des roches felsiques variées à pyroxène. Il est possible qu'un gneiss quartzique à pyroxène et andésine soit d'origine éruptive. Le gneiss quartzique à diopside et calcite et la pyroxénite métamorphique proviennent de roches sédimentaires calcaires. Certaines enclaves, qui ont subi un métamorphisme thermique, montrent des assemblages typiques des cornéennes à pyroxène tels que wollastonite-quartz-grenat et plagioclase-scapolite-quartz-grenat-diopside.

Les "gabbros granulitiques" sont des roches éruptives métamorphisées qui sont un assemblage minéralogique simple de diopside, d'hypersthène et de labrador. Ils se présentent en grands affleurements homogènes dans la demie ouest de la région, mais ils sont interlités avec les roches métasédimentaires dans la demie est. Un granite à hypersthène beige, leucocrate, fait également partie de la séquence litée de la partie est. Certaines variétés renfermant des feldspaths antiperthitiques possèdent la composition minérale d'une enderbite.

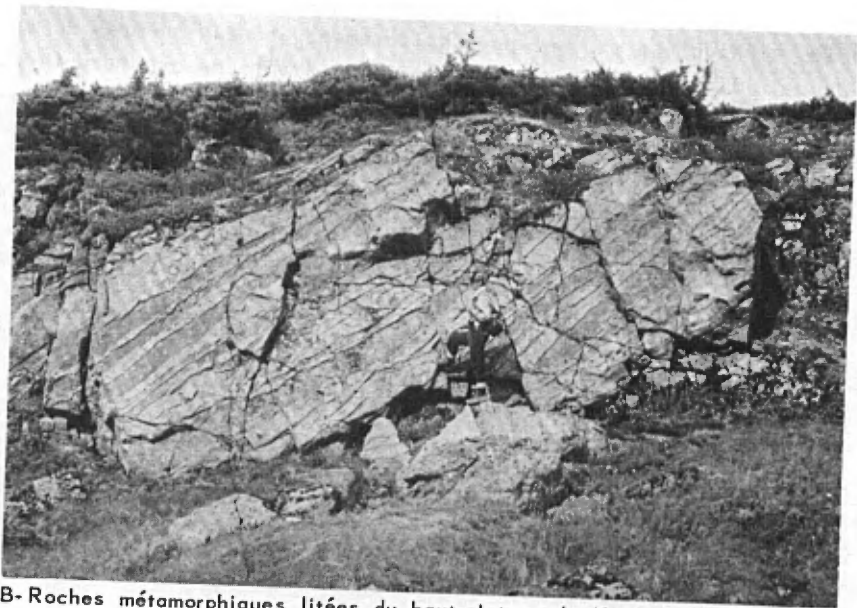
Les roches métamorphiques sont plissées de façon complexe et sont recoupées de gabbros anorthositiques grossiers et massifs. Dans une zone longeant la bordure nord du complexe, les formations sont cisailées et amphibolitisées.

Les roches métamorphiques du faciès amphibolite se présentent au nord de la faille Hart-Jaune. Elles comprennent des paragneiss à biotite, à disthène et biotite, et à hornblende et biotite; ces roches

PLANCHE II



A- Photographie aérienne des chutes
Hart-Jaune.



B- Roches métamorphiques litées du haut-plateau de Manicouagan.

montrent des lits de quartzite et de calcaire cristallin. Les orthogneiss sont surtout de type à hornblende et plagioclase; certains proviennent de roches éruptives basiques, d'autres sont d'origine douteuse. Les paragneiss à biotite et plagioclase de la partie nord-est de la région sont semblables aux roches qui reposent sous les formations ferrifères à quartz et hématite spéculaire du lac Jeannine. Un matériel granitique abondant a envahi les orthogneiss et les paragneiss pour former des gneiss mixtes qui abondent dans toute la région au nord de la faille Hart-Jaune.

Des roches intrusives de la famille de l'anorthosite-gabbro affleurent particulièrement entre les deux groupes de roches métamorphiques. La masse principale s'observe dans la partie est de la région, au sud de la faille Hart-Jaune; sa composition passe de l'anorthosite à des roches troctolitiques et enfin à la dunite. La bordure méridionale de cette masse est litée et renferme beaucoup d'olivine et de magnétite. La bordure septentrionale est métamorphisée et recoupée par un granite rose. Dans les parties centrales, les faciès grossiers sont faits de labrador calcique, le minéral mafique principal étant l'olivine.

Une masse plus petite anorthosito-gabbroïque se retrouve dans le centre du canton de Brien et au nord de la faille; elle est métamorphisée et partiellement transformée en gneiss à hornblende et plagioclase.

La lentille intrusive du lac Lucie, à proximité de l'angle sud-est de la région, est entourée par les roches métamorphiques du haut-plateau.

Des roches intrusives granitiques sont associées à des gneiss du faciès amphibolite et sont particulièrement abondantes près de la faille Hart-Jaune. Il y a au moins trois types différents de granites (y compris des pegmatites granitiques), et nous croyons qu'ils représentent des périodes différentes d'intrusion.

Parmi les roches intrusives de moindre importance, on note les gneiss syénitiques verts à pyroxène et les gneiss tachetés roses à grenat, des lentilles éparses de gabbros coronitiques et des dykes de roches ultrabasiques, un affleurement de péridotite grenatifère. Toutes ces roches intrusives se trouvent au nord de la faille Hart-Jaune. Des dykes de diabase recoupent la masse principale d'anorthosite-gabbro et les roches métamorphiques du haut-plateau de Manicouagan.

Les roches post-précambriennes comprennent de petites taches de roches sédimentaires de l'Ordovicien moyen sur les rives du lac Manicouagan et des roches volcaniques non métamorphisées postérieures à l'Ordovicien moyen au sud-ouest du lac.

TABLEAU DES FORMATIONS

PLEISTOCENE	Sable, gravier, blocs, till	
POST-ORDOVI-CIEN MOYEN	Roches volcaniques et roches satellites	Latite quartzique et une variété satellite à grain moyen
ORDOVICIEN MOYEN	Roches sédimentaires	Calcaires, certains étant fossilifères
P R E	Roches intrusives	Diabase
		Péridotite
		Gabbro coronitique
		Gneiss syénitiques verts et gneiss rose "tacheté" associé
		Pegmatite granitique
		Gneiss granitiques et granites
C A M	Roches métamorphiques du faciès granulite et roches intrusives associées	Anorthosite, anorthosite troctolite, gabbro anorthositique, troctolite, dunite, et variétés métamorphisées; roches filoniennes associées
		Gneiss mixtes
		Gneiss à hornblende et plagioclase
		Paragneiss à biotite, gneiss à disthène et biotite
		Paragneiss à hornblende et biotite
B R I E N	Roches métamorphiques du faciès granulite et roches intrusives associées	Calcaire cristallin, dolomié
		Quartzite
		Amphibolite "bordière"
		Pyroxénite
		Granite hypersthénique et roches enderbitiques associées
		Gabbros granulitiques
		Gneiss à sillimanite; quartzite
		Diverses roches felsiques à pyroxène
		Gneiss quartzique à pyroxène et andésine
		Gneiss quartzique à diopside et calcite
Pyroxénite métamorphique		
Roche scapolitique		
Roche calco-silicatée et roches cornéennes à pyroxène		

COMPLEXE METAMORPHIQUE DU HAUT-PLATEAU DE MANICOUAGAN

Les roches du haut-plateau de Manicouagan sont soit homogènes, soit litées; leur composition varie de celle de roches felsiques riches en silice et alumine à celle d'une pyroxénite. Elles sont formées d'un assemblage de minéraux anhydres et, en raison de l'absence de minéraux aplatis, la schistosité est généralement peu marquée, à l'exception des variétés à sillimanite et de celles à graphite. Il y a beaucoup d'interstratification de roches basiques et acides (Pl. II-B) dans la demie est du haut-plateau. L'épaisseur des lits est variable et l'on observe à travers la direction d'abrupts changements de composition. Les roches homogènes, fréquentes dans la demie ouest du haut-plateau, sont des roches éruptives basiques fortement métamorphisées, surtout des gabbros granulitiques. Sur la carte, les contours géologiques ont été fixés en raison de l'abondance relative de l'un ou de l'autre type de roche, et les affleurements qui sont donnés comme des gabbros granulitiques homogènes peuvent contenir quelques couches de roches siliceuses.

La classification sur le terrain des roches très finement grenues est différente parce que leur composition ne peut être établie qu'au microscope. C'est pourquoi ces roches furent indiquées sur la carte comme ne faisant qu'un seul groupe et elles ne furent subdivisées qu'après étude en laboratoire. D'où il ressort que leur classification est quelque peu artificielle.

PARAGNEISS

Gneiss à sillimanite

On observe beaucoup de couches renfermant de la sillimanite à l'est du lac Joyel et autour des lacs Mora et Lucie. La roche est gris pâle s'altérant en brun rouillé. La sillimanite et le graphite sont visibles dans certains échantillons et la roche est faiblement schisteuse lorsque ces minéraux sont orientés. Cependant, la plupart de ces roches sont à grain fin ou très fin et la schistosité n'est pas évidente. Le grenat se présente en grains irréguliers rosâtres.

Tableau No 1*

Composition modale des gneiss granulitiques

à sillimanite

	L-78-4	L-81-4	P-48-7	P-48-8
Feldspath potassique perthitique	8	9	33	5
Plagioclase	2	-	8	11
Quartz	47	62	48	56
Sillimanite	15	12	3	7
Grenat	24	11	6	16
Graphite	3	4	1	3
Rutile et minéraux opaques	1	2	1	2

* Chaque composition modale a été établie à l'aide du compteur de points; les pourcentages sont volumétriques.

Le tableau No 1 présente la composition modale de quatre échantillons et montre de grandes variations dans les proportions des différents minéraux. Le quartz forme habituellement environ la moitié de la roche, mais certains échantillons ont presque la composition d'un quartzite impur. Il existe aussi des variétés contenant beaucoup de sillimanite et seulement des traces de quartz.

On observe au microscope une texture grenue non uniforme. La plupart des grains sont de taille inférieure à 1 mm; le grenat et la sillimanite sont distribués irrégulièrement dans les lames minces. La planche III-A montre une texture remarquée fréquemment.

La sillimanite se présente généralement en prismes tronqués, mais on observe également dans certaines lames minces des gerbes d'aiguilles minuscules. La sillimanite prismatique est associée au grenat et la fibrolite, plus rare, se trouve avec des traces de biotite. En de rares occasions, la sillimanite constitue 50 p. 100 de la roche, les autres minéraux étant le grenat et le feldspath potassique.

Le quartz forme une mosaïque de grains jointifs avec les feldspaths. Le quartz renferme souvent de minuscules inclusions en forme d'aiguilles qui sont trop petites pour être identifiées par les méthodes optiques. Le quartz peut également se présenter en plages plus grandes ou lentilles et emprisonner de très petits grains de grenat.

Le feldspath potassique est toujours de nature microperthitique. Les lamelles perthitiques typiquement filiformes sont plus abondantes près du centre des grains. Certaines lamelles ne sont visibles au microscope que sous un fort grossissement. On note dans le feldspath potassique des inclusions aciculaires d'un minéral non identifié et, dans une lame mince, les aiguilles s'orientent suivant au moins deux directions.

Le plagioclase (andésine sodique) donne des grains maclés clairs. Les bordures de certains cristaux montrent une texture myrmécitique.

Le grenat est toujours xénomorphe et incolore dans les lames minces. Dans certains échantillons, il forme des lamelles aux contours irréguliers et renferme beaucoup d'inclusions. Il se présente également sous forme de minuscules granules répartis uniformément dans la roche ou en bordures autour des grains ou des agrégats de sillimanite. Le grenat, dans certaines lames minces, se concentre en couches de 4 à 6 mm d'épaisseur.

Le spinelle, trouvé dans quelques lames minces, apparaît sous forme de petits grains brillants, verts et entourés de sillimanite, de grenat ou des deux à la fois.

Le graphite est distribué uniformément dans les lames minces, mais on peut en observer des concentrations isolées dans les échantillons macroscopiques.

Le rutile, minéral accessoire habituel, est distinctement rougeâtre. Le zircon est rare. La magnétite et, exceptionnellement, la pyrite, sont les accessoires opaques. La biotite est rare et est mélangée à la sillimanite fibrolitique.

Quartzite

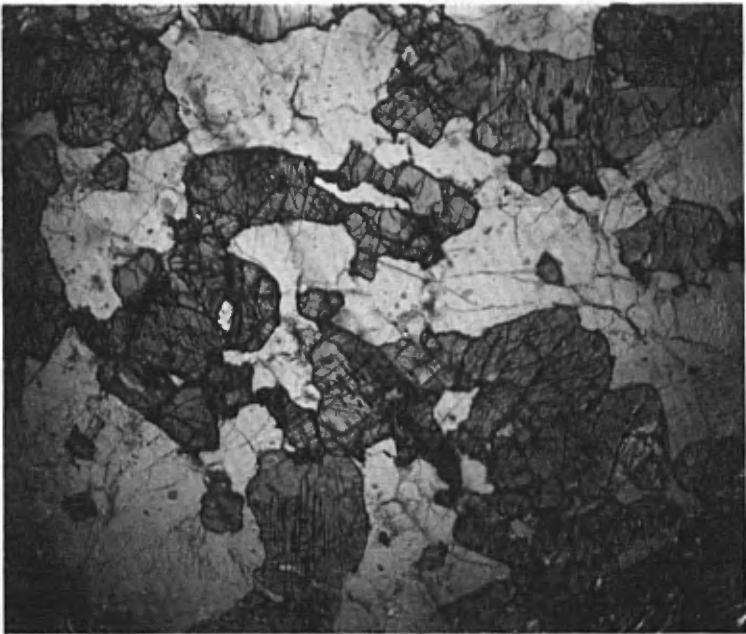
Certaines couches à des endroits situés au sud des lacs Joyel et Lucie sont des quartzites impurs variant de gris clair à blanchâtre sale. Elles sont parallèles et adjacentes aux gneiss granulitiques à sillimanite et aux roches felsiques à pyroxène. On peut observer, sur les surfaces fraîches, des grains jaunâtres de feldspath dans le quartz vitreux.

Le quartz a une extinction onduleuse et, dans quelques lames minces, renferme de minuscules inclusions aciculaires. Les contours des grains de quartz sont très irréguliers et leur taille est variable, mais la plupart des grains sont de diamètre inférieur à 0.5 mm.

PLANCHE III



A- Echantillon L-81-4. Photomicrographie (un nicol) d'un gneiss à sillimanite. Sillimanite (S), grenat (G), graphite (Gr), pethite (P), quartz (Q).



B- Gabbro granulitique. L-52-6. Microphotographie; un nicol.

Tableau No 2

Composition modale des couches de quartzite

	L-71-9/A	L-72-4	L-77-9
Quartz	78	76	58
Plagioclase	21	20	28
Grenat	-	2	13
Accessoires	1	2	1

Le plagioclase est faiblement séricitisé et, sous ce rapport, il diffère du plagioclase des autres roches du haut-plateau de Manicouagan. Cependant, il est encore possible de reconnaître les mâcles, bien que beaucoup de lamelles soient pliées.

Certains échantillons renferment du grenat. La teneur de ce minéral dans le quartzite adjacent aux gneiss à sillimanite est forte (échantillon L-77-9, tableau No 2). Des couches grenatifères rosées de 2 à 5 mm de largeur font paraître ces quartzites riches en grenats comme des roches foliées.

Les minéraux accessoires comprennent le graphite, la biotite, l'hypersthène et un produit d'altération aqueux vert pâle.

Roches felsiques variées à pyroxène

Ces roches, de composition variable, sont à grain variant de fin à très fin et d'un gris allant de moyen à foncé. Elles font partie de la séquence litée adjacente au quartzite et aux gneiss à sillimanite; elles s'observent également aux contacts des gabbros granulitiques et des roches métasédimentaires siliceuses.

Les roches felsiques à pyroxène sont fréquentes sous forme de couches bien définies au sud du lac Joyel et en de nombreux endroits dans la partie sud du tiers est de la région. Les différences significatives de composition ne devinrent apparentes qu'après étude des lames minces.

Des roches siliceuses à hypersthène abondent dans l'angle sud-est de la région et au sud du lac Joyel. Les minéraux suivants s'observent dans les lames minces: quartz, plagioclase, feldspath potassique, hypersthène, graphite et, en quantités accessoires, biotite et sphène.

La texture est microgranoblastique et le diamètre des grains est généralement inférieur à 0.4 mm. L'hypersthène incolore et le graphite en paillettes sont distribués uniformément dans un agrégat à grain fin de quartz et de feldspaths. Le quartz renferme de minuscules inclusions aciculaires. L'angle axial du feldspath potassique micropertthitique, renfermant aussi des inclusions, va de modéré à faible. Le plagioclase est une andésine maclée claire. La biotite (jusqu'à 2 p. 100) est associée au graphite ou est voisine du pyroxène xénomorphe. Le sphène est un minéral accessoire commun brun vin et pléochroïque. La magnétite se présente également comme accessoire.

Une roche à perthite et pyroxène et renfermant du graphite affleure à l'est du lac Joyel et le long de la limite est du tiers central de la région. Voici la composition modale d'une lame mince:

Feldspath potassique	68%	Graphite	7%
Pyroxène	24%	Sphène et quartz	1%

Le graphite est disséminé uniformément dans la lame mince, mais on note des concentrations locales dans les échantillons macroscopiques. Le feldspath potassique perthitique renferme de très minces lamelles filiformes et de minuscules inclusions aciculaires. Le pyroxène est du diopside incolore et a un angle axial positif modérément grand. Le sphène accessoire est fortement pléochroïque.

Des roches felsiques en lits minces renfermant du pyroxène comme principal minéral mafique se présentent près des contacts et des zones déformées. Les lits minces s'observent facilement quand la roche est teintée pour l'identification des feldspaths potassiques, mais ils sont peu visibles à l'oeil nu. Dans une lame mince provenant de l'angle sud-est de la région, les lits minces alternent de la façon suivante: 1) du plagioclase mélangé à de la biotite xénomorphe de 0.1 à 0.2 mm de diamètre; 2) du plagioclase mélangé à une poussière opaque; 3) un agrégat de feldspath potassique, de pyroxène et d'un minéral opaque; et 4) un mélange de feldspath potassique et de quartz.

Une lame mince d'un échantillon lité gris prélevé près de la limite est du tiers central de la région se compose: 1) de pyroxène, de plagioclase et de grenat massifs, 2) de pyroxène, de plagioclase, de grenat et de quartz ayant subi une déformation cataclastique, 3) de pyroxène et de plagioclase non déformés et 4) d'une couche riche en quartz. Dans les zones déformées, le plagioclase (andésine calcique) est en partie scapolitisé. Le quartz renferme des traînées de bulles presque submicroscopiques et de minuscules inclusions aciculaires.

Gneiss quartzique
à pyroxène et andésine

Ce membre de la séquence litée ressemble au gabbro granulitique, mais il en diffère par la présence de quartz, la composition andésinique du plagioclase, la taille plus fine des grains et sa couleur plus claire. La roche est faiblement foliée, couleur gris moyen; la taille maximum de ses grains est de 1 mm.

Les minéraux qui la composent sont l'andésine, le quartz, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et un minéral accessoire opaque. Le feldspath potassique se trouve en taches antiperthitiques dans le plagioclase maclé. Les pyroxènes sont colorés et semblables à ceux du gabbro granulitique. Nous avons noté du grenat dans une variété du gneiss.

Gneiss quartzique
à diopside et calcite

Des roches à diopside et calcite finement grenues (0.3 mm en moyenne) s'observent dans la séquence litée au sud-est du lac Mora et autour du lac Boissinot. Les minéraux observés en lames minces sont le quartz, un plagioclase, le diopside et la calcite.

Le quartz a une extinction onduleuse et n'a pas d'inclusions aciculaires. Le diopside est incolore, a un angle axial positif modérément grand et des clivages bien développés. Les grains de calcite se présentent dans les interstices entre les autres minéraux et généralement en contact avec le diopside. Le plagioclase est de l'andésine maclée claire. La biotite et la pyrrhotine sont les minéraux accessoires dans certaines lames minces; nous avons noté du grenat dans une lame.

Pyroxénite métamorphique

Au nord du lac Joyel, une pyroxénite métamorphique affleure près de la limite est du tiers central de la région, de façon discontinue sur une distance d'environ deux milles en direction.

Dans la partie nord de la zone d'affleurement, la pyroxénite est interstratifiée avec les gabbros granulitiques. Près de l'extrémité sud, on observe une zone de contact de la pyroxénite avec le gneiss quartzique à pyroxène et andésine. A environ 15 pieds au nord-ouest du gneiss, un échantillon foncé renferme de 25 à 30 p. 100 de labrador sodique, le reste de la roche étant formé de pyroxène; le plagioclase constitue des traînées orientées, parallèles et discontinues qui donnent des contacts imprécis avec le pyroxène foncé. Le plagioclase, à 20 pieds plus loin, est beaucoup moins abondant et sa calcicité est plus élevée. Un échantillon prélevé près de l'extrémité nord-ouest de la zone d'affleurement renferme environ 10 p. 100 de scapolite et 5 p. 100 de plagioclase

(An₈₀) en plus des pyroxènes; un autre échantillon est une pyroxénite renfermant des traces de bytownite calcique; certains échantillons contiennent du clinopyroxène, beaucoup de grenats et des reliques de cristaux de calcite. Le diopside est partiellement amphibolitisé. Les minéraux accessoires sont la magnétite et le spinelle.

La pyroxénite moyenne, loin du contact, est équigranulaire et de couleur foncée; elle renferme de rares couches feldspathiques. Les minéraux sont le diopside, l'hypersthène en moindre quantité et de faibles quantités de magnétite, spinelle et grenat rougeâtre. Les minéraux secondaires sont un peu d'amphibole sur les grains de pyroxène et de matériel d'altération verdâtre non identifié.

Le diopside est vert pâle, positif; son 2V est de 50° à 60°. L'hypersthène rosâtre a un grand angle axial négatif. Les propriétés physiques du grenat sont les suivantes:

Densité: 3.80

Indice de réfraction: 1.756

Dimension de la maille élémentaire: 11.54 Å

Composition approximative: Pyr₃₄Alm₅₂Gro₁₄

Roche à scapolite

A la limite est du canton de Jauffret, entre les bornes milliaires XI et XII, on observe une couche de roche à scapolite de couleur pâle parmi les roches litées. Cette couche est déformée et forme des boudins de forme ovale dont l'épaisseur maximum est de 10 pieds.

La roche est généralement d'un vert crémeux pâle. On voit dans toute la roche des cristaux de scapolite bien clivés mesurant jusqu'à 8 mm de longueur et du quartz vitreux et, près du contact, des cristaux de sphène de deux pouces de longueur maximum. On observe de plus, dans les lames minces, du diopside, une amphibole claire et de la magnétite. L'indice de réfraction de la scapolite dénote la prédominance de marialite.

Roche calco-silicatée

En direction, mais à deux milles à l'est de la roche à scapolite et à proximité de la bordure nord du complexe métamorphique, une roche massive saccharoïde ressemble à un skarn. Un échantillon renferme environ 50 p. 100 de calcite. Les autres minéraux habituels sont le quartz, le diopside et un grenat (grossulaire probablement). Nous avons noté des traces d'un plagioclase très calcique et de sphène accessoire. Le diopside est maclé et montre une extinction onduleuse.

Les roches éruptives métamorphiques de l'angle sud-est de la région renferment des enclaves dont un certain nombre sont bien préservées. Elles sont à grain très fin et l'on ne peut établir leur composition qu'au microscope. Leur taille varie de 10 à 25 cm; on les retrouve sur une surface d'environ quatre verges carrées.

Une enclave beige pâle est entourée d'une bordure de réaction foncée, poreuse et de 10 mm d'épaisseur. Les minéraux présents déterminés au microscope sont la wollastonite, le quartz, le grenat et le sphène accessoire. La wollastonite et le grenat (grossulaire?) forment un mélange avec quartz interstitiel. Un peu de poussière opaque est mélangée au grenat dans la bordure poreuse de l'enclave. Des analyses chimiques montrent que la teneur en alcalis de l'enclave est extrêmement faible: $\text{Na}_2\text{O} = 0.02$ p. 100 et $\text{K}_2\text{O} = 0.03$ p. 100.

Une autre enclave est d'aspect chertoux gris pâle. Les minéraux observés en lames minces sont la scapolite, un plagioclase, le quartz, le diopside et le grenat. Le diopside se présente en points xénomorphes dans une mosaïque de minéraux à faible relief. Le grenat apparaît sous forme de bordures incomplètes entre le quartz d'une part et le plagioclase et la scapolite d'autre part. Le plagioclase est le labrador maclé clair.

Examen

Nous suivons dans ce rapport la classification des faciès des roches métamorphiques donnée par Fyfe et autres (1958). Ces auteurs définissent le faciès granulite comme "l'association de roches de métamorphisme régional caractérisée par la paire sillimanite et grenat à la place des micas et de celle du diopside et de l'hypersthène à la place des amphiboles." Les paragneiss à sillimanite et les paragneiss à grenat sont des roches fréquemment rencontrées dans la province de Grenville, mais ils sont habituellement associés à des amphibolites et renferment régulièrement de la biotite; ainsi, la plupart de ces roches ont été métamorphisées jusqu'à la partie supérieure du faciès amphibolite (subfaciès sillimanite-grenat). Cependant, les associations de minéraux anhydres des roches métasédimentaires du haut-plateau de Manicouagan indiquent clairement qu'elles appartiennent au faciès granulite.

L'intensité du métamorphisme et des déformations complexes ont oblitéré les caractères primaires éruptifs ou sédimentaires, et il est impossible de retracer l'origine de certaines roches à partir de leur composition actuelle. Notre tentative de représenter les associations minérales sur des diagrammes de composition triangulaires n'a qu'un succès partiel, en raison de la composition particulière de certaines roches. Cependant, pour des fins de classification, les diagrammes

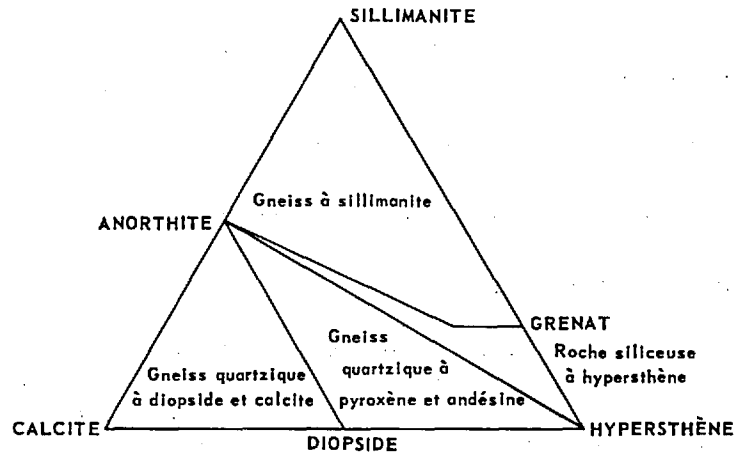


Figure 1

ASSEMBLAGE MINÉRALOGIQUE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES DU FACIÈS GRANULITE À EXCÈS DE SILICE DU HAUT-PLATEAU DE MANICOUAGAN

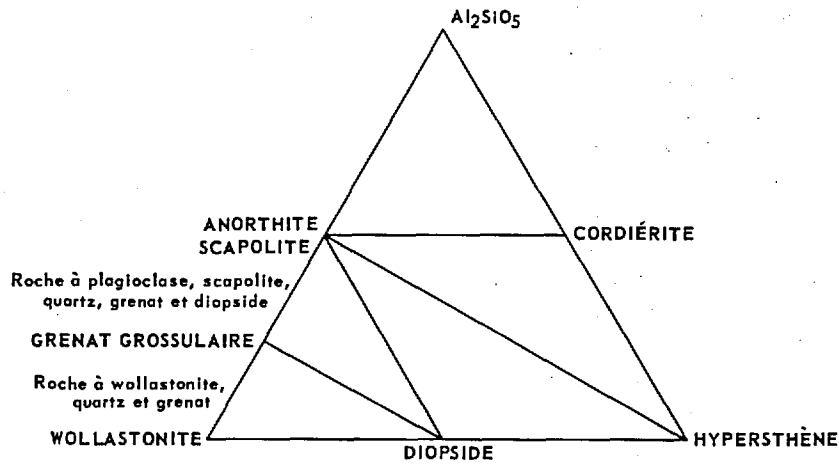


Figure 2

ASSEMBLAGE DES CORNÉENNES À PYROXÈNE À EXCÈS DE SILICE

de type AFC qui apparaissent dans les figures 1 et 2 sont utiles. Ils indiquent, d'après leur composition minéralogique actuelle, que les roches que nous venons de décrire appartiennent à trois groupes:

- 1) Des roches qui s'approchent des associations minéralogiques "idéales" des roches de métamorphisme régional du faciès granulite;
- 2) Des roches à assemblages de cornéennes à pyroxène;
- 3) Des roches qui n'appartiennent pas aux deux groupes précédents.

Origine des roches du groupe No 1

Gneiss à sillimanite. La présence de grenat et de graphite et l'abondance de quartz font penser que les roches à sillimanite dérivent de roches sédimentaires alumineuses. L'interlitage régulier des roches à sillimanite avec des quartzites supporte cette hypothèse.

Nous pouvons également conclure que la sillimanite des gneiss du haut-plateau de Manicouagan est un minéral métamorphique, non métasomatique. La composition actuelle des gneiss, comme nous le prouvons ci-après, élimine la possibilité d'une métasomatose intense.

Le tableau No 3 donne les teneurs en K_2O et Na_2O de deux échantillons du haut-plateau de Manicouagan et de cinq échantillons en provenance du Sud du Québec. Ce tableau donne également pour des fins de comparaison les teneurs en sodium et potassium du schiste argileux gréseux, du schiste argileux et de la grauwacke moyens. La figure 3, qui illustre par un diagramme les données du tableau No 3, montre que la teneur totale en alcalis des roches à sillimanite du Manicouagan est généralement faible et qu'il y a plus de potassium que de sodium. Le contenu en Na_2O des échantillons du Grenville du Sud du Québec est semblable à celui des échantillons de Manicouagan. Le K_2O de deux échantillons du comté de Papineau est relativement élevé et ne se compare pas à celui des roches à sillimanite de notre région. La figure No 3 montre également que la composition des échantillons de Manicouagan est semblable à celle du schiste argileux gréseux moyen. La grauwacke moyenne diffère grandement des échantillons mentionnés par la prédominance de Na_2O sur K_2O .

La teneur en alcalis des gneiss à sillimanite du haut-plateau de Manicouagan est plus faible que celle de toute roche granitique de la région et il n'y a pas de raison de croire que l'ensemble des gneiss ait été affecté de façon importante par des changements métasomatiques.

Inutile de considérer l'origine du quartzite séparément de celle des gneiss à sillimanite car sa composition et son litage ne laissent aucun doute sur cette origine.

Tableau No 3

Teneur en K₂O et Na₂O des gneiss à sillimanite

No	Na ₂ O	K ₂ O	Source
1	0.40	1.70	Haut-plateau de Manicouagan
2	0.62	1.50	Haut-plateau de Manicouagan
3	0.42	1.32	Osborne, 1936; Shawinigan
4	0.79	2.50	Wilson, 1925; comté de Joliette
5	0.60	5.72	Wilson, 1925; comté de Papineau
6	0.42	0.95	Wilson, 1925; comté de Montcalm
7	0.73	4.57	Wilson, 1925; comté de Papineau
8	1.00	2.60	Schiste argileux gréseux (Pettijohn, 1949, p. 271 - une partie de grès moyen et deux parties de schiste argileux moyen)
9	1.30	3.24	Schiste argileux moyen d'après Clarke (De Engel et Engel, 1953; p. 1085)
10	3.40	2.00	Moyenne de 11 grauwackes (Pettijohn, 1949, p. 250)

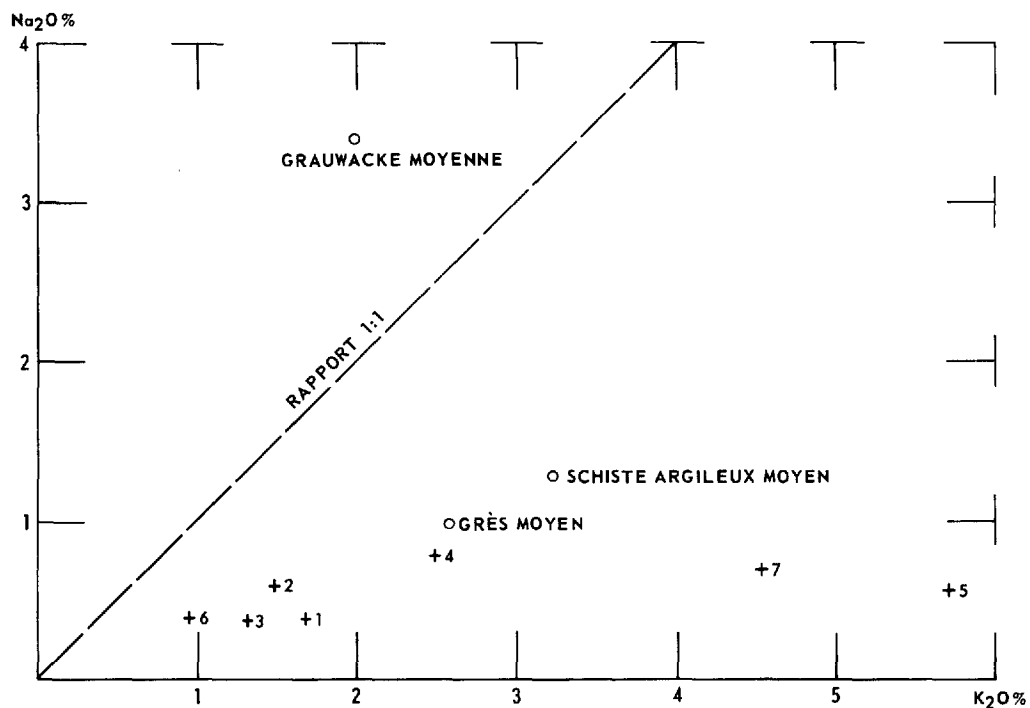


Figure 3

TENEUR EN Na₂O FIGURÉE GRAPHIQUEMENT PAR RAPPORT A LA TENEUR EN K₂O
DE GNEISS A SILLIMANITE PROVENANT DU HAUT-PLATEAU DE MANICOUAGAN (1-2)
ET D'AUTRES PARTIES DU QUÉBEC (3-7)

(Données provenant du tableau No 3)

Chaque croix représente un échantillon analysé

Roches siliceuses à hypersthène. L'association minéralogique de ce type de roche est semblable à celle des roches à sillimanite, sauf que l'hypersthène y apparaît à la place de la sillimanite. L'abondance de quartz, la présence de graphite et l'association avec des quartzites dénotent une origine sédimentaire. L'absence virtuelle de biotite et la présence de feldspath perthitique désignent la même température élevée qui a généralement affecté les roches du haut-plateau de Manicouagan. Dans la plupart des roches à sillimanite, les angles axiaux des feldspaths potassiques perthitiques sont petits (inférieurs à 40°).

Gneiss quartzique à pyroxène et andésine. Ce type de roche possède un assemblage minéralogique basique, mais il diffère des gabbros granulitiques en ce que la calcicité du plagioclase est faiblement inférieure et en ce que le quartz et le feldspath potassique sont présents. Il est probable que cette roche pyroxénique représente la zone de bordure ou de contact des gabbros.

Gneiss quartzique à diopside et calcite; pyroxénite métamorphique. L'assemblage minéralogique du gneiss est clairement celui d'un sédiment calcaire et gréseux fortement métamorphique. La silicification incomplète du carbonate est "caractéristique du faciès granulite et dénote une pression partielle de bioxyde de carbone modérément élevée", (Fyfe et autres, 1958, p. 159). Nous croyons que la pyroxénite métamorphique est entièrement d'origine calcaire. Bien qu'elle soit classée avec les roches du groupe No 1, la pyroxénite n'apparaît pas sur la figure 1 en raison du manque de silice libre. La pyroxénite métamorphique n'est pas de composition homogène. L'augmentation de la calcicité du plagioclase et la présence de calcite lorsqu'on s'éloigne du contact semblent démontrer la venue limitée de constituants en provenance de la couche adjacente. Ce fait est également illustré par le grenat qui ne se trouve en grande quantité que dans les faciès marginaux de la pyroxénite métamorphique. Le grenat est de type pyrope-almandin, ce qui dénote un métamorphisme régional à des profondeurs considérables. A bien remarquer que nous n'avons pas trouvé de calcaire ou dolomie cristallins sur le haut-plateau de Manicouagan.

Origine des roches du groupe No 2

Les assemblages minéralogiques des roches de ce groupe sont ceux de cornéennes à pyroxène (cf. fig. 2). La roche à wollastonite-quartz-grenat et celle à plagioclase-scapolite-quartz-grenat-diopside sont toutes deux des enclaves dans des roches éruptives basiques métamorphiques. Bien qu'en petites quantités, leur présence apporte beaucoup de lumière sur l'origine des roches éruptives dans lesquelles elles se trouvent (cf. étude du gabbro granulitique). La composition de ces deux roches dénote qu'elles sont d'origine calcaire. L'influence du métamorphisme thermal (de contact) se manifeste par les bordures de réaction qui entourent les enclaves et par l'association minéralogique typique des cornéennes à pyroxène.

Roches du groupe No 3

Il est impossible d'attribuer certaines roches du haut-plateau de Manicouagan à l'un ou l'autre des deux groupes précédents car elles semblent avoir subi une métasomatose et leur origine est douteuse. Les roches felsiques en lits minces sont, en plusieurs endroits, cisailées et renferment d'étroites zones de quartz et feldspath potassique secondaires. L'épaisseur des lits alternants est de l'ordre du millimètre et il est impossible d'évaluer la composition originelle de la roche.

Une roche graphitique à pyroxène et perthite contient 68 p. 100 de feldspath potassique. Bien que le graphite fasse croire à une origine sédimentaire, cette roche est différente des autres roches d'origine sédimentaire de la région. La roche en question étant dépourvue de quartz, on peut mettre en doute l'introduction de potassium par métasomatose, puisque la venue de potassium aurait dû être accompagnée de quartz.

Nous avons trouvé une roche à scapolite en un endroit. L'origine de cette roche nous est suggérée indirectement par sa relation avec la pyroxénite métamorphique et avec la roche calco-silicatée, les deux se trouvant en direction de la roche scapolitique. Cette relation indique peut-être que la roche provient d'un lit calcaire, mais le contenu relativement élevé de marialite dans la scapolite fait penser à l'introduction de sodium.

Gabbro granulitique

Le gabbro granulitique, le type de roche le plus fréquent du complexe métamorphique de Manicouagan, est une roche à grain moyen, gris foncé et composée principalement de plagioclase et de pyroxènes. Nous croyons qu'il s'agit d'une roche éruptive basique métamorphique.

Le gabbro granulitique forme de grands affleurements homogènes dans les deux tiers ouest de la région. Autour du lac Joyel et sur de grandes étendues du tiers est, le gabbro est interlité avec les paragneiss que nous venons de décrire.

On trouve des gneiss ocellés et des roches mylonitiques dans certaines zones cataclastiques. Nous décrirons à part ces roches fortement déformées.

Il est facile d'identifier le pyroxène et le plagioclase dans les échantillons macroscopiques. Le plagioclase est blanc, gris pâle ou beige pâle et donne une texture "poivre et sel" à grains uniformes avec le pyroxène noir. On observe sur certaines surfaces

polies par les glaciers et récemment dénudées un faible litage dû à des variations de tons de gris. Les échantillons du tiers est, où les roches litées abondent, sont généralement à grain plus fin et quelque peu plus foncés que le gabbro granulitique des grands affleurements homogènes à l'ouest.

Le tableau No 4 donne la composition modale de trois échantillons représentatifs. En lames minces, les minéraux forment une texture xénoblastique à grains uniformes (Pl. III-B). Les grains xénomorphes sont frais ou seulement légèrement altérés. Le fait que la roche a été déformée est rendu bien manifeste par la présence de lamelles ployées dans le plagioclase maclé.

Le plagioclase est du labrador. La moyenne de 10 identifications est de An₅₂. La composition de la plupart des échantillons se situe entre An₅₀ et An₅₄, les écarts étant An₄₅ et An₆₀. Le plagioclase est clair, bien maclé et toujours xénomorphe.

Pyroxènes. On note d'ordinaire dans ces roches deux pyroxènes (orthopyroxène et diopside). Les grains xénomorphes sont frais et schillérisés. On observe d'étroites bordures d'altération verdâtre autour des grains de pyroxène dans les lames minces des roches du tiers ouest de la région. On note de plus une altération brun doré dans les fissures irrégulières de quelques grains. L'orthopyroxène est un hypersthène pléochroïque dont la formule d'absorption est la suivante: X = brun-violet, Y = violet clair, Z = vert clair. L'angle axial négatif est habituellement de 65° à 75°, mais dans certains échantillons il est de près de 90°. Le diopside est faiblement pléochroïque dans les tons de vert pâle. Son angle axial positif est de 50 à 70°.

Tableau No 4

Composition modale des gabbros granulitiques

	K-4-3	K-4-6	L-52-6
Plagioclase	46	38	41
Hypersthène	28	17	20
Diopside	17	16	35
Grenat	-	11	-
Minéraux opaques	4	15	2
Minéraux d'altération	5	3	2

Le grenat est visible ici et là et beaucoup d'échantillons grenatifères sont déformés. Le grenat est présent soit sous forme de porphyroblastes, soit sous forme d'étroites bordures autour d'un minéral opaque. Nous l'avons aussi observé sous l'aspect de symplectite confuse avec un certain minéral anisotrope non déterminé.

Dans certains gabbros granulitiques déformés, le grenat remplace le plagioclase et l'hypersthène. Le plagioclase dans un échantillon renfermant 26 p. 100 de grenat est recristallisé en une masse à grain fin et les reliques de grains ne laissent presque pas voir de macles. Un autre échantillon est constitué de 4 p. 100 de plagioclase, 12 p. 100 de diopside, 10 p. 100 de minéraux opaques et de produits hydratés d'altération et 74 p. 100 de grenat. Cette roche à grenat et diopside est entourée de gabbro granulitique folié qui renferme des porphyroblastes épars de grenat. Les propriétés du grenat sont les suivantes:

Indice de réfraction: 1.765

Maille élémentaire: 11.53 Å

Densité: incertaine en raison de la présence d'inclusions

Composition approximative: $\text{Pyr}_{42}\text{Alm}_{47}\text{Gro}_{11}$

Hornblende et biotite. On observe par endroits une étroite bordure amphibolitique. On peut voir dans quelques lames minces de minuscules grains de hornblende au contact des grains de pyroxène. En un endroit (limite est du tiers médian de la région), nous avons noté de la hornblende et de la biotite à la place des pyroxènes. Le plagioclase (An_{53}) de cette roche rare est granulé et recristallisé. La biotite est rouge brun et la hornblende est fortement colorée en brun verdâtre. La roche contient du grenat.

Minéraux opaques. La magnétite est le minéral opaque habituel, formant 15 p. 100 de la roche, ce qui est une teneur exceptionnellement élevée.

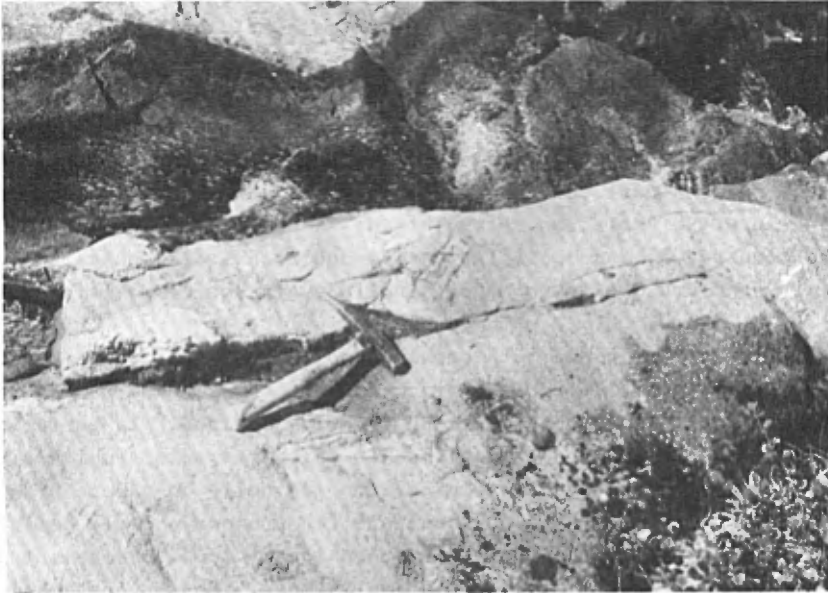
Scapolite. Ce minéral ne se trouve que rarement et qu'en traces; sa texture rappelle une altération locale du plagioclase.

Nous avons noté des enclaves (Pl. IV-A) dans le gabbro granulitique du tiers est de la région. De formes et de tailles variables, elles se distinguent facilement sur les roches fraîchement découpées.

Examen

La nature métamorphique du gabbro granulitique est clairement démontrée non seulement par sa texture poivre et sel, mais aussi par les propriétés des minéraux. La forme en lattes du plagioclase, qui est une caractéristique générale des gabbros anorthositiques

PLANCHE IV



A- P-77.3. Enclaves dans un gabbro granulitique à l'est du lac Mora.



B- L-9-2. Microphotographie (nicols croisés) d'une roche passant du gabbro granulitique à l'amphibolite. Notez la granulation marginale du plagioclase (Pl.)

de la région, n'apparaît pas dans les gabbros granulitiques. Le plagioclase n'est pas zoné. Les pyroxènes ne possèdent pas de lamelles d'exsolution. Un grenat de type almandin abonde par endroits. Les roches à sillimanite et les roches associées à hypersthène dénotent également un métamorphisme de haute température.

L'introduction de quartz et d'un peu de feldspath potassique dans le gabbro granulitique est limitée à une étroite zone cataclastique, mais à part ces changements isolés, seule varie la proportion des minéraux. La variation restreinte de la composition du gabbro granulitique comparée à la composition variée des roches siliceuses associées nous fait conclure que la roche originelle avait une composition uniforme.

Une roche métamorphique de composition gabbro-noritique peut se former par métamorphisme d'un sédiment calcaire ou par la recristallisation métamorphique d'une roche éruptive basique. La variation de composition des minéraux dans les couches calcaires métamorphisées d'une certaine étendue est nettement plus grande que celle du gabbro granulitique. Nous avons déjà noté une augmentation prononcée de la basicité du plagioclase dans la pyroxénite métamorphique. Aucun changement de cette nature n'affecte les gabbros granulitiques. Nous avons aussi montré que durant le métamorphisme des roches sédimentaires siliceuses, les pressions étaient élevées et ont empêché la décomposition thermique complète du carbonate. Aucun carbonate primaire ne se trouve dans le gabbro granulitique. Les remarques qui précèdent et la présence des enclaves dénotent que le gabbro granulitique est une roche éruptive basique recristallisée.

Il nous faut considérer également la relation des autres roches éruptives par rapport au gabbro granulitique. Un granite à hypersthène, qui se trouvait déjà dans la séquence litée au moment de la principale période de déformation, recoupe le gabbro granulitique. Les roches anorthositiques de la lentille du lac Lucie sont également plus tardives que le gabbro granulitique. Ces relations indiquent que la roche parentale du gabbro granulitique fut la roche éruptive la plus ancienne de la région.

Les enclaves sont importantes pour l'étude de la genèse du gabbro granulitique. Les minéraux typiques des cornéennes, la wollastonite en particulier, font penser à un métamorphisme thermal sous des conditions de pression qui permirent au CO_2 de s'échapper. "Le développement de la wollastonite à la place de la calcite et du quartz signifie une combinaison d'une température élevée et d'une faible pression partielle du bioxyde de carbone", (Fyfe et autres, 1958). Les étroites bordures de réaction entourant les enclaves font croire à un refroidissement rapide du magma.

La synthèse des propos qui précèdent serait que le magma, qui a donné naissance à la roche parentale du gabbro granulitique, a envahi des roches sédimentaires sous forme d'amas intrusifs peu profonds. Il est même possible qu'une partie du gabbro granulitique soit de la lave recristallisée. Cette hypothèse explique la composition uniforme du gabbro comme sa relation avec les roches métasédimentaires et éruptives de la région.

Granite à hypersthène et
roches leucocrates apparentées

Le granite à hypersthène est un type de roche fréquent dans la partie sud-est du complexe métamorphique. C'est une roche quartzofeldspathique allant de massive à gneissique, beige ou brunâtre, qui renferme de l'hypersthène comme minéral mafique caractéristique.

Le granite se présente généralement en couches de 10 cm à 50 pieds d'épaisseur, concordantes avec les roches acides à sillimanite et celles à pyroxène, comme avec le gabbro granulitique. Cependant, en plusieurs endroits, le granite recoupe le gabbro granulitique sous forme de filons et de filonnets irréguliers. Les contacts entre le granite et les couches adjacentes sont nets. Nous avons observé dans le granite à hypersthène, à proximité de la rive sud du lac Lucie, des faciès plus foncés ressemblant à des enclaves qui représentent peut-être des fragments des formations adjacentes.

En échantillons macroscopiques, on ne voit facilement que le quartz et le feldspath. Ce dernier minéral est beige, brun clair ou, par endroits, verdâtre. Le quartz se présente en grains vitreux foncés dans la roche massive et en petites lentilles dans la variété gneissique.

On observe, en lames minces, une mosaïque de grains xénomorphes entremêlés. La taille des grains varie de 0.1 à 3 mm. Comme le montre le tableau No 5, un fort pourcentage de feldspath potassique et de quartz et une faible teneur en minéraux mafiques caractérisent les granites à hypersthène. Deux types de roches en faibles quantités diffèrent des roches que nous venons de décrire. L'un diffère du granite à hypersthène moyen par l'absence de pyroxène et de plagioclase; il serait plus juste d'appeler cette variété roche à quartz et perthite. L'autre type se distingue par la présence d'antiperthite à la place du feldspath potassique et du plagioclase maclé. Ces variations de composition ne s'observent que dans les lames minces.

Le quartz se présente soit en petits granules soit en petites lentilles orientées. Sous un fort grossissement, on peut voir des inclusions aciculaires.

Tableau No 5

Composition modale des granites à hypersthène
et des granites enderbitiques

	P-50-8/A	M-49-28	P-55-6	M-73-8/A	R-54-8	Enderbite Tilley, 1936
Quartz	46	45	35	42	45	42.5
Perthite	38	38	48	56	-	-
Plagioclase maclé	9	12	12	-	-	-
Antiperthite	-	-	-	-	51	53
Hypersthène	5.5	3.5	4	-	3	3
Diopside	-		-	-	-	-
Minéraux accessoires	1.5	1.5	1	2	1	1

Le feldspath potassique est perthitique et les lamelles s'observent soit sous forme de minuscules cheveux orientés parallèlement, soit en lamelles tronquées éparées. Le plagioclase maclé est de l'oligoclase claire. L'antiperthite est non maclée et l'on peut la confondre avec la perthite si la lame mince n'est pas teintée.

L'hypersthène a un pléochroïsme rosâtre très pâle. Son angle axial négatif est grand. On trouve de petites quantités de clino-pyroxène dans certaines lames minces. La magnétite en grains irréguliers est le minéral accessoire.

Examen

Les relations sur le terrain indiquent que les granites à hypersthène ont envahi les roches plus anciennes du haut-plateau de Manicouagan avant la période principale de déformation. Les gneiss à sillimanite, les gneiss variés à pyroxène et le gabbro granulitique forment des interlits concordants avec les granites à hypersthène.

Les analyses modales permettent de subdiviser les roches en deux groupes: un groupe principal caractérisé par la paire perthite-plagioclase et un second de moindre importance ne renfermant que de l'antiperthite. Les analyses chimiques montrent que dans les granites perthitiques à hypersthène, K₂O prédomine sur Na₂O. Dans la roche antiperthitique, la

teneur en Na_2O est environ trois fois plus élevée que celle du K_2O . Dans le tableau No 6, nous comparons les teneurs en Na_2O et K_2O des échantillons analysés du haut-plateau de Manicouagan avec celles de roches granitiques à hypersthène d'autres localités. Dans la figure 4, Na_2O est figuré par rapport à K_2O . Pour fins de comparaison, nous donnons également des analyses de gneiss à pyroxène. Les différences génétiques des roches d'origine sédimentaire ressortent nettement de la dispersion des données de la figure 4.

Roche à grenat et plagioclase

Nous avons trouvé de petits affleurements épars d'une roche particulière à grenat et plagioclase dans les gabbros granulitiques du tiers ouest de la région et dans l'angle sud-est du canton de Brien. Cette roche, à l'oeil nu, a un aspect frappant par suite de la présence de feldspath blanc et de taches de grenat rouge.

On voit dans les lames minces que les plagioclases sont très déformés. La granulation des grains est très poussée et les lamelles des macles sont tordues. La composition varie de An_{44} à An_{51} ; ces feldspaths sont rarement antiperthitiques. En dépit d'une déformation extrême, le plagioclase est clair; il n'est ni embué ni altéré en séricite. Le

Tableau No 6

Teneur en Na_2O et K_2O des granites à hypersthène et roches apparentées

No	Na_2O	K_2O	Source
1	3.14	3.66	Granite à hypersthène Haut-plateau de Manicouagan
2	2.55	3.50	Granite à hypersthène Haut-plateau de Manicouagan
3	3.03	4.38	Roche à quartz et perthite Haut-plateau de Manicouagan
4	2.57	3.79	Moyenne de huit charnockites de Ceylan
5	2.87	3.99	Charnockite acide de l'Ouganda
6	4.25	1.63	Granite enderbitique Haut-plateau de Manicouagan
7	3.64	0.74	Enderbite, échantillon typique
8	3.60	1.08	Granulite à plagioclase-quartz-hypersthène (enderbite) de la Laponie

Références: 1, 2, 3, 6 de notre rapport 7, Tilley, 1936
 4, Adams, 1929, p. 481 8, Eskola, 1952, p. 144
 5, Groves, 1935, p. 163

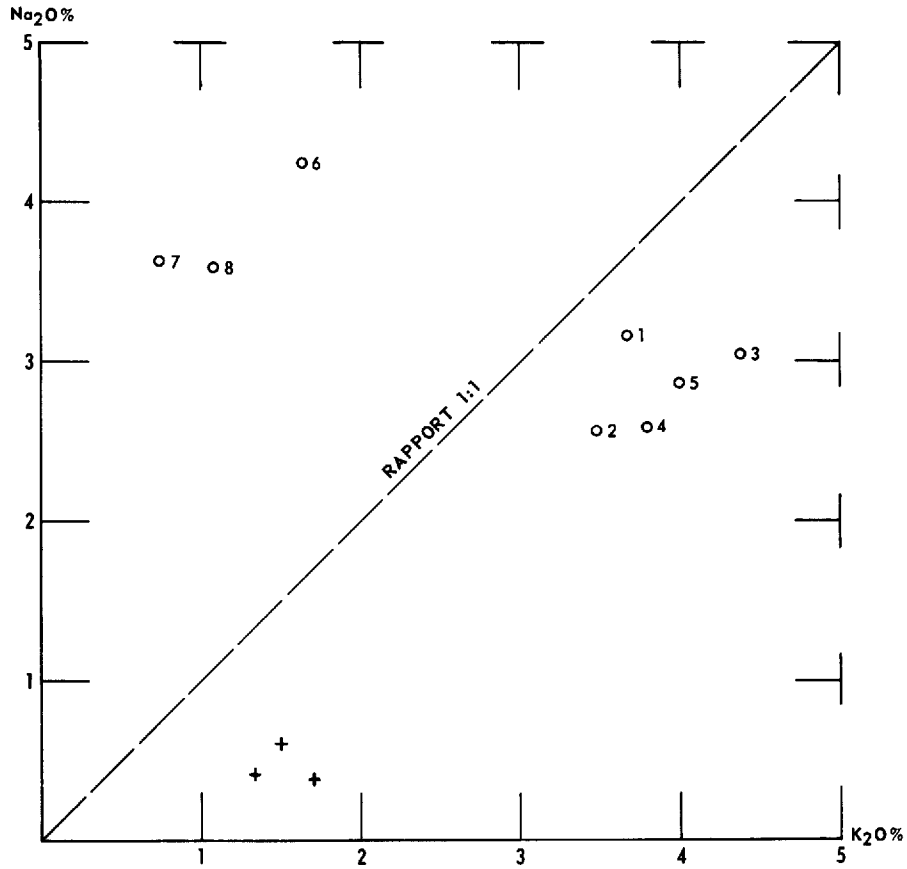


Figure 4

LA TENEUR EN Na₂O EST FIGURÉE GRAPHIQUEMENT EN FONCTION DE CELLE EN K₂O DE GRANITES A HYPERSTHÈNE (1-5), DE GRANITES ENDERBITIQUES (6-8), ET DE GNEISS A SILLIMANITE (INDIQUÉS PAR DES CROIX).

(Données provenant des tableaux Nos 6 et 3)

grenat distribué au hasard constitue environ 50 p. 100 de la roche. Ce minéral est automorphe (sauf dans les échantillons quartzifères où il est xénomorphe) et certains grains mesurent jusqu'à 8 mm de diamètre. Le quartz forme dans certains échantillons des couches de 2 à 3 mm d'épaisseur. Les minéraux accessoires incluent le rutile et le zircon. On voit, dans quelques lames minces, des traces de pyroxène, épidote et feldspath potassique. Quelques grains de grenat emprisonnent des inclusions de spinelle et de minerais opaques. Des traces de biotite s'observent le long des fissures du grenat.

L'origine de la roche à grenat et plagioclase est obscure. La texture montre que le grenat s'est développé après la déformation de la roche, ce qui fait penser à l'introduction de matériel. Il est possible qu'un enrichissement en alumine puisse expliquer la roche.

Pyroxénite

Des filons-couches de pyroxénite de 2 à 5 pieds d'épaisseur forment des couches concordantes à contacts nets dans les roches litées du haut-plateau de Manicouagan. Ils abondent particulièrement au sud-est du lac Lucie.

L'orthopyroxène est un hypersthène rosâtre clair dont l'angle 2V (-) est de 86° à 88°. Le diopside incolore a un angle axial positif de 72° à 74°. Dans certains échantillons provenant de fractures à proximité de la bordure septentrionale du complexe, le pyroxène a été faiblement hydraté. Nous avons noté des traces de labrador calcique dans quelques échantillons.

Roches cataclastiques

Des roches déformées cataclastiquement sont relativement abondantes au nord de la latitude 51°35'. La déformation se limite en général à des couches d'épaisseur inférieure à un pied. Elle a affecté tous les types de roches métamorphiques, mais elle se voit particulièrement bien dans les gabbros granulitiques car les grains sont plus gros.

Toutes les variations existent entre une roche qui a subi des contraintes et une mylonite complètement déformée. Nous avons observé une granulation marginale du plagioclase dans plusieurs lames minces. Une foliation d'origine cataclastique s'est développée par l'allongement des grains de pyroxène dans le gabbro granulitique. A un stade plus avancé, des yeux arrondis de pyroxène, de plagioclase et de grenat sont entourés d'une pâte broyée. Dans le gneiss oeilé cataclastique, la taille des yeux varie de 0.5 à 2 mm. Le plagioclase semble être moins résistant que le grenat et le pyroxène; il est en grande partie étiré pour former des rubans ondulés.

Les minéraux n'ont pas changé chimiquement en dépit de la très forte déformation. Le plagioclase granulé est clair et certains grains parmi les plus petits ne sont pas maclés. Le pyroxène granulé est pléochroïque. Il y eut introduction de quartz le long des plans de mylonitisation.

Dans les roches litées au sud du lac Raudot, des zones broyées de 2 à 5 mm d'épaisseur alternent avec des couches non déformées. Le plan de déformation est parallèle au litage métamorphique. La scapolite et le quartz forment des textures "flaser" dans les zones déformées.

Dans les zones minces, la roche est une véritable mylonite dont la composition ne peut être déterminée par des méthodes optiques. Elle est grise ou brunâtre et marquée de traînées noires que nous supposons représenter un minéral opaque broyé. De rares et minuscules fractures tardives recoupent la foliation mylonitique et renferment de la calcite secondaire et quelques minéraux micacés.

La formation de ces roches par le jeu de déformations est clairement indiquée par les textures. La composition des minéraux révèle que la déformation est postérieure à la principale période de métamorphisme, car certains minéraux métamorphiques typiques, tel le grenat, forment des "yeux". La déformation ne s'est pas accompagnée du développement de minéraux aqueux, mais il y eut introduction de quartz dans les zones déformées.

La déformation cataclastique se produisit en profondeur. Les traînées de particules désagrégées et la "rotation" des yeux portent à croire que la déformation fut lente.

Filonnets de quartz et pegmatite déformée

Des faisceaux de filonnets de quartz et de pegmatites déformées s'observent exclusivement dans les roches métamorphiques du haut-plateau de Manicouagan.

Les filonnets de quartz bien définis abondent particulièrement au nord et au nord-ouest du lac Boissinot. Ils résistent mieux à l'érosion que le gabbro granulitique encaissant et font relief de 3 à 5 mm au-dessus de la surface du gabbro. L'épaisseur des faisceaux de filonnets est variable en direction et dépasse rarement un pied; par exception, elle atteint trois pieds. Les filonnets de quartz sont droits ou faiblement incurvés. Certains faisceaux se fragmentent; d'autres se ramifient; d'autres enfin se terminent en pointes.

La roche, à l'oeil nu, est gris clair et paraît chertreuse. Les lames minces révèlent que cette roche se compose d'au moins

75 p. 100 de quartz. Les autres constituants sont le plagioclase, le pyroxène et le grenat. Ces derniers minéraux, qui sont les constituants du gabbro granulitique encaissant, ont été pulvérisés et se présentent en traînées dans une mosaïque de quartz fin.

Ces filonnets de quartz sont probablement le résultat du remplissage par le quartz de fractures et de diaclases irrégulières.

Les pegmatites déformées sont peu abondantes et se trouvent près de la bordure septentrionale du complexe métamorphique. Elles sont indiquées sur la carte géologique annexe. Ces roches sont constituées surtout de quartz, de feldspath potassique perthitique et de plagioclase, mais elles renferment à l'occasion un peu de clinopyroxène et de grenat. Le quartz, tout comme la texture de gneiss en feuillets, ressort nettement sur les surfaces altérées. Un certain nombre de filonnets de quartz et de pegmatites déformées se retrouvent suivant la même direction générale, et cette relation sur le terrain fait penser à une parenté entre les deux roches. Il est possible que toutes deux dérivent des mêmes solutions pegmatitiques.

Le matériel granitique rose et la pegmatite massive trouvés sur le haut-plateau sont semblables aux granites et pegmatites habituels au nord du haut-plateau.

Bordure septentrionale amphibolitisée du complexe métamorphique

La roche la plus abondante dans la zone marginale d'amphibolite au contact nord du complexe métamorphique est un gneiss foncé à grain fin composé surtout de plagioclase et d'amphibole. La largeur de cette zone est habituellement d'un à deux milles. Dans la partie centrale de la région, elle sépare les roches du faciès granulite de celle du faciès amphibolite. La zone marginale suit, à l'est, la bordure du massif éruptif du lac Raudot.

a) Zone marginale de la partie centrale de la région

La roche principale en cause dans les changements qui affectent la partie centrale de la région est le gabbro granulitique qui a été changé en une amphibolite à grain fin. Le changement est graduel du sud au nord.

La transformation initiale, facilement décelable dans les lames minces, est la recristallisation marginale des minéraux déformés. Une amphibole vert clair forme une bordure autour du pyroxène et la biotite entoure certains granules accessoires opaques. Le grenat constitue une intercroissance symplectique avec l'amphibole dans quelques

lames minces. Quand l'altération est plus poussée, presque tous les pyroxènes sont remplacés par une amphibole vert bleuâtre pâle à grain fin ou par le mélange d'amphibole et de biotite. Des gouttelettes de quartz se trouvent dans le mélange finement grenu entourant les reliques de grains de pyroxène. Le plagioclase se présente sous forme de plaques reliques sub-arrondies et déformées. A un stade d'altération encore plus poussé, tous les plagioclases sont recristallisés et les reliques de pyroxènes sont à peine reconnaissables. Le grenat est habituellement présent sous forme de petits grains automorphes et est distribué au hasard (Pl. V-A).

L'amphibolite marginale complètement recristallisée est un mélange foncé à grain fin des minéraux mentionnés ci-dessus. La texture gneissique est attribuable à l'allongement du plagioclase et des minéraux opaques granulés sous forme de traînées. La scapolite se présente en faibles quantités; on trouve également des rubans de quartz.

Les propriétés optiques de l'amphibole vert bleuâtre pâle indiquent qu'elle est calcique. Le plagioclase recristallisé est une andésine claire, mais mal maclée.

b) Zone marginale orientale

La partie est de la zone marginale amphibolitisée sépare les roches métamorphiques du haut-plateau du massif éruptif du lac Raudot. La zone amphibolitisée se rétrécit progressivement vers l'est et, à la limite est de la région, se limite à une étroite vallée.

La zone amphibolitisée orientale renferme d'abondantes couches de teintes pâles en plus du gabbro granulitique altéré. Le mode de transformation du gabbro granulitique en une amphibolite à grain fin est semblable à celui décrit pour la partie ouest. La composition du plagioclase recristallisé varie de celle du labrador sodique à An_{38} . Certains plagioclases renferment de minuscules plaques ou prismes à l'état d'inclusions. La couleur de l'amphibole varie d'une teinte brunâtre occasionnelle à un vert bleuâtre plus fréquent.

Le contact nord de la zone amphibolitisée est marqué par une vallée bien formée qui longe la bordure du complexe éruptif du lac Raudot. Il y eut introduction dans les roches de la vallée et parallèlement au contact, de granite, pegmatite, syénite et diabase. Le granite intrusif est gneissique; la pegmatite est un gneiss oeilé à gros grain qui se présente en couches discontinues sur une distance de plusieurs milles à l'ouest du lac Raudot. Les gros yeux de la pegmatite gneissique sont du microcline perthitique et du plagioclase (An_{28-32}). La matrice est faite de biotite, de muscovite en quantités moindres, de plagioclase et de quartz. On trouve également des traces de grenat, diopside, hornblende, sphène, zircon et d'un minéral opaque.

*c) Contact entre la zone marginale amphibolitisée
et le massif éruptif du lac Raudot*

A deux milles à l'ouest de l'extrémité ouest du lac Raudot, l'amphibolite marginale est séparée de la bordure du massif éruptif par un cours d'eau de 10 à 15 pieds de largeur. Les roches éruptives forment des escarpements sur le flanc nord de la vallée. Dans la partie plate de la vallée au sud du ruisseau, se trouve un affleurement constitué d'une roche noire à grain fin qui montre des traînées blanches discontinues. Les lames minces montrent que la fraction foncée est faite de diopside partiellement amphibolitisé et la fraction pâle, de scapolite. Une couche de quartzite saccharofide blanc et massif de 8 pieds d'épaisseur est visible du côté sud de la roche à diopside et scapolite. La roche est formée de plus de 90 p. 100 de quartz en grains mesurant jusqu'à 1 mm de diamètre. On observe dans une lame mince un peu de plagioclase sodique maclé distribué uniformément. Le minéral accessoire abondant est le sphène; nous avons également noté des traces de chlorite, de muscovite et d'épidote. Le quartzite, près du contact nord, renferme des bandes noires de 5 à 10 mm d'épaisseur. L'examen des lames minces montre que les bandes foncées sont des zones de déformation cataclastique constituées de diopside granulé vert clair, de sphène et de poussière opaque mélangés à du quartz.

Une deuxième zone de contact est visible à l'extrémité est du lac Raudot où la bordure amphibolitisée se limite à l'étroite vallée. Du côté sud de la vallée, le gabbro granulitique et les roches siliceuses interlitées ont subi une déformation cataclastique, mais leur pyroxène n'est pas amphibolitisé. L'affleurement au fond de la vallée est constitué de mylonites alternativement foncées et pâles. La mylonite foncée est un mélange de biotite, hornblende, feldspath et granules opaques; il est possible qu'elle soit l'équivalent mylonitisé de l'amphibolite marginale. La mylonite pâle renferme de petits yeux de grenat, hornblende et feldspath et représente peut-être une variété extrêmement déformée du gneiss oillé à l'ouest du lac Raudot.

Examen

Les roches marginales amphibolitisées sont des équivalents altérés et faiblement métasomatisés des roches du haut-plateau de Manicouagan. Les changements les plus significatifs sont la transformation des pyroxènes en amphibole, l'introduction de quartz et une scapolitisation locale.

L'amphibolitisation des pyroxènes dans les roches fortement métamorphiques peut se produire, en présence d'eau, quand les conditions de température et de pression sont telles qu'elles permettent la formation de minéraux aqueux. Cependant, le métamorphisme du faciès granulite s'est produit dans des conditions essentiellement "sèches".

C'est pourquoi les fluides qui ont causé l'amphibolisation ont dû provenir de sources externes. La tectonique de la région nous en fournit l'explication:-

A partir de l'embouchure de la rivière Hart-Jaune, une faille traverse la région en direction nord-est. Dans la partie ouest, la bordure amphibolisée des roches du faciès granulite est séparée des orthogneiss et des paragneiss par cette faille. Dans la partie est, la même faille sépare le massif éruptif du lac Raudot des gneiss. En une zone d'un à deux milles de largeur parallèle à la faille, les roches du massif éruptif sont aussi métasomatisées par pénétration de fluides et déformées. Nous pouvons donc conclure que la source des solutions est liée à la zone de faille et que les roches éruptives et métamorphiques ont été affectées tout le long de la faille.

Dans la partie est, les solutions ont pénétré dans la bordure sud du massif de Raudot, mais leur efficacité a beaucoup diminué en direction du lac Raudot, comme en témoigne le rétrécissement considérable de la zone.

ORTHOGNEISS ET PARAGNEISS DU FACIES

AMPHIBOLITE ET GNEISS MIXTES

Orthogneiss et paragneiss sont les roches les plus abondantes au nord du haut-plateau de Manicouagan et du lac Manicouagan. Ces roches diffèrent à plusieurs points de vue de celles du faciès granulite, notamment par le degré de métamorphisme et la nature des intrusions. Les gneiss sont en plusieurs endroits mélangés de façon complexe à du matériel granitique.

Les affleurements au nord du haut-plateau sont moins nombreux que sur le haut-plateau même, mais on en trouve généralement assez pour pouvoir interpréter la géologie.

PARAGNEISS

Paragneiss à biotite

Les paragneiss à biotite sont des roches à grain moyen ou fin renfermant beaucoup de quartz et de feldspaths et de la biotite comme minéral mafique principal. Les paragneiss à biotite au nord du lac Manicouagan et autour des chutes Hart-Jaune sont finement lités, les lits étant marqués par des différences dans les proportions de biotite par rapport à la fraction de teinte claire. A cause de ce fin litage et de l'orientation des paillettes de biotite, les gneiss sont très schistosés. Des rides et petits plis d'entraînement dénotent une déformation plastique.

Les variétés porphyroblastiques abondantes dans l'ouest de la région renferment des porphyroblastes de feldspath potassique mesurant jusqu'à un pouce de longueur et d'autres de grenat habituellement de diamètre inférieur à 10 mm.

Les minéraux incolores des paragneiss à biotite sont le feldspath potassique, le plagioclase et le quartz. Les proportions des minéraux sont grandement variables de point en point, et, en raison de la nature finement litée des roches, il est difficile d'en calculer la composition moyenne. Par endroits, la teneur en biotite peut atteindre 80 p. 100 et les paillettes peuvent mesurer jusqu'à 6 mm de longueur. D'autre part, certaines couches pâles renferment plus de 50 p. 100 de quartz. Le tableau No 7 donne la composition modale des couches de teintes pâles et foncées d'un échantillon moyen qui a été prélevé dans la région des chutes de la rivière Hart-Jaune.

Tableau No 7

Composition modale du paragneiss à biotite (L-18-6)

	Couleur foncée	Couleur pâle	Moyenne
Quartz	29	38	33.5
Plagioclase	38	36	37
Feldspath potassique	-	20	10
Biotite	30	6	18
Grenat	2	-	1
Minéraux accessoires	1	-	0.5

Les minéraux, en lames minces, semblent frais. Le plagioclase (oligoclase bien maclée) forme une mosaïque avec le microcline et le quartz. On voit dans les roches au voisinage des chutes de la Hart-Jaune des traces d'un minéral mafique altéré. Les minéraux accessoires sont l'apatite et un minéral opaque. Des grains de grenat d'échantillons prélevés près de la bordure nord du tiers central de la région ont, en lames minces, une teinte rosâtre et renferment d'abondantes inclusions.

Le paragneiss à biotite ordinaire de la partie nord du tiers est n'a pas de feldspath potassique; il s'agit plus justement de

gneiss à biotite et plagioclase. Dans certains échantillons de cette aire, les gneiss montrent une belle ségrégation, et les couches de 5 à 15 mm d'épaisseur se composent surtout de quartz et de plagioclase. Les paillettes des couches riches en biotite sont très tassées et orientées (Pl. V-B).

Paragneiss à disthène et biotite

Des paragneiss à disthène et biotite s'associent fréquemment aux gneiss à biotite, mais ils sont moins abondants. Sur la rive nord du lac Manicouagan, à l'ouest de la baie du Nord, se trouvent des roches porphyroblastiques finement litées renfermant des lamelles bien visibles de disthène bleu azur.

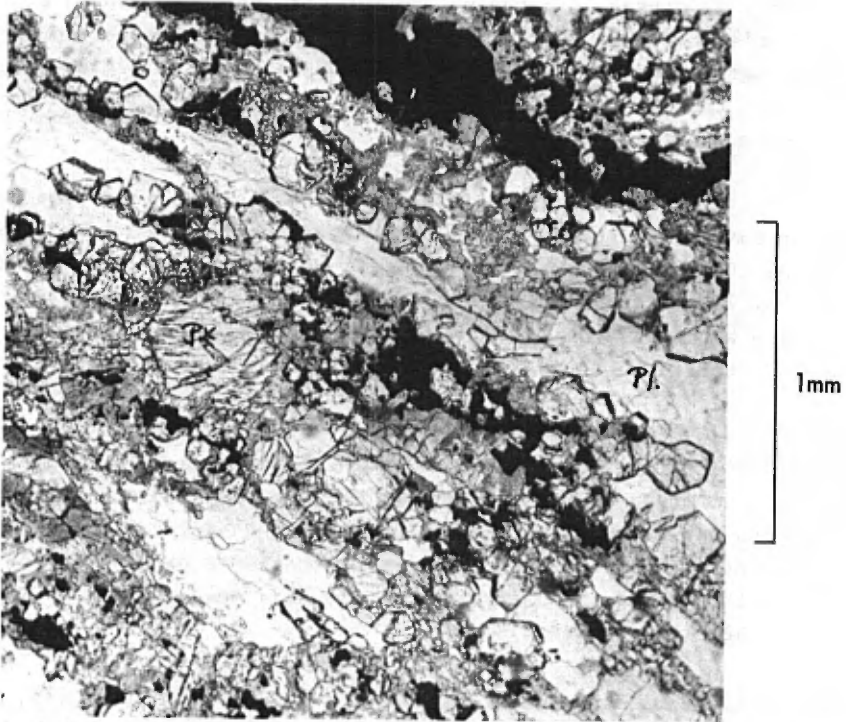
Les minéraux sont frais dans les lames minces (Pl. VI-A). Le feldspath potassique est du microcline partiellement microperthitique; le plagioclase est rare. Les feldspaths donnent une texture en mosaïque avec le quartz, mais le feldspath potassique se présente aussi en porphyroblastes. La biotite est pléochroïque du jaune paille au rouge-brun. Le grenat est légèrement rosâtre. La muscovite et le graphite sont des constituants mineurs. L'apatite est le minéral accessoire.

Tableau No 8

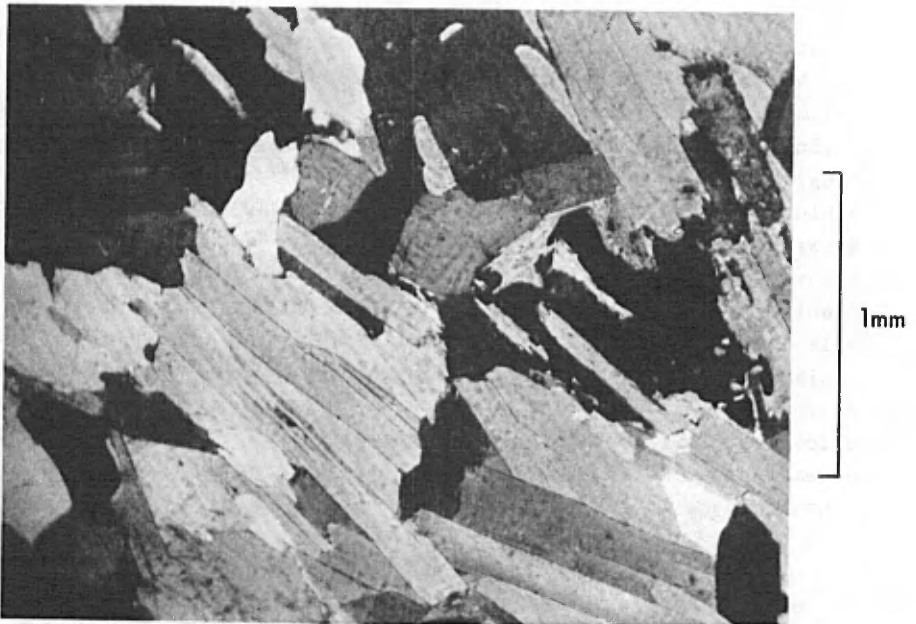
Composition modale du paragneiss à disthène et biotite

	Couche pâle K-11-2/C	Couche foncée K-11-2/B	Moyenne
Quartz	35	75	55
Feldspath potassique	28	19	23.5
Plagioclase	3	-	1.5
Biotite	19	5	12
Grenat	9	-	4.5
Disthène	5	-	2.5
Autres minéraux	1	1	1

PLANCHE V



A- R-4-3. Microphotographie (un nicol) de la roche passant du gabbro granulitique à l'amphibolite. Transformation du pyroxène (Px) en amphibole. Plagioclase granulaire (Pl).



B- C-101-27. Microphotographie (nicols croisés) d'un paragneiss à biotite et plagioclase.

Un paragneiss à disthène à grain fin, qui se trouve à environ 4 milles au nord du lac Manicouagan, est finement lité, renferme beaucoup de grenat, n'a pas de porphyroblastes de feldspath et le disthène n'est visible que dans les lames minces. Le rapport du plagioclase par rapport au feldspath potassique est plus élevé dans cette roche que dans celles du bord du lac. Le quartz et les feldspaths forment une mosaïque de grains inégaux.

Aux chutes Hart-Jaune, un gneiss à disthène reposant entre une dolomie et un quartzite est constitué de 40 p. 100 de quartz, 34 p. 100 de feldspath potassique, 20 p. 100 de biotite, 4 p. 100 de disthène et 2 p. 100 de graphite, tourmaline et rutile. Cette composition se compare avec celle de la roche du rivage du lac Manicouagan, les deux se caractérisant par une faible teneur en plagioclase ou par son absence.

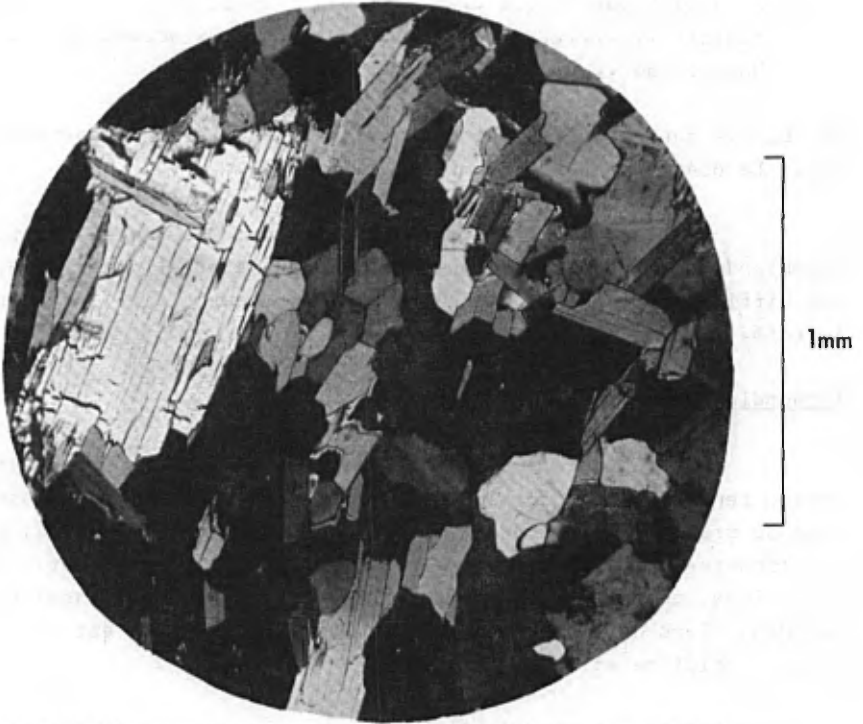
Les gneiss à disthène de la partie nord-est de la région sont différents de ceux que nous venons de décrire. Ils sont à grain variant de moyen à grossier, et les lamelles plus ou moins orientées de disthène peuvent mesurer jusqu'à 6 mm de longueur. Un échantillon prélevé dans l'angle sud-est du canton de Conan n'a pas de feldspath potassique et renferme du quartz, du plagioclase (An_{20} maclé), de la biotite, du disthène et du grenat.

Paragneiss biotitique à hornblende

Les paragneiss biotitiques à hornblende sont semblables au gneiss à biotite que nous venons de décrire par leur mode de gisement et par leur apparence à l'oeil nu. Les échantillons provenant du canton de Berthelet sont en lits minces. La teneur en minéraux mafiques d'une couche à l'autre varie de 5 à 60 p. 100. L'épaisseur des couches est également variable. Le quartz, l'orthose et le plagioclase forment une mosaïque de grains de taille variant de 0.5 à 1 mm. Le plagioclase (An_{32}) est maclé. La hornblende est une variété verte fortement colorée. La biotite est pléochroïque de jaune paille à brun foncé. On note dans certains échantillons du grenat à texture de tamis. Les minéraux mineurs sont la scapolite, le diopside et l'apatite accessoire. Un échantillon prélevé à deux milles au nord du lac Pappour et à proximité de la limite ouest de la région renferme 45 p. 100 de quartz, 42 p. 100 de plagioclase et seulement de faibles quantités de feldspath potassique. Des échantillons provenant du nord-est du lac Pappour renferment beaucoup de scapolite qui forme avec le quartz et le plagioclase maclé un agrégat ressemblant à une mosaïque. La biotite et la hornblende sont distribuées au hasard dans la roche.

Des gneiss biotitiques à hornblende se trouvent au sud-est du lac Espadon. Voici la composition modale d'un échantillon prélevé à environ un mille au sud-est du lac:

PLANCHE VI



A- K-11-2/C. Microphotographie (nicols croisés) du paragneiss à disthène et biotite.



B. S-62-1/A. Microphotographie (nicols croisés) d'un calcaire cristallin renfermant du diopside (Di) et de la phlogopite (Ph).

Quartz	15%	Diopside	3%
Plagioclase	35%	Grenat	6%
Feldspath potassique	10%	Scapolite	2%
Biotite	10%	Minéraux accessoires	1%
Hornblende	18%		

On observe dans les lames minces une texture cristalloblastique à grain fin. Le quartz renferme de minuscules bulles.

Dans le tiers est de la région, les gneiss biotitiques à hornblende se mélangent habituellement à du matériel granitique, et il est difficile de distinguer le gneiss de couleur claire du matériel injecté.

Paragneiss biotitique à diopside

Certains gneiss à biotite de la partie nord-ouest de la région renferment du diopside. Ce paragneiss possède la finesse générale du grain et le mince litage des autres paragneiss, et les différences ne s'observent qu'au microscope. L'oligoclase, le quartz et le feldspath potassique, ce dernier étant partiellement perthitique, forment environ les deux tiers de la roche. Le reste de l'échantillon est fait de diopside, de biotite et de grenat.

Calcaire cristallin et dolomie

A l'extrémité nord de la baie du Nord du lac Manicouagan, une couche de calcaire cristallin d'environ 20 pieds d'épaisseur est plissée avec les gneiss. Le contact de la couche de calcaire est marqué par une zone de réaction foncée constituée de diopside et de calcite.

Le calcaire cristallin est massif et rose pâle. Les cristaux de calcite ont de 2 à 5 mm de longueur; ils sont le plus grossiers à la bordure de la couche. A distance du contact, le diopside est brunâtre pâle; on y trouve de la phlogopite incolore. Le spécimen moyen se compose de 90 p. 100 de calcite, 8 p. 100 de diopside et 2 p. 100 de phlogopite.

En lame mince (Pl. VI-B), la calcite est très maclée et le diopside forme des grains sub-arrondis en forme de gouttes. Le diopside est vert pâle et très faiblement pléochroïque à proximité du contact; il est incolore plus loin. La phlogopite est également colorée près du contact; son pléochroïsme varie de vert pâle à olive. Le mica, vers le centre de la couche, est quasi incolore. Des cristaux épars de dolomie se présentent parmi la calcite. Le minéral accessoire est la pyrite.

Adjacente aux gneiss à diopside et plagioclase, on trouve à la pointe d'une péninsule au sud-est de la baie du Nord une bande de calcaire d'environ trois pieds de largeur.

Un banc de dolomie d'au moins douze pieds de largeur est concordant avec les paragneiss et le quartzite aux chutes Hart-Jaune. Le quartzite repose sur la dolomie et une couche de paragneiss biotitique renfermant du disthène sépare les deux roches. La dolomie est intercalée avec des couches micacées d'un à deux pouces d'épaisseur. La séquence est inclinée de 35° vers le sud-est.

La dolomie est massive, gris pâle et à grain moyen. Un échantillon que nous avons teinté renferme moins de 10 p. 100 de calcite en grains minuscules dans la dolomie. La phlogopite se trouve en paillettes jaunes non orientées, le diopside en grains ronds bruns et épars.

Dans le tiers est de la région, nous n'avons trouvé de la dolomie (marbre blanc) qu'au fond d'une fosse creusée dans le mort-terrain au nord du barrage du réservoir. A la bordure de la roche visible, la dolomie est interlitée avec un gneiss à hornblende et biotite. La dolomie est à grain grossier et certaines couches ont une faible teinte verdâtre. Les silicates associés sont le diopside incolore et la trémolite fibreuse ou prismatique.

Quartzite

On note de minces couches de quartzite en plusieurs points de la demie ouest de la région. Près du banc de calcaire cristallin dans la baie du Nord du lac Manicouagan, un quartzite d'épaisseur inconnue forme des plis serrés avec des gneiss à hornblende et diopside. La roche est à grain fin et varie de gris clair à gris bleuâtre. Elle renferme de 85 à 90 p. 100 de quartz accompagné de plagioclase sodique, de diopside vert pâle et de sphène accessoire. Les fins grains de quartz engrenés sont allongés en une direction et ont une extinction onduleuse.

A environ 1.5 mille au nord-est de la baie du Nord, des bancs de quartzite de deux à trois pieds d'épaisseur alternent avec des paragneiss et forment une série de crêtes peu élevées. Les quartzites sont faits d'environ 75 p. 100 de quartz, 20 p. 100 de feldspaths, d'un peu de biotite (en partie chloritisée), de hornblende verte et de sphène, de minerais opaques. Les grains de feldspath, de forme ovale, sont orientés.

Un quartzite graphitique affleure à un mille à l'est du lac Espadon; il est finement grenu et gris foncé. La roche est foliée parce que la biotite et le graphite sont en paillettes orientées. Les constituants mineurs sont le disthène et le grenat.

Le quartzite surmontant la couche de dolomie aux chutes Hart-Jaune mesure environ 3 pieds d'épaisseur et repose sous des gneiss à hornblende. Il est à grain fin et sa couleur varie de gris pâle à rose. Voici la composition modale d'une lame mince:

Quartz	86%	Biotite et muscovite	4%
Feldspath potassique	9%	Graphite et poussière opaque	1%

Les cristaux de feldspath sont allongés parallèlement aux paillettes de biotite et la roche est foliée.

Des bancs de quartzite sont mélangés à des roches granitiques au nord du ruisseau Beaupin. Les feldspaths sont ici séricitisés et on trouve de la chlorite en plus de la muscovite.

GNEISS A HORNBLLENDE ET PLAGIOCLASE

La caractéristique générale des gneiss à hornblende et plagioclase est l'absence virtuelle de quartz et de feldspath potassique.

Des gneiss grenatifères à hornblende et plagioclase forment des couches continues qui se prolongent vers le nord-nord-est à partir de la rive nord du lac Manicouagan. La roche est gris foncé, à grain moyen, dure et mal foliée. Dans certaines couches de 2 à 10 mm d'épaisseur, la teneur en hornblende est plus élevée et le grain est plus grossier que celui du reste de la roche. On observe dans les échantillons du grenat distribué uniformément.

Tableau No 9

Composition modale des gneiss à hornblende et andésine

	K-17-5	K-12-7/B
Plagioclase	59	58
Hornblende	30	29
Grenat	11	8
Autres	-	5

Le plagioclase est clair ou seulement faiblement séricitisé, bien maclé; il s'agit d'andésine calcique (An_{47-50}). La hornblende est vert pâle. Le grenat est incolore en lames minces et les grains sont le plus souvent automorphes. La chlorite et l'épidote se sont développées le long de fractures filiformes; il y a aussi des traces de calcite secondaire. On note un peu de biotite dans quelques lames minces. Les minéraux accessoires sont le sphène et, plus rarement, un minéral opaque.

Gneiss grenatifères à hornblende et andésine entourant les roches anorthositiques et gabbroïques de Brien. Les roches anorthositiques et gabbroïques du canton de Brien forment les sommets au nord de la rivière Hart-Jaune. Les pentes sud des montagnes et la région qui s'étend vers le sud jusqu'à la rivière Hart-Jaune sont constituées de gneiss basiques à grain variant de moyen à grossier qui sont probablement les équivalents altérés de l'anorthosite. La hornblende est concentrée en traînées parallèles qui font ressortir la foliation. En lames minces, les minéraux sont frais; le plagioclase est une andésine calcique mal maclée; la hornblende est pléochroïque de vert pâle à vert bleuâtre et possède un très grand angle axial négatif. Les propriétés du grenat sont les suivantes:

Indice de réfraction: 1.766

Densité: 3.89

Maille élémentaire: 11.53 Å

Composition approximative: $Pyr_{42}Alm_{48}Gro_{10}$

Près de la rivière Hart-Jaune, le gneiss à hornblende et plagioclase est altéré et les propriétés des minéraux sont changées. Le plagioclase des échantillons macroscopiques est gris et les contacts avec l'amphibole sont imprécis. Dans les lames minces, le plagioclase (An_{46}) montre des fractures filiformes et les grains sont quelque peu séricitisés. La hornblende n'est que faiblement pléochroïque et renferme une poussière opaque. Une chlorite bleu foncé apparaît dans les fractures et sous forme de pseudomorphoses du grenat. On voit dans les échantillons le long des rives de la rivière Hart-Jaune une chlorite fibreuse verte et de l'épidote.

On trouve également des gneiss grenatifères à hornblende et andésine autour d'une lentille de péridotite au nord-est du lac Espadon. Ils sont à cet endroit gris, à grain allant de moyen à fin, composés surtout (plus de 50 p. 100) de minéraux foncés et ils sont fortement foliés. L'andésine claire est peu maclée et est mélangée à de la scapolite. Une hornblende verte fortement colorée se mélange à des grains reliques de diopside. Le grenat est abondant et distribué de façon uniforme. Cependant, près de la péridotite, il n'y a pas de grenat et la hornblende est pâle. L'angle 2V négatif de ce dernier minéral est de 85° ; sa formule pléochroïque est: X = jaune très pâle; Y = brun verdâtre pâle; Z = jaune verdâtre pâle. Le plagioclase d'un échantillon est du labrador sodique.

A la limite septentrionale de la partie centrale de la région, le gneiss grenatifère à hornblende et andésine forme une zone d'affleurement semi-circulaire dont le côté est renferme souvent de la scapolite. Un échantillon provenant de l'extrémité ouest de la zone d'affleurement contient beaucoup de plagioclase (An_{47}) et un peu de hornblende d'un vert brillant.

On trouve des gneiss à diopside, hornblende et oligoclase et à diopside et oligoclase le long des rives de la baie du Nord du lac Manicouagan et au sud-est de cette baie. Le gneiss à hornblende est gris foncé et mal folié. Il est en grande partie injecté de matériel granitique rose, mais les deux fractions se distinguent facilement. Voici la composition modale d'un échantillon moyen:

Plagioclase	44%	Sphène	3.5%
Hornblende	49%	Autres minéraux	0.5%
Diopside	3%		

Les grains dans les lames minces de 1 à 2 mm de diamètre forment une mosaïque régulière. L'oligoclase claire montre de larges lamelles de la macle de l'albite. La hornblende est fortement colorée de jaune paille à vert et à vert foncé; son angle axial négatif est de 45° à 50° . Le diopside est vert pâle. Le sphène pléochroïque brunâtre est assez fréquent.

Les gneiss à hornblende, autour de la pointe au sud-est de la baie, passent graduellement à des gneiss à diopside et oligoclase en lits minces et ils renferment quelquefois de la hornblende. Ces derniers gneiss forment des escarpements faisant face au lac. Un banc de calcaire de trois pieds d'épaisseur forme des plis isoclinaux avec les gneiss. Le diopside des gneiss est vert pâle et le sphène est un minéral accessoire abondant.

Un gneiss à hornblende et oligoclase renfermant des quantités variables de diopside se présente autour de l'embouchure du ruisseau Beaupin et à proximité des chutes Hart-Jaune. Le tableau No 10 donne la composition modale de deux échantillons.

Tableau No 10

Composition modale des gneiss à hornblende et oligoclase

	L-18-3	L-1A-5
Plagioclase	44	42
Hornblende	42	40
Biotite	12	-
Diopside	-	6
Sphène	1	4
Minéraux opaques	-	6
Autres minéraux	1	2

L'oligoclase est mal maclée, facilement séricitisée; certains grains emprisonnent des granules de quartz. La hornblende verte est fortement colorée et son 2V négatif est de 40° à 50°. La texture fait penser à une transformation de diopside en hornblende. Le sphène est un minéral accessoire abondant.

La plupart des gneiss à hornblende et plagioclase du tiers est de la région constituent la fraction foncée des gneiss mixtes. Ils renferment du microcline et du plagioclase (An₂₀₋₂₂). On trouve, associés à la hornblende, des cristaux reliques de diopside. Les constituants mineurs comprennent la biotite, la scapolite, le sphène, la calcite, l'apatite, l'épidote et un minéral opaque.

Des gneiss à hornblende et oligoclase se présentent en couches minces dans les paragneiss de la partie nord du tiers ouest de la région. La roche est foncée et massive ou faiblement gneissique; on peut l'appeler amphibolite. La hornblende constitue presque les deux tiers de la roche, et la présence de quartz distingue ce gneiss des autres gneiss à hornblende et plagioclase. La biotite et le grenat sont parfois également présents.

Gneiss à scapolite, hornblende et plagioclase. Il peut arriver que la scapolite constitue jusqu'à un tiers du gneiss. Voici la composition modale d'un échantillon prélevé au nord-est de la baie du Nord:

Scapolite	31%	Diopside	5.5%
Plagioclase	28.5%	Sphène	5 %
Hornblende	30%	Minéraux opaques.....	Traces

La roche est finement grenue et finement litée. Le plagioclase est de l'oligoclase intermédiaire. La forte teneur en sphène est remarquable.

Examen

Les paragneiss et les gneiss à hornblende et plagioclase sont les produits d'un métamorphisme régional élevé. Nous pouvons proposer des hypothèses quant à l'origine de certains gneiss à partir de leur composition actuelle, mais des injections et un plissement compliqué ont obscurci les relations entre les orthogneiss et les paragneiss, et il est impossible de reconstruire une séquence stratigraphique. Le métamorphisme a oblitéré les traits primaires, laissant comme caractéristiques structurales principales des gneiss leur foliation et leur litage de composition. Certains indices portent à croire que les lits représentent des différences originelles de composition, et l'affleurement aux chutes Hart-Jaune en est un exemple. Ici, les lits parallèles de dolomie, de paragneiss à disthène et de quartzite sont assez bien préservés. Cette séquence est nettement l'équivalent métamorphique de calcaire, schiste argileux et grès originels. Certaines couches ont pu être formées par des injections lit par lit ou par des ségrégations métamorphiques.

Le faciès amphibolite à almandin se subdivise en trois subfaciès (d'après Fyfe et autres, 1958), soit les subfaciès staurotide-quartz, disthène-muscovite-quartz et sillimanite-almandin. La présence de disthène et l'absence de staurotide dans les gneiss de compositions convenables dénotent un métamorphisme se situant au-dessus de la zone de stabilité de la staurotide. Ainsi, les gneiss de la région de la rivière Hart-Jaune au nord du haut-plateau de Manicouagan furent métamorphisés jusqu'à la partie supérieure du faciès amphibolite.

Les gneiss à biotite sont des roches très fréquemment rencontrées dans la province de Grenville et la principale différence de composition d'un endroit à l'autre, comme le montrent les rapports géologiques, réside dans les rapports feldspath potassique/plagioclase.

Engel et Engel (1953) ont parlé de la signification des rapports des alcalis dans les gneiss grenvilliens. Considérant l'origine sédimentaire possible des gneiss, ils écrivirent (p. 1085) qu'"un excès de Na_2O sur K_2O semble caractériser certaines grauwackes qu'on trouve tout particulièrement dans le milieu eugéosynclinal et constitue sans aucun doute la différence la plus significative dans la composition chimique de ces roches, ce qui forme contraste avec les schistes argileux, silts ou sédiments gréseux formés comme produits résiduels de la météorisation."

K_2O prédomine sur Na_2O dans les gneiss à disthène au nord du haut-plateau, et cette relation semble valide pour les autres gneiss biotitiques associés. C'est pourquoi il nous est possible de conclure, à partir de la composition et de la présence de minces lits de quartzite et de calcaire, que les gneiss à biotite de la région de la rivière Hart-Jaune sont comparables aux gneiss de la province de Grenville qui dérivent principalement de schistes argileux.

Les quartzites associés aux roches du faciès amphibolite diffèrent autant les uns des autres que de ceux provenant de régions granulitiques. De leur composition actuelle, il est impossible de faire appel à un milieu de dépôt identique, bien que les deux proviennent probablement de grès mal classés. Le diopside et le sphène sont les minéraux mineurs dans le quartzite qui se trouve près du lac Manicouagan et les roches interstratifiées sont des gneiss à diopside. Une dolomie repose sous le quartzite aux chutes Hart-Jaune. A l'est du lac Espadon et au nord des chutes, les minéraux mineurs dans le quartzite sont le graphite et le disthène; nous n'y avons pas retrouvé le membre calcaire. Les associations variées font croire que les quartzites de différents endroits ne représentent pas le même niveau stratigraphique.

Le calcaire cristallin et la dolomie près du lac Manicouagan sont composés presque entièrement de calcite pure. La dolomie est le minéral principal des marbres des tiers centre et est (un affleurement dans chacun). Le diopside et la phlogopite sont les silicates associés près du lac Manicouagan et la trémolite est visible dans la dolomie du tiers est. Nous n'avons pas trouvé de vrai calcaire cristallin dans la région de roches appartenant au faciès granulite.

Pour résumer, disons qu'on note un changement de faciès en allant du lac Manicouagan vers le nord-est. Près du lac, les gneiss à biotite sont porphyroblastiques et renferment beaucoup de feldspath potassique, la calcite étant le carbonate associé; au contraire, le plagioclase est le feldspath principal des gneiss biotitiques de l'angle nord-est de la région et la dolomie est la roche carbonatée associée. Les gneiss à biotite et plagioclase sont semblables à ceux qui reposent sous les formations ferrifères à quartz et hématite spéculaire au lac Jeannine, et il est très probable qu'il existe une relation génétique entre les deux formations.

Les gneiss à diopside, hornblende et oligoclase et ceux à diopside et oligoclase sont associés avec des vestiges de bancs de calcaire et se sont formés par silicification des carbonates. Leur

plagioclase est moins calcique que celui des roches calcaires métamorphiques de la région du haut-plateau (labrador et bytownite), et nous croyons qu'il y a là une relation avec l'intensité du métamorphisme.

Les gneiss à hornblende et andésine au sud des roches anorthositiques de Brien représentent clairement un faciès altéré du gabbro anorthositique. Nous avons noté en plusieurs points la transformation graduelle de roches éruptives massives en des gneiss basiques. Le grenat des gneiss foncés est du type pyrope-almandin, ce qui dénote un métamorphisme de haute température. La présence de chlorite et d'épidote dans les gneiss à hornblende et plagioclase près de la rivière Hart-Jaune est liée à la faille qui sépare ces gneiss des roches du haut-plateau de Manicouagan. Une altération de basse température en chlorite et épidote a affecté toutes les roches le long de la faille et s'est produite après le métamorphisme des gneiss grenatifères à hornblende et andésine.

Les gneiss grenatifères à hornblende et andésine près de la limite ouest de la région forment des couches discontinues, mais concordantes, dans les paragneiss. D'après leur composition, ces roches peuvent provenir soit de roches éruptives basiques, soit de roches sédimentaires calcaires.

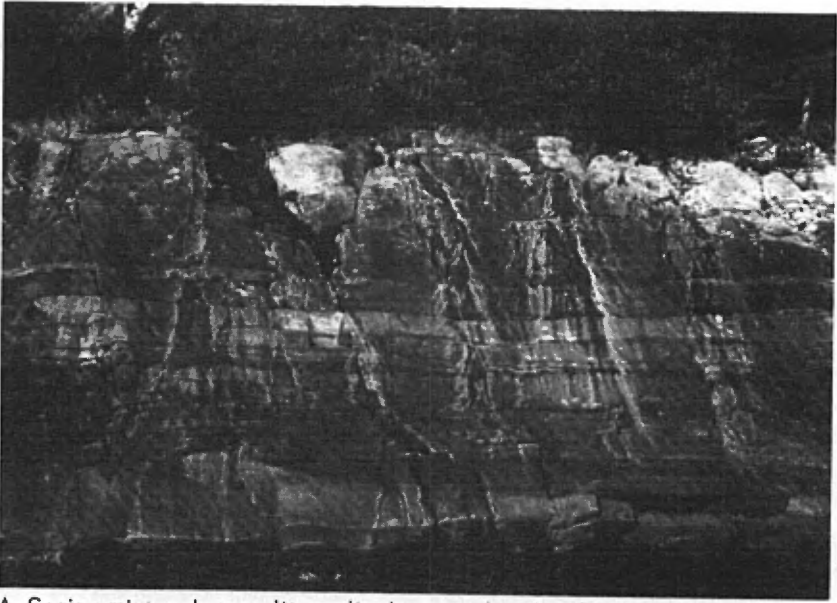
Le problème de l'origine des gneiss à hornblende et plagioclase au nord de la rivière Hart-Jaune se complique du fait de l'abondance locale de scapolite qui, en certaines lames minces, constitue près du tiers de la roche et qui se trouve en équilibre avec le plagioclase, l'amphibole et le diopside. La scapolite est un minéral métamorphique typique dont la limite de stabilité va du faciès amphibolite au faciès granulite. Elle se forme soit par métasomatisme, soit par métamorphisme régional. Nous avons noté la transformation de plagioclase en scapolite dans les gabbros granulitiques au sud de la Hart-Jaune. Cependant, dans les gneiss à hornblende et plagioclase au nord de la rivière, la scapolite est apparemment en équilibre avec les autres minéraux, et ces gneiss semblent dériver de roches sédimentaires calcaires.

De minces couches d'amphibolites très éparses dans la partie nord du tiers ouest de la région sont probablement des dykes ou filons-couches basiques hâtifs qui, à la suite d'une recristallisation complète, perdirent leurs textures ignées.

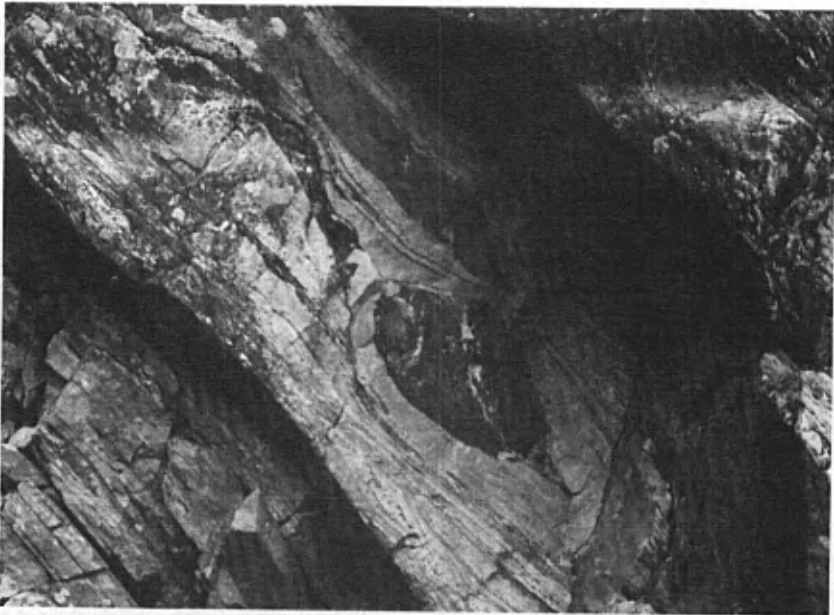
GNEISS MIXTES

Les paragneiss et les gneiss à hornblende et plagioclase sont souvent interlités ou mélangés avec du matériel granitique rose dont les proportions varient de très faibles, dans certaines variétés en lits minces, à très fortes, dans les véritables granites gneissiques

PLANCHE VII



A- Gneiss mixtes de type lit par lit. Les couches foncées sont du paragneiss.
Baie du Nord, lac Manicouagan.



B- Gneiss mixtes sur la rive nord du lac Manicouagan.

et pegmatites granitiques. Dans la plupart des cas, les contacts entre les anciens gneiss et le matériel injecté sont nets.

Le matériel injecté peut former des couches régulières et relativement minces, ce qui donne une structure lit par lit. Ou bien, le mélange peut être complexe et irrégulier, les couches de gneiss plus ancien étant déformées ou brisées. Les deux variétés sont très répandues au nord de la faille Hart-Jaune.

Les gneiss mixtes réguliers de type lit par lit sont abondants le long des rives de la baie du Nord et au nord de cette baie (Pl. VII-A). La fraction foncée est du paragneiss à hornblende et biotite. On observe dans la même région une déformation plastique des couches de type injecté lit par lit, et la nature sub-parallèle des deux types de roches est préservée à l'état plissé.

Le long de la rive nord du lac Manicouagan, la fraction foncée des gneiss mixtes se présente en masses anguleuses ou arrondies dont un certain nombre sont lenticulaires ou en baguettes et s'alignent parfois parallèlement à la foliation (Pl. VII-B).

Les gneiss mixtes de la partie nord-est de la région se présentent en lits réguliers ou sont mélangés irrégulièrement. Les couches dans les roches mixtes de type lit par lit sont très minces et il est difficile de distinguer entre les lits pâles de paragneiss et le matériel granitique. Voici la composition modale d'un échantillon de la fraction foncée d'un gneiss mixte:

Quartz	31%	Biotite	27%
Plagioclase	39%	Autres minéraux	3%

Les minéraux secondaires sont la muscovite, la chlorite, le feldspath potassique et un minéral opaque. La composition modale est identique à celle des gneiss à biotite et plagioclase ordinaires de la partie nord-est de la région.

ROCHES INTRUSIVES DE LA FAMILLE DE L'ANORTHOSITE-GABBRO

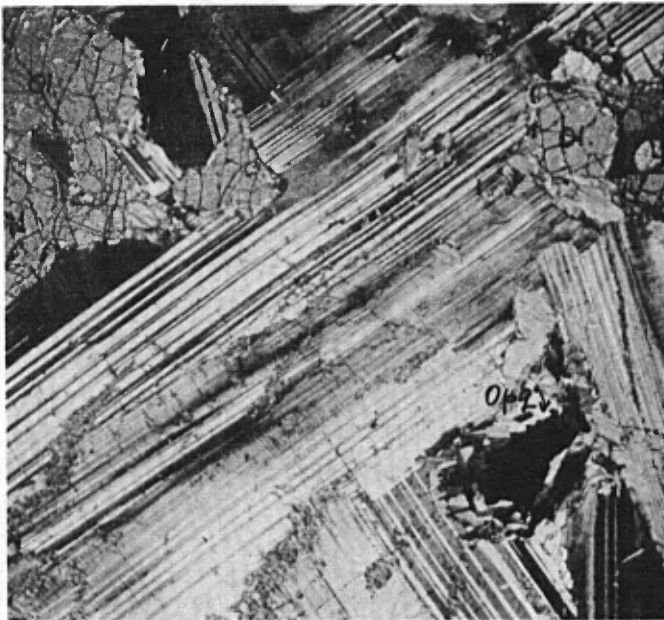
MASSIF INTRUSIF DU LAC RAUDOT

Nous connaissons, dans la région, quatre amas d'anorthosite-gabbro. Le plus considérable est celui du lac Raudot au nord-est. Sa limite nord coïncide avec la bordure du haut-plateau de Manicouagan et est marquée par la faille Hart-Jaune orientée N60°E. A la limite sud du massif, des escarpements font face à une vallée orientée est-ouest dont une partie est occupée par le lac Raudot. Les roches de cette zone de contact sont les équivalents cisailés des roches métamorphiques

PLANCHE VIII



A- Litage du massif du lac Raudot près de sa bordure sud.



B- P-24A-4. Microphotographie (nicols croisés) de l'anorthosite troctolitique au nord du lac Raudot. Notez la mince bordure d'altération autour de l'olivine (Ol) et la bordure de biotite du minéral opaque (Opq).

du haut-plateau. Le massif a un grand diamètre orienté est-nord-est; sa longueur dans notre territoire est d'environ 14 milles et nous ne connaissons pas son prolongement vers l'est en dehors de la région. Dans la partie sud, il affleure en de nombreux endroits, tandis que dans le tiers nord, il n'est que rarement à découvert.

Les parties méridionale et centrale du massif ne sont pas altérées. Les parties occidentale et septentrionale sont déformées, métamorphisées et, en partie, métasomatisées.

Roches non altérées

Le long de la bordure sud du massif, des couches riches en magnétite alternent avec des lits de magnétite et gabbro, et des lits de dunite (Pl. VIII-A). L'épaisseur des couches est variable et les faciès riches en minéraux mafiques et opaques prédominent. L'affleurement à plus faible altitude, à l'extrémité est du lac Raudot, contient une couche de magnétite d'au moins 6 pieds d'épaisseur. La magnétite passe graduellement à l'anorthosite gabbroïque, la roche intermédiaire étant un gabbro à magnétite. A l'extrémité ouest du lac Raudot, on observe des couches de composition variable jusqu'à 1,000 pieds du contact. Un affleurement situé à un demi-mille à l'ouest du lac est formé de couches de gabbro riche en magnétite et de gabbro anorthositique à olivine. Les faciès à plus forte teneur en plagioclase deviennent graduellement plus abondants vers le nord en direction du centre du massif. Des lits d'anorthosite à gros grain de deux à trois pieds d'épaisseur sont suivis par des couches troctolitiques ou de dunite. La direction générale des couches de composition variable est est-ouest et le pendage moyen est de 35°N. Nous avons noté, d'est en ouest, une faible augmentation des pendages et de la puissance des couches. Des lits de gabbro riche en magnétite d'environ 15 pieds d'épaisseur alternent avec de l'anorthosite dans l'angle nord-est du canton de Jauffret; les pendages sont de 40 à 45°N.

La teneur en magnétite ilménitique diminue graduellement en s'éloignant du contact sud et, sur une distance de 3,000 à 4,000 pieds, les couches sont moins régulières et dévient de la direction générale est-ouest. Nous avons observé des couches discontinues jusqu'à deux milles au nord de la bordure sud. Nous avons trouvé de grandes zones d'affleurements de gabbro anorthositique et anorthosite gabbroïque massifs et grossiers dans la partie centrale de l'amas et nous avons vaguement délimité les faciès des gabbros troctolitiques. Les différents types de roche passent graduellement de l'une à l'autre et leur répartition est irrégulière. On trouve quelquefois des enclaves de roches anorthositiques grossières dans les faciès gabbroïques.

L'anorthosite typique est relativement rare; elle est de couleur gris bleuâtre foncé. Nous en avons trouvé au nord de l'extrémité est du lac Raudot, en plusieurs endroits dans l'angle sud-ouest du canton de Fagundez et au nord du lac Bucko. Les lattes brillantes de plagioclase mesurent habituellement jusqu'à un pouce de longueur, mais on en observe également de plus grosses. Le plagioclase est quelquefois granulé; la partie centrale bleuâtre des cristaux est alors entourée de matériel verdâtre ou rosâtre. L'olivine est le minéral mafique; la magnétite est accessoirement présente. Près de la partie septentrionale métamorphisée du massif, le plagioclase est déformé et fracturé. On voit, dans les lames minces, de la séricite le long des fractures, la formation d'un peu de scapolite et l'olivine chargée de poussières opaques. Certains échantillons renferment de la biotite et de la calcite accessoire.

Les roches les plus fréquentes sont le gabbro anorthositique et l'anorthosite troctolitique. Elles renferment de 20 à 30 p. 100 de minéraux foncés et les variétés à gros grain passent graduellement à la véritable anorthosite. Les minéraux sont frais et les roches sont massives. Le minéral mafique habituel est l'olivine, mais nous avons trouvé dans les échantillons prélevés au nord de l'extrémité est du lac Raudot un peu de biotite, des traces de clinopyroxène et de l'apatite accessoire; là également se présentent des fractures remplies d'un minéral aqueux verdâtre, et, près des fractures, l'olivine est altérée en iddingsite orange-brun et bowlingite verdâtre. Une biotite rouge-brun est concentrée autour des grains de magnétite. Une étroite bordure d'altération se présente entre l'olivine et le plagioclase. La planche VIII-B montre la texture d'une anorthosite troctolitique. En surface altérée, l'olivine est foncée ou brun rouille, ou, rarement, vert olive.

Des gabbros à olivine (troctolites) se trouvent soit en couches dans la partie sud du complexe, soit en plages irrégulières à l'intérieur. Quelques échantillons, en plus de l'olivine, renferment de 3 à 5 p. 100 de pyroxène. Les lattes de plagioclase sont quelquefois orientées, la roche ayant ainsi une foliation primaire, mais le gabbro est en général massif. Les minéraux, en lames minces, sont clairs, à l'exception du pyroxène qui est poussiéreux. Le plagioclase a une faible teinte brunâtre.

Une double bordure très étroite sépare l'olivine du plagioclase (Pl. IX-A). La bordure est incolore (probablement du pyroxène) au contact de l'olivine et gris sale au contact du plagioclase. Les produits de réaction sont à grain trop fin pour permettre une détermination optique définie. On trouve également des bordures au contact du plagioclase et d'un minéral opaque, mais il n'y a pas eu développement de bordure de réaction entre le minéral opaque et l'olivine.

Des gabbros à magnétite se présentent près de la bordure sud du massif ou à la bordure même et, avec la diminution de la teneur en plagioclase, passent graduellement à des couches massives de magnétite. Le gabbro à magnétite se compose de 40 à 50 p. 100 de plagioclase, 20 à 35 p. 100 de magnétite et spinelle et de quantités variables de pyroxène (jusqu'à 8 p. 100), olivine, biotite et produits d'altération. Le plagioclase, en lames minces, a une légère teinte brunâtre. Le plagioclase est séparé des minéraux opaques et des grains de spinelle par une étroite bordure d'altération vert pâle qui est probablement une amphibole. On trouve des bordures incomplètes de biotite d'un rouge brillant autour de certains grains opaques. L'orthopyroxène s'observe en agrégats finement grenus et en quelques grains bien développés; le centre des plus gros grains est chargé de poussières opaques. Le clinopyroxène est parfois partiellement altéré en amphibole et biotite vert clair. A la bordure du massif, les produits d'altération sont abondants et les roches ne renferment pas d'olivine.

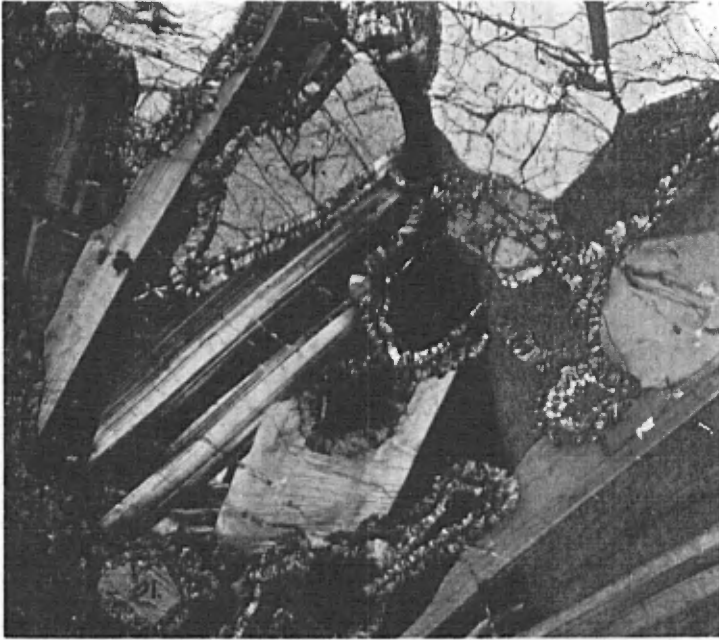
Il y a d'abondantes couches de roches à magnétite et olivine dans la partie sud du massif, à des distances allant jusqu'à 1 1/2 mille au nord du contact. L'olivine se présente en grains sub-arrondis de 1 à 5 mm de diamètre et emballés dans une matrice d'oxyde de fer; ils atteignent leur plus grande dimension loin du contact. Les échantillons provenant de l'extrémité ouest du lac Raudot se composent d'environ 65 p. 100 d'olivine, 25 à 30 p. 100 de minerai opaque, d'un peu de spinelle vert, de plagioclase (jusqu'à 10 p. 100) et de quantités variables de produits d'altération. Avec l'augmentation de la teneur en plagioclase, cette roche passe graduellement à un gabbro à magnétite. Voici la composition modale d'un échantillon (Pl. IX-B) prélevé à environ 1 1/2 mille au nord de la bordure sud du massif:

Olivine	44%
Minerai opaque	52%
Spinelle	4%

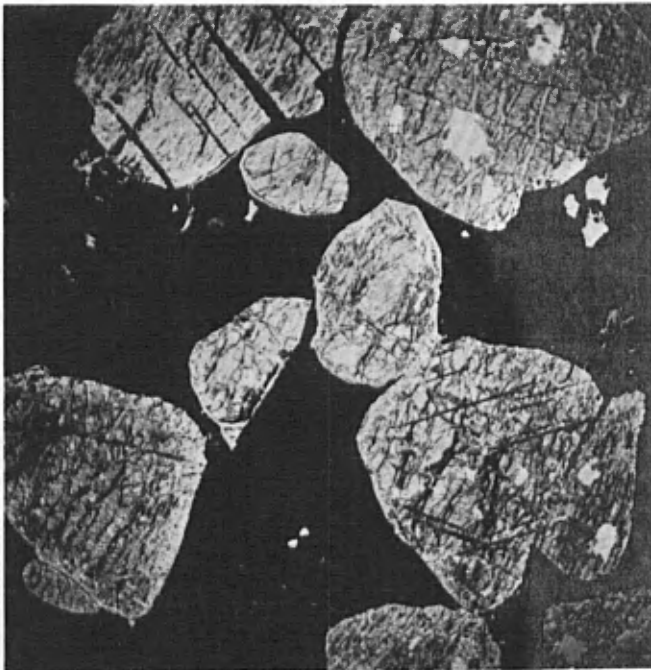
On trouve des couches massives de magnétite d'épaisseurs variables à la bordure sud du massif. On observe dans les échantillons polis des aiguilles d'ilménite dans la pâte de magnétite. Un échantillon que nous avons fait analyser renferme 50.27 p. 100 de fer et 6.37 p. 100 de titanium. Frappé avec un marteau, le minerai opaque se casse le long de micro-diaclases.

On note de nombreuses couches de dunite dans la partie litée méridionale du massif. Une zone altérée de 5 mm d'épaisseur est brun rouille, mais le reste de la roche est frais. Un échantillon représentatif prélevé dans l'angle sud-ouest du canton de Fagundez est constitué de 88 p. 100 d'olivine, 7 p. 100 de plagioclase, 5 p. 100 de matériel constituant les bordures et de traces d'un minéral opaque et de spinelle.

PLANCHE IX



A- P-33-7/A. Microphotographie (nicols croisés) d'un gabbro à olivine (troctolite). Notez la double couronne entre l'olivine (Ol) et le plagioclase.



B- P-33-11. Microphotographie (un nicol) d'une roche à magnétite et olivine. L'olivine est serpentinisée Sp = spinelle.

En lame mince (Pl. X-A), l'olivine forme une mosaïque équi-granulaire dont les interstices sont remplis de plagioclases montrant des bordures de réaction.

Nous résumons ci-après la composition minérale des roches non altérées des parties méridionale et centrale du massif. Les cristaux de plagioclase de tous les échantillons que nous avons étudiés au microscope étaient clairs et bien maclés. La teinte brunâtre, qui s'observe souvent au microscope, est probablement liée à la couleur gris bleuâtre foncé des échantillons macroscopiques. Sa présence ou son absence ne semble pas être liée à la calcicité du plagioclase. La composition de 24 échantillons varie de An_{86} à An_{59} . La composition du plagioclase de deux échantillons prélevés près de la bordure sud du massif est de An_{56} ; les deux renferment du pyroxène.

La composition de l'olivine varie de Fay_{24} à Fay_{37} . L'olivine est fraîche, sauf dans la roche à magnétite et olivine où il y eut un début de serpentinitisation. Une étroite bordure de réaction de 0.1 à 0.2 mm d'épaisseur se présente entre le plagioclase et l'olivine.

Les orthopyroxènes comme les clinopyroxènes sont des minéraux rares. Les premiers sont de l'hypersthène incolore dont l'angle axial approche 90° . Le clinopyroxène est de composition diopsidique, si l'on en juge par les maigres données que nous possédons.

Dykes syénitiques

Des dykes mesurant jusqu'à un pied d'épaisseur recourent la bordure méridionale du massif en de nombreux endroits. Les puissances régulières et les contacts nets, sans bordure de refroidissement, sont les caractéristiques de ces dykes.

La roche est à grain grossier, massive; elle ressemble superficiellement à l'anorthosite. On note, dans les échantillons, du plagioclase, de la biotite et un minéral mafique interstitiel. Les gros cristaux automorphes de plagioclase sont orientés au hasard et la bordure des grains s'altère en une teinte blanchâtre. En lames minces, le plagioclase est bien maclé et les grains laissent voir une résorption partielle. Du feldspath potassique perthitique entoure le plagioclase et celui-ci est zoné au contact. Le coeur des grains a une composition de An_{38} et la bordure est moins calcique. Il y a un peu de quartz, tantôt accompagnant le feldspath potassique, tantôt mélangé au matériel de l'agrégat à la bordure granulée du plagioclase. Une biotite rouge-brun se concentre autour du minéral opaque accessoire. On note un peu d'hypersthène et de diopside dans quelques échantillons.

Roches altérées du massif du lac Raudot

Les roches des parties septentrionale et occidentale du massif sont altérées et déformées de façon variable, l'intensité de l'altération et de la déformation augmentant du sud au nord. La largeur de la zone altérée peut atteindre trois milles.

Le début de l'altération ne s'observe qu'au microscope et se remarque par la transformation de l'olivine en amphibole vert bleuâtre clair. Les changements des propriétés des plagioclases ne s'observent, dans les échantillons macroscopiques, qu'à un stade plus poussé d'altération qui est caractérisé par la fracturation de la roche. Dans la roche la plus altérée, le feldspath est gris pâle et les minéraux mafiques forment des agrégats très finement grenus. Dans les lames minces, on voit des aiguilles d'amphibole le long des bordures des grains et dans les fractures du plagioclase (Pl. X-B). Le plagioclase, à proximité de la bordure nord du massif, est partiellement ou complètement recristallisé et les contacts entre minéraux pâles et foncés sont flous. Le plagioclase est du labrador sodique dans la roche légèrement altérée et de l'andésine calcique dans les types plus altérés. Les roches proches du contact septentrional du massif renferment de la chlorite et de la biotite en plus de l'amphibole; il est rare de pouvoir reconnaître la texture primaire. On observe, dans certaines variétés complètement altérées, de la scapolite et de l'épidote; les petits granules de plagioclase y forment un agrégat avec des aiguilles ou des prismes d'amphibole et de biotite.

On voit de la staurotite dans certaines roches altérées. Les cristaux sont de taille et de forme variables; il y a passage graduel de minuscules lamelles à des cristaux automorphes bien maclés.

Dans des zones de cisaillement discontinues, à proximité de la bordure nord du massif et parallèles au contact, les roches sont finement grenues et les minéraux ne se distinguent qu'en lames minces. Des vestiges de cristaux de plagioclase sont entourés d'un mélange de scapolite et de plagioclase à grain fin. Certaines zones de cisaillement montrent des plis d'entraînement et la roche est finement laminée. Un matériel granitique rose forme des dykes et des filons à la bordure du complexe. Scapolite, chlorite et épidote se sont développées dans les roches déformées adjacentes aux granites.

Près de la voie ferrée dans l'angle nord-est de la région, la transformation des minéraux mafiques primaires est complète, mais la déformation physique n'est pas prononcée. Les roches sont à grain très gros et les plagioclases de certains faciès anorthositiques mesurent jusqu'à un pied de longueur. Le minéral mafique interstitiel est altéré et l'on voit sur les surfaces altérées des couronnes bien développées, certaines étant géantes. Le centre des facules mafiques irrégulières est

un produit d'altération serpentinisé fibreux de l'olivine. Une bordure irrégulière, développée au contact du plagioclase et pouvant avoir de 2 à 3 cm d'épaisseur, se compose d'une amphibole bleuâtre pâle.

L'altération de la roche à l'extrémité ouest du massif est semblable à celle que nous venons de décrire. Les coronites (Pl. XI-A) sont fréquentes et les minéraux primaires sont altérés, mais les contours originels sont visibles grâce à une bordure relique de grenat. Le centre de la bordure de grenat est occupé par une amphibole fibreuse. Les aiguilles d'amphibole entre le grenat et le plagioclase sont perpendiculaires à la couronne de grenat. Le grenat forme rarement des porphyroblastes. La teneur en minerai opaque est faible et les roches ultrabasiqes sont très rares dans les parties ouest et nord du massif.

Examen

On pourrait résumer comme suit les deux principaux modes de gisement des anorthosites et roches gabbroïques associées (Buddington, 1939, p. 208; Turner et Verhoogen, 1960, p. 322):

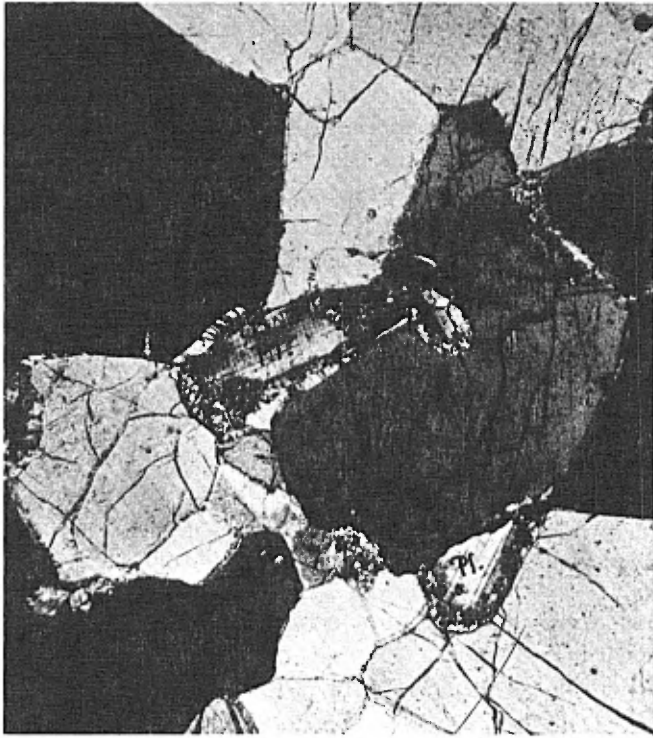
1) Les anorthosites se présentent en couches dans des nappes basiques stratifiées, des lopolites, etc., et leurs puissances peuvent atteindre plusieurs milliers de pieds. Le plagioclase est habituellement du labrador calcique ou de la bytownite, les minéraux mafiques sont des pyroxènes et, plus rarement, une olivine magnésienne.

2) Plus souvent, elles se retrouvent en amas de dimensions variables, plutôt grands en général, qui ne montrent pas de litage visible dû à des variations de composition. En beaucoup d'endroits, la forme de la masse intrusive n'est pas connue, mais certaines observations indiquent des contacts abrupts vers l'extérieur et des toits bombés. Les "anorthosites à toit bombé" se retrouvent dans les terrains précambriens et, au Canada, sont une des roches caractéristiques de la province de Grenville. L'anorthosite constitue une grande partie des roches intrusives des Adirondacks et (à la suite de Buddington, 1939) le terme "anorthosite du type des Adirondacks" est beaucoup utilisé comme synonyme de "anorthosites à toit bombé". La composition du deuxième type d'anorthosite se remarque par la présence de labrador sodique ou d'andésine et les minéraux mafiques des faciès gabbroïques généralement irréguliers sont des pyroxènes et, rarement, de l'olivine.

Dans la province de Québec, les anorthosites se présentent presque exclusivement dans la province méridionale du Bouclier canadien, ou le Grenville.

Les facteurs qui différencient les deux principaux modes de gisement des anorthosites sont la structure et la composition. Les

PLANCHE X



A- P-34-22. Microphotographie (nicols croisés) d'une dunite.
Notez les bordures entre le plagioclase (Pl) et l'olivine.



B- M-10-2. Microphotographie (nicols croisés) montrant la croissance d'une amphibole dans les fractures du plagioclase.

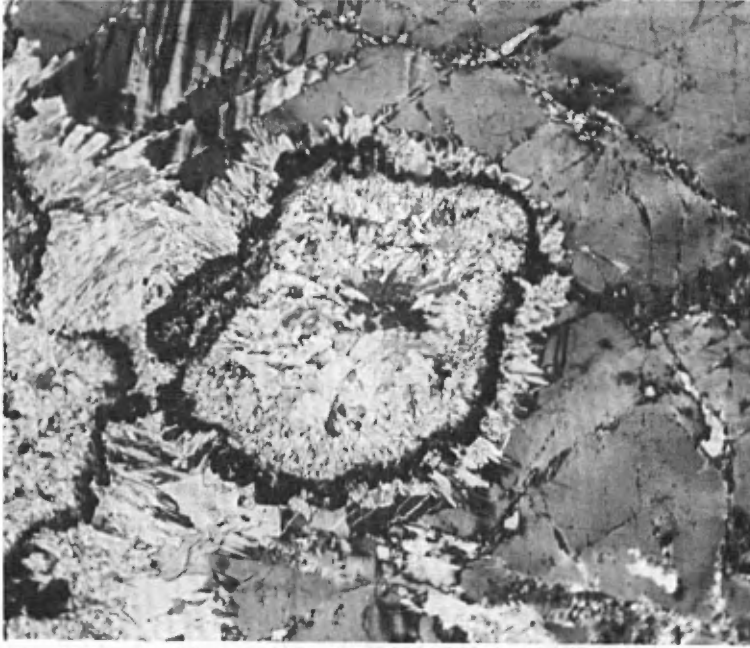
indices relevés favorisent grandement une genèse des amas lités par différenciation sur place à partir d'un magma liquide gabbroïque. Cependant, une telle hypothèse n'explique pas la formation des grandes masses anorthositiques. Dans les anorthosites du Québec, il y a des différences de composition d'un endroit à l'autre, mais il n'y en a que très peu dans chaque masse individuelle; on ne discerne aucune tendance uniforme de différenciation. Dans le cas où les anorthosites constituèrent la fraction riche en plagioclase d'un magma basique différencié, les minéraux mafiques se trouveraient accumulés dans les parties des massifs qui nous sont cachées. Or les résultats des études gravimétriques démontrent l'absence de masses ultrabasiqes sous les amas d'anorthosite. C'est pourquoi nous pouvons répéter les propos de Buddington affirmant "qu'il n'y a pas de preuve que l'anorthosite soit elle-même la différenciation d'un magma de composition plus basique. Sa mise en place semble s'être produite à l'état de magma anorthositique ou peut-être sous forme de bouillie de cristaux de plagioclase."

Le contact sud du massif du lac Raudot est une zone de cisaillement. Les roches fortement métamorphisées au sud du massif sont plissées et leur direction générale nord-sud s'infléchit en direction est-ouest à proximité des anorthosites. Le litage dû à des variations de composition dans la zone large de 3,000 à 5,000 pieds en bordure du massif présente des pendages de 30° à 40° vers le nord. Des dykes de syénite à gros grain recourent la bordure, mais ne se retrouvent pas dans les roches métamorphiques adjacentes au sud. Leur absence dans ces dernières roches fut probablement le résultat d'un soulèvement des formations métasédimentaires par rapport aux roches éruptives. Ainsi, il y eut mouvement relatif vers le haut des roches métamorphiques adjacentes au massif.

L'analyse structurale qui précède indique que la bordure méridionale du massif représente un niveau inférieur et la partie centrale un niveau supérieur de l'amas intrusif. Le litage semble être primaire et nous porte à croire que le massif du lac Raudot est une nappe intrusive ou un laccolithe, et non un amas à toit bombé ou batholitique.

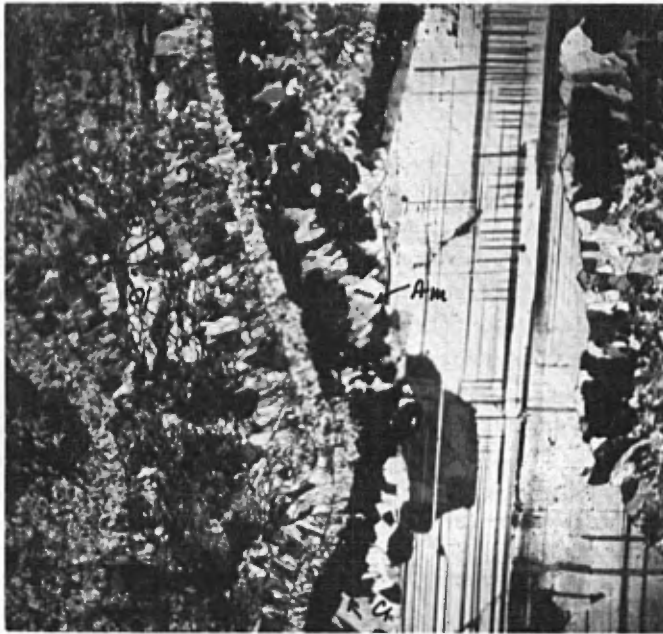
Les minéraux lourds (olivine et magnétite) sont concentrés dans la partie litée du massif. Si l'on suppose que l'amas fut mis en place à l'état liquide, il est possible d'expliquer convenablement le litage régulier par vitesse de sédimentation différentielle de la cristallisation hâtive du plagioclase et de l'olivine. Les différences entre les types de roches résident surtout dans les proportions des minéraux et la calcicité du plagioclase est presque la même dans l'anorthosite que dans les couches de dunite. Une zone restreinte de différenciation va de An₆₆-Fay₂₄ à An₆₀-Fay₃₇.

PLANCHE XI



3mm

A- L-63-2. Microphotographie (nicols croisés) de l'anorthosite gabbroïque altérée à couronnes et plagioclase fracturé. Le centre des couronnes de grenat (noires) est occupé par une amphibole fibreuse.



3mm

B- K-109-8. Microphotographie (nicols croisés) du gabbro anorthositique de Brien. L'olivine corrodée (Ol) est entourée de pyroxène (Px) et de grenat (Gr) secondaires. Le plagioclase est partiellement remplacé par de l'amphibole (Am).

Le massif a une composition plus basique que celle des anorthosites ordinaires de la province de Grenville et, à cet égard, il ressemble plus aux complexes lités qu'aux anorthosites du type des Adirondacks. L'anorthosite de la rivière Moisie (Faessler, 1945) et les faciès de l'amas de Tchitogama (Philpotts, 1965) sont de composition quelque peu semblable au massif du lac Raudot car ces roches renferment des faciès troctolitiques. Cependant, leur plagioclase est moins calcique. La structure du massif du lac Raudot ressemble à celle des amas lités par sa forme en nappe et en diffère par l'absence de litage régulier dans les parties supérieures (centrales).

La magnétite est concentrée dans la zone litée du massif. L'interlitage régulier et la texture ne laissent aucun doute quant à l'origine primaire du minerai. L'abondance de magnétite dans la partie litée du massif signifie une apparition relativement hâtive des oxydes de fer dans la séquence. A cet égard, notre massif diffère de beaucoup d'autres anorthosites en ce que les couches de minerai s'y sont cristallisées à partir du liquide résiduel (cf. les gisements du lac Allard, Hargraves, 1962).

GABBRO ANORTHOSITIQUE DE BRIEN

Des gabbros anorthositiques et leurs variétés altérées affleurent dans une aire d'environ 5 milles carrés dans la partie centrale du canton de Brien, au nord de la faille Hart-Jaune. Les pics de la partie ouest de l'amas sont constitués de roches anorthositiques et gabbroïques massives et foncées, et les roches du flanc sud sont des gneiss à hornblende et plagioclase.

Les roches les moins altérées sont à grain grossier, massives et semblables aux gabbros anorthositiques du massif du lac Raudot (Pl. XI-B). Le plagioclase bleuâtre est du labrador calcique. L'olivine et le pyroxène, minéraux mafiques primaires, sont fortement altérés. L'olivine existe en reliques corrodées, la plus grande partie de son volume originel étant transformée en pyroxène granulaire clair. La transformation semble avoir été accompagnée par la ségrégation d'une poussière opaque. Le pyroxène secondaire est séparé des cristaux de plagioclase par des bordures de réaction constituées d'amphibole pâle et de grenat. Le pyroxène hypersthénique primaire renferme une poussière de minuscules particules opaques et possède une étroite bordure d'altération en hornblende verte brillante. Les minéraux accessoires sont un minerai opaque et la biotite.

On peut suivre les changements minéralogiques et texturaux depuis le gabbro anorthositique massif et coronitique jusqu'au gneiss à hornblende et plagioclase. L'intensité de la déformation augmente graduellement vers le sud.

Au début de la déformation, la roche est massive et, bien que son plagioclase devienne blanc, sa composition ne change guère. Le minéral mafique se présente en agrégats d'amphibole vert pâle qui donnent à la roche un aspect tacheté. On note du grenat et de la scapolite dans certains échantillons, et le grenat, sous forme de points minuscules, se concentre parfois autour des agrégats d'amphibole.

A un stade avancé de la déformation se développe la texture gneissique (Pl. XII-A). Les minéraux mafiques sont allongés et forment des traînées parallèles. Le grenat se trouve en grains automorphes épars. Le plagioclase finement grenu mal maclé de la roche gneissique est une andésine calcique.

Plus au sud, près de la rivière Hart-Jaune, les roches sont des gneiss à hornblende et plagioclase typiques et la texture ne révèle pas leur origine.

Les relations structurales du massif du lac Raudot et de l'amas de Brien à la faille Hart-Jaune font croire que les roches de Brien, avant le développement de la faille, auraient été reliées au massif du lac Raudot. L'association génétique des deux nous est indiquée par la similitude des compositions. Une teneur plus forte en hypersthène dans les roches de Brien peut s'expliquer par une différenciation plus tardive; dans ce cas, il faut s'attendre à un enrichissement en pyroxène par rapport à l'olivine.

On peut distinguer deux épisodes métamorphiques. Tout d'abord, un métamorphisme régional hâtif transforma les gabbros anorthositiques de Brien en coronites; ultérieurement, la partie sud du massif fut cisailée et, avec le développement des gneiss à hornblende et plagioclase, la structure coronitique fut détruite.

En général, le développement des coronites est semblable à celui de ces mêmes textures dans les métagabbros de la partie nord de la région; les causes de leur formation sont aussi probablement les mêmes, à savoir, l'instabilité de la paire olivine-plagioclase sous certaines conditions du métamorphisme régional.

LENTILLE INTRUSIVE DU LAC LUCIE

ET ROCHES APPARENTEES

Une lentille anorthositique d'environ 8 milles carrés se situe au nord du lac Lucie, dans l'angle sud-est de la région. La lentille est allongée en direction est-ouest; elle est entourée par les roches métamorphiques du haut-plateau de Manicouagan.

Des dépressions étroites et des cours d'eau peu profonds marquent la plus grande partie de la zone de contact entre la lentille intrusive et les roches litées encaissantes. Le contact est visible en plusieurs endroits et, près de ce contact, les roches sont foliées. Des dykes satellites de la lentille intrusive recourent les roches litées encaissantes sur la rive nord du lac Lucie.

La roche de la lentille du lac Lucie est habituellement un gabbro anorthositique qui, cependant, passe irrégulièrement à une anorthosite grossière et à un gabbro foncé à grain variant de moyen à grossier. Les faciès gabbroïques sont plus abondants vers le nord-est. Nous avons trouvé de l'anorthosite à grain très gros juste au nord du centre de la lentille. Nous n'avons pas observé de couches parallèles. Deux dykes parallèles d'anorthosite à gros grain de deux et cinq pieds d'épaisseur respectivement recourent le gabbro anorthositique dans la partie centre-sud de la lentille.

Il est possible d'identifier le pyroxène et le plagioclase dans les échantillons macroscopiques. Le plagioclase est gris pâle ou gris bleuâtre pâle et forme des prismes ou lattes bien développés: il est granulé dans certains échantillons. Les lattes sont rarement orientées et, dans l'anorthosite extrêmement grossière, elles peuvent atteindre un pied de longueur. Dans les lames minces, le plagioclase est clair et bien maclé. Il montre, près du contact, une extinction onduleuse; certains grains granulés renferment, comme inclusions, des prismes ou baguettes minuscules. Le plagioclase est du labrador calcique (An_{62-71}).

L'orthopyroxène est incolore ou très faiblement pléochroïque en rose. Les propriétés optiques font croire à l'existence de variations locales de composition: c'est de l'hypersthène dans la partie nord-est de la lentille, de l'enstatite dans la partie ouest. Du diopside clair et incolore se présente avec l'orthopyroxène, mais il est moins abondant.

Trait fréquent remarqué au microscope dans les pyroxènes: son association avec un spinelle vermiculaire de couleur verte. Les lignes myrmékitiques irrégulières du spinelle sont plus minces à la bordure des grains.

L'olivine trouvée dans deux échantillons gabbroïques est une variété riche en magnésium se présentant en petits cristaux reliques entourés par le pyroxène.

L'amphibole semble remplacer partiellement le pyroxène et se trouve également, mais rarement, en grains indépendants mal formés. Une partie contient du spinelle vermiculaire.

Des dykes de pyroxénite recoupent la lentille du lac Lucie en plusieurs endroits. La roche filonienne est massive et à grain moyen, et sa composition est semblable à celle des filons-couches de pyroxénite dans les roches litées du haut-plateau.

Deux dykes gabbroïques s'orientent, dans la partie sud-ouest de la lentille, en direction N20°W. Cette roche filonienne est à grain fin, massive et constituée de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de spinelle et minéral opaque accessoire.

AUTRES ROCHES GABBRO-ANORTHOSSITTIQUES DU COMPLEXE

METAMORPHIQUE DE MANICOJAGAN

Une lentille ovale d'environ deux milles de longueur se présente dans l'aire de gabbros granulitiques à proximité de la limite est du canton de Jauffret. Les roches sont à grain variant de grossier à très grossier et possèdent, examinées à l'oeil nu, les mêmes propriétés que celles de la lentille du lac Lucie, si ce n'est une plus forte granulation du plagioclase. Cependant, on peut reconnaître de grands prismes de plagioclase et une texture ophitique locale. La composition du plagioclase (An_{62-63}) est uniforme dans la lentille.

Un gabbro anorthositique grossier et des faciès gabbroïques grossiers, que nous croyons être génétiquement liés à l'amas du lac Lucie, forment de petites taches dans les gabbros granulitiques lités et homogènes. Si on les compare aux gabbros granulitiques, les roches du type du lac Lucie sont à grain plus gros, ont une texture ophitique relique et le plagioclase est plus calcique que An_{60} .

Examen

L'absence de tout effet de contact sur la roche encaissante indique qu'au moment de la mise en place du gabbro anorthositique du lac Lucie, les roches litées étaient chaudes et que l'intrusion s'est effectuée à grande profondeur. Puisque les cristaux de la roche intrusive varient de grossiers à très grossiers, le taux de cristallisation fut très lent. Les cristaux grossiers déformés et granulés à proximité du contact de la lentille font croire que le liquide intrusif renfermait des quantités appréciables de matériel de la phase solide au moment de l'intrusion.

L'absence de litage régulier dû à des variations de composition, la présence de changements irréguliers et abrupts de la taille des grains et de la proportion du pyroxène et du plagioclase et la présence de dykes d'anorthosite dans le gabbro anorthositique font croire qu'il y eut dérangement des conditions au cours de la cristallisation.

La présence d'olivine au lieu de pyroxène est la principale différence minéralogique entre le massif du lac Raudot (olivine) et celui du lac Lucie. Certains grains de pyroxène sont clairs, d'autres contiennent du spinelle vermiculaire. Des vestiges de grains d'olivine sont entourés de pyroxène dans deux lames minces et cette relation indique qu'il existe des pyroxènes qui ont remplacé l'olivine. Les études expérimentales du système diopside-forstérite-anorthite font croire qu'à des hautes températures magmatiques forstérite-anorthite et spinelle peuvent co-exister, mais que "le pyroxène et le spinelle sont incompatibles" (Osborn et Tait, 1952, p. 432). Cependant, à des températures inférieures, "le spinelle et le diopside co-existent en conditions d'équilibre, mais non le plagioclase calcique et l'olivine. C'est pourquoi, à une certaine température modérée, une accumulation de cristaux de plagioclase calcique et d'olivine magnésienne devient un assemblage métastable qui, les conditions le permettant, se transformera en un assemblage stable de basse température de spinelle, pyroxène et plagioclase ... (en dessous d'environ 900°)." Ainsi, il est possible que le pyroxène et le spinelle vermiculaire associé soient des minéraux métamorphiques. Il y eut sans doute de fréquentes réactions entre l'olivine et le plagioclase dans les gabbros coronitiques et les troctolites, réactions qui possiblement provoquèrent la formation de divers assemblages minéraux.

Nous avons mentionné plus haut l'amphibolisation partielle du pyroxène. L'amphibole renferme également du spinelle vermiculaire; ainsi, la formation du spinelle est antérieure à l'altération amphibolitique. Nous devons souligner que les roches qui entourent la lentille du lac Lucie sont faites de minéraux anhydres et que, par conséquent, l'amphibolitisation partielle du pyroxène pourrait être un phénomène auto-métamorphique.

L'histoire géologique de la lentille du lac Lucie diffère à plus d'un point de vue de celle du massif du lac Raudot, et les relations génétiques entre les deux sont douteuses.

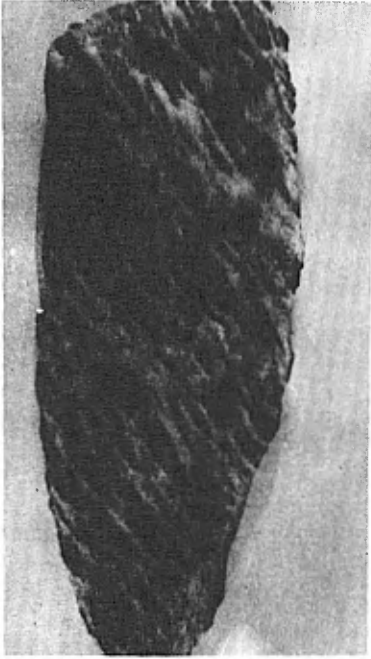
ROCHES GRANITIQUES ET ROCHES INTRUSIVES SECONDAIRES

Nous étudierons dans ce chapitre des gneiss granitiques, des granites, des pegmatites et certaines roches intrusives en faibles quantités; toutes ces roches se retrouvent au nord de la faille Hart-Jaune.

GNEISS GRANITIQUES ET GRANITES

Les roches granitiques forment tantôt des lentilles, tantôt des amas irréguliers ou encore elles font partie des gneiss mixtes. Nous avons décrit plus haut les relations complexes qui prévalent dans les gneiss mixtes.

PLANCHE XII



A- Gneiss à hornblende et plagioclase formé à partir d'un gabbro anorthositique altéré. Echelle 1:1.



Diamètre 6mm

B- S-93-6. Microphotographie d'un diamètre de 6mm (nicols croisés) d'un gabbro coronitique. Une bordure de pyroxène et grenat secondaire entoure l'olivine (Ol). Pl = plagioclase, Px = pyroxène primaire.

Les lames minces nous révèlent que les roches granitiques, dont les propriétés semblent être identiques, diffèrent beaucoup quant aux rapports des feldspaths, et que leur couleur généralement rosâtre n'indique pas nécessairement une abondance de feldspath potassique.

Le tableau No 11 donne la composition modale de 10 échantillons. Les échantillons 1 à 4 furent prélevés le long, et à proximité, du rivage du lac Manicouagan où les roches sont à grain fin et moyen et seulement faiblement foliées. Une roche fait exception (échantillon No 2): elle est riche en quartz et microcline et est à grain variant de moyen à grossier. Nous observons, en lames minces, une texture en mosaïque. Les grains xénomorphes des feldspaths ne sont pas altérés. Le plagioclase (An_{6-11}) est bien maclé et certains grains de microcline sont microperthitiques. La biotite brune est le minéral mafique significatif et se concentre en minces lits de 2 à 3 mm d'épaisseur. Les minéraux secondaires sont la hornblende, un minéral opaque, l'apatite, le zircon, le sphène, l'allanite et, dans un échantillon, l'épidote.

Les abondantes roches granitiques roses (échantillons Nos 5 et 6) de la partie nord du tiers ouest sont foliées et, dans plusieurs échantillons, le quartz forme des lentilles ou des feuillets (texture de gneiss lamellaire). Le plagioclase est de l'albite ou, rarement, de l'oligoclase; le feldspath potassique est de l'orthose ou du microcline, certains grains étant microperthitiques. La biotite est le minéral mafique; les accessoires mineurs sont la hornblende, la chlorite, le zircon et un minéral opaque. Quelques granites de la partie nord du tiers central renferment du grenat accessoire.

La chlorite est le minéral mafique des gneiss granitiques au nord du ruisseau Beaupin, à proximité de la rivière Hart-Jaune dans le tiers central et au nord du massif du lac Raudot (échantillons Nos 8, 9 et 10). Le granite chloritique est mélangé de façon complexe à des paragneiss dans de nombreux affleurements au nord du ruisseau Beaupin. Le quartz, dans les échantillons macroscopiques, est gris sale et les feldspaths ont la coloration rougeâtre de l'oxyde de fer. Les minéraux accessoires sont la hornblende, la biotite, le sphène, l'épidote, l'apatite et un minéral opaque.

On note dans les lames minces que les minéraux sont très altérés. Les feldspaths sont embués et les fractures filiformes sont remplies d'épidote, de calcite et de sphène. Les granites chloritiques au nord du massif du lac Raudot renferment un peu de muscovite et certains échantillons ressemblent à des aplites. Le degré d'altération et la quantité de matériel granitique dans les gneiss mixtes diminuent vers le nord.

La bordure nord du massif du lac Raudot est déformée et cisailée; elle est recoupée par des dykes granitiques mesurant jusqu'à

Tableau No 11

Composition modale des roches granitiques

	1 K-11-3	2 K-17-4	3 R-64-2	4 K-11-10	5 K-33-2
Feldspath potassique	47	45	8	7	37
Plagioclase	21	3	57	60	34
Quartz	24	49	30	30	26
Biotite	6	2	3	2	3
Chlorite	-	-	-	-	tr
Autres minéraux	2	1	1	1	-
	6 K-75-7	7 L-82-3	8 R-15-1	9 L-62-9	10 R-62-4
Feldspath potassique	37	27	19	20	43
Plagioclase	28	40	36	38	31
Quartz	30	25	32	33	17
Biotite	3	5	tr	tr	tr
Chlorite	tr	tr	11	7	7
Autres minéraux	2	3	2	2	2

un pied d'épaisseur, dont un certain nombre se prolongent parallèlement à cette bordure. Les dykes sont roses, à grain fin et gneissiques. On observe dans les lames minces la granulation du feldspath et la formation d'une texture "flaser" dans les grains de quartz. La muscovite (visible également dans les échantillons macroscopiques) a une texture particulière en forme de tamis que nous n'avons pas vue dans les autres roches granitiques.

Les gneiss granitiques et les granites ont des origines variées. Certains se présentent en couches bien définies ou en lentilles et ont des contacts nets avec des paragneiss ou renferment des enclaves de ces dernières roches. De telles relations dénotent une origine par consolidation d'un magma.

Dans quelques gneiss mixtes, l'association de la fraction granitique et des paragneiss est très intime et la fraction granitique a pu se former soit par injection le long des plans de la foliation, soit par ségrégation métamorphique. Cependant, les granites intrusifs prédominent.

Nous avons indiqué sur la figure 5 les teneurs modales en albite, anorthite et feldspath potassique de huit échantillons; le graphique semble permettre une subdivision des roches granitiques en trois groupes: 1) granites à deux feldspaths, 2) granites à albite et 3) granites à microcline.

La composition des granites à deux feldspaths tombe à mi-chemin entre le joint feldspath potassique-albite sur le diagramme de composition et le rapport des feldspaths correspond à celui des granites "normaux". La distribution des points dans la figure 5 fait croire que les gneiss granitiques roses du tiers ouest de la région (voir échantillons 5, 6 et 7 au tableau No 11) et les granites chloritiques (voir échantillons 8, 9 et 10) peuvent être liés génétiquement, et que les différences texturales comme la chloritisation de la biotite sont le résultat de conditions modificatrices locales.

Puisque la masse principale de granite chloritique est parallèle à la faille Hart-Jaune, il y a possibilité d'une relation entre la mise en place du granite et l'activité tectonique qui causa la faille. Nous croyons que la chloritisation de la biotite comme les autres altérations minéralogiques visibles dans une large zone le long de la faille sont les résultats de l'action des solutions volatiles venues le long de la cassure. Il est possible que ces solutions soient le produit hydrothermal de la différenciation du même magma qui a donné naissance au granite.

Un granite gneissique recoupe la bordure nord du massif du lac Raudot. Les zones de cisaillement le long desquelles s'est introduit le granite se sont formées probablement en même temps que la faille. C'est pourquoi l'intrusion granitique et la faille sont plus récentes que le complexe basique.

Granite à albite

Certaines roches granitiques roses de la rive nord du lac Manicouagan renferment beaucoup de feldspath albitique (voir échantillons 3 et 4 au tableau No 11); en conséquence, elles se placent près du sommet de l'albite du diagramme de composition. La haute teneur en sodium est confirmée par l'analyse chimique qui révèle 6.25 p. 100 de Na_2O et 0.61 p. 100 de K_2O .

Puisque les paragneiss associés au granite albitique sont potassiques, le fort contenu en sodium des granites ne peut s'expliquer

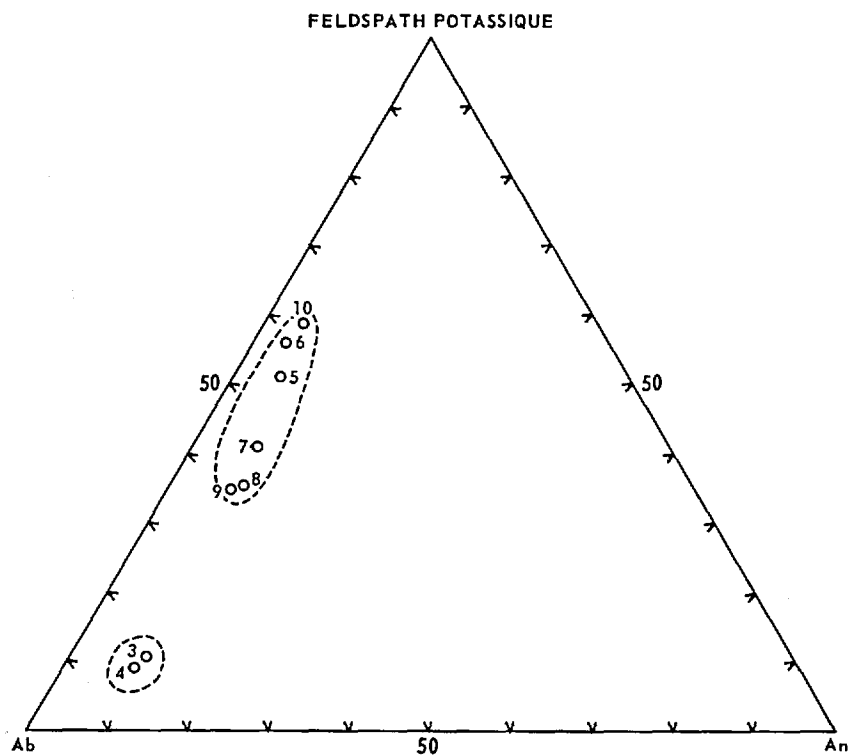


Figure 5

TENEURS EN ALBITE, ANORTHITE ET FELDSPATH POTASSIQUE DE HUIT ÉCHANTILLONS GRANITQUES. LE GRAPHIQUE EST CONSTRUIT A PARTIR DES COMPOSITIONS MODALES QUI APPARAISSENT DANS LE TABLEAU NO 11.

par un enrichissement métasomatique. Il semble donc que la composition actuelle du granite albitique soit primaire. Le fait que des roches à plusieurs milles de distance aient des modes remarquablement semblables supporte cette conclusion.

L'intrusion du granite albitique ne semble pas être liée au tectonisme, comme c'est le cas des granites chloritiques. Nous n'avons pas trouvé les deux types de granite en contact et nous ne connaissons pas leurs âges relatifs.

Granite à microcline

Nous considérons ce granite comme une variété des pegmatites et nous le décrivons ci-après.

PEGMATITES GRANITIQUES

On trouve de nombreux filons, dykes et petits filons-cou-ches de pegmatites granitiques massives et roses dans les différents gneiss au nord de la faille Hart-Jaune. Leurs minéraux essentiels sont le quartz et le microcline. On observe par endroits du plagioclase, de la biotite et de la magnétite. La biotite est distribuée irrégulièrement et forme habituellement des plaques ou livrets mesurant jusqu'à 10 cm de diamètre.

Il y a trois sortes de textures communes présentant des transitions entre elles:- 1) Texture pegmatitique. Dans les pegmatites à très gros grain, les phénocristaux de microcline peuvent mesurer jusqu'à un pied de longueur. Ces pegmatites sont fréquentes près de l'intersec-tion de la rivière Hart-Jaune et de la longitude 68°00'. 2) On trouve des pegmatites à texture graphique à travers la région, mais surtout dans le tiers est. 3) Les pegmatites à texture granitique ou granulaire hypidio-morphe diffèrent des autres pegmatites roses par leur rapport microcline/plagioclase très élevé.

Nous avons trouvé une pegmatite à grenat (pyrope-almandin) en deux endroits de la partie sud-est du canton de Berthelet, dont un à proximité de l'amas de péridotite.

Nous concluons, de la diversité des modes de gisement et de la composition des pegmatites, que ces roches représentent plusieurs périodes d'intrusion. Certaines ont subi une déformation cataclastique et d'autres ont été métamorphosées avec la roche encaissante. La pegma-tite à microcline très grossière et la variété graphique semblent être les plus récentes roches intrusives précambriennes de la partie septen-trionale de la région.

GNEISS SYENITIQUES VERTS A PYROXENE
GNEISS TACHETES

Des gneiss syénitiques à pyroxène forment deux grandes masses irrégulières et plusieurs petites taches dans la partie nord-ouest de la région. Les plus grandes masses se présentent le long de la limite nord de la région et leurs prolongements vers le nord sont inconnus. Les amas syénitiques sont séparés l'un de l'autre par des paragneiss et des gneiss granitiques roses. La foliation des gneiss encaissants au voisinage des roches syénitiques est embrouillée.

Les gneiss syénitiques à pyroxène sont verts en surface fraîche et beiges ou gris en surface altérée; ils sont à grain variant de moyen à fin. La foliation est marquée par des minéraux mafiques alignés. Leur composition modale est résumée dans le tableau No 12.

En lames minces, les grains xénomorphes forment une mosaïque équigranulaire. Le feldspath potassique est microperthitique et a un angle axial négatif de 40° à 45°. Le plagioclase maclé est de l'albite. Le clinopyroxène est vert pâle et a un grand angle axial positif. L'orthopyroxène est faiblement brunâtre; l'absorption est remarquable et la dispersion est forte. L'angle axial se situe à près de 90°. Nous avons trouvé de la hornblende et 2 p. 100 de quartz dans une lame mince. Le premier minéral est vert brillant. La biotite est fortement colorée et montre une absorption variant de brun pâle à brun verdâtre à brun foncé. Les grains xénomorphes de grenat sont rosâtres et renferment des inclusions. Le rutile est l'accessoire habituel, mais nous avons également noté l'apatite, le zircon et des granules opaques.

Tableau No 12

Composition modale des gneiss syénitiques verts à pyroxène

	K-68-11	K-70-11	K-69-10
Feldspath potassique	48	43	39
Plagioclase	35	42	38
Quartz	-	-	2
Clinopyroxène	9	5.5	6
Orthopyroxène	3.5	2	3
Hornblende	-	-	7
Grenat	2	2.5	2.5
Biotite	1.5	3	1.5
Autres minéraux	1	2	1

Des gneiss syénitiques tachetés roses prolongent les gneiss syénitiques verts et, comme ceux-ci, se trouvent parmi les gneiss et paragneiss granitiques. Nous n'avons pas trouvé les contacts mêmes avec les gneiss granitiques.

La roche est rose pâle en surface fraîche et beige-jaune en surface altérée. Les minéraux mafiques (moins que 5 p. 100) sont visibles sous forme de taches foncées dans une matrice constituée principalement de plagioclase (An_{12}) et de feldspath potassique. Les feldspaths forment une mosaïque de grains inégaux. Le feldspath potassique est perthitique dans certaines lames minces. Il est fréquent de noter jusqu'à 5 p. 100 de quartz; un échantillon en contenait 18 p. 100. Les minéraux mafiques sont la hornblende et le diopside. Le grenat se présente en grains xénomorphes et nous avons observé des traces de biotite dans plusieurs lames minces.

Le gneiss syénitique vert est un type de roche distinctif dont la minéralogie diffère de façon marquée des gneiss adjacents du faciès amphibolite. Les pyroxènes et la perthite dénotent une température de formation élevée. Si l'on se fie à la description des "roches vertes" du sud-ouest du Grenville du Québec, elles se comparent aux gneiss syénitiques à pyroxène. Les "roches vertes" renferment des pyroxènes orthorhombiques et monocliniques et de la perthite, et se présentent soit en petits amas dans les gneiss, soit sous forme de faciès marginal autour des anorthosites. Elles sont ignées et nous les croyons plus jeunes que les anorthosites.

Nous croyons que les gneiss "tachetés" roses sont liés génétiquement au faciès syénitique vert car il existe certaines variétés de transition entre les deux. Les quantités variables de quartz dans les gneiss "tachetés" font croire que leur composition a pu être très affectée par les roches granitiques environnantes.

GABBROS CORONITIQUES

Des lentilles de métagabbro de diamètre maximum d'un demi-mille se présentent dans la partie nord-ouest de la région; quelques-unes seulement apparaissent sur la carte géologique. Les gabbros sont gris bleuâtre, ici et là à patine d'altération brun rouille, à grain variant de moyen à grossier, massifs et ophitiques.

Les lames minces montrent une forte altération des principaux minéraux primaires qui sont le plagioclase, l'olivine et le clinopyroxène. Le plagioclase (An_{35}) est lardé de minuscules aiguilles ou prismes anisotropiques ou est altéré en une masse presque opaque. On peut observer différents degrés d'altération dans la même lentille gabbroïque: ici quelques grains sont recristallisés en un agrégat granulaire clair

ou sont partiellement remplacés par du grenat, tandis qu'ailleurs des traînées de grenat marquent les contours originels du plagioclase.

Le pyroxène primaire du gabbro est lardé de minuscules baguettes opaques et est partiellement recristallisé; il ne montre pas de réaction avec d'autres minéraux.

Des bordures de réaction (Pl. XII-B) se sont développées entre l'olivine et le plagioclase et autour du minéral opaque. L'olivine est partiellement remplacée par des produits de réaction, mais les grains reliques sont frais. Une étroite bordure de pyroxène (diopside?) secondaire limpide entoure l'olivine. Une deuxième bordure entourant la première est constituée de grenat ou d'une symplectite confuse de grenat et d'un minéral anisotrope (pyroxène?).

Les bordures autour des grains opaques se composent de biotite rouge-brun et de hornblende brune. Un spinelle vert et un minéral pléochroïque translucide accompagnent les grains opaques.

Le degré d'altération est variable et, souvent, la texture originelle du gabbro a été grandement modifiée lors de la formation poussée de minéraux secondaires. Dans quelques cas extrêmes, plus que 50 p. 100 du volume originel du plagioclase est remplacé par du grenat, les petits cristaux automorphes de ce dernier minéral pouvant être alignés parallèlement aux clivages du plagioclase ou être distribués au hasard.

Les minéraux primaires et la texture originelle indiquent clairement que les coronites dérivent de gabbros oliviniques. Il appert également que les minéraux réactionnels se sont formés postérieurement à la cristallisation complète de la roche; ainsi, les réactions sont post-magmatiques et le résultat probable du métamorphisme régional.

PERIDOTITE

Une aire d'affleurement d'environ 3,000 pieds de longueur de roches ultrabasiques s'élève faiblement au-dessus du niveau général du sol près de l'angle sud-est du canton de Berthelet. Les affleurements donnent deux lentilles allongées en direction est-ouest et séparées par une dépression. Deux types de roches sont représentés, mais les relations entre elles et leur relative abondance nous sont inconnues.

Un type consiste en une roche à olivine dont la composition est proche de celle d'une dunite (échantillons 1 et 2 dans le tableau No 13). L'autre est une péridotite grenatifère à hornblende (échantillon 7).

Nous avons prélevé l'échantillon de roche à olivine à la bordure méridionale de la lentille est. C'est une roche vert-olive foncé, massive, à grain moyen et à texture saccharoïde équigranulaire. Près de la surface, elle est friable et se brise facilement le long des bords des grains. La pente sud de la colline est couverte de sable olivinique.

La péridotite grenatifère à hornblende se retrouve du côté est et du côté ouest de l'aire d'affleurement. Sur la surface fraîche foncée, on distingue facilement le grenat rouge, dispersé de façon uniforme, de l'olivine et de l'amphibole. La surface altérée est de couleur brun rouille foncé. Les cristaux d'amphibole sont alignés et la roche est foliée.

Tableau No 13

Composition modale des péridotites grenatifères

(1 à 6) et des dunites (T-9)

	Oliv.	Grenat	Ortho- pyrox.	Clino- pyrox.	Amphib.	Chlor.	Opq.	Altér.
1) K-98-20/A	49	7	2	-	39	-	3	-
2) K-98-18	45	7	8	-	27	-	12	1
3) A-6	50	10	40	-	-	-	-	-
4) A-2	40	15	15	25	5	-	-	-
5) N-69	35	20	10	30	5	-	-	-
6) N-26	55	15	-	25	5	-	-	-
7) K-98-20	85	-	2	-	5	6	1	1
8) N-6	70	-	15	-	10	5	-	-
9) N-3	65	-	10	-	15	10	-	-

Les données ne concernant pas les roches de notre étude proviennent de l'ouvrage de O'Hara et Mercy (1963).

- 1) notre étude: péridotite grenatifère à hornblende;
- 2) notre étude: péridotite grenatifère à hornblende;
- 3) harzburgite grenatifère de la cheminée de Kimberlite, Afrique du Sud;
- 4) lherzolite grenatifère, Suisse;
- 5) lherzolite grenatifère, Norvège;
- 6) wehrlite grenatifère, Norvège;
- 7) notre étude: dunité;
- 8) notre étude: (harzburgite), Norvège;
- 9) notre étude: (harzburgite), Norvège.

En lames minces, les minéraux de la dunite sont frais et les grains sont en mosaïque. L'olivine (Fay_{29-31}) est limpide et les grains xénomorphes montrent des fractures irrégulières, dont certaines sont remplies de poussière opaque. L'hypersthène, en teneur généralement faible, a un angle axial négatif qui varie de 84° à 78° . Les grains sont pléochroïques d'incolores à rose pâle. Les propriétés de l'amphibole qu'on y trouve nous font croire qu'elle est un membre de la série pargasite-ferrohastingsite (telle que décrite dans Deer et autres, 1963, pp. 264 et 298).

Le grenat est xénomorphe et ne renferme pas d'inclusions. Voici les propriétés du grenat de l'échantillon K-98-20/A:

Densité	3.90
Indice de réfraction	1.764
Maille élémentaire a	11.50 Å
Composition approximative	$\text{Pyr}_{46}\text{Alm}_{52}\text{Gro}_2$

Une chlorite optiquement positive forme des paillettes bien développées qui sont orientées au hasard et pléochroïques dans les tons de vert bleuâtre clair. Les minéraux accessoires sont la magnétite et le spinelle vert foncé.

A l'extrémité ouest de l'aire d'affleurement, la péridotite renferme 12 p. 100 de magnétite. L'amphibole est brun pâle et renferme un peu de matériel d'altération jaune or en veinules sub-orientées.

La péridotite, dans la partie est de l'aire d'affleurement, est recoupée par plusieurs filons irréguliers mesurant jusqu'à 3 pieds de largeur. Les contacts des filons sont nets et l'olivine de la péridotite adjacente n'est pas altérée. Le matériel filonien est une anthophyllite fibreuse blanche.

En un endroit, une veinule (8 cm) de gabbro coronitique recoupe irrégulièrement la péridotite. Le plagioclase dans le gabbro est chargé de minuscules baguettes et paillettes verdâtres, mais les macles sont encore identifiables. Les minéraux mafiques primaires sont transformés ou recristallisés en pyroxène finement grenu. On peut reconnaître des grains reliques d'olivine dans le centre de certains agrégats. Une bordure de grenat ou une symplectite de grenat et de pyroxène se trouvent au contact du plagioclase et des minéraux mafiques.

Le noyau des agrégats de pyroxène secondaire est formé d'orthopyroxène incolore; il y a du diopside à la périphérie. Une amphibole brune entoure le minéral opaque accessoire et l'intensité de la coloration diminue en s'éloignant des grains opaques.

Les contacts entre la péridotite et le gabbro sont nets et facilement observables dans les lames minces. Il n'y a pas de preuve de refroidissement dans le gabbro ou d'altération quelconque dans la péridotite adjacente au contact.

On croit que des roches de composition péridotitique composent le manteau supérieur de la terre et l'on a beaucoup étudié ces roches au cours des dernières années dans le but de préciser les conditions physico-chimiques existantes au-dessous de la discontinuité de Moho, et l'origine des magmas basaltiques primaires.

L'étude intitulée "Canadian Progress Report, International Upper Mantle Project, 1964", résume les études récentes sur les roches ultrabasiqes dispersées dans tout le Bouclier canadien. Les roches péridotitiques et dunitiques sont rares dans la province de Grenville. Lyall (1958) a rapporté la présence de roches à hornblende et pyroxène (renfermant 2 p. 100 d'olivine et 2 p. 100 de grenat) et de péridotite à hornblende dans le sud-ouest du Québec. Selon Lyall, les couches grenatifères "sont le résultat d'une tendance de composition ou de texture qui s'accroît au cours du métamorphisme".

AUTRES ROCHES ULTRABASIQUES

Deux dykes ultrabasiqes de direction nord-sud au sud des roches péridotitiques sont foncés, massifs et à gros grain. On note dans les lames minces l'altération et la recristallisation de l'olivine et de l'orthopyroxène. Les minéraux secondaires sont le grenat et une amphibole vert pâle, mais on trouve, par endroits, de la biotite brune et de la chlorite bleuâtre pâle. Les minéraux accessoires sont un minéral opaque et le spinelle. Les relations sur le terrain des dykes ultrabasiqes sont obscures et le degré élevé de recristallisation cache leur origine. Leur composition ressemble à celle d'une péridotite, sauf que dans quelques échantillons, on note la présence d'un peu de plagioclase.

Un affleurement de pyroxénite à magnétite, trouvé près de l'intersection de la latitude 51°45' et de la longitude 68°15' et qui s'étend au nord de notre région, est entouré de gneiss à hornblende et plagioclase qui sont peut-être des gabbros altérés. La roche est à grain moyen, massive, noire et composée de 58 p. 100 de clinopyroxène, 37 p. 100 de magnétite et d'un peu de matériel d'altération limonitique, d'orthopyroxène, d'amphibole brunâtre et de biotite. La roche, au point de vue génétique, ne ressemble à aucune autre de la région.

Dans l'angle nord-est du canton de Godefroy, un amas en forme de filon-couche de pyroxénite est entouré de gneiss mixtes. Presque tout le minéral primaire de la roche est transformé en amphibole.

A environ 500 pieds au nord de la rivière Hart-Jaune, à la latitude 68°00', un affleurement isolé de pyroxénite litée s'oriente parallèlement à la rivière et a un faible pendage vers le nord. De minces couches riches en quartz ou en magnétite alternent dans la pyroxénite. La roche ressemble quelque peu aux formations de fer très métamorphisées qui abondent au nord de la région cartographiée. L'affleurement se trouve sur la limite de notre territoire et il est entouré de mort-terrain; ses relations nous sont inconnues.

DIABASE

Des dykes de diabase de puissance maximale de 40 pieds recourent les roches éruptives et métamorphiques du haut-plateau de Manicouagan, mais on n'a pas trouvé de diabase au nord de la faille Hart-Jaune. D'étroites vallées linéaires fréquentes dans les parties centre-sud et sud-est de la région furent déjà occupées par la diabase; plusieurs de ces dykes ne sont maintenant représentés que par des vestiges de bordures de refroidissement. Les dykes étroits (1 à 2 pieds) sont bien préservés et se présentent par endroits en systèmes parallèles.

La plupart des roches sont à grain très fin; il est rare de voir des minéraux individuels dans les échantillons. Les lamelles de plagioclase (An_{55-58}) sont déformées et embuées, et certains cristaux sont ployés ou tordus en forme de S. Le pyroxène est de la pigeonite incolore. Les minéraux accessoires sont la magnétite et la biotite fortement colorée. Le grenat remplace partiellement le plagioclase de certaines variétés très altérées.

Le dyke de diabase qui recoupe la zone amphibolitisée au sud du massif du lac Raudot a environ 10 pieds de largeur et est parallèle à la foliation des autres roches. Le pyroxène de cette diabase contient beaucoup de granules opaques irréguliers et la moitié environ de son volume est altérée en amphibole vert jaunâtre clair.

Les dykes de diabase recourent tous les types importants de roche au sud de la faille Hart-Jaune, mais on ne les trouve pas au nord. C'est pourquoi leur âge est incertain. Les altérations, en particulier le développement de grenat et le brouillage du plagioclase, indiquent un métamorphisme régional, donc un âge précambrien probable.

ROCHES POST-PRECAMBRIENNES

ROCHES SEDIMENTAIRES DE L'ORDOVICIEN MOYEN

Nous avons trouvé des roches sédimentaires non métamorphisées en plusieurs points du rivage ouest du lac Manicouagan. Une discordance est visible entre les roches du Précambrien et les roches

sédimentaires sus-jacentes à l'embouchure d'un ruisseau à proximité de la limite ouest de la région (F-1 sur la carte annexe). Sous la discordance, les roches précambriennes sont fracturées sur une profondeur de plusieurs pieds et les fractures ont été remplies par du matériel clastique finement grenu. Les particules sub-arrondies recimentées à la surface du "plancher" précambrien forment un conglomérat de base (Pl. XIII-A).

Le conglomérat est surmonté d'un banc de grès de 15 à 20 cm d'épaisseur (Pl. XIII-B). La matrice du grès est colorée par un oxyde de fer rougeâtre. Un schiste argileux gris-vert reposant sur le grès est surmonté par un calcaire fossilifère variant de beige à gris pâle. Nous avons trouvé des calcaires fossilifères semblables aux endroits marqués F-2 et F-3. La direction est variable d'un point à l'autre et les pendages sont de 25° à 45° vers le nord.

Nous avons prélevé dans le gîte fossilifère F-1, à cinq ou dix pieds au-dessus de la base, les fossiles suivants:- Receptaculites, Streptelasma, fragments de crinoïdes, bryozoaires rameux, Diplograptus, Hormotoma, Lophospira, Trochonema, Maclurites, Vaginoceras, Ephipiorthoceras, Westonoceras, Isotelus, Cryptophragmus.

Les gîtes F-2 et F-3 sont de petits affleurements dont la faune est mal préservée. Nous avons trouvé dans F-2 des céphalopodes et des fragments de trilobites, dans F-3 des bryozoaires, des fragments de crinoïdes et des brachiopodes strophoménidés. Des affleurements fossilifères sont aussi visibles le long du rivage ouest du lac Manicouagan au sud de notre région (Bérard, 1962). Les couches sont d'âge ordovicien moyen, mais nous ne savons pas si elles appartiennent au Black River supérieur ou au Trenton inférieur.

On trouve des vestiges de strates paléozoïques en plusieurs points du Bouclier canadien. Leurs âges varient du Cambrien au Silurien moyen, mais ceux d'âge ordovicien sont les plus fréquents. Les mers de l'Ordovicien, comme le montrent les vestiges épars, ont couvert de vastes étendues du Bouclier canadien dans le Québec et l'Ontario.

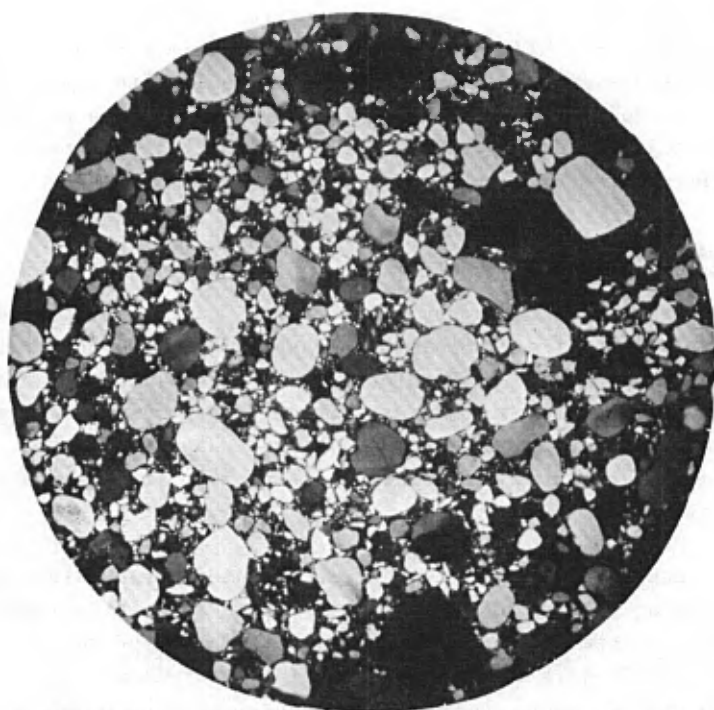
ROCHES ERUPTIVES DU POST-ORDOVICIEN MOYEN

Les roches de l'angle sud-ouest de la région sont des roches éruptives qui font partie d'une grande unité qui se prolonge vers le sud-ouest et qui fut délimitée lors d'une reconnaissance effectuée par Bérard (1962). Ces roches, dans notre région, sont divisées en deux classes: celles à grain fin et celles à grain moyen. Les indices donnés ci-après indiquent que les roches finement grenues sont extrusives.

PLANCHE XIII



A- Conglomérat de base ordovicien du gîte fossilifère F-I à la limite ouest de la région.



B- K-36-5/B. Microphotographie (nicols croisés) du grès ordovicien reposant sous les couches fossilifères.

Variété à grain fin

Cette variété constitue une zone irrégulière sensiblement parallèle au lac Manicouagan et représentant la périphérie de l'amas éruptif. Des diaclases polygonales se sont développées ici et là. La couleur des échantillons varie de brun sale à brun rougeâtre et à gris. Le caractère macroscopique le plus frappant de ces roches est la présence de vésicules et d'enclaves.

Les vésicules, en coupe, sont ovales ou rondes; la plupart ont moins de 1 cm de diamètre. Quelques-unes renferment de minuscules aiguilles perpendiculaires aux parois, mais la plupart sont vides. Les enclaves sont de taille et de composition très variables. Elles sont constituées de fragments arrondis ou anguleux de gneiss précambriens, de roches granitiques et de particules de matériel éruptif non métamorphique.

Près de la limite ouest de la région et à environ 1.5 mille au sud du lac, une grande enclave de calcaire de l'Ordovicien moyen est entourée par les roches extrusives vésiculaires; dans le calcaire même, il y a des filons des roches intrusives. Au contact, le carbonate est décomposé et, dans la zone de réaction, le calcaire transformé est verdâtre et très dur. Le matériel igné, près des contacts, est vert foncé et renferme des particules cuites provenant du calcaire.

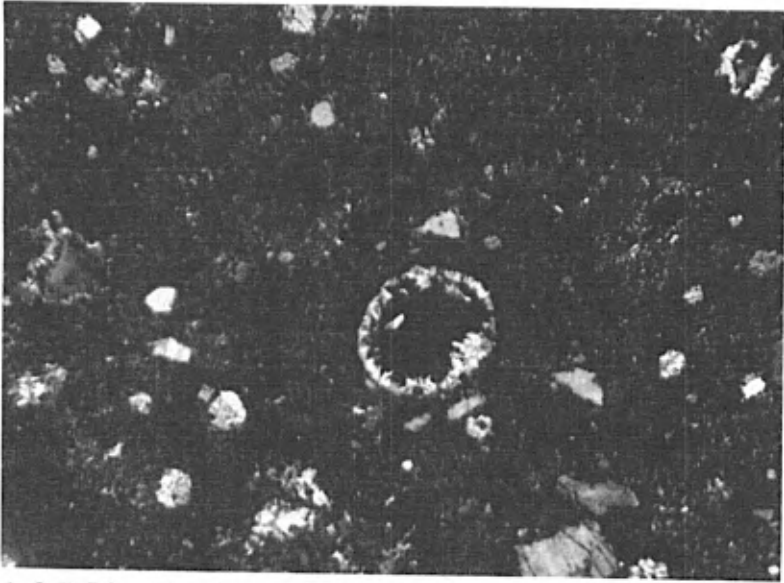
En lames minces, les roches extrusives montrent une texture microporphyrrique (Pl. XIV-A). Les feldspaths et le pyroxène sont les microphénocristaux, et la plus grande partie de la pâte est cryptocristalline. L'étude microscopique de la roche ne nous donne pas de renseignements au sujet de sa composition et un échantillon sans enclave a été analysé chimiquement (échantillon K-13-1, tableau No 15).

Variété à grain moyen

Une superficie d'environ 28 milles carrés est formée de roches éruptives massives, holocristallines, à grain moyen et allant de grises à brun rougeâtre. Les grains peuvent généralement atteindre 2 mm de diamètre, mais certains cristaux brillants de pyroxène mesurent jusqu'à 5 mm. Il n'y a pas de vésicules ni d'enclaves dans ces roches. Il y a transition complète entre ces roches à grain moyen et la variété extrusive à grain fin.

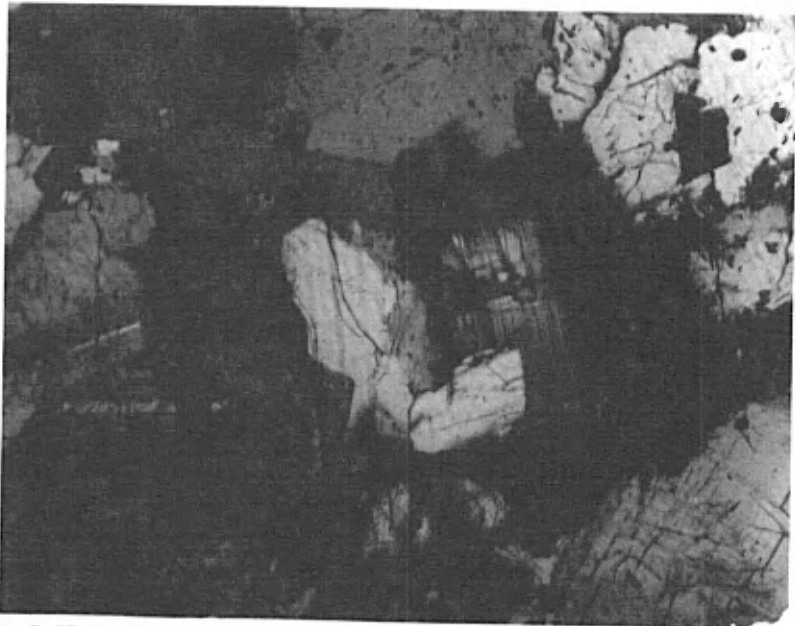
Les lames minces font voir une texture granulaire hypidiomorphe. Le plagioclase qui a cristallisé tôt a été partiellement résorbé et est soit en contact avec le pyroxène, soit enveloppé par le feldspath potassique (Pl. XIV-B). Les grains sont plutôt automorphes; ils sont limpides, bien maclés et, normalement, zonés. Le centre des grains a

PLANCHE XIV



1mm

A- S-55-7/A. Microphotographie (nicols croisés) de la variété à grain fin de la roche éruptive post-ordovicienne moyenne. Vésicule dans le centre.



1mm

B- D-57-8. Microphotographie (nicols croisés) de la roche éruptive à grain moyen d'âge post-ordovicien moyen. Le plagioclase zoné est entouré de feldspath potassique.

Composition modale de la variété à grain moyen des roches
éruptives post-ordoviciennes

	Plagio- clase	Feldspath potassique	Quartz	Pyroxène	Minéraux opaques et altérés
1) K-57-8	37.3	35.3	7.5	7.2	12.7
2) K-47A-18/B	45.6	29.1	11.7	8.8	4.8
3) K-47A-15	37.4	28.4	8.4	18.8	7.0
4) K-58-1	41.2	32.8	11.7	6.8	7.5
5) K-47-8	38.7	40.1	11.1	4.5	5.6
6) K-61-4	35.9	32.1	11.8	16.8	3.4
7) G-14-1	33.1	36	11.7	15.3	3.9
8) K-53-3	42.1	25.8	8.3	12.4	11.4
Mode moyen	38.91	32.45	10.28	11.32	7.04
Norme K-53-3	53.1	17.4	9.2	14.7	5.3

Tableau No 15

Analyses chimiques d'une variété à grain fin (K-13-1) et d'une
variété à grain moyen (K-53-3) des roches éruptives post-ordoviciennes

	K-13-1	Moyenne de Nockolds Doréite calco-alkaline (variété de mangérite)	K-53-3
SiO ₂	58.18	56.	58.23
TiO ₂	0.78	1.29	0.80
Al ₂ O ₃	16.32	16.81	16.38
Fe ₂ O ₃	3.27	3.74	4.80
FeO	3.18	4.36	1.72
MnO	0.13	0.13	0.14
MgO	3.31	3.39	3.82
CaO	6.36	6.87	5.99
Na ₂ O	3.86	3.56	3.68
K ₂ O	2.85	2.60	3.06
P ₂ O ₅	0.23	0.33	0.13
H ₂ O +	0.79	0.92	0.70
H ₂ O -	0.35	P.D.	0.15
F	0.12	P.D.	P.D.
S	0.06	P.D.	0.01
BaO	0.13	P.D.	0.20
SrO	0.09	P.D.	0.06

une composition de An_{66-62} . L'identification de la bordure des grains est incertaine à cause de la résorption et des enveloppes de feldspath potassique; la calcicité donnée par calcul de l'analyse est de $An_{36.5}$.

Des clinopyroxènes et, plus rarement, des orthopyroxènes appaurent dans le liquide après la cristallisation du plagioclase, car de petites lattes de plagioclase sont emprisonnées par le pyroxène. Le clinopyroxène a les propriétés optiques du diopside, et l'orthopyroxène est un hypersthène rosâtre très pâle à angle axial négatif très grand. Nous n'avons pu déceler d'orthopyroxène dans quelques lames minces. Il existe souvent une altération brunâtre autour de la bordure du pyroxène; on note également un peu d'altération antigoritique (?) de couleur vert pâle.

Le feldspath potassique et le quartz interstitiel ont cristallisé tardivement. Le premier minéral n'est pas maclé et le faible angle axial dénote de la sanidine.

Tableau No 16

Composition normative des roches du tableau No 15

	K-13-1	Moyenne de Nockolds Doréite calco-alkaline (variété de mangérite)	K-53-3
Quartz	7.8	7.2	9.2
Feldspath potassique	17.2	15.6	17.4
Plagioclase	54.3	52.1	53.1
Diopside	9.3	5.1	8.0
Hypersthène	6.3*	10.5	6.7
Magnétite	3.5	5.3	2.4
Hématite	-	-	1.8
Ilménite	1.1	2.4	1.1
Apatite	$\frac{0.5}{An_{36.5}}$	0.8	$\frac{0.3}{An_{36.5}}$

* Avec 14.7% de ferrosilite

Examen

Les roches décrites ci-dessus appartiennent à un amas plus considérable qui occupe la plus grande partie de la région circulaire limitée par les lacs Manicouagan et Mouchalagane. Ce grand amas a été

étudié par Rose (1955) et Bérard (1962). Bérard a évalué que "les roches effusives couvrent environ 75 pour cent de la superficie comprise entre les lacs Manicouagan et Mouchalagane." Ces auteurs ont également rapporté la présence d'un amas intrusif, que Rose appelle essexite-anorthosite, dans le centre de la région circulaire. D'après la description de Bérard, le plagioclase (An_{80}) de l'anorthosite est altéré et la roche renferme du grenat. Par endroits, les laves sont en contact net avec les roches anorthositiques, et des enclaves de ces dernières roches se retrouvent dans les laves. Si l'on en juge par les descriptions, il semble y avoir une différence significative de composition entre les laves et les roches anorthositiques, et il est douteux qu'il puisse exister une relation génétique entre les deux.

Certains auteurs expliquent la région circulaire comme étant le résultat du choc d'un météorite. Certains indices, comme par exemple le dérangement des couches sédimentaires le long du rivage intérieur des lacs, supportent cette théorie. Cependant, il est difficile d'expliquer les roches anorthositiques par "un soulèvement central" du soubassement précambrien, car leur composition semble être différente de celle des autres roches anorthositiques connues de la région de Manicouagan.

Les relations de contact entre les roches éruptives post-ordoviciennes et les roches sédimentaires de l'Ordovicien moyen indiquent que les roches éruptives sont plus récentes, mais l'âge exact de leur mise en place nous est inconnu.

Parmi les indices à l'effet que les roches à grain fin auraient été des laves et qu'elles se seraient refroidies rapidement, mentionnons des bulles de gaz, des diaclases polygonales de contraction et, au sud de la région (Bérard, 1962), des tufs et des brèches volcaniques. Nous n'avons pas trouvé de preuve de coulées successives.

Les roches à grain moyen se sont cristallisées sous des conditions qui permirent le développement dans la roche d'une texture holocristalline. La composition de ces roches cristallines, évaluée à partir des analyses modales, fait croire qu'elles furent des latites quartziques.

Les oxydes majeurs des deux échantillons analysés, un à grain fin et l'autre à grain moyen, ne diffèrent de façon appréciable que dans les rapports FeO/Fe_2O_3 . Nous avons fait analyser deux échantillons supplémentaires pour FeO et Fe_2O_3 . Les analyses des quatre échantillons montrèrent une augmentation graduelle de la teneur en Fe_2O_3 vers le sud-ouest. Ceci indique une augmentation du niveau d'oxydation du fer à partir de la bordure vers l'intérieur.

Cette augmentation de la teneur en Fe_2O_3 dans les roches étudiées signifie donc un niveau d'oxydation plus élevé dans les parties internes (plus profondes) qui se sont refroidies lentement, et la présence d'une bordure de refroidissement qui empêcha l'échappement des matières volatiles. Il semble donc probable que les roches décrites se sont cristallisées à partir d'un magma "humide". Pour résumer, nous considérons les roches à grain fin comme une variété satellite de la latite quartzique. Les deux types de roches sont de composition chimique identique, et leur différence réside dans le degré d'oxydation du fer.

GEOLOGIE GLACIAIRE

Les glaciers, en raison de l'altitude du haut-plateau de Manicouagan, ont été surtout des agents d'érosion, alors que dans les terrains peu élevés au nord, ils furent surtout des agents de dépôt.

Glaciation du haut-plateau de Manicouagan

Les indices d'une glaciation sur le haut-plateau sont les suivants: surfaces rocheuses polies, stries glaciaires et collines sub-arrondies. Les stries glaciaires, considérées comme représentant la direction du dernier mouvement de la glace, sont orientées $S10^{\circ}$ à $20^{\circ}E$.

Les eaux de fonte post-glaciaires se sont presque toutes écoulées le long d'une grande vallée qui constitue maintenant le cours supérieur du ruisseau Beaupin. La vallée, par endroits, mesure plus d'un mille de largeur et est remplie de débris glaciaires dans lesquels coule en méandres le ruisseau Beaupin. La direction des autres vallées est influencée par la structure de la roche en place.

Les blocs erratiques sub-arrondis sont distribués partout mais non abondants, et on les trouve même sur les points les plus élevés du haut-plateau. Certains blocs granitiques ont été déplacés vers le sud sur des distances d'au moins huit milles.

Des particules anguleuses et sub-arrondies de la taille des galets se sont accumulées dans certaines dépressions où, entassées, elles ont été cimentées dans une matrice limonitique. La teneur en limonite est suffisamment élevée en certains endroits pour classer ces gisements comme des chapeaux de fer.

L'altération sur place est active au sommet des collines de gabbro granulitique et donne naissance à du sable grossier.

Glaciation de la région au nord du haut-plateau

Le till recouvre la roche en place dans presque toute la région au nord de la rivière Hart-Jaune. Les dépôts non stratifiés consistent en blocs de tailles et de compositions variables et la matrice sableuse, contrairement au sable du haut-plateau, renferme beaucoup de quartz. Les eaux post-glaciaires ont enlevé la fraction sableuse du till et il en est résulté de grandes accumulations de blocs dans certaines parties des tiers central et ouest de la région. On retrouve le matériel fin transporté dans des étendues plates et terrasses de sable. La plus étendue des zones planes de sable se trouve, dans le centre de la région, entre le ruisseau Beaupin et la rivière Hart-Jaune. Les terrasses de sable abondent à proximité de certains cours d'eau. Des vestiges de terrasses élevées se présentent le long de la rivière Hart-Jaune et sur le rivage du lac Manicouagan près de la limite ouest de la région.

On trouve du drift stratifié au voisinage de la baie du Nord du lac Manicouagan, à quelques pieds seulement au-dessus du niveau actuel du lac.

Interrompu seulement sur de courtes distances, un esker d'environ 6 milles de longueur s'étend vers le sud du côté ouest du ruisseau qui, venant du nord, se jette dans la rivière Hart-Jaune aux chutes; il se prolonge le long de la rive est de la rivière.

TECTONIQUE

La région offre la complexité d'un terrain fortement métamorphisé soumis à du plissement, des failles et des injections répétées. Les principaux traits structuraux des roches métamorphiques des deux faciès granulite et amphibolite sont la foliation et le litage dû à des variations de composition. Sur le haut-plateau de Manicouagan, les couches sont assez persistantes et sont plus utiles que la foliation pour une compréhension de la structure. Cependant, les gneiss du faciès amphibolite renferment beaucoup de biotite et sont foliés. La foliation et le matériel granitique injecté parallèlement sont utiles pour une interprétation de la tectonique de ces roches.

Plissements visibles dans le haut-plateau de Manicouagan

Le gabbro granulitique, les formations métasédimentaires et le granite à hypersthène se sont comportés comme une seule unité. Au cours d'une importante période de déformation, les roches ont été plissées le long d'axes s'orientant sensiblement nord-sud.

Les plis ne sont pas très apparents dans l'ouest du haut-plateau, où les couches siliceuses sont rares dans le gabbro granulitique.

Ici, la direction de la foliation va de $N35^{\circ}$ à $45^{\circ}E$ et le pendage moyen est de $65^{\circ}SE$. Une série d'anticlinaux et de synclinaux alternent dans la partie sud-est de la région. Les plis sont généralement serrés et les plans axiaux sont presque verticaux. A en juger par les photographies aériennes, une structure synclinale par $67^{\circ}55'$ de longitude semble être la partie septentrionale d'un bassin. A l'est de ce bassin dont nous supposons l'existence, le patron structural est dérangé par la lentille intrusive est-ouest du lac Lucie. La mise en place de la lentille s'est faite à grande profondeur et la roche encaissante a été déformée plastiquement, comme le montrent les couches siliceuses qui sont parallèles à l'arc septentrional de la lentille.

On note une déviation de la direction habituelle nord-sud le long de la bordure septentrionale du haut-plateau de Manicouagan. Le plan axial d'un anticlinal déversé au sud du massif du lac Raudot s'oriente parallèlement à la bordure du massif de direction générale est-ouest. Une surrection des roches métamorphiques du haut-plateau a incliné le massif éruptif. La déformation est-ouest est liée au soulèvement et est plus récente que les plis nord-sud. Il est impossible d'évaluer la longueur de l'intervalle entre les deux déformations, et il se peut que l'une fut le prolongement immédiat de l'autre. Nous croyons que des gneiss ocellés cataclastiques et des mylonites se sont formés au cours des stades finals de ce soulèvement relatif, après que les roches devinrent rigides.

Plis et foliation des gneiss du faciès amphibolite

On ne peut suivre d'horizons-repères, tels que les couches de quartzite et de calcaire, que sur de courtes distances, et les différences lithologiques font croire que les affleurements épars n'indiquent pas le même horizon stratigraphique. La foliation des gneiss à l'ouest a une direction allant de $N25^{\circ}$ à $30^{\circ}E$ et leurs pendages sont de 35° à $45^{\circ}E$, à l'exception du voisinage des gneiss syénitiques verts qui semblent occuper les charnières de plis. Cependant, la foliation entre l'embouchure de la rivière Hart-Jaune et la baie du Nord est presque perpendiculaire à cette orientation générale. A cet endroit, les plis isoclinaux dans les falaises verticales qui font face au lac Manicouagan ont des plans axiaux de direction $S70^{\circ}$ à $80^{\circ}E$ et de pendage variant de 65° à $75^{\circ}N$.

Dans les parties nord des deux tiers central et oriental de la région, des injections granitiques obscurcissent les relations, et la foliation change sur de courtes distances. Là où les roches granitiques sont moins abondantes à proximité de la ligne des cantons de Conan et de Godefroy, les paragneiss sont de direction générale nord-ouest.

Failles et zones de cisaillement

La zone de cisaillement de Raudot s'étend parallèlement au massif éruptif du lac Raudot et au sud. Les gneiss ocellés et mylonites cataclastiques parmi les roches métamorphiques du haut-plateau sont liés aux derniers épisodes de la seconde période de déformation de ces roches.

Le trait structural isolé le plus important de la région est la faille Hart-Jaune qui se prolonge, depuis l'embouchure de la rivière Hart-Jaune, sur une distance de 28 milles en direction nord-est à travers la région. Elle sépare les roches du faciès granulite du haut-plateau, au sud, des gneiss du faciès amphibolite au nord. Les preuves de l'existence de cette cassure sont d'ordres lithologique et structural et s'observent dans une zone de largeur variable. Elles comprennent: a) tiers ouest de la région: fracturation et dislocation de couches gneissiques près de la faille; veines de granite rose et filonnets d'épidote; lentilles remarquablement abondantes de sphène dans certains gneiss à hornblende fracturés; séricitisation du plagioclase et chloritisation du grenat; b) tiers central de la région: abondance de granite chloritique; cisaillement de paragneiss accompagné de l'altération du mica en matériel talc-queux sur les surfaces de glissement brillantes; remplacement d'un peu de hornblende dans des gneiss foncés par de l'épidote pistacitique; brecciation et recimentation de gneiss basiques; altération de dykes basiques qui contiennent de la scapolite et de l'épidote; c) tiers est de la région: brecciation; transformations minéralogiques semblables à celles du tiers central.

La faille est un chevauchement à plan de faille très incliné, mais les renseignements donnés par l'étude de la linéation ne sont pas suffisants pour pouvoir estimer la quantité de mouvement.

A bien noter les différences contrastantes entre la zone de cisaillement de Raudot et la faille Hart-Jaune. Les gneiss ocellés et mylonites cataclastiques de la zone de cisaillement sont le résultat d'un broyage en profondeur qui ne fut pas accompagné d'altération chimique des minéraux. La brecciation et la fracturation des roches de la faille Hart-Jaune font croire qu'une relâche de tension s'est produite dans le niveau supérieur de la croûte terrestre et qu'elle fut suivie par la mise en place de matériel granitique. La formation de la zone de cisaillement de Raudot est antérieure à celle de la faille Hart-Jaune et affecta les roches métamorphiques du haut-plateau qui furent comprimées contre un grand amas éruptif résistant. La faille Hart-Jaune est le résultat d'un soulèvement des roches éruptives et métamorphiques du haut-plateau jusqu'au niveau de gneiss de faciès amphibolite. La zone de cisaillement de direction générale est-ouest est recoupée par la faille Hart-Jaune dans la partie centrale de la région. L'altération aqueuse partielle des roches de la zone de cisaillement fut plus poussée à proximité de la faille et diminue graduellement vers l'est.

Des failles mineures sont révélées par le tronquement apparent de formations et par des changements soudains de direction de la foliation. Une faille est discernable en direction est-sud-est sur une distance d'environ quatre milles et sépare les gneiss à hornblende et plagioclase de gneiss mixtes; ainsi, elle semble être plus récente que l'intrusion des granites gneissiques. Une autre courte faille visible sur la rive ouest de la partie nord du lac Manicouagan est indiquée par une zone de brèche.

Diaclases

Il y a beaucoup de diaclases dans le gabbro granulitique; elles sont les seuls traits structuraux secondaires des roches éruptives d'âge post-ordovicien moyen. La forme allongée des lacs et la direction des cours d'eau dans la région de gabbro granulitique mettent en évidence un réseau régional de diaclases. Ce réseau s'est probablement développé longtemps avant la glaciation de la région, bien que certaines vallées soient orientées parallèlement à la direction de l'avance des glaciers qui transportèrent une partie du matériel libre et sculptèrent des pentes en escalier. Les diaclases verticales s'accompagnent habituellement de diaclases horizontales.

Trois systèmes marquants de diaclases dans les roches éruptives de l'angle sud-ouest de la région sont de directions NNE, NNW et WNW. De plus, on note beaucoup de disjonctions en bancs horizontaux.

Linéation

Nous avons cartographié les axes des plis d'entraînement dans la partie nord-est de la région, mais l'intrusion granitique a brouillé les relations et nous n'avons pu tirer de conclusion, de l'analyse de la linéation, quant à l'attitude des grands plis.

GEOLOGIE APPLIQUEE

La partie sud-est de la région de la carte a été sujette à la prospection, comme l'en attestent les fosses (dynamitées) et les trous de forage au diamant. Nous n'avons pas de renseignements sur les résultats de cette prospection et aucun travail statutaire n'a été rapporté sur les trois groupes de claims au sud-est des lacs Joyel et Mora, détenus par Quebec Cartier Mining Co.

Zones rouillées et chapeaux de fer

On peut facilement voir des surfaces rocheuses d'un brun rouille dans la partie sud-est de la région, où la végétation est éparse.

Certaines de ces surfaces rouillées furent formées sur place par l'oxydation de sulfures disséminés, tandis que d'autres prirent naissance par la précipitation de matériel limonitique dans les diaclases ou les dépressions. En plusieurs endroits autour du lac Mora, les surfaces rouillées indiquent des chapeaux de fer constitués de particules peu tassées, cimentées dans une matrice limonitique.

Cuivre, nickel

Plusieurs affleurements minéralisés indiqués sur la carte contiennent des sulfures de cuivre et de fer et des oxydes de fer.

L'affleurement de sulfure le plus intéressant qui ait été découvert se trouve sur un flanc de colline à environ un mille à l'est-sud-est du lac Mora. A cet endroit, le sulfure massif semble être une veine irrégulière qui recoupe le gabbro granulitique. La surface d'affleurement a été dynamitée et la veine de sulfure est découverte sur une longueur d'environ cinq pieds. La largeur de la veine est d'environ deux pieds dans le bas, telle que mise à découvert, et elle s'amincit vers le haut. Les minéraux sulfurés, tels que reconnus dans un échantillon macroscopique, sont la pyrite, la pyrrhotine et la chalcopyrite. Une analyse chimique partielle a indiqué 0.91 p. 100 de nickel, 0.82 p. 100 de cuivre, 0.1 p. 100 de zinc et 0.1 p. 100 de cobalt.

Fer, titanium

Des couches de magnétite massive, des gabbros à magnétite et des roches à magnétite et olivine sont interstratifiées avec les roches anorthositiques dans la bordure sud du massif du lac Raudot. Il y a transition entre ces types de roches et le pourcentage relatif de la magnétite ne peut être estimé qu'après une étude systématique. Les roches à magnétite et olivine et les gabbros à magnétite contiennent jusqu'à 50 p. 100 de magnétite et elles sont relativement abondantes jusqu'à quatre milles à l'ouest du lac Raudot.

Une couche de magnétite massive d'une épaisseur maximale de six pieds est visible à environ 1,500 pieds à l'est du lac Raudot, du côté nord d'une vallée à direction est. Cette couche contient 50.27 p. 100 de fer et 6.37 p. 100 de titane. Le titane est présent sous forme de délicates aiguilles d'ilménite.

Formation de fer

Il est possible qu'un affleurement isolé de pyroxénite à quartz et magnétite à 500 pieds au nord de la rivière Hart-Jaune, sur la longitude 68°00', soit une formation de fer fortement métamorphisée. Des levés géophysiques pourraient peut-être révéler l'étendue de la pyroxénite.

Sable, gravier

De grandes quantités de sable et gravier pour la construction et l'édification de routes sont disponibles dans les terrasses le long du lac Manicouagan et de certaines rivières.

Travaux d'exploration dans la région de la rivière Hart-Jaune

La société Quebec Cartier Mining Co. détient trois groupes de claims dans la partie sud-est de la région. Un premier groupe de quatre est situé à un mille à l'est du lac Joyel, dans le futur canton No 1852 (permis 175883, claims 3, 4 et 5, et permis 160949, claim 1). Ce groupe de claims a comme sous-sol diverses couches siliceuses d'origine sédimentaire (dont certaines contiennent de la sillimanite et du graphite) et du quartzite. Quelques couches contiennent une minéralisation de sulfures disséminés, laquelle est oxydée sur la surface d'affleurement et tout près, et entache d'une couleur brun rouille les roches altérées.

Un second groupe de claims se situe à environ 1/2 mille à l'est du lac Mora, dans le futur canton No 1853 (permis 175887, claims 2, 3, 4, 5). Dans la partie est minéralisée de ce groupe de claims, le gabbro granulitique contient d'abondantes couches siliceuses; dans la partie ouest, la roche est surtout de gabbro granulitique. Des levés électromagnétiques ont révélé des anomalies sur une partie de ce groupe de claims et un trou de sondage au diamant a traversé une zone minéralisée en sulfures disséminés sur une longueur d'environ 50 pieds.

Le troisième groupe de claims est à 2 milles au sud-est du lac Mora (permis 175886, claims 1 et 4, permis 174068, claims 1 et 5). Là également, certaines anomalies électromagnétiques furent étudiées à l'aide de forages au diamant qui traversèrent une zone minéralisée d'environ 13 pieds et deux autres plus petites.

Une partie de la région de la carte en dehors des groupes de claims mentionnés ci-dessus a été sujette à la prospection ainsi qu'en témoignent les surfaces décapelées et les dynamitages.

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, F.D. - 1929 - The Geology of Ceylon: Can. Journal of Research, pp. 425-511
- Allard, G. - 1953 - Structure and Mineralization in the Chibougamau Area: Université Queen's, thèse de maîtrise non publiée.
- Béland, R. - 1960 - Région de Rawdon: R.G.92, Min. des Mines, Québec.
- Bérard, Jean - 1962 - Etude géologique sommaire le long des lacs Manicouagan et Mouchalagane: Min. des Richesses nat., Québec, R.P. 489.
- Blais, Roger-A. - 1960 - Région de Wacouno-Waco: R.G. 96, Min. des Mines, Québec.
- Boyd, F.R. et MacGregor, I.D. - 1964 - Ultramafic Rocks Geophys. Lab. Year Book 63, Carnegie Instit., pp. 152-157.
- Buddington, A. F. - 1929 - Granite Phacoliths and their Contact Zones in the Northwest Adirondacks: New York State Museum Bull. 281.
- " - 1939 - Adirondack Igneous Rocks and their Metamorphism: Geol. Soc. Am., Mem. 7.
- Chinner, G.A. - 1961 - The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus: Journal Petrol., vol. 2, pp. 312-323.
- Clark, Jr., S.P. - 1960 - Kyanite-Sillimanite Equilibrium: Carnegie Instit., Geophys. Lab. Year Book 59.
- Clarke, P. J. - 1964 - Geology in the vicinity of the Grenville Front, Mount Wright District, Quebec: Univ. du Manitoba, thèse de Ph. D. non publiée.
- Claveau, J. - 1949 - Région de la rivière Romaine supérieure: R.G. 38, Min. des Mines, Québec

- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. - 1962-63- Rock-forming Minerals: Longmans, London, vols. 1 à 5
- Engel, A.E.F. et Engel, C.G. - 1953 - Grenville Series in the Northwest Adirondack Mountains; New York: Geol. Soc. Am. Bull., vol. 64, pp. 1013-1097
- Eskola, P. - 1921 - On the Eclogites of Norway: Vidensk. Skrift I Mat. Natury. Klasse VIII. 1-118
- " - 1952 - On the Granulites of Lapland: Am. Journal of Sci., Bowen vol., part I, pp. 133-171
- Faessler, C. - 1942 - Région de Sept-Iles: R.G. 11, Min. des Mines, Québec
- " - 1945 - Région de Moisie: R.G. 21, Min. des Mines, Québec
- Freeman, B.C. et Black, J.M. - 1944 - Région de la rivière Opaoka: R.G. 16, Min. des Mines, Québec
- Friedman, G.M. - 1954 - The spinel-silica succession: a study of incompatible mineral phases: Journal of Geol., vol. 62, pp. 366-374
- " - 1959 - Identification of carbonate minerals: Journal Sedim. Petrol., vol. 29, pp. 87-97
- Fyfe, W.S., Turner, F.J. et Verhoogen, J. - 1958 - Metamorphic reactions and Metamorphic facies: Geol. Soc. Am. Mem. 73
- Greig, E.W. - 1945 - Région du lac Matamec: R.G. 22, Min. des Mines, Québec
- Groves, A.W. - 1935 - The charnockite series of Uganda, British East Africa: Geol. Soc. London Quart. Journal, vol. 91, pp. 150-207
- Hammond, W.P. - 1945 - Geology of the Mouchalagane Lake Area, Saguenay County: Thèse de M.A. non publiée, Université de Toronto.
- Hargraves, R.B. - 1962 - Petrology of the Allard Lake Anorthosite Suite, Québec: Geol. Soc. Am. Petrologic Studies, Buddington Volume, pp. 163-189
- Hess, H.H. - 1960 - Stillwater Igneous Complex, Montana: Geol. Soc. A. Mem. 80

- Howie, R.A. - 1955 - The geochemistry of the Charnockite Series of Madras, India: Transactions, Roy. Soc. Edinburgh, vol. LXII, partie III, pp.725-768
- Johannsen, A. - - 1938 - A descriptive petrography of the igneous rocks: Univ. Chicago Press, vol. 1 à 4
- Kish, L. - 1962 - Région de la rivière Hart-Jaune inférieure: R.P. No 486, Min. Richesses nat., Québec
- " - 1963 - Région de la rivière Hart-Jaune moyenne: R.P. No 507, Min. Richesses nat., Québec
- " - 1965 - Région de la rivière Hart-Jaune supérieure: R.P. No 538, Min. Richesses nat., Québec
- Kashiro et Shairer - 1963 - New Data on the System Diopside-Forsterite-Silica: Carnegie Instit. Geophys. Lab. Year Book 62, pp. 100-102
- Lyall, H.B. - 1958 - Geology of the Hainaut-Champagne Area, Pontiac County, Quebec: Thèse non publiée de D. Sc., Université Laval
- Mawdsley, J.B. - 1928 - Région de St-Urbain, Québec: Com. Géol. Canada, Mém. 152
- Murthy, M.V.N. - 1958 - Coronites from India: Geol. Soc. Am. Bull. vol. 68, pp. 23-38
- Nockolds, S.R. - 1954 - Average chemical composition of some igneous rocks: Bull. Geol. Soc. Am., vol. 65, pp. 1007-1032
- O'hara, M.J., et Mercy, E.L.P. - 1963 - Petrology and Petrogenesis of some Garnetiferous Peridotites: Roy. Soc. of Edinburgh, Transactions, vol. LXV, No 12, pp. 251-314
- Osborn, E.F. - 1959 - Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma: Am. Journal Sci., vol. 257
- Osborn, E.F. et Tait, D.B. - 1952 - The system Diopside-Forsterite-Anorthite: Am. Journal Sci., Bowen volume, pp. 413-433
- Osborne, F.F. - 1936 - Région de Sainte-Agathe-Saint-Jovite: Bureau des Mines, Québec, Rap. ann. 1935, carte 343

- Osborne, F.F. - 1936 - Petrology of the Shawinigan Falls District: Geol. Soc. Am. Bull., vol. 47, pp. 197-228
- " - 1949 - Coronite, Labradorite Anorthosite and Dykes of Andesine Anorthosite, New Glasgow, P.Q.: Transactions Roy. Soc. of Canada, vol. XLIII, Série III, Section IV, pp. 85-112
- " - 1956 - The Grenville Region of Quebec, dans "The Grenville problem": Roy. Soc. Canada, Spec. Publ. No 1
- Osborne, F.F. et Morin, Marcel - 1962 - Tectonics of part of the Grenville Sub-province in Quebec, dans "Tectonics of the Canadian Shield": Roy. Soc. of Canada. Spec. Publ. No 4, pp. 119-143
- Pettijohn, F.J. - 1949 - Sedimentary Rocks: Harper and Brothers, N.Y.
- Philpotts, A.R. - 1965 - Région du lac Tchitogama: Min. Richesses nat., R.P. No 533
- Retty, J.A. - 1944 - Rivière Romaine inférieure: R.G. 19, Min. des Mines, Québec
- Rondot, Jehan MSS - Région de La Croche: rapport non publié; Ministère des Richesses nat., Québec
- Rose, E.R. - 1955 - Marginal Notes on Manicouagan Lake - Mouchalagane Lake Area, Quebec: Com. Géol. du Canada, Paper 55-2
- Tilley, C.E. - 1936 - Enderbite: Geol. Mag., vol. 73, pp. 312-315
- Turner, J. F. et Verhoogen, J. - 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology: McGraw-Hill Book Co.
- Wilson, M.E. - 1925 - The Grenville Pre-Cambrian Subprovince: Journal Geol., vol. 33, pp. 389-407
- Winchell, H. - 1958 - The composition and physical properties of garnet: Am. Mineralogist, vol. 43, pp. 595-600
- Yoder, Jr., H.S. et Tilley, C.E. - 1962 - Origin of basalt magmas: Journal of Petrology, vol. 3, No 3, pp. 342-532

I N D E X A L P H A B E T I Q U E

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Adams, F.D.	31	Cobalt	96
Albite	48,72,74,77	Conglomérat	84
Allanite	72	Cornéenne	23,28
Almandin	23,28,50,52,76	Coronite	62,67,79
Alumine	10,33	Cuivre	96
Amphibole .. 17,18,35,36,37,47,52,58		Dallaserra, F.	2
..... 61,62,66-68,70,80-83		Deer, W.A.	81
Amphibolite 6,8,9,18,35-38,49-52,78		Dépatie, J.	2
..... 92-94		Diabase	8,9,36,83
Andésine 6,9,12,15,16,23,36,46		Diopside .. 6,9,15-18,23,25,26	
..... 47,48,51,52,61,62,67	 30,33,36,37,42,44,45,47-49	
Anorthite	70,74 51,52,60,68,70,78,79,81,89	
Anorthosite... 8,9,47,54,56,57,60,62		Disthène 6,9,40,42,45,50,51	
..... 64,66,68,69,78,90		Dolomie 9,23,42,44-46,50,51	
Antiperthite	29,30	Doréite	88,89
Anthophyllite	81	Dunite 8,9,56,58,64,79-81	
Apatite ... 39,40,42,49,57,72,77,89		Enderbite	6,30,31
Aplite	72	Engel, A.E.F.	21,50
Bérard, Jean	2,84,90	Engel, C.G.	21,50
Biotite .. 6,8,9,11,12,14,15,16,18		Enstatite	68
23,26,33,35-40,42,44-47,49-51,54-57		Epidote . 33,37,47,49,52,61,72,94	
58,60,61,66,72,73,74,76-79,82,83,92		Eskola, P.	31
Bowlingite	57	Essexite	90
Buddington, A.F.	62,64	Faessler, C.	66
Butt, N.A.	2	Fecteau, M.	2
Bytownite	17,52,62	Feldspath .6,11,12,14-16,23,24,28-	
Calcaire 8,9,23,44,45,48,50		31,33,35,37-40,42,44,45,46,50,51	
..... 51,84,86,93		.. 54,60,61,72-74,77,78,86,88,89	
Calcite 6,9,16,17,23,28,34		Fer .. 58,66,72,83,84,90,91,95,96	
..... 44,45,47,49,51,57,72		Ferrohastingsite	81
Carbonate	23,28,51,86	Ferrosilite	89
Carbone	23,28	Fibrolite	11
Chalcopyrite	96	Forstérite	70
Charnockites	31	Fyfe, W.S.	18,50
Chlorite37,46,47,52,54,61,72		Gabbro .. 6,8,9,10,14,16,23-26,28-	
..... 73,81,82		31,33-38,52,54,56,57,58,66-70,76	
Clarke, P.J.	21 79,81,82,91,92,95,96,97	
Clinopyroxène .. 16,17,30,35,57,58			
..... 60,69,77,78,82,89			

<u>Page</u>	<u>Page</u>		
Gîtes fossilifères	84	Mangérite	88,89
Gneiss .. 2,6,8,9-12,14-16,20,21,23,24		Marbre	45,51
30,31,33,35,36,38,40,42,44-52,54,66,67		Marialite	17,24
..... 70,72-74,76,77,78,82,86,92-95		Mercy, E.L.P.	80
Granite ... 6,8,9,28-31,35,36,52,61,70		Mica	18,44,94
..... 72-74,76,92,94,95		Microcline .36,39,40,49,72,74,76	
Granulite .. 6,9,18,20,23,31,35,37,38		Mill, J.P.	2
..... 51,52,92,94		Ministère des Terres et	
Graphite 10,11,12,14,15,20,23,24		Forêts	3
..... 40,42,45,46,51,97		Muscovite 36,37,40,46,50	
Grauwacke	20,21,50 54,72,73	
Grenat 6,8,10-12,14-18,20,23,25		Mylonite 33,34,37,93,94	
26,28,31,33-37,49,52,62,66,67,72,76,77-		Nickel	96
..... 79,80-83,90,94		Nockolds, S.R.	88,89
Grès	21,50,51,84	O'Hara, M.J.	80
Groves, A.W.	31	Oligoclase .. 30,39,44,48-51,72	
Guindon, J.	2	Olivine 8,56-58,60-62,64	
Hammond, W.P.	2 66-68,70,78-82,96	
Hargraves, R.B.	66	Orthogneiss	8,38,50
Harzburgite	80	Orthopyroxène .. 16,25,33,58,60	
Hématite	8,51,89 68,69,77,81,82,89	
Hornblende .. 6,8,9,26,36,37,42,44-52		Orthose	42,72
..... 54,66,67,72,77-80,82,94,95		Osborn, E.F.	70
Hypersthène 6,14,15,17,18,23,25		Osborne, Dr F.F.	2,21
..... 26,28-31,33,60,67,68,81,89,92			
Iddingsite	57	Paragneiss .. 6,8,9,10,18,24,38-	
Ilménite	58,89,96 40,42,44,45,49,50,52,54,72-	
Labrador .. 6,8,16,18,25,33,36,47,52,61	 74,77,78,93,94	
..... 62,66,68		Pargasite	81
Laccolithes	64	Pegmatite .. 8,9,34-36,54,70,76	
Latite	9,90,91	Péridotite 8,9,47,76,79-82	
Lherzolite	80	Perthite 15,24,29-31,78	
Limonite	91	Pettijohn, P.J.	21
Lopolites	62	Philpotts, A.R.	66
Lyall, H.B.	82	Phlogopite	44,45,51
Magma	28,29,64,73,74,82,91	Pigeonite	83
Magnésium	68	Plagioclase . 6,9,11,12,14-18	
Magnétite 1,8,12,15,17,26,30,56-58		23-26,28-31,33-37,39,40,42,44-	
..... 60,64,66,76,81-83,89,96		52,54,56-58,60-62,64,66-70,72	
		73,76-79,81-83,86,88-90,94,95	
		Porphyroblastes.. 26,39,40,42,62	

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Potassium	20,24
Pyrite	12,44,96
Pyrope	23,52,76
Pyroxène .. 6,8,9,12,14-17,20,23-26	
...28-31,33-37,57,58,60,62,66-70,77-	
..... 79,81,82,83,86,88,89	
Pyroxénite .. 6,9,10,16,17,23,24,28	
..... 33,69,82,83,96	
Pyrrhotine	16,96
Quartz ... 6,8,11,12,14-18,20,23,24	
28-31,33-40,42,44-46,49-51,54,60	
..... 72,73,76-78,83,89,92,96	
Quartzite .. 6,8,9,11,12,14,20,23,37	
..... 42,45,46,50,51,93,97	
Ranson, P.W.	2
Redman, H.B.	2
Rose, E.R.	2,90
Rutile	11,12,33,42,77
Sanidine	89
Scapolite	6,16,17,18,23,24,26
34,36,37,42,44,47-49,52,57,61,67,94	
Schindler, J.N.	2
Séricite	31,57
Schiste	20,21,50,51,84
Silicate	45,51
Silice	1,23
Sillimanite .. 6,9,10-12,14,18,20	
..... 21,23,28-30,50,97	
Skarn	17
Sodium	20,24,74
Sphère 14,15,17,18,36,37,45	
..... 47-51,72,94	
Spinelle 12,17,33,58,68,69,70	
..... 79,81,82	
Staurodite	50,61
Sulfures	1,96,97
Syénite	36,64
Symplectite	26,79,81
Tait, D.B.	70
Tilley, C.E.	30,31
Titanium	58,96
Tourmaline	42
Trémolite	45,51
Troctolite	9,57,70
Turner, J.F.	62
Verhoogen, J.	62
Wehrlite	80
Wilson, M.E.	21
Wollastonite	6,18,23,28
Zinc	96
Zircon	12,33,36,72,77

