

RG 134

REGION DES LACS DES QUINZE ET BARRIERE, COMTE DE TEMISCAMINGUE

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 134

RÉGION DES LACS DES QUINZE ET BARRIÈRE

Comté de Témiscamingue

par

Jean-Y. Chagnon

QUÉBEC

1968

SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
Aperçu général	1
Situation	2
Moyens d'accès	3
Travail sur le terrain	3
Remerciements	3
Travaux antérieurs	4
PHYSIOGRAPHIE	4
Topographie	4
Hydrographie	5
GEOLOGIE GENERALE	6
Cadre régional du Nord-Ouest du Québec	6
Tableau des formations	9
DESCRIPTION DES FORMATIONS	10
Roches volcaniques et sédimentaires associées	10
Andésite, dacite, schiste chloriteux	10
Roche à hornblende	12
Agglomérat, tuf	13
Rhyolite, porphyre quartzofeldspathique	15
Schiste et gneiss à hornblende	15
Formation ferrifère	16
Roches sédimentaires métamorphisées	17
Paragneiss, roches métavolcaniques	18
Structure et métamorphisme de l'assemblage volcano-sédimentaire.	18
Zones de cisaillement et failles	18
Plis	18
Métamorphisme	19
Corrélation entre la série volcano-sédimentaire et le "Keewatin" des régions avoisinantes	19
Groupe de Pontiac	19
Grauwacke, arkose	20
Amphibolites	21
a) Amphibolites associées au schiste à biotite	24
b) Amphibolites associées aux roches granitiques	24
c) Amphibolite au sud d'Angliers	24
d) Amphibolite près du lac Rondelet.....	25
e) Amphibolites près des lacs Arenaine et Opasatica	25
f) Amphibolite au sud de Guérin	25
Métamorphisme	25

	<u>Page</u>
Gneiss quartzofeldspathique	26
Schiste quartzofeldspathique à biotite et gneiss quartzo- feldspathique à biotite et hornblende	27
Lithologie	28
Pétrographie	28
Granitisation, migmatisation	30
Stratification	30
Foliation	30
Linéation	30
Diaclases	30
Cisaillements et failles	31
Plis	31
Structures de boudinage	31
Métamorphisme	31
Rapports stratigraphiques	32
Age et corrélation	33
Origine	33
Roches intrusives	35
Roche à pyroxène et biotite	35
Syénite nodulaire à pyroxène	36
Syénite à hornblende et pyroxène, généralement porphyroïde	38
Syénite à hornblende	42
Tectonique	44
Gneiss à plagioclase et hornblende	46
Granite à hornblende, granite porphyroïde à hornblende	47
Pétrographie	47
Mégacristaux de microcline (porphyroblastes)	49
Origine des porphyroblastes	53
Age et corrélation du granite à hornblende	54
Gneiss granitique gris	54
Granite à biotite	57
Granite à oligoclase et microcline	59
Pétrographie	60
Analyses modales	63
Analyses chimiques	65
Granite porphyroblastique	65
Myrmékites	67
Microclinisation	67
Migmatisation	67
Structure	68
Structure gneissique, rubanement	68
Linéation	68
Structures d'étranglement	68
Diaclases	68
Failles	68
Plis	69
Relations stratigraphiques	69

	<u>Page</u>
Age et corrélation	69
Mise en place et origine	70
Pegmatite, aplite	73
Pétrographie	73
Zonation	75
Pegmatite graphique	75
Mise en place	75
Age et origine	75
Lamprophyres, pyroxénite, serpentinite	76
Lamprophyres	76
Pyroxénite	77
Serpentinite	77
Huronien	77
Groupe de Cobalt	77
Formation de Lorrain; quartzite et arkose	78
Diabase, gabbro	79
Roches basiques apparentées à la diabase	81
Ordovicien; formation de Liskeard	82
Pléistocène et Récent	82
TECTONIQUE	83
Plis	83
Zones de cisaillement et failles	85
Diaclases	87
Rapports entre la tectonique du territoire étudié et la tectonique régionale	87
METAMORPHISME - NATURE DU "FRONT DE GRENVILLE"	89
Métamorphisme	89
Le front de Grenville	91
GEOLOGIE ECONOMIQUE	93
Molybdénite	93
Fer	94
Cuivre, zinc, or	94
Plomb	94
Hématite	95
Nickel et cuivre	95
Amiante	95
Béryl	95
Mica	95
Granite	95
Sable et gravier	96
BIBLIOGRAPHIE	97
INDEX ALPHABETIQUE	103

TABLEAUX

	<u>Page</u>
Tableau 1 Analyses modales des amphibolites	22
2 Analyses chimiques des amphibolites	23
3 Analyses modales du gneiss quartzofeldspathique	27
4 Analyses modales du schiste à biotite	29
5 Analyses modales de la syénite nodulaire à pyroxène	37
6 Analyses modales de la syénite à pyroxène	40
7 Analyses chimiques de la syénite	41
8 Analyses modales de la syénite à hornblende	43
9 Analyses chimiques de la syénite à hornblende	45
10 Analyses modales du granite à hornblende	50
11 Analyses chimiques du granite à hornblende	51
12 Analyses modales du gneiss granitique gris	55
13 Analyses chimiques du gneiss granitique gris	56
14 Analyses modales du granite à biotite	58
15 Analyses modales du granite à oligoclase et microcline ..	64
16 Analyses chimiques du granite à oligoclase et microcline.	66
17 Analyses modales de la diabase	80

Carte et Illustrations

CARTE

No 1643 Région des lacs des Quinze et Barrière (en pochette)

FIGURES

Figure 1 Carte de compilation	(en pochette)
2 Coupe d'un mégacristal de microcline (x16)	52
3 Traits linéaires	86

PLANCHES (au centre de la brochure)

- I - A Couches de tuf et d'agglomérat sur des coussinets d'andésite.
B Formation ferrifère, type septentrional.
C Formation ferrifère contournée.
- II - A Enclaves d'amphibolite dans la syénite à hornblende.
B Gneiss quartzofeldspathique.
C Plis d'étirement dans le schiste à biotite.
- III - A Structures en boudins dans le schiste à biotite du groupe de Pontiac.
B Syénite nodulaire à pyroxène.
C Perthite en taches et en feuillets dans la syénite à hornblende et pyroxène.
- IV - A Enclaves de roches volcaniques dans la syénite à hornblende.
B Inclusions de hornblende et de plagioclase dans un mégacristal de microcline.
C Mégacristaux de microcline dans le granite à hornblende.
- V - A Granite à hornblende envahi par des dykes.
B Pegmatite presque parallèle à la foliation du schiste à biotite.
- VI - A Conglomérat de Cobalt.
B Quartzite de Lorrain. Le litage est visible (x20).
- VII - A Quartzite de Lorrain (x80).
B Diabase (x80).
- VIII- A Base de la formation de Liskeard.
B Roches volcaniques enrobées par le gneiss quartzofeldspathique.

RAPPORT GEOLOGIQUE

sur la

REGION DES LACS DES QUINZE ET BARRIERE

Comté de Témiscamingue

par

Jean-Y. Chagnon*

INTRODUCTION

Aperçu général

La région, d'une superficie d'environ 1,400 milles carrés, comprenant l'extrémité nord du lac Témiscamingue, est adjacente à la province d'Ontario sur une distance de 34 milles et s'étend vers l'est sur une distance de 35 milles, soit jusqu'à la longitude 79°00'. Ses limites nord et sud sont, respectivement, les latitudes 48°00' et 47°30', sauf dans l'angle sud-est où la limite est la latitude 47°25'. Elle correspond aux cartes de la série topographique nationale 31 M/6, M/11 et M/14, et aux moitiés ouest des cartes 31 M/7, M/10 et M/15.

Le travail accompli durant les saisons estivales de 1960 à 1963 se situe dans le cadre d'un programme général de cartographie, au nord-est et à l'est du lac Témiscamingue, dont les débuts remontent à 1954 (Freeman, 1957).

Des roches du Précambrien (principalement de l'Archéen) affleurent dans la région, sauf pour une faible étendue de formations d'âge ordovicien dans le bassin du lac Témiscamingue. Le groupe le plus ancien contient surtout des roches transformées au faciès de l'amphibolite inférieure ou schiste vert supérieur, qui sont volcaniques, à l'exception d'une roche à hornblende qui est peut-être de nature intrusive. Le groupe comprend des intercalations lenticulaires de roches sédimentaires (grauwacke, formation ferrifère, siltstone). L'ensemble forme des plis isoclinaux, avec de forts pendages vers le sud.

* Traduit de l'anglais.

Le groupe de Pontiac, ou son équivalent, le groupe d'Abitibi plus au nord, repose en concordance sur les formations les plus anciennes. Il consiste en grauwackes, amphibolites, gneiss quartzofeldspathique et schiste quartzofeldspathique à biotite. Les grauwackes et schistes sont équivalents, et le gneiss représente peut-être une grauwacke granitisée. Le schiste est le membre dominant et le plus répandu du groupe. Le travail actuel de mise en carte élargit le groupe de Pontiac de 10 milles à environ 60 milles (en y incluant les roches de la région cartographiée par Robert (1963) au sud) et en fait une région de roches de "type de Grenville plutôt que de type de Keewatin". Le degré de métamorphisme du groupe est celui du sous-faciès de staurotide-quartz du faciès d'almandin-amphibolite.

Les deux groupes précédents sont envahis par divers types de roches ignées acides, dont la composition varie de celle de la syénite à hornblende à celle de granites très potassiques. Un granite à oligoclase et microcline couvre presque les deux tiers de la région. Ce granite, tout comme le granite à hornblende, la syénite à hornblende et la syénite à hornblende et pyroxène, contient ici et là de gros porphyroblastes de microcline qui résultent d'un métasomatisme potassique accompagnant probablement l'intrusion de pegmatites et d'aplitites.

Les formations du Protérozoïque (Huronien) affleurent dans la région: ce sont, dans l'angle nord-ouest, le conglomérat et l'argilite de Cobalt et, dans l'angle sud-ouest, le quartzite et l'arkose de Lorrain.

Des dykes de diabase, de direction générale N15°E. ou est, recourent toutes les autres formations du Précambrien.

Cinq plis importants, de direction générale nord-sud (nord-ouest à nord-nord-est), sont délimités et caractérisent la direction générale des formations. La direction structurale nord-est des roches volcaniques et sédimentaires les plus anciennes, au sud-est, présente un contraste marqué.

La région sous étude est située dans la sous-province de Grenville B (Osborne et Morin, 1962), comme l'indiquent sa structure, son niveau de métamorphisme et sa position. Elle est située dans la zone de transition entre les provinces de Grenville et de Supérieur, et quelques formations, dont le groupe de Pontiac, sont réparties dans les deux provinces. En d'autres termes, le "front" de Grenville est ici une transition métamorphique où l'intensité du métamorphisme s'accroît vers le sud.

Situation

La région comprend des parties à peu près égales des comtés de Rouyn-Noranda et de Témiscamingue. Elle englobe, dans le comté de Témiscamingue, des secteurs des cantons de Brodeur, Latulipe, Baby, Guigues et

Blondeau et la totalité des cantons de Bauneville, Villars, Guérin et Nédelec et, dans le comté de Rouyn-Noranda, des secteurs des cantons de Basserode et de Clérion de même que la totalité des cantons de Caire, Beaumesnil, Rémigny, Desandrouins Pontleroy et Montreuil. Notre-Dame-du-Nord, situé dans l'angle sud-ouest, est le plus important village dans la région.

Moyens d'accès

L'accès à toute la région est assuré par un vaste réseau routier, dont l'artère principale est la route 46 qui relie Ville-Marie à Rouyn-Noranda, respectivement à 14 milles au sud et 30 milles au nord de la région.

Quelques lacs allongés accessibles par route sont situés dans les secteurs nord-est et sud-centre de la région. Tous ces lacs sont propices à l'amerrissage des hydravions.

Travail sur le terrain

Nous avons déterminé l'emplacement des affleurements montrés sur la carte à l'aide de cheminements au pas et à la boussole, à intervalles d'un demi-mille. Quelques cheminements ont un parcours irrégulier, surtout là où les affleurements sont peu nombreux, et dans ces cas, nous avons utilisé des photographies aériennes pour établir les trajets. Nous avons aussi visité les affleurements situés le long des chemins, rivières et lacs.

Nous avons employé des cartes topographiques à l'échelle d'un demi-mille au pouce, préparées à l'aide des cartes de la série topographique nationale. Les feuillets 31 M/11 et 14, et la mosaïque attenante de l'"Operation Overthrust", publiés par Hunting Technical and Exploration Services Limited, nous ont été utiles.

Nous avons recueilli 803 échantillons de roches, dont nous avons obtenu 293 lames minces.

Remerciements

Ce rapport est une version abrégée d'une thèse de doctorat présentée au département des Sciences géologiques de l'Université McGill, et préparée sous la direction du professeur J.S. Stevenson.

Nous avons bénéficié de l'aide des assistants-chefs R.N. Diefenbach, V. Kelly et D. Scafe, et des aides-étudiants dont les noms suivent: D. Rota, R. Meloche, P. Corbeil, E. Rieger, J. Boissonnault, Y. Labonté,

J. Nadeau, A. Carrier, J. Simard et R. Maranda. Tous ont bien accompli leurs tâches respectives.

Travaux antérieurs

Le travail géologique le plus ancien dans cette région est l'exploration de la rivière Outaouais, jusqu'au "troisième rapide" de la rivière des Quinze par Logan (1847). McOuat (1873) visita la "région de la rivière Outaouais au nord et à l'est du lac Témiscamingue", y compris la rivière et le lac des Quinze. Barlow (1900) étudia la géologie le long des rives de la rivière des Quinze et l'extrémité sud-ouest du lac des Quinze. Wilson (1914) a écrit un rapport sur "une étendue adjacente à la rive orientale du lac Timiskaming" comprenant l'angle sud-ouest de la région sous étude. Wilson (1915) examina sommairement la région du lac Kewagama, qui englobe une partie de l'extrémité nord de la région. Henderson (1937) a examiné quelques endroits du canton de Brodeur.

Plus tard, un travail plus détaillé fut accompli dans les régions contiguës à la région présentement étudiée par Denis (1937,1938), Auger (1952), Freeman (1957) et Wilson (1962).

PHYSIOGRAPHIE

La région est dans les limites de la "zone d'argile" de l'Ouest du Québec et de l'Est de l'Ontario, autrefois envahie par les eaux du lac glaciaire Barlow-Ojibway. La topographie résulte donc de l'effet combiné de la nature des roches précambriennes sous-jacentes et du recouvrement non consolidé glaciaire et récent. La surface mamelonnée et l'irrégularité du réseau de drainage proviennent de ce double contrôle. Plusieurs géologues ont étudié les traits physiographiques de ce coin du Bouclier. Les noms suivants sont à noter: Wilson (1915, 1919), Cooke, James et Mawdsley (1933), Dresser et Denis (1946).

Topographie

L'aspect topographique varie de presque plat à montagneux et reflète la nature des roches du soubassement. Les schistes à biotite de Pontiac présentent un relief ondulé dont le maximum est de 50 pieds, alors que les roches granitiques ont un relief d'environ 100 pieds, avec un maximum de 300 pieds. Les roches volcaniques, dans l'angle sud-ouest de la région, ont un relief d'environ 200 pieds et sont caractérisées par de petites collines qui présentent un contraste frappant avec les terrains plats situés au nord du contact des roches volcaniques et du schiste. Le quartzite de Lorrain, près de la rive ouest du lac Témiscamingue, forme une haute crête allongée de direction générale sud, et à pentes abruptes. La

direction générale des collines et crêtes dépend fréquemment des foliations et diaclases.

Les dépôts argileux de lacs glaciaires recouvrent une grande partie des secteurs situés à un niveau inférieur à la cote de 865-900 pieds. Ils forment des plaines ondulantes disséquées par des ruisseaux et rivières aux berges abruptes dont les vallées sont profondément encaissées. L'épaisseur absolue de l'argile est indéterminée, mais nous croyons qu'elle est de l'ordre de 50 pieds, sauf dans les vallées profondes. Des crêtes constituées de dépôts glaciaires percent le couvert argileux.

L'altitude maximum dans la région, près de l'extrémité sud du lac Caron, est de 1,300 pieds; le minimum, au lac Témiscamingue, est de 575 pieds, alors que l'altitude moyenne est de 1,000 pieds. La pente générale du terrain est en direction du sud-ouest, vers le lac Témiscamingue. La concordance des sommets des crêtes, surtout dans le nord, suggère la présence antérieure d'un plateau maintenant disséqué.

Hydrographie

Les eaux de la région sont recueillies par la rivière Outaouais qui coule en direction sud et sud-ouest vers le lac Témiscamingue.

Le réseau de drainage est généralement dendritique, quoique rectangulaire à certains endroits, comme par exemple au sud-est, dû à l'influence de la tectonique. Les cours d'eau sont conséquents et superposés, les eaux s'écoulant sur de l'argile lacustre et du drift glaciaire, et atteignant à quelques endroits les formations rocheuses du soubassement. Les rapides, cascades et gorges sont nombreux et caractérisent les cours d'eau qui sont aux premiers stades de leur évolution.

Les lacs étroits et allongés, situés dans des dépressions ressemblant à des cannelures, sont caractéristiques. Ils constituent un assemblage d'éléments linéaires qui reflètent probablement la tectonique du soubassement rocheux. Quelques lacs de la "zone d'argile", tel le lac Simard (Expanse), ont un rivage irrégulier, sont peu profonds et possèdent des rives argileuses abruptes. Plusieurs îles des lacs Simard et des Quinze sont des crêtes de gravier. Le lac des Quinze est un réservoir contenu par un barrage situé à sa décharge.

Des plages soulevées longent les rives du lac Témiscamingue, sur une distance de 2½ milles à l'intérieur des terres, soit aux environs de la cote 650, ce qui indique un abaissement du niveau du lac d'au moins 60 pieds. Les crêtes sont peu évidentes sur le terrain, mais paraissent clairement sur les photographies aériennes. La plage la plus élevée est suivie d'une hausse abrupte de niveau de 100 pieds, qui atteint une accumulation en

forme de terrasse de gravier et sable glaciaires s'étendant vers l'est sur une distance d'au moins 8 milles, jusqu'aux premiers affleurements.

GEOLOGIE GENERALE

Cadre régional du Nord-Ouest du Québec

Podolsky (1950) et Freeman (1957c) ont déjà présenté un aperçu historique de la géologie du Nord-Ouest du Québec. Nous ne présenterons ici que les idées les plus récentes.

La région étudiée est à la limite nord de la province de Grenville et chevauche presque le passage à la province de Supérieur (Gill, 1949). La province de Supérieur, au nord de la région, a été l'objet de nombreuses études et les principales unités rocheuses y ont été identifiées. Le groupe d'Abitibi (Wilson, 1962) aussi connu sous le nom de "série de Keewatin", est un assemblage volcanique et sédimentaire fortement plissé suivant des axes de direction est-ouest. Le groupe de Pontiac, qui se prolonge du nord dans la région sous étude, doit être classé, selon Wilson (1943, 1962, p. 6), avec le groupe d'Abitibi. Il est constitué de mica-schistes et de grauwackes métamorphisées avec des interstratifications de laves et de couches de pyroclastiques. Les axes des plis sont parallèles à ceux du groupe d'Abitibi, mais au sud, selon Podolsky (1950, p. 30), "les couches de Pontiac forment maintenant des boucles en forme de Z, à plongement abrupt vers le nord". Les groupes d'Abitibi et de Pontiac sont séparés des roches sédimentaires de la "série de Timiskaming" par une importante discordance structurale (Wilson, 1956, 1962). Bass (1961) conteste l'existence de cette discordance et opine qu'elle ne reflète que des phénomènes mineurs. La "série de Timiskaming" est également parallèle au groupe d'Abitibi.

Wilson (1956) et Freeman (1957c) suggèrent que la source des sédiments des roches du groupe de Pontiac et de la "série de Timiskaming" est située au sud, mais Bass (1961) croit qu'il y avait plus d'une source et que les débris provenaient de la désintégration des roches de plusieurs centres volcaniques du Keewatin. Il n'y eut pas qu'une seule source de ces sédiments car ceux-ci furent plutôt déposés tout autour de centres volcaniques. Les groupes d'Abitibi et de Pontiac et la "série de Timiskaming" sont envahis par les granites de la zone de gneiss rubanés qui séparent la province de Grenville de la province de Supérieur. Toutes ces roches sont recouvertes avec discordance par les roches du groupe de Cobalt de l'Huronien.

Les roches de la province de Grenville affleurent dans la région et se prolongent au sud et à l'est. Osborne et Morin (1962) ont divisé la

province de Grenville en deux parties, A et B; cette division tient compte des différences des systèmes tectoniques, des types de roche plutonique et de l'intensité du métamorphisme. La sous-province A de Grenville, au sud-est, se distingue par ses structures nord-sud, sa forte intensité de métamorphisme et la présence de "roches vertes" ou série à hypersthène et augite. Le Grenville A passe vers le nord-ouest à la sous-province B de Grenville. Selon Osborne et Morin (1962, p. 119), ce passage se situe près de la "ligne des roches vertes", là où les roches à hypersthène et augite s'estompent. Cette ligne sépare approximativement les roches du faciès de granulite de celles du faciès de l'amphibolite.

La sous-province B de Grenville est caractérisée par des structures à direction irrégulière, mais généralement nord-est, superposées à des structures plus anciennes de direction nord et est. D'après Osborne et Morin (1962, p. 119), "les structures plus récentes sont de direction générale nord-est, mais sont très irrégulières, donnant ainsi l'impression de zones anastomosées enveloppant des blocs dont la résistance était plus forte que celle des blocs adjacents". Le degré du métamorphisme est celui du faciès de l'amphibolite, et les "roches vertes" sont absentes. La région sous étude se situe dans le secteur nord-ouest de la sous-province B de Grenville.

Dans le sud de la région et dans les régions adjacentes au sud et au sud-est, les roches volcaniques sont plissées suivant des axes de direction est et sont recouvertes par des roches sédimentaires et des schistes et gneiss micacés. Henderson (1937, p. 15) note la concordance entre les roches volcaniques et les roches sédimentaires. Selon Osborne et Morin (1962, p. 132), "les roches métasédimentaires ont une structure semblable à celle des roches volcaniques lorsqu'elles les avoisinent mais, vers le sud, l'effet des plissements nord-sud est de plus en plus prononcé, jusqu'à l'obtention de plis à axes de direction nord-sud, dont le synclinal de Kipawa est un exemple. Entre Kipawa et Val-d'Or, on peut observer des rapports identiques, mais beaucoup moins évidents, dans les roches assignées au groupe de Pontiac". Selon Freeman (1957c), les roches métasédimentaires des régions de Ville-Marie et du lac Guillet (Henderson, 1937) correspondent au groupe de Pontiac.

Une bande de gneiss et intrusions granitiques, soulignée par une dépression dans le champ gravitationnel, et qui représente peut-être le noyau d'une chaîne de montagne ("Montagnes Ottawa, Wilson, 1956), est située entre la sous-province B de Grenville et la province de Supérieur. La région sous étude est au centre de cette bande.

Le passage de la province de Grenville à celle de Supérieur, ou "front de Grenville", semble être étroit et brusque à certains endroits, alors qu'il est large et de nature indéterminée ailleurs. Plemister (1960) écrit que, dans le district de Sudbury, Ontario, la limite est constituée d'une

zone de transition métamorphique d'une largeur de 100 verges. Johnston (1959) rapporte qu'une zone complexe de failles de chevauchement d'une grande signification tectonique constitue cette limite dans la région du lac Temagami en Ontario. Deland (1956) a suggéré l'existence d'une zone de transition correspondant à un changement dans le degré de métamorphisme dans la région du lac Surprise. Osborne et Morin (1962, p. 133) considèrent la sous-province B de Grenville comme une zone de transition entre les provinces de Grenville et de Supérieur, et Robert (1963a) écrit que le front de Grenville correspond à l'isograde de la staurotide du faciès de l'amphibolite et que le front coïncide avec le groupe de Pontiac.

Des datations, par la méthode du potassium-argon, des roches de la province de Supérieur indiquent qu'elles ont été formées il y a plus de 2,000 millions d'années. Des datations des roches de la province de Grenville indiquent qu'une orogénèse, accompagnée de métamorphisme régional, eut lieu il y a environ 1,000 millions d'années (Snelling, 1962). Osborne (1962) a proposé le terme "Millénaire" pour désigner cette période, afin d'éviter les implications génétiques attachées à des termes tels que: "orogénèse de Grenville" et "événement de Grenville", et il a émis l'opinion que le "Millénaire" était un épisode thermique.

En résumé, voici un aperçu des problèmes géologiques majeurs du Nord-Ouest de Québec et de la région étudiée:

A- La nature du "front de Grenville", quoique positivement identifiée comme brusque (au point de vue tectonique) ou graduelle à certains endroits, est indéterminée ici; le front semble être une zone de transition.

B- Le groupe de Pontiac, dont la largeur était auparavant estimée à environ 10 milles, semble être beaucoup plus étendu, et est probablement impliqué dans le "front de Grenville".

C- Les "gneiss des montagnes d'Ottawa" ou "gneiss d'Ottawa", ici présents, sont de nature inconnue.

D- Le rapport entre la bande de roches volcaniques dans le sud de la région et les roches volcaniques du Keewatin, au nord (bande de Rouyn-Val-d'Or), est mal connu.

Tableau des formations

CENOZOÏQUE	Récent et Pléistocène	Sable, gravier, argile, argile à varves, till		
PALEOZOÏQUE	Ordovicien	Conglomérat, grès, calcaire		
P R E C A M B R I E N	Protérozoïque		Diabase, gabbro	
		Huronien	Formation de Lorrain	Arkose, quartzite
			Groupe de Cobalt	Argilite Conglomérat
	Archéen		Serpentinite Pyroxénite Lamprophyre Pegmatite, aplite Granite à oligoclase et microcline, granite porphyroïde à oligoclase et microcline Granite à biotite Gneiss granitique gris Granite à hornblende, granite porphyroïde à hornblende Gneiss à plagioclase et hornblende Syénite à hornblende Syénite à hornblende et pyroxène, syénite porphyroïde à hornblende et pyroxène Syénite nodulaire à pyroxène Roche à pyroxène et biotite	
		Groupe de Pontiac	Schiste quartzofeldspathique à biotite, gneiss quartzofeldspathique à biotite et hornblende Gneiss quartzofeldspathique Amphibolite Grauwacke, arkose	
			Paragneiss, roches métavolcaniques Roches sédimentaires métamorphisées (quartzite, grauwacke) Formation ferrifère Schiste à hornblende, gneiss à hornblende Rhyolite, porphyre quartzofeldspathique Agglomérat, tuf Roche à hornblende Andésite, dacite, schiste chloriteux	

DESCRIPTION DES FORMATIONS

Roches volcaniques et sédimentaires associées

Des roches volcaniques, associées à des tufs, roche à hornblende, formation ferrifère et grauwackes, affleurent dans l'angle sud-ouest de la région. Elles constituent une bande de direction nord-est d'une longueur approximative de 9 milles et d'une largeur de 7 milles. La bande est recouverte à l'ouest et au sud-ouest par des débris glaciaires et post-glaciaires, et est interrompue à l'est par des roches granitiques qui ont envahi les volcaniques et les ont transformées en schistes et gneiss à hornblende microgrenus. Elle se prolonge vers le sud dans les régions de Ville-Marie et du lac Guillet (Mud) (Henderson, 1937), et s'accolle au nord au schiste à biotite du groupe de Pontiac. Quelques petits affleurements isolés d'andésite sont aussi situés près de la rive sud-est du lac Simard, juste à l'est de la région.

La composition des laves varie de basique à acide, et elle constitue une suite allant du basalte foncé à la rhyolite pâle. Les types intermédiaires et basiques sont les plus communs et se trouvent surtout au nord; la rhyolite et la rhyolite porphyrique, associée à la dacite, se voient surtout le long de la limite sud de la région.

Les roches volcaniques présentent généralement divers états d'altération. Quelques-unes sont tellement transformées qu'on ne peut les distinguer et les classer avec précision. Trois groupes principaux sont identifiés: a) Andésite, dacite et schiste chloriteux; b) Agglomérat, tuf; c) Rhyolite, porphyre quartzofeldspathique.

Andésite, dacite, schiste chloriteux

Les andésites et dacites se ressemblent beaucoup et sont difficiles à distinguer les unes des autres sur le terrain. L'andésite est plus commune, surtout si l'on considère que le terme, tel qu'utilisé ici, englobe les roches de composition basique aussi bien que celles de composition intermédiaire. La dacite forme de minces lentilles dans l'andésite et, à certains endroits, est associée à la rhyolite. Le schiste chloriteux indique des zones de métamorphisme dynamique intense et forme des lentilles étroites dans l'andésite et la dacite.

Les roches sont généralement massives et ont gardé des caractéristiques originales telles que texture d'écoulement et structures en coussinets. Leur couleur en surface altérée varie de brun pâle à vert foncé, et la grosseur des grains varie de très fins à moyens. Les variétés porphyriques sont abondantes, surtout dans les dacites. Nous n'avons observé des laves amygdaloides qu'à un seul endroit.

Les andésites et dacites sont presque entièrement altérées, et sont constituées d'un assemblage de minéraux secondaires. L'examen de lames minces provenant des phases les plus fraîches de l'andésite révèle la présence de petits prismes et phénocristaux de plagioclase (An_{30}) noyés dans une mésostase constituée de plagioclase, hornblende bleu-vert, actinote, épidote, chlorite et zoïsite. Le quartz, lorsqu'il est présent, ne se trouve que dans la mésostase en grains équidimensionnels. Les phénocristaux de plagioclase et de hornblende sont nombreux et ont un diamètre moyen de 2 mm. Les cristaux de plagioclase montrent divers degrés d'altération en séricite, épidote et zoïsite, et la hornblende est altérée en chlorite, biotite et épidote. La chlorite, la hornblende et l'épidote sont les principaux éléments de la mésostase, alors que la clinozoïsite, des carbonates, la magnétite et la pyrite sont des minéraux accessoires. Les vacuoles des laves amygdalaires sont remplies de carbonates et de quartz microgrenu. Les essais au cobaltinitrite de sodium n'ont pas aidé à déceler la présence de feldspath potassique. Les textures d'écoulement caractérisent les variétés porphyriques, où l'on observe des lignes d'écoulement autour des phénocristaux.

La dacite ne se trouve qu'à la limite sud de la série de roches volcaniques et est associée à l'andésite et, ici et là, à la rhyolite. Elle est de couleur variant de pâle à gris moyen et est généralement porphyrique. La surface altérée est très rugueuse à cause de la résistance à l'intempérie des phénocristaux de quartz et de feldspath. Les phénocristaux, d'une longueur moyenne de 2 mm, sont quelque peu allongés et montrent un parallélisme qui donne une structure trachytique à la roche. L'observation de lames minces révèle que les phénocristaux de feldspath sont des cristaux idiomorphes de plagioclase (An_{30}), et qu'ils constituent jusqu'à 40 p. 100 de la roche. A certains endroits, on trouve des phénocristaux de hornblende bleu-vert. La pâte est à grain fin, granulée et est constituée de plagioclase, quartz, actinote, clinozoïsite, muscovite, séricite et carbonates. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la pyrite et l'épidote. La dacite qui accompagne la rhyolite est constituée de très nombreux phénocristaux de plagioclase (An_{15-20}) dans une matrice de plagioclase, quartz, biotite, muscovite et clinozoïsite. La dacite est beaucoup moins altérée que l'andésite et les constituants sont relativement intacts, seuls les phénocristaux étant assez altérés.

Un métamorphisme dynamique intense a transformé l'andésite, surtout le long de zones de cisaillement et de failles, en schiste chloriteux, avec néoformation de chlorite suivant les plans de foliation. Le schiste chloriteux est constitué principalement de chlorite et de quantités infimes de trémolite-actinote. Il est recoupé par plusieurs veines de carbonates et de quartz.

Les laves en coussinets affleurent surtout près de la rivière des Quinze et du lac Baby et sont peu abondantes ailleurs. Les coussinets

sont longs de 1 à 4 pieds et larges de 1 à 2 pieds. Ils sont généralement quelque peu déformés et se présentent sous divers aspects; la forme en ballon de grosseur moyenne est la plus commune. Les bordures des coussinets sont soulignées par une couche chloriteuse. Les zones amygdalaires et variolitiques sont absentes, et l'attitude des laves ne peut être déterminée qu'à l'aide des coussinets qui possèdent un côté supérieur convexe bien défini et une langue bien évidente. Nous n'avons pu faire que peu de déterminations, mais celles-ci indiquent que le sommet des laves près de la rivière des Quinze est vers le sud, alors qu'il est vers le nord aux environs du lac Baby, ce qui rappelle une structure en forme de synclinal.

Les amygdales ont un diamètre maximum de $\frac{1}{2}$ de pouce, sont généralement elliptiques, et sont remplies de calcite et de quartz granuleux. Nous n'avons pas vu d'amygdales dans les laves en coussinets.

Des couches d'une largeur variant de $\frac{1}{2}$ à $\frac{1}{4}$ de pouce, sont observées ici et là près des couches de tuf.

Le contact entre l'andésite et le schiste à biotite est décrit plus loin avec le groupe de Pontiac.

Roche à hornblende

La roche à hornblende forme des amas lenticulaires et allongés au sud de la rivière des Quinze, dans l'andésite, et de grands amas irréguliers près du lac Baby. Les exemples les plus typiques de cette roche sont parmi ces derniers, et même si les amas semblent continus, ils sont interrompus ici et là par des lentilles étroites ou larges d'andésite finement grenue et communément coussinée.

Nous avons distingué deux types principaux en nous basant sur la couleur (foncée et pâle), l'altération et la composition minéralogique. Toutefois, ils partagent plusieurs caractères, tels la texture, les associations et relations aux roches adjacentes, et semblent avoir une origine commune.

La roche à hornblende est massive, à grain variant de moyen à grossier; elle est vert foncé et possède une surface altérée allant de verte à noire, rugueuse et grumeleuse à cause de la protubérance des grains de hornblende. Le type le plus foncé est porphyroblastique à certains endroits et montre alors des porphyroblastes d'une largeur allant jusqu'à $\frac{1}{2}$ pouce. Le type le plus pâle a une surface d'altération épaisse, tendre et blanchie et n'est pas porphyroblastique.

La variété foncée est constituée surtout de hornblende (60 p.100) et de plagioclase (30 p. 100). Ces deux minéraux sont fortement altérés; la hornblende en chlorite et épidote, le plagioclase en séricite, calcite, épidote

et zoïsite. Le plagioclase (An_{35-40}), généralement en cristaux latti- formes, donne une structure pseudo-ophitique à la roche, mais se présente aussi en grains grossiers presque entièrement altérés et de forme semblable à celle de la hornblende. La hornblende forme généralement des cristaux grossiers et automorphes. Ses caractères optiques sont: $2Vx = 75-80^\circ$, $ZAc = 22^\circ$; l'absorption est: X = vert pâle, Y = vert jaunâtre, Z = vert bleuâtre. Elle est déchiquetée dans les roches les plus altérées, et l'actinote cumuloxyrique y est alors abondante. La mésostase est constituée de quartz, chlorite, calcite, épidote, clinozoïsite, magnétite et ilménite.

La variété pâle renferme surtout du plagioclase (40 p. 100) et de l'amphibole (40 p. 100), avec de la chlorite, de l'épidote, de la calcite et du quartz. Tout comme dans le type foncé, la roche est fortement altérée, et l'épidote dérivée de la transformation du plagioclase et de la hornblende peut constituer jusqu'à 30 p. 100 de la roche. Nous n'avons pas déterminé la composition du plagioclase dans les lames minces étudiées, car il était trop altéré.

La roche à hornblende ne se trouve qu'avec les roches volcaniques, et est associée à l'andésite dans laquelle elle semble se fondre à certains endroits. Toutefois, elle semble aussi recouper les laves, même si nous n'avons pas observé de contacts.

Retty (1931), Denis (1937, 1938), Henderson (1937) et Auger (1952) ont identifié des roches semblables, dans le prolongement est et sud-est de la zone, comme étant des amphibolites, diorites et "roche verte" tachetée. Wilson (1962) a aussi observé des formations identiques (diorite) dans la région de Rouyn-Beauchastel. Henderson et Retty croient que ces roches sont intrusives. Denis mentionne que les "diorites" sont un faciès grossier de la série volcanique du Keewatin. Auger reconnaît des diorites extrusives et des diorites intrusives, et considère que l'origine de ces dernières est obscure. Wilson aussi distingue des diorites extrusives et intrusives, mais note qu'elles ont plusieurs caractères communs.

Le type foncé de roche à hornblende est sans aucun doute un membre de la série volcanique et peut représenter, selon les indications recueillies sur le terrain, la partie centrale grossière d'épaisses coulées de lave. La variété pâle est peut-être un faciès de cette roche, ce que nous croyons, ou un type distinct, sans parenté avec les roches volcaniques.

Agglomérat, tuf

L'agglomérat et le tuf se présentent en deux bandes distinctes. La première est étroite et se prolonge vers l'est à partir du lac Baby, sur une distance de $1\frac{1}{2}$ mille; l'autre, à l'ouest d'Angliers, est longue de 4 milles et est orientée selon une direction approximative $N60^\circ E$. Sa largeur

atteint jusqu'à un mille, mais est généralement de $\frac{1}{2}$ mille et comprend des roches sédimentaires, la formation ferrifère et de l'andésite. La largeur réelle de l'agglomérat et du tuf n'est probablement que de 500 pieds.

L'agglomérat caractéristique se compose de fragments arrondis, ou presque, dont le diamètre varie de $\frac{1}{2}$ à 5 pouces, et qui sont cimentés par une pâte gris foncé. Les fragments sont à grain fin, gris pâle et sont constitués uniformément de phénocristaux d'oligoclase (60 p. 100) dans une pâte de plagioclase, chlorite, épidote, clinozoisite, hornblende bleu-vert, quartz granuleux et biotite. Le parallélisme des phénocristaux définit une structure d'écoulement, ou trachytique, soulignée en plus par l'orientation analogue des constituants foncés. La matrice de l'agglomérat est de composition identique à celle des fragments, mais est à grain plus fin, plus riche en chlorite et clinozoisite, et ne contient pas de phénocristaux. La composition minéralogique globale de la roche est celle d'une latite quartzifère ou d'une dacite. Les fragments sont quelque peu allongés et sont orientés parallèlement à la foliation des roches avoisinantes.

L'agglomérat du lac Baby renferme des blocs d'andésite, de forme et de distribution irrégulières, dans une matrice tufacée. Il forme de minces couches dans un tuf rubané contenu dans l'andésite coussinée (Pl. I-A).

Le tuf est de composition, de texture et d'aspect variables. Il est généralement très finement grenu, à surface d'altération tendre, gris moyen à gris foncé et rubané. Les couches alternent et sont à grain très fin ou moyen. La composition minéralogique des couches à grain fin est difficile à obtenir par l'étude de lames minces. Les couches plus grossières sont constituées d'un mélange de plagioclase fragmentaire, de biotite, de muscovite, de quartz finement granuleux, de pyrite, d'épidote et de calcite. Il est impossible de connaître la proportion exacte de chacun de ces minéraux, car la roche est trop fortement altérée. Toutefois, soulignons que cette proportion varie d'une couche à l'autre. L'altération du plagioclase est tellement avancée qu'à certains endroits, même la forme originale des cristaux de feldspath est oblitérée, et seul le mélange d'épidote, séricite et calcite indique la présence antérieure du plagioclase dans la roche.

Des tufs acides, bien lités, très finement grenus et à surface altérée gris pâle à blanc, caractérisent les affleurements du lac Baby. Les lits sont épais de $\frac{1}{2}$ à $\frac{1}{4}$ pouce et de composition relativement uniforme. Le tuf se présente en zones larges de 50 pieds dans l'andésite coussinée et l'agglomérat. Il est fortement incliné vers le sud, même si les coussins indiquent que le sommet des laves est vers le nord; c'est donc que la suite volcanique est ici renversée.

Rhyolite, porphyre quartzofeldspathique

La rhyolite et le porphyre quartzofeldspathique affleurent à l'ouest du lac Long, près de la limite sud de la région, sous forme de lentilles et d'amas irréguliers interstratifiés avec l'andésite et la roche à hornblende. Ils constituent une partie infime de l'assemblage volcanique de la région, mais semblent être plus abondants dans les régions de Ville-Marie et du lac Guillet (Henderson, 1937).

La rhyolite est communément porphyrique, à grain fin ou très fin, et grise ou brune. La surface altérée est gris pâle et rugueuse, à cause des phénocristaux de quartz qui font saillie ici et là. Quelques variétés foncées sont présentes, mais rares. Les phénocristaux sont ronds ou elliptiques, d'un diamètre variant de 1/8 à 1/2 de pouce et sont composés de quartz, de feldspath et, à quelques endroits, de minéraux ferromagnésiens. Quelques phénocristaux sont constitués d'un agrégat de grains de quartz clair jointifs. Les phénocristaux de feldspath peuvent être de forme irrégulière ou être idiomorphes, et le plagioclase (oligoclase) est habituellement altéré en séricite ou, dans les cas extrêmes, en séricite, calcite, épidote et quartz. Un phénocrystal de feldspath potassique non maclé était présent dans une lame mince; sauf cette exception, le feldspath potassique semble manquer complètement. Les phénocristaux de minéraux mafiques sont rares et sont surtout de biotite, chlorite et épidote, probablement dérivés de la hornblende par altération. Les phénocristaux constituent jusqu'à 50 p. 100 de la roche, mais en général leur proportion est de 25 p. 100. La matrice renferme du quartz finement grenu, de la muscovite, de la séricite, du plagioclase, de la chlorite, de l'épidote et, par endroits, de la calcite. Les essais au cobaltinitrite de sodium ont décelé un peu de feldspath potassique. L'orientation des constituants mafiques constitue des lignes fluidales autour des phénocristaux.

Le porphyre quartzofeldspathique est semblable à la rhyolite, sauf que sa teneur en phénocristaux de feldspath est plus élevée. Les deux types de roche sont entremêlés, et nous ne les avons pas séparés sur la carte. La rhyolite possède les caractéristiques spécifiques aux roches extrusives, mais le porphyre quartzofeldspathique semble recouper l'andésite ici et là. Des petites masses de porphyre, semblables à des dykes, qui recoupent l'andésite et le schiste à hornblende, sont peut-être reliées à la rhyolite.

Schiste et gneiss à hornblende

Les schistes et gneiss à hornblende sont situés à l'extrémité est de la série volcanique, près du contact avec le granite à hornblende.

La roche est vert foncé et de grain fin à très fin (de 0.5 à 0.05 mm). La foliation est constituée par le parallélisme des cristaux de

hornblende et, localement, par des bandes de composition différente. L'orientation de quelques cristaux de hornblende définit aussi une linéation qui est visible dans les plans de foliation. La roche est peu altérée, mais elle est recristallisée. La hornblende est fraîche, fortement polychroïque et se présente en cristaux idiomorphes allongés. Ses caractères optiques sont: $2Vx = 60^\circ$, $Z\Delta c = 23^\circ$, X = brun verdâtre pâle, Y = vert brunâtre, Z = vert-bleu enfumé. C'est le principal minéral observé dans presque toutes les lames minces et il constitue jusqu'à 70 p. 100 de la roche. La hornblende, dans une lame mince provenant d'un échantillon prélevé près de la zone de contact du granite, montre une bordure lessivée autour de zones sombres, et s'altère en biotite contenue sous forme d'inclusions poecilites. Cette altération remarquable résulte peut-être de l'effet de solutions granitiques. Le feldspath est altéré, sauf près des granites, il est généralement sans macles, et sa composition est probablement celle de l'oligoclase-andésine. Le quartz est en petits grains de dimensions égales et bien mêlés au feldspath. Les autres constituants sont: chlorite, épidote, biotite, apatite, magnétite, pyrite et, dans une lame mince, microcline.

Les schistes et gneiss à hornblende sont les équivalents métamorphiques des roches volcaniques intermédiaires à l'ouest (voir aussi Wilson, 1914, p. 16-17, qui les appela "pierres vertes métamorphisées"). Leur contact avec le granite à hornblende est graduel.

Formation ferrifère

Nous distinguons deux types, nord et sud, de roches ferrifères dans l'assemblage volcano-sédimentaire, à cause de différences dans leur situation, composition, association et largeur. Le type septentrional affleure ici et là le long d'une bande se prolongeant sur une distance de 7 milles dans une direction N60°E. Cette bande est coupée par la rivière Outaouais (des Quinze) à l'angle droit que fait la rivière juste en aval du barrage (le plus ancien). Elle est recouverte à l'extrémité sud-ouest par le mort-terrain et est interrompue au nord-est par le granite à hornblende. Il existe une extension possible de cette bande dans le gneiss à hornblende, à 3 ou 4 milles au nord-est, près du lac des Quinze.

La formation du type septentrional est souvent en contact avec l'andésite coussinée et la roche à hornblende et forme des zones rubanées (Pl. I-B) d'une largeur moyenne de 40 pieds, avec un maximum de 150 pieds. Ces zones sont fortement contournées et, à certains endroits, bréchiques (Pl. I-C). Des couches magnétitiques alternent avec des couches riches en quartz, épaisses de $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{2}$ pouce. Les couches magnétitiques sont gris foncé, denses et contiennent de la magnétite, du quartz et de l'actinote. L'actinote est habituellement en bordure des couches de magnétite mais, quelquefois, elle est aussi à l'intérieur; son orientation est parallèle à celle des couches. La magnétite constitue à peu près 30 p. 100 de la roche.

Les couches riches en quartz sont gris pâle à gris bleu; quelques-unes sont de quartz granulé très fin et d'autres, de quartz grossier à bordures suturées. Des fragments et des cristaux aciculaires d'actinote, sans orientation préférée, sont présents en faible quantité. De petits grains de magnétite sont disséminés; les autres minéraux sont l'épidote et le carbonate de calcium.

Le type méridional forme des bandes presque parallèles au sud du type septentrional. L'une d'elles a une longueur de trois milles. Les bandes ont généralement moins de 10 pieds de largeur, mais peuvent atteindre 30 pieds. Elles sont assez régulières et sont concordantes avec les couches sédimentaires et tufacées dans lesquelles elles sont intercalées. Nous n'avons observé du plissement et du broyage qu'à un seul endroit.

La roche contient des couches magnétitifères, dont l'épaisseur dépasse rarement $\frac{1}{4}$ de pouce, intercalées dans des couches de roches sédimentaires et tufacées d'une épaisseur allant jusqu'à 6 pouces. Les couches magnétitifères sont composées de magnétite finement grenue (à peu près 15 p. 100), de quartz granulaire et de petits cristaux d'actinote. A plusieurs endroits, des couches de cristaux de hornblende vert bleuâtre, dont l'axe principal forme un angle de 35° avec la direction de la foliation, et de magnétite disséminée, sont adjacentes aux couches magnétitifères.

Roches sédimentaires métamorphisées (quartzite, siltstone, grauwacke)

La position de ces roches dans l'échelle stratigraphique est indéterminée; elles appartiennent peut-être au groupe de Pontiac. Toutefois, il est plus probable qu'elles appartiennent à l'assemblage volcanosédimentaire, car elles sont situées dans la région où celui-ci affleure et elles sont intercalées dans des andésites, tufs, agglomérats et formation ferrifère. Les principales zones d'affleurements sont au nord-est de Saint-Eugène-de-Guigues, le long d'une bande de 3 milles.

A l'exception de quelques bancs de grauwacke, les roches sédimentaires sont ici des siltstones et des quartzites impurs. Ces deux derniers types sont des roches denses, à grain variant de fin à moyen, gris foncé en surface fraîche et gris pâle en surface altérée. On y remarque fréquemment des caractéristiques des roches sédimentaires telles que litage et lits granoclassés. L'épaisseur des lamines varie de 1 à 4 mm. Les roches sont recristallisées et sont schisteuses par endroits. Le quartzite est composé de minces couches de quartz (70 p. 100) et de minéraux mafiques (30 p. 100). La magnétite est abondante dans quelques couches, surtout à proximité de la formation ferrifère. Les siltstones contiennent de petites particules de minéraux ferromagnésiens, du quartz, des feldspaths et des carbonates. Des couches riches en minéraux mafiques, minces et foncées, alternent avec des couches riches en quartz et plagioclase.

Paragneiss, roches métavolcaniques

Des roches métavolcaniques basiques, interstratifiées avec des roches métasédimentaires, forment une zone de direction est-ouest dans l'angle sud-est de la région, au sud de la baie Klock, et juste au sud du chemin du village de Laforce. La zone, d'une longueur de 1½ mille et d'une largeur de 1,000 pieds, se prolonge à l'est, où Denis (1937) l'a cartographiée et assignée à un complexe volcanique. Cette zone est près d'un contact syénite-granite et est séparée de l'assemblage volcano-sédimentaire de la région, auquel elle semble appartenir, par des roches granitiques affleurant sur une distance de 20 milles.

Les roches métavolcaniques forment une crête de direction est et d'une hauteur de 20 à 50 pieds. La roche est à grain fin, gris foncé, et d'aspect gneissique. Par endroits, des bandes constituées de lamines contournées, de 1/8 à ½ pouce (plus apparentes en surface altérée qu'en surface fraîche), donnent à la roche l'aspect d'un paragneiss. Le plagioclase et le quartz abondent dans les lamines. Les roches volcaniques contiennent des cristaux de hornblende verte (50 p. 100) orientés suivant une direction parallèle à la structure gneissique. L'épidote, moins abondante, est granulaire et n'a pas d'orientation préférée. Le plagioclase et le quartz sont des constituants mineurs.

Structure et métamorphisme de l'assemblage volcano-sédimentaire

Zones de cisaillement et failles: Il y a de nombreuses petites zones de cisaillement dans les roches volcaniques. Ce sont généralement des lentilles étroites de schiste talco-chloriteux. Les petites failles sont rares. Quant aux failles importantes, elles sont étudiées sous la rubrique "Tectonique".

Plis: Nous n'avons observé de petits plis que dans la formation de fer fortement contournée et disloquée. L'assemblage est fortement incliné presque invariablement vers le sud; cependant, au sud, les sommets sont vers le nord. Ceci révèle la présence de plis renversés et rappelle des isoclinaux dont les plans axiaux auraient un pendage accentué vers le sud; cette structure ressemble à celle de la zone de Rouyn - Val-d'Or.

Henderson (1937, p. 15) a supposé que l'assemblage "représente le flanc méridional d'un pli majeur qui a été interrompu au nord par le granite.." et que (1937, p. 16) " la principale structure de la zone de roche verte peut être considérée comme un grand anticlinal plongeant à un angle extrêmement prononcé au sud-est". Auger (1952) écrit que les roches volcaniques dans la région de Belleterre, à l'est, appartiennent au flanc sud d'un anticlinal de direction et plongement est.

Métamorphisme: Les roches volcaniques sont en général tellement altérées qu'elles contiennent rarement leurs constituants primaires. Ici et là, elles sont recristallisées, surtout près du granite à hornblende, mais en général, la roche ne contient que les produits de la dégradation des constituants originaux. L'assemblage minéralogique est celui du sous-faciès de staurotide-quartz, du faciès d'almandin-amphibole (Fyfe, Turner et Verhoogen, 1958), dont l'association oligoclase-épidote est caractéristique. Toutefois, la présence d'albite, quartz, actinote, biotite et chlorite, à quelques endroits, peut signifier que la roche est à la limite qui sépare la partie supérieure du faciès du schiste vert de la zone inférieure du faciès d'almandin-amphibole. Le métamorphisme régressif, associé aux nombreuses masses de roches granitiques qui recourent les volcaniques, peut expliquer les altérations extrêmes.

Corrélation entre la série volcano-sédimentaire et le "Keewatin" des régions avoisinantes

Henderson (1937) et Denis (1937, 1938) appliquent le terme "Keewatin", et Auger (1952) le terme plus circonscrit "type Keewatin" aux roches volcaniques des régions avoisinantes. Ces termes sont utilisés parce que les laves ont des points communs et sont peut-être corrélatives aux roches volcaniques du Keewatin de la zone de Rouyn - Cadillac. L'application de ces termes aux roches volcaniques de la région sous étude et des régions adjacentes est justifiable, même si nous préférons les ignorer parce qu'ils soulèvent des problèmes d'interprétation. Les caractéristiques, la présentation générale et les associations des roches volcaniques de la région ressemblent beaucoup à celles des roches volcaniques de la zone de Rouyn - Cadillac. Les rapports entre les roches volcaniques et le groupe de Pontiac sont aussi identiques. C'est pourquoi, il se peut que les roches volcaniques des deux régions soient corrélatives.

Groupe de Pontiac

L'expression "groupe de Pontiac", telle qu'employée par Wilson (1914, 1915) et Freeman (1957a), désigne une suite relativement ininterrompue de roches sédimentaires, métasédimentaires et volcaniques, et d'amphibolites. Freeman (1957c) donne une description complète de ce groupe. Dans la région sous étude, le groupe de Pontiac renferme des types de roches tout à fait semblables à ceux que décrivent Wilson et Freeman et qui sont, du moins partiellement, le prolongement vers l'ouest des roches décrites par Freeman. Quelques types de roches qui affleurent dans le sud de la région appartiennent au groupe de Pontiac, même s'ils sont bien au sud de la zone principale où se présente le groupe. Une légère continuité stratigraphique existe entre les parties nord et sud du groupe, et la lithologie est semblable, sauf pour quelques variations locales.

On peut subdiviser cet assemblage en quatre en se basant sur la lithologie et l'origine:

- 1- Grauwacke, arkose
- 2- Amphibolites
- 3- Gneiss quartzofeldspathique
- 4- Schiste quartzofeldspathique à biotite et gneiss quartzofeldspathique à biotite et hornblende

Le groupe de Pontiac est l'élément principal du soubassement rocheux de la région et est une source copieuse d'informations sur le développement tectonique et sur l'histoire de la région. Le groupe est aussi le seul lien entre deux divisions importantes du Bouclier canadien. Il sépare les roches volcaniques et sédimentaires de la province de Supérieur au nord, des terrains métamorphiques de la province de Grenville au sud (fig. 1).

Grauwacke, arkose

La grauwacke et l'arkose affleurent dans des couches de quartzite le long de la rivière des Quinze, au nord du contact du groupe de Pontiac et des roches volcaniques, et elles cèdent graduellement la place au schiste quartzofeldspathique à biotite.

La grauwacke est généralement gris foncé à gris moyen, elle a une surface altérée gris verdâtre, elle est dense, bien litée et finement grenue. Le litage est plus apparent sur une surface altérée que sur une surface fraîche. Le granoclassement, les structures de creusement et remblaiement, la stratification entrecroisée et les déformations intraformationnelles sont visibles ici et là.

Près du schiste quartzofeldspathique à biotite, la grauwacke est souvent schisteuse, la schistosité allant de faible (sans recristallisation et n'affectant pas tous les lits) à très prononcée. Dans les cas extrêmes, la roche est tout à fait schisteuse et complètement recristallisée et ne montre plus de caractéristiques sédimentaires. Le résultat final est un schiste à biotite dont l'apparence et la composition minéralogique diffèrent grandement de celles de la grauwacke originale.

La grauwacke montre d'ordinaire des plis serrés et même renversés à quelques endroits. Ce fait, ajouté aux déplacements imputables aux failles et à la discontinuité des affleurements, nous a empêché de déterminer la puissance de l'unité.

La grauwacke est constituée principalement de fragments quelque peu arrondis ou anguleux de plagioclase, de quartz et de minéraux mafiques. Le plagioclase (An_{15-25}), qui représente 55 p. 100 de la roche, est habituellement sous forme de grains plus ou moins ronds et de grosseurs diverses; dans plusieurs lames minces, la dimension des grains varie de grossière à celle des grains de la pâte. Quelques-uns possèdent des bordures corrodées et sont jointifs. Nous avons noté la présence de microcline

dans une lame mince. Le quartz est généralement réparti autour du plagioclase sous forme de minuscules fragments anguleux. Nous avons noté des aiguilles d'actinote dans une coupe de grauwaacke non déformée. Les minéraux accessoires sont la biotite, l'apatite, le sphène et le zircon.

Les minéraux secondaires, là où la grauwaacke est quelque peu altérée, sont la chlorite et l'épidote. La composition minéralogique est uniforme et les minéraux sont équi-granulaires dans les roches les plus recristallisées. La grauwaacke se transforme graduellement au schiste de Pontiac, dont elle est l'équivalent non métamorphisé.

Amphibolites

Divers types de roches sont réunis ici sous le nom de "amphibolites", car ce vocable englobe en général des roches contenant surtout de l'amphibole et du plagioclase (définition de Howell, AGI, Glossary of Geology, 1960, p. 9). Le nom est appliqué à des roches d'origine, de venues et d'associations diverses. La plupart des amphibolites appartiennent au groupe de Pontiac. Pour plus de commodité, nous avons aussi inclus ici des amphibolites d'affinité douteuse.

Les amphibolites sont très répandues dans la région, surtout au nord-est de Rollet, au sud-ouest et sud-est de Guérin, et près du lac Brodeur. Elles forment généralement des masses allongées dans les roches intrusives, ou des lentilles intercalées dans le schiste à biotite de Pontiac. Les relations avec les couches encaissantes ne sont pas toujours claires, mais elles semblent parfois être en discordance. Les lentilles ou amas sont larges de quelques pouces à $\frac{1}{2}$ mille et peuvent avoir une longueur de 3 milles.

L'amphibolite est vert foncé à noire et contient surtout de la hornblende. Elle peut être gneissique ou même schisteuse, mais est généralement massive. De minces couches de schiste à hornblende, à fine lamine, sont intercalées dans le schiste à biotite au nord-est de Rollet. La structure est généralement équi-granulaire, mais peut être panidiomorphe-granulaire, porphyrique ou porphyroblastique. Les grains sont souvent grossiers, mais peuvent aussi être fins ou de grosseur moyenne.

L'étude de lames minces montre que la hornblende constitue jusqu'à 95 p. 100 de la roche et forme habituellement des cristaux ou prismes automorphes et trapus. Nous avons trouvé des cristaux longs de 5 pouces près des contacts de la roche et du granite. La hornblende est presque invariablement une variété bleu-vert, fortement pléochroïque. La composition chimique (analyse du laboratoire du ministère des Richesses naturelles) et les caractères optiques sont ceux de l'hastingsite, une hornblende sodicalcique.

Une trémolite incolore et une actinote vert pâle sont les principaux éléments de deux lames minces d'une roche provenant de la moitié nord de la région. Dans plusieurs lames minces, la trémolite est aussi un minéral accessoire. Un diopside vert pâle, faiblement pléochroïque, forme des agrégats dans quelques bandes alternant avec des couches riches en hornblende, dans un gneiss à hornblende. Dans quelques lames minces, l'augite est un élément mineur habituellement remplacé par une hornblende. Elle est biaxe positive avec un angle 2V de 55° et 2Λc de 42°. Le plagioclase (An₁₃₋₂₅; moyenne An₁₅; An₄₂ dans une lame mince) est un élément important de la majorité des amphibolites et forme des grains xénoblastiques plus ou moins altérés en séricite et épidote. Il est habituellement maclé, mais dans quelques parties gneissiques, les macles sont peu évidentes et peuvent même être absentes. La biotite est un minéral secondaire qui forme souvent des inclusions poecilites dans la hornblende, mais elle est en général peu abondante. Le microcline, introduit secondairement dans la roche, est commun ici et là. D'autres minéraux secondaires sont le quartz, l'épidote, la clinozoisite, la chlorite, la magnétite et la calcite. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et la pyrite.

Tableau 1: Analyses modales des amphibolites

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Hornblende	77.42	53.10	92.37	55.24	54.83	68.66	33.49	55.3	78.00
Plagioclase	1.99	37.25	-	25.46	19.47	29.96	45.99	22.6	10.00
Pyroxène	15.93	-	-	-	-	-	2.10	-	-
Biotite	0.99	4.87	6.50	-	1.68	-	6.2	4.1	11.0
Chlorite	-	-	-	2.28	0.73	tr.	-	-	-
Microcline	-	1.91	-	15.27	20.57	-	5.73	-	-
Epidote	tr.	1.34	-	1.06	1.62	tr.	5.16	7.0	2.0
Sphène	-	tr.	-	tr.	tr.	-	tr.	-	-
Apatite	1.69	tr.	tr.	-	tr.	tr.	tr.	-	-
Quartz	-	tr.	-	-	tr.	-	tr.	5.1	-

Echantillon I	- Au nord-est de Rollet. Plagioclase = An ₂₀ . Couches de pyroxène.
Echantillon II	- A mi-chemin entre l'extrémité nord des lacs Caire et Barrière. Plagioclase = An ₁₆ .
Echantillon III	- Rive ouest du lac des Quinze, au nord-est d'Angliers.
Echantillon IV	- Rive ouest du lac Lebret. Plagioclase = An ₁₆ .
Echantillon V	- Sud-ouest de Nédélec. Plagioclase = An ₁₃ .
Echantillon VI	- Sud d'Angliers. Plagioclase = An ₄₂ .
Echantillon VII	- A l'ouest du lac Rond. Plagioclase = An ₁₆ .
Echantillon VIII	- Tiré de Robert, J.-L., p. 90, 1963 - Moyenne de 6 analyses plagioclase = An ₂₂ .
Echantillon IX	- Tiré de Freeman, P.V., p. 40, 1957, le plagioclase est albitique.

Les analyses modales de sept lames minces (tableau 1) illustrent bien la diversité de la composition minéralogique. Les échantillons VIII et IX sont inclus ici pour démontrer la similitude des amphibolites de la région sous étude à celles des régions adjacentes. Les analyses chimiques (tableau 2) ont des valeurs relatives plutôt qu'absolues. Elles illustrent la constance de la composition chimique des amphibolites: les teneurs en Na_2O et K_2O présentent des variations majeures qui sont dues à la présence irrégulière du microcline.

Les amphibolites sont associées au schiste à biotite du groupe de Pontiac, ou à des roches plus récentes. Elles sont mêlées aux granites, qui les envahissent. L'amphibolite de l'angle nord-ouest de la région est recoupée par une syénite à hornblende et pyroxène. Au nord de Roulier, elle est envahie par le granite à hornblende et le granite à oligoclase et microcline et elle est fortement bréchique. Près du lac Brodeur, elle est recoupée par la syénite à hornblende, et de courtes lentilles allongées d'amphibolite fragmentaire forment des xénolites dans la syénite (Pl. II-A). Les amphibolites sont probablement d'origines diverses, tel que mentionné plus loin.

Tableau 2: Analyses chimiques des amphibolites

	I	II	III	A	B	C	D
SiO_2	42.44	49.94	49.98	50.20	50.62	49.88	54.02
Al_2O_3	11.40	14.93	14.52	15.90	14.95	13.88	15.67
Fe_2O_3	5.25	3.05	3.09	0.60	2.63	2.55	2.38
FeO	9.71	5.59	5.71	5.09	6.10	11.84	8.46
MgO	12.82	8.69	8.39	5.60	9.02	6.17	4.12
CaO	10.99	8.15	7.89	6.77	7.98	10.19	7.14
Na_2O	1.77	3.38	2.94	2.40	2.92	2.36	4.84
K_2O	1.48	2.81	3.71	0.34	2.78	0.41	0.64
H_2O	2.19	1.66	1.51	3.47	2.18	1.46	0.04

Les échantillons I, II et III correspondent respectivement aux échantillons III, IV et V du tableau 1.

- A - Analyse d'un basalte andésitique du canton de Duvernoy, Faessler, 1962, p. 53, No 265.
- B - Analyse d'une diorite du canton de Lévy, intrusion d'Opemisca, Faessler, 1962, p. 66, No 323.
- C - Analyse de diabase, canton de Desmeloizes, mine Normetal, Faessler, 1962, p. 76, No 375.
- D - Analyse d'andésite, canton de Dufresnoy, Faessler, p. 45, No 245, 1962.

a) Amphibolites associées au schiste à biotite: La plupart des amphibolites sont de ce groupe et elles correspondent assez bien à la description donnée antérieurement. Ces amphibolites peuvent provenir de la transformation de roches tufacées, d'andésites, de basaltes, de diorites et de diabases, qui sont toutes présentes dans, ou avec, le groupe de Pontiac. Les échantillons I à V du tableau 1 sont de ce groupe et ont des compositions minéralogiques différentes. Denis (1938) a décrit quelques amphibolites associées à des roches sédimentaires et a émis l'opinion qu'elles représentaient un faciès sédimentaire. Une grande étendue d'amphibolite, au nord-est de Rollet, contient des straticules très schisteuses, qui proviennent peut-être de roches tufacées. Des formes semblables à des structures coussinées sont toutefois visibles à quelques endroits et indiquent possiblement la présence antérieure d'andésite.

Robert (1963) est d'avis que les amphibolites de la région du lac Kipawa proviennent de laves ou de filons-couches basiques, à cause de leur concordance. Wilson (1962, p. 19) écrit: "Dans le micaschiste se trouvent cinq venues de roche volcanique recristallisée, probablement de l'andésite ou, en quelques endroits, là où il y a des phases rubanées, du tuf à andésite. L'andésite originale est maintenant de l'amphibolite, du schiste à amphibolite ou un type de roche ressemblant à de la diorite..."

Diffenbach (1961) croit que l'amphibolite massive, porphyroblastique et à grain grossier, associée au schiste à biotite à l'ouest de Nédélec, est d'origine magmatique. Et ceci, à cause de la forte taille et des formes bien développées des cristaux de hornblende, et aussi à cause de la présence de pyroxène (la cristallisation du pyroxène n'est pas compatible avec le métamorphisme du faciès de l'amphibolite). Toutefois, la grosseur et la forme des cristaux de hornblende n'indiquent pas obligatoirement une origine magmatique, et la présence de pyroxène peut indiquer le métamorphisme régressif d'une roche basique. (Le pyroxène est en grande partie altéré en hornblende, et l'on n'en trouve que des lambeaux au centre de quelques grains de hornblende). Néanmoins, l'amphibolite forme des filons-couches et des amas semblables à des dykes dans le schiste à biotite, et aussi des masses irrégulières en boudins, très contournées qui semblent recouper le schiste. Il semble donc que cette amphibolite soit dérivée de laves ou d'intrusions de composition variant d'intermédiaire à basique.

b) Amphibolites associées aux roches granitiques: Les amphibolites associées aux roches granitiques et autres roches plutoniques acides sont en tout point semblables à celles décrites plus haut. Nous croyons qu'elles appartiennent au groupe de Pontiac, même si elles ne sont pas associées à des roches de ce groupe. Elles ne sont pas entièrement digérées par le granite. Leur origine est celle des amphibolites du premier groupe.

c) Amphibolite au sud d'Angliers: Cette roche forme un gros massif allongé près de l'extrémité sud de la région. L'échantillon VI du tableau 1 est

représentatif de cette roche. Le plagioclase (andésine) est ici plus calcique que celui de toute autre amphibolite. Une lame mince montre des fragments de pyroxène au centre de cristaux de hornblende. Une structure pseudo ou semi-ophitique peut signifier que la roche était à l'origine une diabase ou un gabbro.

d) Amphibolite près du lac Rondelet, au sud de Moffet : Cette amphibolite forme des masses, petites et grandes, contenant du pyroxène et à structure porphyrique. La roche est altérée et le pyroxène n'est pas abondant, même s'il se trouve dans presque toutes les lames minces. De nombreux phénocristaux de hornblende, longs de 1/16 à 1/2 de pouce, sont retenus dans une pâte de hornblende, plagioclase et microcline. La roche, envahie par une syénite à hornblende et par le granite à oligoclase et microcline, est fortement cisailée à quelques endroits. Les enclaves étirées d'amphibolite sont abondantes dans la syénite à proximité des amas d'amphibolite. Cette roche provient probablement d'intrusions basiques assimilées en partie par les roches granitiques.

e) Amphibolites près des lacs Arenaine et Opasatica : Ces petites masses d'amphibolite fortement altérée, en forme de dykes ou de filons-couches, sont constituées d'un assemblage feutré de trémolite incolore, d'actinote vert pâle, et de chlorite et magnétite. La magnétite est finement disséminée. Les surfaces altérées montrent des structures en forme de coussinets ou de polygones. Un affleurement, à l'est du lac Opasatica, est à proximité de dykes de pyroxénite et d'un petit amas de serpentinite, et provient probablement de telles roches ultrabasiques. Cette amphibolite ne fait pas partie du groupe de Pontiac.

f) Amphibolite au sud de Guérin : Cette amphibolite a une origine semblable à celle décrite en B. Elle affleure à trois endroits le long du chemin est-ouest au sud de Guérin. Typiquement, elle a l'aspect d'un conglomérat et on y trouve des brèches ici et là. Des éléments arrondis d'amphibolite, dont le diamètre peut atteindre 2 pouces, sont enrobés par une pâte constituée de hornblende et de biotite, et des morceaux anguleux d'amphibolite, longs de 1 à 3 pouces, sont noyés dans une pâte constituée de hornblende et de plagioclase. La brèche doit son origine à l'intrusion de granite à hornblende, mais l'origine du conglomérat est inconnue. Cette roche peut provenir d'une déformation antérieure ou contemporaine à la mise en place.

Métamorphisme: L'assemblage minéralogique caractéristique des amphibolites est celui du sous-faciès de staurotide-quartz du faciès d'almandin-amphibolite. Fyfe, Turner et Verhoogen (1958, p. 228) reconnaissent que dans ce faciès, la composition des roches provenant d'intrusions basiques est essentiellement un mélange de hornblende et de plagioclase calcique, avec ou sans épidote. L'assemblage se situe donc à la partie inférieure du faciès de l'amphibolite d'Eskola (1952), dont la hornblende verte est un indice sûr.

Gneiss quartzofeldspathique (Pl. II-B)

Les roches de ce groupe affleurent à deux endroits fort éloignées l'un de l'autre. L'amas le plus important est situé entre les deux bras du lac des Quinze. L'autre, au nord de Rollet, est de dimensions moindres et ne forme que deux lentilles. Les deux zones contiennent des roches qui ne sont pas exactement identiques et qui pourraient fort bien être traitées séparément, mais leurs modes de gisement et d'association indiquent une origine unique. La roche est généralement en contact avec le schiste à biotite et s'y confond graduellement.

Le plus gros amas de gneiss quartzofeldspathique passe progressivement au schiste à biotite au nord et est injecté par, et mêlé avec, le granite au sud. La roche, variant de grise à rose, montre une surface d'altération blanchâtre, et est à grain fin ou moyen. Des lamines épaisses de 1/32^e à 1/16^e de pouce et soulignées par une concentration de biotite, alternent plus ou moins régulièrement avec des couches de quartz et plagioclase, d'une épaisseur de $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{2}$ pouce. La roche se compose essentiellement de grains xénomorphes disposés en mosaïque granulaire, à structure orientée. Des grains allotriomorphes et légèrement allongés de quartz sont intimement mêlés aux grains de plagioclase dans les couches acides. Le plagioclase (oligoclase, An₁₅₋₁₈) n'est généralement pas maclé et est altéré en séricite. La biotite, en faible quantité, forme des minéraux automorphes à orientation parallèle. Le microcline est interstitiel, mais non abondant. Quelques cristaux de hornblende vert bleuâtre sont trouvés ici et là. La clinzoïsite est rare. La roche est peu altérée et les produits d'altération sont en faible quantité. L'épidote est le minéral secondaire le plus commun. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, le zircon, la pyrite et la magnétite.

Le tableau 3 présente les résultats de 5 analyses modales de gneiss quartzofeldspathique (I, II, III et V sont de l'amas du lac des Quinze; IV provient d'un affleurement du nord). La composition minéralogique est assez uniforme.

La structure gneissique est mise en évidence par l'allongement des cristaux de quartz et de feldspath, par l'orientation parallèle des minéraux tabulaires et par la présence de couches de composition variée. La roche est parfois schisteuse à proximité du schiste à biotite, ou massive près des intrusions de granite.

Le gneiss quartzofeldspathique peut sembler provenir du schiste à biotite, parce qu'il s'y confond progressivement dans les deux zones (au nord et au sud de la région). Toutefois, il appert que la masse de gneiss du sud est véritablement d'origine intrusive, car le gneiss se transforme aussi en gneiss granitique gris, et des bandes de granite à oligoclase et microcline y sont nombreuses.

Tableau 3: Analyses modales du gneiss quartzofeldspathique

	I	II	III	IV	V
Quartz	27.77	23.67	23.59	29.77	25.34
Plagioclase	64.54	60.49	67.88	55.39	63.88
Microcline	2.92	7.07	1.81	11.72	1.79
Biotite + chlorite	3.60	3.62	tr.	2.37	1.08
Epidote	tr.	tr.	1.18	-	tr.
Hornblende	-	4.56	4.99	-	6.92
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Sphène	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.

- Echantillon I - Extrémité nord du lac Gaboury. Plagioclase = An₁₆.
- Echantillon II - Petite île du lac des Quinze, au nord de la pointe Marianne. Plagioclase = An₁₅.
- Echantillon III - A mi-chemin entre les lacs Gaboury et des Quinze. Plagioclase = An₁₆.
- Echantillon IV - Près de la route principale, à environ 1 ½ mille au sud de la limite nord. Plagioclase = An₁₈.
- Echantillon V - A l'est du lac des Quinze, à l'est de la pointe Marianne. Plagioclase = An₂₂.

Schiste quartzofeldspathique à biotite et gneiss quartzofeldspathique à biotite et hornblende

Cette catégorie du groupe de Pontiac est la plus importante à cause de sa grande étendue et de son influence sur l'interprétation de la tectonique (fig. 1).

Le schiste à biotite affleure en beaucoup d'endroits dans les parties sud-est, sud-ouest et nord-ouest de la région étudiée; de plus, des lentilles isolées se trouvent ici et là dans les roches intrusives. Les trois zones principales de schiste sont séparées les unes des autres par des amas de roches granitiques, et se reflètent sur la topographie par des crêtes allongées et parallèles à la foliation. Elles se composent surtout de schiste quartzofeldspathique à biotite avec des intercalations mineures d'amphibolite. Les lentilles sont plus nombreuses près des zones principales d'affleurement et semblent en être le prolongement. Elles sont de plus en plus minces en s'éloignant des zones, mais elles conservent leur attitude structurale et sont peu dérangées. On trouve ici et là dans le schiste à biotite le gneiss quartzofeldspathique à biotite et hornblende.

Lithologie: Le schiste à biotite est gris pâle ou foncé, et à grain fin ou moyen. Sa surface d'altération est de couleur rouille à quelques endroits, à cause de l'oxydation de la pyrite. Il est constitué de couches à forte teneur en biotite, dont l'épaisseur varie de $\frac{1}{2}$ pouce à 8 pieds, et de couches formées de quartz et plagioclase, dont l'épaisseur varie de $\frac{1}{2}$ pouce à 2 pieds. Certaines couches sont massives et homogènes, alors que d'autres montrent des lamines dues à la concentration d'éléments mafiques le long de la foliation; les lamines ne sont parfois apparentes qu'en surface altérée.

Des veines, des lentilles et des gusses de quartz, souvent disposées le long de la schistosité, donnent à la roche un aspect ridé en surface altérée, à cause de l'érosion différentielle. Des petites crêtes, formées non seulement de quartz, mais aussi de feldspath et de biotite, tout comme la roche encaissante, sont peut-être dues à une structure plus délicate (Wilson, 1914, p. 33) ou à une composition plus siliceuse que celle de la roche adjacente.

Pétrographie: L'étude au microscope révèle que la roche est constituée d'un assemblage à structure lépidoblastique de grains fins de biotite, quartz et feldspath. La muscovite et le microcline sont peu abondants et peu communs. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, le zircon, la pyrite et la magnétite. Les minéraux secondaires sont: séricite, chlorite et épidote. L'épidote est généralement développée aux dépens de la biotite et contient une forte quantité de fer. Les produits d'altération sont peu nombreux. La biotite montre souvent des bordures pâles et un début d'altération en chlorite ou épidote, ou les deux. Le quartz forme des petits grains allongés et onduleux qui ont, pour la plupart, une extinction simultanée. Nous avons observé dans quelques échantillons provenant du sud de la région du quartz anguleux, grossier ou moyen, dans une pâte microgrenue de quartz, plagioclase et biotite. Le plagioclase est habituellement granuleux, non maclé et commence parfois à s'altérer en séricite. La composition du plagioclase varie de An₁₅ à An₂₅ du nord au sud. Des couches de matériel granitique, dans le schiste à biotite, contiennent des cristaux de plagioclase maclé (An₂₀).

La biotite forme des grains moyens et possède les caractères optiques suivants: $N_y = N_z = 1.632 \pm 0.002$

Absorption : X = jaune pâle
Y = brun rougeâtre
Z = brun foncé

Elle a généralement une forte orientation préférentielle, sauf dans les couches les plus massives. Quelques cristaux sont légèrement ployés autour des grains de plagioclase et de quartz et, au sud de la région, des éléments blastopsammitiques sont enrobés de biotite. Dans un échantillon prélevé à un endroit où la syénite nodulaire à pyroxène recoupe le schiste, de nombreux

grenats dérangent la foliation du schiste. De gros porphyroblastes de biotite se trouvent là où la déformation est accentuée. La hornblende commune verte forme des cristaux moyens groupés en couches; la biotite est rare et la foliation peu prononcée dans ces couches.

La foliation, visible dans presque toutes les lames minces, est constituée par le parallélisme des minéraux tabulaires et par l'extinction commune du quartz. Habituellement, les couches sont accentuées par la ségrégation des éléments ferromagnésiens. A quelques endroits dans le sud, la foliation est peu développée, la texture n'est pas équi-granulaire et la roche n'est pas entièrement recristallisée.

Le tableau 4 présente les résultats de sept analyses modales de schiste à biotite, dont cinq proviennent des régions adjacentes. Nous croyons que tous les échantillons sont du groupe de Pontiac ou d'une roche équivalente. Le tableau illustre bien le peu de variation de la composition minéralogique.

Tableau 4: Analyses modales du schiste à biotite

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Quartz	33.01	26.32	26.0	35.0	30.0	60.0	50.0
Plagioclase	44.18	53.07	51.0	48.0	44.0		
Microcline	tr.	-	-	-	-	-	-
Hornblende	-	18.60	-	-	-	-	-
Biotite	21.06	0.61	15.0	8.0	15.0	35.0	16.0
Muscovite	1.28	-	tr.	5.0	5.0	-	34.0
Chlorite	-	-	-	-	-	2.0	tr.
Epidote	-	-	5.0	-	2.0	-	-
Apatite	tr.	tr.	-	-	-	-	-
Magnétite + pyrite	tr.	1.14	-	-	-	3.0	1.0

Echantillon I - Extrémité sud du lac Beaudry. Plagioclase = An₂₀₋₂₂.

Echantillon II- A 2½ milles à l'ouest du lac Opasatica, vis-à-vis de la baie Solitaire. Plagioclase = An₂₅.

Echantillons III, IV et V - Région du lac Kipawa, Robert, 1963a, p. 46. Paragneiss à biotite et muscovite. Plagioclase = An₂₁, dans tous les échantillons.

Echantillons VI et VII- District de Malartic, groupe de Kewagama (Pontiac); VI provient d'une grau-wacke non altérée, VII de grau-wacke (Eakins, 1962).

Granitisation, migmatisation: Dans les zones centrales ouest et nord-ouest de la région, le schiste à biotite a été granitisé et transformé en migmatites par l'envahissement du granite à oligoclase et microcline. La granitisation est suggérée par la présence de reliques ou lambeaux de schiste dans le granite et par les plus fortes dimensions de la biotite dans le schiste; la muscovite remplace aussi la biotite. Les passages progressifs du schiste au granite sont fréquents, et plusieurs lentilles de schiste incomplètement digéré conservent une certaine continuité structurale, même si elles sont isolées.

Les intercalations complexes de schiste et de granite sont abondantes près des masses granitiques. La substance granitique et pegmatitique forme des injections lit par lit, des lentilles concordantes ou des masses discordantes. Néanmoins, malgré ces perturbations, le schiste conserve ses caractéristiques.

Stratification: La stratification originale, le granoclassement et la stratification entrecroisée à petite échelle sont bien conservés dans le schiste peu déformé, à proximité de la grauwacke près de la rivière des Quinze. Dans le schiste caractéristique, la stratification est apparemment représentée par des couches de compositions diverses, qui alternent assez régulièrement et qui sont partout parallèles à la schistosité (Wilson, 1915; Freeman, 1957c). Cependant, la foliation recoupe la stratification à quelques endroits, surtout sur les charnières des plis.

Foliation: La foliation, constituée par le parallélisme des micas tabulaires suivant les plans s, est un aspect dominant de la roche, sauf dans le sud où elle est mal définie et où la roche est peu déformée. Le quartz montre communément une extinction simultanée, dénotant ainsi une disposition particulière de sa structure réticulaire. La schistosité est une foliation de plan axial, probablement évoluée d'un clivage de la roche sous l'influence du métamorphisme.

Linéation: Nous avons distingué trois types de linéation:

- A - Parallélisme des cristaux tabulaires dans le plan de la schistosité.
- B - Parallélisme des axes de petits plis sur les surfaces s. On retrouve cette linéation, à une plus grande échelle, dans le parallélisme des axes des plis parasitiques.
- C - Intersection du litage et de la schistosité.

Diaclases: Les diaclases perpendiculaires à la schistosité sont bien développées et donnent lieu à des crêtes en forme de cuestas là où le pendage est faible. Des veines de quartz et de pegmatite occupent souvent les plans des diaclases.

Cisaillements et failles: On peut voir quelques zones de cisaillement et plusieurs failles mineures dans le schiste à biotite. Plusieurs failles résultent de la déformation consécutive à la mise en place des roches granitiques, tel que semblent l'indiquer leurs rapports avec les dykes granitiques. Une faille unique peut recouper et déplacer certains dykes, alors qu'elle en ignore d'autres de composition et d'attitude identiques. Plusieurs dykes acides occupent des plans de faille. Les failles en direction sont peut-être nombreuses, mais on ne voit que quelques endroits où des dykes acides sont déplacés suivant la schistosité. La seule faille majeure observée dans le schiste à biotite est décrite plus loin au chapitre de la tectonique.

Plis: Les plis du schiste à biotite sont prononcés et forment des structures grandes et petites. Les grands plis, étudiés en détail au chapitre de la tectonique, sont délimités par la foliation du schiste et non par des horizons repères.

Les petits plis comprennent les "plis d'étirement" (Pl. II-C), dont les dimensions varient de celles de plissements semblables à des petites rides de plage, à celles de structures d'environ 15 pieds; les plis situés entre des couches, selon la foliation ("intrafolial folds", Turner et Weiss, 1963, pp. 116-117), qui ne sont pas nécessairement d'origine tectonique; et les plis ptygmatisés.

Structures de boudinage: Les boudins d'amphibolite se présentent en grand nombre dans le schiste à biotite. Plusieurs sont coupés par des plans de cisaillement obliques à la foliation et, à quelques endroits, l'amphibolite forme des segments anguleux limités par ces plans (Pl. III-A).

Métamorphisme: L'ensemble minéralogique du schiste à biotite est relativement constant dans la région. La composition du plagioclase varie de An₁₅ au nord à An₂₅ au sud. Il y a quelques exceptions et variations là où les intrusions de granite ont transformé le schiste. L'albite est visible dans une lame mince provenant du nord de la région.

Le schiste à biotite appartient au sous-faciès de staurotide-quartz du faciès d'almandin-amphibolite, tel que défini par Turner (Fyfe, Turner et Verhoogen, 1958, p. 228), et caractérise les zones où le métamorphisme régional est intense. Fyfe, Turner et Verhoogen (1958, p. 228) écrivent que la présence des silicates hydratés, tels que les micas et amphiboles, indiquent une pression d'eau élevée, et que la température maximum ne peut guère être inférieure à 700°C, à cause de l'apparition de matière granitique et de migmatites. On remarque des indices de métamorphisme rétrograde dans quelques lames minces, où la biotite est transformée en chlorite.

Rapports stratigraphiques: Le groupe de Pontiac où se trouve le schiste à biotite, se prolonge au nord de la région, jusqu'à un endroit où il est associé à l'assemblage volcano-sédimentaire de "Keewatin-Timiskaming". Selon Podolsky (1950), le groupe de Pontiac est séparé des roches supérieures du Timiskaming par une discordance structurale et d'érosion, mais ses relations avec le Keewatin sont inconnues. Wilson (1962, p. 6) croit que le Pontiac appartient au groupe d'Abitibi, et appuie l'hypothèse de Gunning et Ambrose (1939), selon laquelle le groupe de Pontiac (Kewagama) fait partie du flanc sud d'un synclinal important. Il écrit (p. 18) que la zone du Pontiac devait antérieurement être très large, car elle est maintenant isolée au nord par la discordance pré-Timiskaming. Le seul contact étudié au nord, entre le groupe de Pontiac et les roches volcaniques du Keewatin, est une faille.

En résumé, on considère en général que le groupe de Pontiac est recouvert en discordance par le groupe de Timiskaming, qu'il appartient au groupe d'Abitibi, qu'il est l'équivalent du groupe de Kewagama, et se situe au Keewatin supérieur.

Dans le sud de la région sous étude, le groupe de Pontiac est en contact avec l'assemblage volcano-sédimentaire qui se prolonge au sud dans les régions de Ville-Marie et de Guillet décrites par Henderson (1937). Le contact n'a été observé qu'à un seul endroit, soit à 1,400 pieds au nord de la rivière des Quinze, juste au sud du village de Guérin. Ailleurs, nous ne pouvons que supposer sa position par extrapolation entre les affleurements des deux sortes de roche, et par l'interprétation de la physiographie. Le relief des laves est généralement plus accentué que celui du schiste, et un changement brusque de topographie indique la zone de contact. Le contact observé est net sur toute sa longueur, soit 50 pieds. Au sud de celui-ci, les roches volcaniques sont massives et montrent des structures coussinées mais, au contact même, large d'environ quatre pouces, elles sont schisteuses. Le contact lui-même est régulier et parallèle à la foliation du schiste à biotite. Il est si peu visible, à cause de la ressemblance entre les deux types de roche, qu'il peut échapper à l'observation. Nous n'avons pas noté de caractères sédimentaires au contact mais, à 2,000 pieds au nord de celui-ci, ils sont reconnaissables et la roche dans son ensemble est peu déformée.

La position des roches sédimentaires, juste au nord-ouest du contact, où les caractères sédimentaires sont conservés, indique que les roches sédimentaires (schiste à biotite) recouvrent les roches volcaniques. Toutefois, nous ne connaissons pas l'attitude des laves près du contact, mais nous savons que, plus au sud, la position des coussinets indique que le sommet des laves est vers le sud. C'est pourquoi nous ne pouvons dire si les roches sédimentaires recouvrent les roches volcaniques sans discordance.

Denis (1938, p. 33) écrit que des schistes gris sont intercalés à la partie supérieure des roches vertes et sont de plus en plus abondants vers le sommet. Il ajoute que les sédiments de type "Témiscamien" recouvrent les roches vertes et sont parallèles avec elles (pp. 69-70) et qu'un contact graduel semble probable.

Auger (1952, p. 20) note les mêmes données et conclusions. Henderson (1937) croit que les roches sédimentaires recouvrent les roches vertes avec un contact graduel et sans discordance.

Les métasédiments de "type Témiscamien" de Denis, les roches sédimentaires d'Auger et les "sédiments du Keewatin (?)" d'Henderson sont identiques au schiste à biotite de la région, dont ils semblent être le prolongement. Nous considérons alors que les observations et les conclusions de ces auteurs constituent des preuves supplémentaires et nous croyons que le groupe de Pontiac recouvre sans discordance la série volcano-sédimentaire.

Age et corrélation: Le groupe de Pontiac semble appartenir à l'Archéen, à cause de ses rapports avec les roches du Timiskaming et de ses associations avec les formations de Keewatin. Ces faits sont étayés par les relations observées dans la région sous étude de même que par les déterminations de l'âge absolu. L'âge d'un schiste à biotite, recueilli par K.R. Dawson et P.V. Freeman dans la région adjacente au nord-est, est de 2,460 millions d'années (Lowdon, 1960, p. 33 - méthode du K-Ar). Cette donnée est valide pour les roches du groupe de Pontiac dans la partie nord de la région et correspond d'assez près aux âges obtenus pour l'assemblage de Keewatin. Snelling (1962, p. 13) écrit que le métamorphisme régional a affecté le groupe de Pontiac il y a 2,460 millions d'années, et que les intrusions granitiques sont vieilles de 2,285 millions d'années. Nous n'avons cependant pas de données d'âges pour les roches de la moitié sud de la région, et les résultats mentionnés ci-dessus ne s'y appliquent pas. Nous obtiendrions probablement des âges moins élevés dans le sud car l'action du métamorphisme qui a accompagné l'orogénie de Grenville y est plus accentuée. Robert (1963a) mentionne que les schistes de la partie nord de la région du lac Kipawa sont corrélatifs au groupe de Pontiac. Nous sommes du même avis, appuyé d'ailleurs par les données lithologiques et tectoniques. La largeur des roches du groupe de Pontiac est ainsi augmentée de 10 milles ou plus (Wilson, 1962, p. 18) à environ 60 milles, y compris quelques discontinuités.

Origine: L'origine du groupe de Pontiac est le sujet d'une étude fouillée de Freeman (1957c) et de Wilson (1962). Leurs conclusions sont résumées et analysées ici à la lumière des faits observés dans la région sous étude.

Les caractères suivants des roches du groupe de Pontiac sont liés au problème de l'origine:

- 1 - Le granoclasement est commun dans les zones bien conservées.
- 2 - La stratification entrecroisée est rare.
- 3 - Les rides de plage sont inexistantes.
- 4 - Les structures de creusement et remblaiement sont abondantes.
- 5 - La prédominance de la grauwacke contraste avec l'absence de quartzites et de calcaires purs.
- 6 - Le litage de la grauwacke offre l'aspect de varves.
- 7 - L'abondance de plagioclase caractérise la roche.

Les six premiers item sont typiques des roches sédimentaires de l'Archéen et sont ceux énumérés par Pettijohn (1943), qui a écrit que les grauwackes du Bouclier canadien résultent d'une accumulation rapide, probablement marine, dans un géosynclinal en bordure de montagnes. Cette opinion est aussi celle de Podolsky (1950), qui écrit que les couches de Pontiac ont été expédiées comme un flysch (p. 89) dans une fosse géosynclinale s'enfonçant rapidement. Wilson (1962, p. 27) suggère quatre origines différentes et conclut que le schiste à biotite du groupe de Pontiac, une grauwacke transformée, représente une zone uniforme et étendue de sédiments non classés. Il ajoute que si le schiste est l'équivalent structural de la zone de Cléricy ou de Kewagama du flanc nord du synclinorium de l'Abitibi, comme le croient Gunning et Ambrose, il s'amincit alors vers le nord en s'éloignant de sa source et possède les caractères de sédiments déposés dans un grand lac ou dans la mer.

Freeman (1957c) ajoute à ceci que l'abondance relative de plagioclase acide dans la grauwacke du sud porte à croire que la source se trouvait dans une région montagneuse au sud, où existaient des masses granitiques.

Le schiste à biotite est sûrement l'équivalent métamorphisé de la grauwacke dans laquelle il se fond progressivement. Ceci implique que la grauwacke a été déposée dans une zone large, ce qui pose un obstacle à l'hypothèse d'une source montagneuse au sud (Wilson, 1962). Nous savons maintenant que la zone est plus large qu'on ne le croyait antérieurement et que la source est plus au sud, à moins qu'elle n'ait été dans le centre de la région présentement occupée par les granites. Si la source était au sud, elle aurait été dans la région du lac Kipawa ou plus loin. Nous ne pouvons pas prouver que la source était dans la zone granitique du centre, parce que les intrusions ont oblitéré toute indication utile. Bass (1961) croit qu'il y avait plusieurs centres volcaniques plutôt qu'une seule source de sédiments. Cette idée est logique car des roches volcaniques se trouvent

au sud de la zone principale (Rouyn-Malartic) et sont entremêlées aux roches sédimentaires, indiquant ainsi des alternances de volcanisme avec des périodes de déposition de sédiments.

En résumé, le schiste à biotite du groupe de Pontiac est l'équivalent de la grauwacke; celle-ci possède les caractères de sédiments géosynclinaux provenant de roches ignées acides; la position de la source des sédiments est inconnue.

Roches intrusives

Roche à pyroxène et biotite

Nous avons examiné deux affleurements de roche à pyroxène et biotite près du lac Rémigny. L'affleurement le plus accessible et le plus distinctif est situé sur la rive ouest du lac à 4½ milles au nord du village de Rémigny. L'autre est situé à 1½ mille à l'est du lac Rémigny, juste au sud du lac Chabot.

La roche est à grain moyen, vert foncé en surface fraîche et brun foncé en surface altérée. La surface d'altération montre de nombreuses cavités causées par la dissolution des carbonates par l'intempérisme. La structure de la roche est généralement allotriomorphe, même si la biotite est grossière ici et là, ce qui donne alors une structure pseudo-porphyrique.

Le diopside, principal constituant, forme des grains xénomorphes. La biotite, aussi un constituant important, montre des bordures blanchies quand elle forme des phénocristaux. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, le quartz, la hornblende, le plagioclase et le microcline. Les minéraux secondaires sont la chlorite, l'épidote et des carbonates (calcite ou dolomie).

La roche à pyroxène et biotite est recoupée par des dykes de granite et de pegmatite, d'une largeur variant de 2 à 5 pouces. Le granite à oligoclase et microcline est séparé de la roche à pyroxène et biotite par une zone intermédiaire, large d'environ deux pieds. De longs fragments, de composition intermédiaire, occupent cette zone et sont probablement des types de transition.

L'origine de la roche à pyroxène et biotite est problématique. Elle peut être un lamprophyre, même si ce n'est pas évident. Elle ne semble pas représenter un dyke, et la structure porphyrique n'est pas présente partout et n'est pas dominante. La roche peut être un type relativement foncé de granite à hornblende, devenu basique par assimilation de matériel extérieur; le granite à hornblende affleure près de la roche à pyroxène et biotite, mais aucun contact n'a été observé. Elle peut aussi

être apparentée à la syénite nodulaire à pyroxène, qui a une composition semblable, se présente d'une façon identique, et affleure près de la roche à pyroxène et biotite au sud du lac Chabot. Les deux roches possèdent une structure identique, à l'exception des nodules, et une grande partie du centre des amas de syénite présente une composition semblable à celle de la roche à pyroxène et biotite.

Syénite nodulaire à pyroxène

Des petits amas de syénite nodulaire affleurent à plusieurs endroits dans la région; cependant, quelques-uns sont trop petits pour paraître sur la carte. Les exemples les plus évidents et les plus spectaculaires sont juste au sud de la rivière Solitaire (à 2 milles au sud-est de Rollet) et sur la rive ouest du lac Barrière (Pl. III-B). D'autres amas affleurent à plusieurs endroits sur les deux côtés du lac Barrière, sur la pointe nord-est de l'île Bryson dans le lac Simard, de $\frac{1}{2}$ à 1 mille au nord du lac Prévost et au sud du lac Chabot.

La roche forme des masses irrégulières, des filons-couches et des dykes, dont la largeur varie de quelques pieds à 1,000 pieds. Elle est généralement verte, à surface d'altération brunâtre et à grain moyen. La structure nodulaire caractéristique est bien visible sur les surfaces altérées, où des plaques ou nodules pâles et isolés de matériel feldspathique font saillie dans une matrice brun foncé. Le diamètre moyen des nodules est de $\frac{1}{2}$ pouce, avec une variation de $\frac{1}{4}$ à 1 pouce. Les nodules sont étirés selon la longueur et la hauteur et ont la forme de cylindres ovoïdes. Ils font partie de la roche, et l'intempérisme ne les sépare pas comme les cailloux d'un conglomérat. Ils sont un effet de la structure, à peine visibles en surface fraîche et invisibles en lame mince.

La composition de la roche varie beaucoup, non seulement d'un affleurement à un autre, mais aussi dans un seul affleurement. La roche est constituée surtout de plagioclase, pyroxène et microcline, et la hornblende et la biotite sont quelquefois abondantes. Le plagioclase (An_{15-25}), souvent altéré partiellement en séricite, constitue de 5 à 41 p. 100 de la roche. Il forme des cristaux un peu plus grossiers que ceux des autres constituants, et contient souvent des inclusions d'amphibole et de pyroxène. Le pyroxène est habituellement une augite en grains de dimensions semblables, mais généralement plus petits que ceux des minéraux adjacents. L'augite est altérée en hornblende qui l'entoure d'ordinaire, et présente des macles; elle constitue jusqu'à 55 p. 100 de la roche, mais le plus souvent 25 p. 100. Le microcline est en grains interstitiels, en plaques de remplacement et en veinules (le long des plans de clivage). Il constitue jusqu'à 35 p. 100 de la roche, avec une valeur moyenne de 10 p. 100.

La hornblende (jusqu'à 44 p. 100, valeur moyenne de 25 p. 100) est primaire ou secondaire et possède les caractéristiques optiques suivantes:

$$\begin{aligned} N_x &= 1.669 \pm 0.002, & N_z &= 1.688 \pm 0.002 \\ 2V &= 62^\circ, & Z\Lambda_c &= 22^\circ, \end{aligned}$$

Absorption: X = vert pâle, Y = vert jaunâtre, Z = vert bleuâtre.

Ces caractères sont ceux de l'hastingsite. La hornblende forme généralement de gros cristaux automorphes, et quelques-uns sont quatre fois plus gros que ceux du pyroxène. La plupart sont maclés et sont altérés en chlorite et épidote. La biotite représente jusqu'à 70 p. 100 de la roche et est habituellement primaire. Elle s'altère facilement en chlorite. Le quartz est rare, mais dans un cas, il forme jusqu'à 7 p. 100 de la roche et se présente en petits grains interstitiels. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène et la magnétite.

Le tableau 5 illustre les écarts extrêmes de la composition minéralogique. Les centres des filons-couches et des masses plus grandes sont généralement riches en pyroxène, alors que les bordures contiennent beaucoup de hornblende.

Tableau 5: Analyses modales de la syénite nodulaire à pyroxène

	I	II	III	IV
Plagioclase	36.21	41.31	30.86	31.62
Microcline	10.06	6.56	8.72	16.92
Pyroxène	0.67	2.05	22.22	-
Hornblende	44.68	33.94	18.02	42.65
Quartz	-	-	0.16	-
Chlorite	4.19	13.44	17.69	2.57
Epidote	tr.	tr.	tr.	4.70
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.
Sphène	1.00	1.39	0.80	tr.
Biotite	2.18	-----avec chlorite-----		

I - Echantillon d'une masse irrégulière isolée; rive est, extrémité sud du bras est du lac Barrière. Plagioclase = An₁₇₋₁₈.

II - Echantillon de la bordure d'un filon-couche, sur la rive sud-ouest du lac Barrière, à 2 milles au sud de la rivière Solitaire. Plagioclase = An₂₃.

III- Echantillon du centre du filon-couche (II).

IV - Echantillon d'un affleurement isolé, près de la route, à un mille au nord de Rémigny. Plagioclase = An₁₇.

La syénite nodulaire à pyroxène affleure habituellement près du granite à hornblende dans lequel il passe graduellement. Elle est aussi abondante près des roches volcaniques à l'ouest du lac des Quinze, au nord d'Angliers. Dans la moitié nord de la région, près de Rollet, la syénite est recoupée à plusieurs endroits par des dykes de granite à oligoclase et microcline et de pegmatite. Nous avons observé peu de contacts nets avec les roches adjacentes.

La syénite se présente quelque peu comme les syénites porphyroïdes décrites par Wilson (1962) et par Cooke, James et Mawdsley (1933), dans les régions plus au nord. Toutefois, la syénite est ici antérieure au granite, alors qu'au nord elle est la roche intrusive la plus récente, à l'exception des dykes basiques.

La syénite envahit le schiste quartzofeldspathique à biotite au sud-est de Rollet et semble former un filon-couche d'une part et un dyke d'autre part, ainsi que semblent l'indiquer le rubanement et le métamorphisme thermique qui a affecté les roches encaissantes. Des couches, de 1 à 6 pieds de large et de composition minéralogique différente, alternent irrégulièrement dans 3 ou 4 zones, larges d'environ 30 pieds, et ce, sur une largeur globale de 1,000 pieds. Leur composition varie d'intermédiaire à basique et quelques-unes contiennent jusqu'à 55 p. 100 de pyroxène. Une zone riche en grenats, d'une largeur de 30 pieds, s'est développée dans le schiste, parallèlement au contact et à cinq pieds de celui-ci.

L'affleurement de syénite sur la rive ouest du lac Barrière, au sud de la rivière Solitaire, est le prolongement de celui décrit ci-dessus. Ici, la structure nodulaire est inversée en bordure de la masse, et des plaques ou nodules foncés sont noyés dans une pâte pâle. Les minéraux sont les mêmes, mais les proportions varient. Ici aussi, la syénite est intrusive.

En général toutefois, la syénite ne semble pas intrusive, mais elle passe plutôt graduellement au granite à hornblende auquel elle est fréquemment associée. La structure nodulaire devient alors de moins en moins prononcée, jusqu'à l'apparition d'une structure granulaire normale. La syénite résulte peut-être ici du métasomatisme, ou peut représenter des xénolites incomplètement assimilés dans le granite à hornblende.

Syénite à hornblende et pyroxène, généralement porphyroïde

La syénite à hornblende et pyroxène affleure à trois endroits dans la région: à l'ouest du lac Barrière Nord et autour du lac Fréchette, où elle abonde le plus; au nord-est du lac Caire; au sud et sud-est de Guérin. Ces affleurements se ressemblent beaucoup quant à leurs associations, relations, apparence et composition, même s'ils sont fort éloignés

les uns des autres. Au sud et au sud-est du lac Fréchette, la syénite forme une grosse masse irrégulière, d'un diamètre approximatif de cinq milles, et ailleurs elle forme des amas irréguliers ou lenticulaires plus petits. Elle peut être soit massive et homogène, soit porphyroïde. Les deux types sont souvent entremêlés, mais ils affleurent aussi séparément. Le porphyre prédomine.

La syénite est généralement gneissique ou montre une linéation constituée par le parallélisme des mégacristaux de feldspath; ici et là cependant elle est massive et possède une structure granulaire hypidiomorphe. Elle est à grain allant de moyen à grossier, de couleur gris foncé à rose, et montre une surface altérée rugueuse et profonde.

Elle est constituée essentiellement de plagioclase, microcline, perthite, augite, amphibole et biotite. Les minéraux secondaires sont la chlorite et l'épidote et les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, la magnétite et le zircon. Des cristaux xénomorphes et maclés d'albite (An_{5-8}) sont abondants dans la matrice de la syénite porphyroïde, mais le plagioclase de composition An_{18-22} est plus représentatif de la variété massive. Le plagioclase est légèrement altéré en séricite et montre des bordures albitiques quand il est juxtaposé au microcline. Le microcline forme des cristaux clairs, xénomorphes et non altérés, des plaques et des globules irréguliers dans le plagioclase et enfin, il constitue la majorité des mégacristaux en forme d'yeux de la variété porphyroïde. Les mégacristaux (longueur de $\frac{1}{4}$ à 1 pouce, largeur de $\frac{1}{16}$ à $\frac{1}{2}$ pouce) ont généralement des arêtes arrondies et un contour irrégulier. A certains endroits, ils sont enrobés par une pâte finement granulée de plagioclase, microcline frais et d'augite, ce qui donne une structure en mortier. Des grains idiomorphes et xénomorphes d'augite incolore et souvent maclée, altérée en partie en hornblende et biotite, sont des constituants mineurs de la syénite. Les caractères optiques de l'augite ($N_x = 1.698 \pm 0.002$; $N_y = 1.706 \pm 0.002$; $N_z = 1.728 \pm 0.002$, $2V = 61^\circ$, $2Ac = 40^\circ$) et la composition chimique sont typiques des variétés sodiques. La hornblende bleu-vert est un minéral secondaire commun et elle provient de l'altération du pyroxène; ses caractères optiques et sa composition chimique sont ceux de la hornblende commune.

La biotite vert-olive forme des cristaux automorphes généralement jointifs à l'augite ou rapprochés, ou encore, formant des inclusions poecilites dans l'augite. La perthite se trouve dans les mégacristaux du type porphyroïde, sous forme de feuillets, fuseaux, lacets, globules et taches (Pl. III-C). Le microcline et le plagioclase montrent habituellement une continuité optique. Dans la plupart des cas, le microcline est l'élément dominant de la perthite, surtout dans les variétés en feuillets, fuseaux, lacets et globules; dans la perthite en taches, le microcline est subordonné au plagioclase. Le quadrillage du microcline est remarquable, mais les macles de l'albite du plagioclase sont généralement indistinctes.

Quelques mégacristaux sont constitués de deux ou de plusieurs unités de perthite, c'est-à-dire qu'un seul mégacristal est formé d'unités clairement séparées et sans continuité optique. Dans deux échantillons, le microcline forme des bandes concentriques séparées par du plagioclase, et le résultat ressemble beaucoup au plagioclase zoné. La pâte est habituellement dépourvue de perthite, mais les indices de remplacement sont communs dans toutes les lames minces.

Le tableau 6 présente six analyses modales de syénite. La colonne A est une analyse modale d'une roche qu'on croit identique à la syénite. Les analyses chimiques du tableau 7 correspondent aux analyses modales du tableau 6, et illustrent la régularité relative de la composition chimique des syénites. Les teneurs en K_2O et Na_2O sont peut-être légèrement erronées, à cause de la présence de perthites dans quelques échantillons et de l'impossibilité de les mesurer précisément par analyse modale. Cependant, la teneur en alcalins n'est pas anormale même si elle est élevée.

Tableau 6: Analyses modales de la syénite à pyroxène

	I	II	III	IV	V	A
Quartz	-	-	-	tr.	4.90	-
Microcline	15.44	23.58	6.46	28.00	24.58	27.00
Plagioclase	59.61	53.18	84.26	58.99	38.96	45.00
Hornblende	tr.	-	1.23	6.66.	24.09	15.00
Pyroxène	14.03	7.16	7.28	3.41	-	10.00
Biotite	9.24	14.58	-	-	6.03	1.00
Epidote	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-
Chlorite	tr.	-	-	-	-	-
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	1.00
Magnétite	tr.	tr.	tr.	1.05	tr.	1.00
Sphène	-	tr.	tr.	tr.	tr.	-

- I - Echantillon de la région du lac Fréchette. Roche massive. Plagioclase = An_8 .
- II - Echantillon de la région du lac Fréchette. Roche massive. Plagioclase = An_6 .
- III - Echantillon du nord de Rollet, le long de la route 46. Roche massive. Plagioclase = An_6 .
- IV - Echantillon de la rive ouest, extrémité nord du lac Barrière. Roche massive. Plagioclase = An_6 .
- V - Echantillon de la rive ouest du lac Barrière, à un mille au sud de la rivière Solitaire. Roche massive. Plagioclase = An_{22} .
- A - Canton de Bellecombe, à l'ouest du lac Caron. Orthogneiss syénodioritique à augite (Gussow, 1937). Oligoclase.

Nous n'avons pas obtenu d'analyses modales de la syénite porphyroïde, à cause de l'erreur introduite par la perthite et les mégacristaux. Nous croyons que la perthite résulte, en grande partie, du remplacement du microcline par le plagioclase.

La syénite à hornblende et pyroxène recoupe le schiste à biotite et l'amphibolite de Pontiac et est généralement gneissique à proximité des contacts. Les nombreuses enclaves de schiste et d'amphibolite, dans les zones de contacts, sont orientées selon une direction parallèle à la foliation de la syénite. Les cristaux de hornblende, orientés radialement en bordure des enclaves, indiquent des réactions avec la syénite. Le contact syénite-amphibolite est tantôt abrupt, tantôt progressif.

La syénite est envahie par le granite à oligoclase et microcline et par des dykes de pegmatite; les enclaves de syénite sont nombreuses dans le granite. La syénite, près du lac Renard, est en contact avec le granite à hornblende et semble même y passer graduellement. Elle est donc plus récente que le groupe de Pontiac, plus ancienne ou équivalente au granite à hornblende, et plus ancienne que le granite à oligoclase et microcline.

Tableau 7: Analyses chimiques de la syénite

	I	II	III	A
SiO ₂	59.93	64.51	62.10	57.12
Al ₂ O ₃	16.45	18.21	17.22	15.16
Fe ₂ O ₃	1.61	1.11	2.03	2.49
FeO	4.17	1.21	1.36	4.81
MgO	2.15	1.20	1.57	3.82
CaO	4.08	2.83	2.46	5.05
Na ₂ O	6.44	9.29	6.59	4.90
K ₂ O	3.35	1.06	4.52	4.62
H ₂ O+	0.14	0.03	0.18	0.85
H ₂ O-				0.30
TiO ₂				0.48
MnO				0.09
P ₂ O ₅				0.44
F				0.04
S				tr.
Total	98.32	99.45	98.03	100.17

Les analyses I, II et III correspondent à I, III et IV du tableau 6 et sont obtenues des analyses modales par calcul.

A - Analyse d'un orthogneiss syénodioritique (Gussow, 1937). Analyste, W.H. Herdsman.

Plusieurs masses syénitiques ont été cartographiées au nord et au nord-est de la région sous étude. Les syénites du lac Hub (Cooke, James et Mawdsley, 1933) et d'Aldermac (Gunning, 1927) ont des compositions, mises en place, et aspects identiques à ceux de la syénite à hornblende et pyroxène et y sont possiblement apparentées. La grande étendue de syénite porphyrique et de syénite à augite cartographiée par James (1926) juste au nord de la région, appartient probablement à la masse du lac Fréchette. Wilson (1962) mentionne des dykes ou filons-couches syénitiques.

Plusieurs croient que la syénite du nord est la roche intrusive la plus récente, à l'exception de la diabase, mais cette opinion est discutable. Wilson (1962, p. 31) écrit qu'elle est du Précambrien inférieur, mais souligne que les données sont limitées; en effet, on sait seulement qu'elle envahit le Timiskaming et est recoupée par de la diabase du Précambrien supérieur. Gussow (1937, p. 160) dit qu'un dyke du type porphyroïde envahit le granite à albite dans le canton de Beauchastel. Cette observation peut signifier soit que le granite à albite du nord est plus ancien que le granite à hornblende près du lac Renard, soit que la syénite du nord n'est pas apparentée à la syénite de la région étudiée. Nous sommes du même avis que James (1926) et croyons que la syénite appartient au groupe des roches granitiques. Après sa mise en place, elle était un milieu favorable à la croissance des mégacristaux de microcline provenant du métasomatisme potassique.

Syénite à hornblende

La syénite à hornblende forme une masse importante entre les lacs Simard et des Quinze et des petits amas plus au sud. Ses affleurements forment des masses longues qui constituent des crêtes lenticulaires élevées. L'île Bryson, d'orientation nord-nord-est et située dans le lac Simard, est caractéristique. La syénite est associée au granite à hornblende et à l'amphibolite, dans laquelle elle se fond graduellement à quelques endroits, et aussi aux granites à biotite, à oligoclase et microcline, et aux paragneiss. Elle contient de nombreuses enclaves basiques et des schlierens foncés (Pl. II-A) qui ressemblent à l'andésite et au schiste à biotite. Près de la baie Klock (Blanchard), dans le lac Simard, les enclaves d'andésite relativement fraîche (Pl. IV-A) sont abondantes et quelques-unes ont un diamètre de 20 pieds. La couche mince de paragneiss et de roches métavolcaniques, juste au sud de la baie Klock, est parallèle à la syénite, dans laquelle elle se perd à l'ouest. Aucun dyke de pegmatite et peu de matériel granitique recourent la syénite.

La syénite à hornblende est habituellement massive, gneissique à quelques endroits, à grain variant de fin à moyen, rose, et à surface altérée gris pâle à blanche. La structure gneissique est soulignée par le parallélisme des minéraux en lamelles et par un litage peu prononcé. Le parallélisme des prismes de hornblende constitue une linéation bien visible

et omniprésente. La structure varie d'allotriomorphe à hypidiomorphe et à quelques endroits, elle est porphyroïde.

La roche est constituée principalement de hornblende, plagioclase et microcline, avec des quantités mineures de quartz et, dans quelques cas, de pyroxène. Les minéraux secondaires sont: albite, quartz, biotite, chlorite et épidote; les minéraux accessoires sont: sphène, apatite, pyrite, oxyde de fer, zircon et allanite. La hornblende forme des cristaux prismatiques automorphes, un peu plus grossiers que ceux de la plupart des autres constituants. Ses caractères optiques sont presque partout comme suit:

$$Z\Delta c = 14^\circ, 2V = 57^\circ,$$

$$N_x = 1.642 \pm 0.002 \quad \text{Absorption: } X = \text{jaune-vert pâle}$$

$$Y = \text{vert foncé}$$

$$N_z = 1.654 \pm 0.002$$

$$Z = \text{bleu-vert pâle}$$

Une hornblende à caractères optiques différents se trouve dans quelques lames minces. Cet autre type se caractérise ainsi: $2V = 64^\circ$, $Z\Delta c = 28^\circ$, $X = \text{vert pâle}$, $Y = \text{vert foncé}$, $Z = \text{vert brunâtre moyen}$. Une trémolite incolore et fibreuse est invariablement présente dans la roche altérée; des macles lamellaires sont apparentes dans quelques échantillons. La hornblende s'altère en épidote, en épidote et chlorite, ou en biotite qu'elle contient sous forme d'inclusions poecilitiques.

Le plagioclase (An_{13-22}) constitue jusqu'à 60 p. 100 de la roche, et l'albite secondaire est commune. Le plagioclase se trouve en grains grossiers, arrondis ou automorphes, avec les macles de l'albite très rapprochées,

Tableau 8: Analyses modales de la syénite à hornblende

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Plagioclase	52.84	42.34	56.96	48.81	56.72	52.69	29.51	59.08	26.26
Microcline	25.43	32.59	14.90	2.91	17.82	26.94	36.49	15.60	25.36
Hornblende	11.82	22.73	25.96	44.21	15.13	10.61	28.66	22.71	29.09
Quartz	8.35	-	tr.	tr.	9.49	1.20	tr.	1.71	5.23
Epidote	tr.	tr.	1.08	1.66	tr.	3.19	3.84	tr.	12.68
Chlorite	-	-	tr.	tr.	-	4.67	tr.	-	tr.
Sphène + apatite	tr.	tr.	tr.	1.60	tr.	tr.	1.00	tr.	1.10
Magnétite	tr.	tr.	-	-	-	tr.	-	-	tr.
Biotite	-	-	-	tr.	tr.	-	-	-	tr.

Echantillons 1, 2, 3 et 4, du voisinage du lac Brodeur. Plagioclase = 1, An_{20} ; 2, An_{22} et An_2 ; 3, An_6 ; 4, An_{13} .

Echantillons 5, 7 et 8, près du lac Simard. Plagioclase = 5, An_{15} ; 7, An_{17} ; 8, An_{10} .

Echantillon 6, près du lac Bleu. Plagioclase = An_{17} .

Echantillon 9, près du lac Rond. Plagioclase = An_5 .

et, dans quelques cas peu fréquents, une structure en échiquier. L'extinction du plagioclase est roulante et mal définie là où l'on trouve des indices de déformation. Dans quelques lames minces, on peut observer les bordures albitiques claires du plagioclase, là où il est jointif au microcline et, quelquefois aussi à ces contacts, des intercroissances de quartz et de plagioclase. Le plagioclase est habituellement altéré en séricite ou paragonite, et en épidote selon des zones irrégulières au centre des cristaux, et des bulles de microcline se trouvent dans plusieurs grains, surtout dans les clivages.

Le microcline, seul feldspath potassique de cette roche, forme des grains xénomorphes interstitiels ou de gros cristaux automorphes. La teneur en microcline varie de 5 p. 100 à 40 p. 100 avec une moyenne de 25 p. 100. Il est généralement peu altéré, surtout si on le compare au plagioclase. Il est le constituant le plus tardif de la syénite, car il est interstitiel, il remplace le plagioclase et contient des inclusions de plagioclase, biotite, hornblende et épidote. A quelques endroits, cependant, le plagioclase semble remplacer le microcline. La syénite porphyroïde renferme des mégacristaux rectangulaires de microcline et de perthite. La perthite, du type lacet et tache, est rare et provient probablement du remplacement du plagioclase par le microcline.

Le quartz, un élément mineur dans la plupart des lames minces, est primaire, spécialement dans les faciès les plus granitiques de la roche, mais peut aussi être secondaire. Le pyroxène (augite) est peu abondant et forme des grains xénomorphes grossiers presque entièrement transformés en hornblende. L'épidote est un minéral secondaire, dérivé de la hornblende, qui se trouve aussi dans nombre de petites veines et de zones bréchiques.

La classification des roches en utilisant les données des analyses modales, d'après la méthode préconisée par Jung et Brousse (1959), donne surtout des syénites subalcalines et aussi des monzonites, granodiorites, diorites et syénodiorites. Ce résultat dépend du fait qu' An_{20} est utilisé, dans cette méthode, comme ligne de démarcation entre les plagioclases calciques et alcalins. Les analyses chimiques (tableau 9) illustrent les écarts remarquables de la teneur en K_2O ; quant au reste, la composition de la roche est celle d'une syénite ordinaire.

Tectonique: La linéation (parallélisme linéaire de la hornblende) est orientée selon une direction nord-ouest et, à quelques endroits, nord. Elle plonge entre 20° et 40° , tout comme la linéation sur les plans de litage du paragneiss et des roches métavolcaniques au sud de la baie Klock. Au sud, la structure gneissique est généralement de direction est et au nord, elle est nord-est. Ces orientations sont peut-être celles des roches envahies par la syénite, mais il est plus vraisemblable qu'elles résultent des contraintes régionales consécutives à la mise en place. Ainsi elles représentent possiblement l'étirement périphérique des parois de la masse intrusive.

Nous avons observé plusieurs petites failles et microfailles, de même que de nombreuses mais peu visibles zones bréchifiées, remplies de plagioclase granuleux, microcline, quartz et épidote. Les indices de déformation sont nombreux dans les lames minces. L'extinction onduleuse et les structures en échiquier du plagioclase sont accompagnées d'une grande quantité de quartz et d'albite secondaires.

Nous croyons que la syénite à hornblende est une roche magmatique ou partiellement métasomatique, comme le granite à oligoclase et microcline, modifiée par l'assimilation massive de roches basiques. Les nombreux schlierens foncés basiques, dans la syénite, et sa proximité aux roches volcaniques à l'est, indiquent fortement son origine. Au nord, où la roche est plus granitique, l'origine n'est pas évidente, mais le matériel assimilé semble apparenté à l'amphibolite et au schiste à biotite du groupe de Pontiac.

Henderson (1937, p. 21) écrit que les faciès basiques en bordure des roches granitiques, dans les régions de Ville-Marie et du lac Guillet (Mud), proviennent de l'assimilation de roches vertes (volcaniques).

Nous croyons que le métasomatisme potassique a transformé la syénite à une époque tardive de son développement.

Tableau 9: Analyses chimiques de la syénite à hornblende

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64.14	60.70	59.58	56.46	64.94	61.76
Al ₂ O ₃	15.46	14.53	15.72	12.02	15.79	15.41
Fe ₂ O ₃	0.98	1.98	1.49	2.40	0.83	1.22
FeO	1.51	2.87	2.95	4.79	1.77	2.60
MgO	2.17	3.90	4.59	7.46	2.76	4.06
CaO	3.90	3.06	5.41	6.99	3.70	4.14
Na ₂ O	5.08	5.28	5.76	5.29	5.79	6.36
K ₂ O	4.12	4.99	2.43	0.67	2.91	2.55
H ₂ O	0.32	0.53	0.65	1.04	0.37	0.54
Total	97.68	97.84	98.58	97.12	98.86	98.64

Ces analyses sont basées sur les données des analyses modales du tableau 8. Les analyses chimiques 1, 2, 3, 4, 5 et 6 correspondent respectivement aux analyses modales 1, 2, 3, 4, 5 et 8 du tableau 8.

Gneiss à plagioclase et hornblende

Le gneiss à plagioclase et hornblende comprend plusieurs roches à composition, texture et structure identiques, mais d'associations et de présentations différentes, donc peut-être d'origine différente. Des termes tels que diorite, amphibolite, granodiorite et granite à hornblende pourraient être employés pour désigner certains types.

La roche affleure dans l'angle sud-est de la région, près de l'extrémité sud du lac des Quinze et vers le nord-est jusqu'à l'étendue située entre les lacs Simard et Roger. On en trouve beaucoup sous forme de lentilles dans les parties riches en amphibole du schiste à biotite, et beaucoup sous forme de massifs allongés dans la syénite à hornblende, le gneiss quartzofeldspathique ou le granite à oligoclase et microcline. Les affleurements sont rares et l'isolement des massifs n'est peut-être qu'apparent. La structure gneissique semble concorder avec les orientations tectoniques des formations avoisinantes. Les enclaves lenticulaires de roches basiques foncées, à composition ferromagnésienne, sont typiques.

Le gneiss à plagioclase et hornblende est à grain allant de moyen à grossier, de couleur rose pâle à grise, et granoblastique (la roche semble hypidiomorphe en lame mince). La structure gneissique est bien développée et est constituée par le parallélisme et la concentration en couches des éléments mafiques. Cette structure n'est pas visible dans les lames minces provenant de la roche macrogrenue.

Le gneiss est constitué surtout de hornblende et de plagioclase, avec des quantités moindres de microcline, quartz, biotite, épidote et chlorite. Par endroits, l'apatite, le sphène et le zircon sont présents comme minéraux accessoires. La hornblende forme des cristaux automorphes, polychromes, de couleur vert foncé à bleu-vert pâle ou jaune-vert pâle. Elle constitue de 10 à 40 p. 100 de la roche. Ses caractères optiques varient d'une lame mince à une autre, dénotant ainsi les origines diverses de la roche. L'angle d'extinction $Z\Delta c$ varie de 21° à 30° , et l'angle des axes optiques $2V$ est habituellement de 70° à 80° . Les macles lamellaires et de contact sont nombreuses. La hornblende s'altère généralement en biotite qu'elle englobe sous forme d'inclusions poecilites; dans les cas extrêmes, la hornblende est transformée en chlorite et épidote jaune pâle. Le plagioclase, sous forme de cristaux grossiers, automorphes et xénomorphes, constitue jusqu'à 70 p. 100 de la roche, avec une teneur moyenne de 45 p. 100. La composition varie de An_{17} à An_{22} , selon la roche où elle se trouve et, dans un cas, elle est de An_8 . Le plagioclase est habituellement fort altéré, parfois à un point tel qu'il n'en reste que très peu. La séricite, ou la paragonite et l'épidote sont les produits communs de l'altération, mais on peut aussi trouver du quartz et de l'albite. La séricitisation se situe au centre ou en bordure des grains et semble parfois n'affecter que certaines macles. Dans plusieurs lames minces, les macles sont quelque peu ployées et montrent

une extinction roulante. Le plagioclase sodique forme des zones claires et minces en bordure des grains du plagioclase, tout particulièrement là où celui-ci est en contact avec le feldspath potassique. Les interpénétrations myrmékitiques de quartz et de plagioclase sont rares. Le microcline est peu fréquent mais, quand on le trouve, il est généralement abondant et peut constituer jusqu'à 30 p. 100 de la roche. On l'observe dans le gneiss associé au granite à oligoclase et microcline, et à la syénite à hornblende. Le microcline remplace et recoupe le plagioclase. Nous avons vu, dans une lame mince, des perthites en lacets avec des inclusions de hornblende, plagioclase, biotite et apatite. Le quartz est peu commun et se présente sous forme de cristaux interstitiels xénomorphes ou de produit secondaire.

Dans quelques lames minces, nous avons observé des microfailles, ou des zones de bréchification microgrenue, remplies de chlorite et d'épidote ou de fragments granuleux de quartz, albite, microcline et sphène.

Le gneiss à plagioclase et hornblende provient de l'assimilation de roches basiques par une matière granitique. Dans la plupart des cas, le granite affleure à proximité du gneiss. Dans le schiste à biotite du groupe de Pontiac, les injections lit par lit de granite à oligoclase et microcline sont communes, et le gneiss peut alors résulter de la transformation d'amphibolites par ces intrusions. En certains endroits, le métasomatisme fut peut-être un facteur important dans la transformation du gneiss.

Le métamorphisme de roches argileuses ou calcareuses peut aussi donner des gneiss à plagioclase et hornblende, mais nous trouvons peu d'indices d'une telle origine dans la région.

Granite à hornblende, granite porphyroïde à hornblende

Les granites équigranulaires à hornblende et granites porphyroïdes sont répandus dans la région, surtout dans la partie centrale, Nous en avons observé de nombreuses lentilles, trop petites pour paraître sur la carte. Les granites à hornblende ont plusieurs caractères communs, mais aussi plusieurs différences. Ces différences, ajoutées à leur répartition irrégulière, semblent indiquer des origines variées.

Pétrographie: Le granite à hornblende est généralement blanc à rose, à surface d'altération gris foncé, et à grain variant de moyen à grossier. La variété porphyroïde est la plus répandue, se trouve partout, sauf dans le granite au sud-est d'Angliers, et constitue à peu près 60 p. 100 de tous les affleurements de granite à hornblende. Le granite à structure hypidiomorphe normale peut être adjacent au genre porphyroïde ou peut manquer entièrement, comme par exemple dans la région voisine du lac Opasatica. La roche est habituellement massive, mais peut localement montrer une structure gneissique définie par le parallélisme des constituants mafiques, ou par la concentration en couches des minéraux ferromagnésiens. Le granite gneissique domine au sud-est d'Angliers.

Le granite à hornblende est constitué principalement de hornblende, plagioclase, microcline et quartz. Les minéraux secondaires sont: chlorite, épidote et biotite. On rencontre ici et là les minéraux accessoires suivants: apatite, sphène, zircon, magnétite et monazite. La hornblende se trouve dans toutes les lames minces sous forme de cristaux automorphes prismatiques ou de cristaux allongés. Elle est parfois corrodée et altérée en biotite vert brunâtre et en épidote variant d'incolore à jaune clair et elle renferme de nombreuses inclusions poecilites de biotite, sphène et apatite. L'absorption de la hornblende le plus souvent observée est: X = vert bleuâtre pâle, Y = vert jaunâtre foncé, Z = vert foncé. Dans plusieurs lames minces, nous avons observé des macles parallèles au plan 100. Au sud-est d'Angliers et au sud de la baie Solitaire, la hornblende présente l'absorption suivante: X = bleu-vert foncé, Y = vert jaunâtre pâle, Z = vert foncé. L'angle des axes optiques 2V est approximativement de 70°, et l'angle d'extinction ZAc est de 20°. Cette hornblende semble provenir de l'altération du pyroxène, dont on trouve d'ailleurs des reliquats dans la hornblende. La composition chimique et les caractères optiques de la hornblende du granite porphyroïde du centre de la région sont ceux de la hornblende ordinaire.

Le plagioclase est le minéral le plus abondant, sauf dans les parties fortement porphyroïdes où c'est le microcline qui domine. La composition du plagioclase est généralement de An₂₀ environ, avec quelques variations locales de An₁₅ à An₂₆, et quelques exceptions comme celle qu'on trouve près de Réminy, où la composition est de An₅₋₇. Le plagioclase semble être généralement plus calcique au centre qu'en bordure, et l'on voit souvent une marge sodique claire au contact du plagioclase et du microcline. La grosseur moyenne des cristaux est de 2 mm, mais quelques-uns atteignent 10 mm. Dans plusieurs lames minces, nous observons que le plagioclase a tendance à former de grands cristaux rectangulaires, beaucoup plus grossiers que les autres constituants et généralement d'orientation presque parallèle. Le plagioclase est altéré à divers degrés en un mélange de séricite ou paragonite, et d'épidote. Généralement, les produits de l'altération sont concentrés au centre ou en bordure des cristaux, mais dans certains cas ils présentent une distribution uniforme. Ici et là, la séricite se présente selon des zones concentriques bien définies et donne l'aspect de zones oscillatoires, ou encore, elle se situe le long de certains plans de macle. Nous n'avons pas observé les zones oscillatoires du plagioclase, mais nous présumons qu'elles sont représentées par les zones d'altération. Nous avons vu des structures en échiquier dans une lame mince de granite à hornblende gneissique provenant du sud-est d'Angliers.

Même si nous n'avons pas observé de véritable plagioclase zoné, avec alternance de bandes sodiques et calciques, nous croyons que les zones d'altération concentriques reflètent des variations de la stabilité des constituants primaires et, par conséquent, des variations de composition. Ce phénomène se trouve seulement là où le granite contient de grands et longs cristaux

de plagioclase; de plus, les cristaux de quelques lames minces ne le présentent pas du tout.

Le microcline, le seul feldspath potassique du granite, est un constituant important de la roche, mais il a une distribution erratique. Il constitue jusqu'à 35 p. 100 de la roche à quelques endroits, alors qu'ailleurs il peut ne constituer que 2 p. 100. Il est surtout abondant dans la variété porphyroïde. (Au tableau 10, les échantillons 8 et 11 sont de granites porphyroïdes et cependant contiennent peu de microcline; l'explication en est que nous avons évité les mégacristaux dans la préparation des lames minces afin d'obtenir des échantillons typiques de la mésostase). Le microcline forme des cristaux interstitiels ou des taches de remplacement dans le plagioclase ou dans les mégacristaux. Il est maclé, avec le quadrillage caractéristique, et il est quelquefois perthitique, avec des facules de plagioclase en lacets, globules et taches. La plupart des perthites proviennent du remplacement du plagioclase par le microcline. Le microcline est relativement peu altéré, surtout si on le compare au plagioclase, et ceci, ajouté aux autres caractères, indique qu'il est le minéral le plus récent de la roche. Les indices de réfraction du microcline situé près du lac Brodeur sont: $N_x = 1.518 \pm 0.002$, $N_z = 1.525 \pm 0.002$.

Le quartz est interstitiel ou forme des veinules, globules et vermiculures dans le plagioclase. La plus grande partie, surtout quand il forme des grains grossiers, contient des inclusions de plagioclase et d'apatite. Il est généralement abondant, mais peut être inexistant dans les parties mafiques de la roche. Nous avons observé une faible teneur en une biotite vert pâle à vert brunâtre foncé qui provient de l'altération de la hornblende; en de rares endroits, une biotite primaire vert-olive peut constituer jusqu'à 20 p. 100 de la roche. Nous avons vu des lambeaux de pyroxène dans quelques lames minces de roches provenant du sud de la baie Solitaire et du nord-est d'Angliers.

Les analyses modales (tableau 10) illustrent la variabilité de la composition minéralogique des granites, même dans une région plutôt limitée. Les cinq analyses chimiques de granite à hornblende du tableau 11 sont calculées en utilisant les données des analyses modales et montrent bien les variations de K_2O et Na_2O et la constance relative de la somme de ces deux constituants.

Mégacristaux de microcline (porphyroblastes): Le microcline idioblastique, de $\frac{1}{4}$ à 1 pouce de longueur, forme des cristaux automorphes rectangulaires et, exceptionnellement (au sud de la baie Solitaire), des cristaux presque hexagonaux. Les porphyroblastes renferment des inclusions de quartz, plagioclase, hornblende, biotite, apatite et, à quelques endroits, d'épidote (Pl. IV-B). Le plagioclase des inclusions forme des cristaux plus petits que ceux du plagioclase de la mésostase et a invariablement des bordures sodiques. Les

Tableau 10: Analyses modales du granite à hornblende

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Quartz	20.26	11.72	5.82	8.00	14.66	3.31	9.54	14.77	17.41	10.72	tr.	21.88	7.39
Plagioclase	41.50	44.96	46.26	57.46	51.73	50.36	47.69	57.69	47.71	49.36	41.01	55.83	43.70
Microcline	18.14	17.66	33.42	2.92	17.35	15.61	3.95	1.31	17.92	16.78	17.65	11.74	18.47
Hornblende	14.07	10.26	12.00	17.39	10.53	17.99	15.86	12.59	12.12	10.96	28.99	6.96	24.56
Pyroxène	-	-	1.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	-	8.23	4.55	12.44	18.29	13.21	3.48	11.01	-	-	5.35
Magnétite	-	-	tr.	tr.	-	-	tr.	-	-	tr.	tr.	tr.	-
Epidote	2.80	6.33	tr.	3.85	tr.	tr.	3.82	tr.	tr.	tr.	1.00	tr.	tr.
Chlorite	2.76	8.80	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-	tr.	tr.	9.80	2.84	-
Apatite + sphène	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	1.30	tr.	tr.
Plagioclase	An ₇	An ₅	An ₇	An ₂₆	An ₁₇	An ₂₃	An ₂₂	An ₁₈	An ₁₇	An ₁₀	An ₁₅	An ₂₂	An ₁₅
<p>Les échantillons 8 et 11 sont de granites porphyroïdes. Les échantillons 1 à 8 sont du centre de la région. L'échantillon 9 est du nord du lac Témiscamingue. L'échantillon 10 est du nord de la rivière des Quinze. L'échantillon 11, près du lac Brodeur. L'échantillon 12 est du sud-est d'Angliers et 13, du sud du lac Fraser.</p>													



Couches de tuf et d'agglomérat superposées à l'andésite en coussinets. Ile du lac Baby.

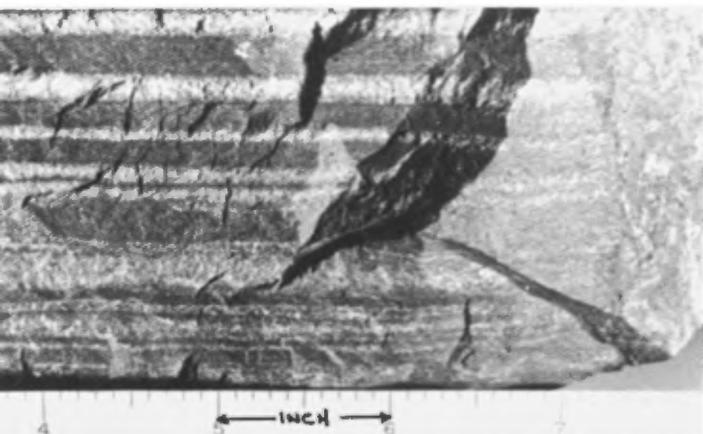


PLANCHE I

B- Formation ferrifère, type septentrional. La magnétite constitue environ 30 p. 100 de la roche.

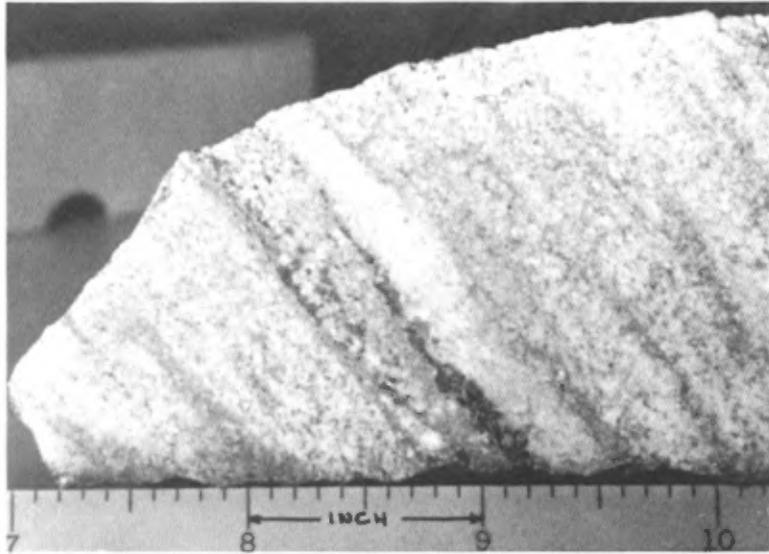


C- Formation ferrifère contournée, faillée et légèrement bréchifiée. Type septentrional.



A- Enclaves d'amphibolite fracturées et partiellement assimilées, dans la syénite à hornblende, au nord-est du lac Brodeur.

PLANCHE II



B- Gneiss quartzofeldspathi-



C- Plis d'étirement dans le schiste à biotite. La zone foncée contient beaucoup d'amphibole.



A- Structures en boudins.
Blocs anguleux d'amphibolite traversés par des plans de cisaillement.

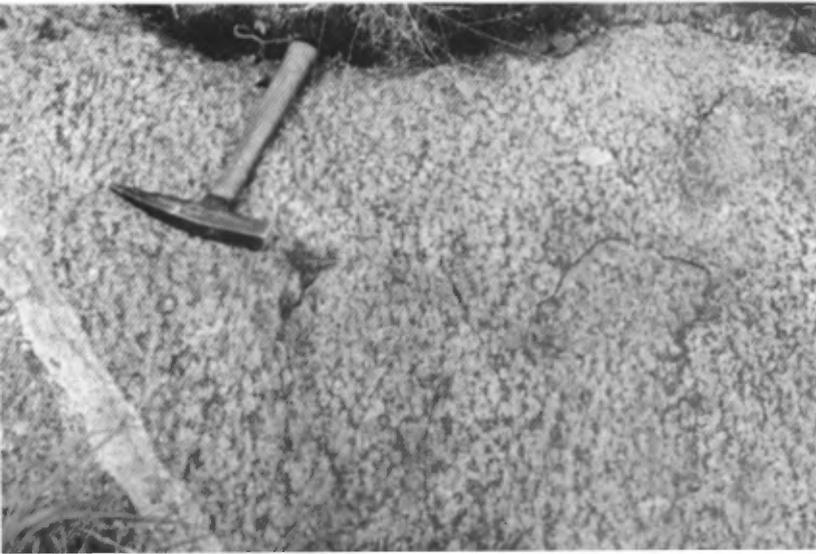
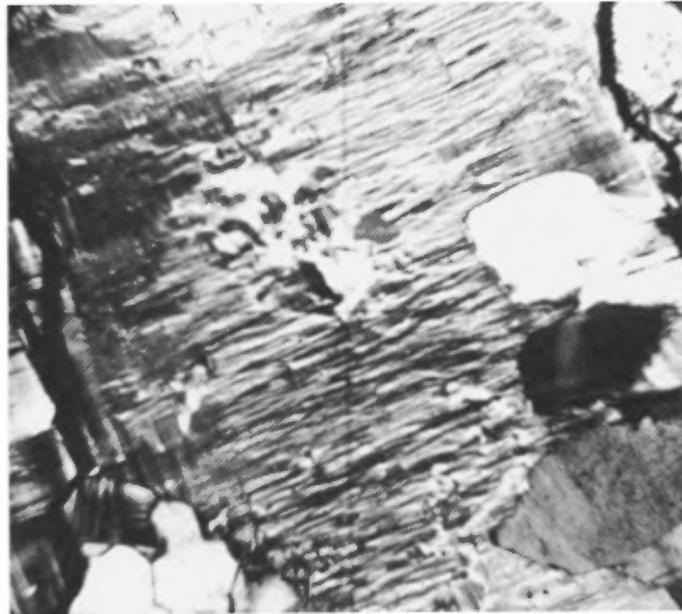
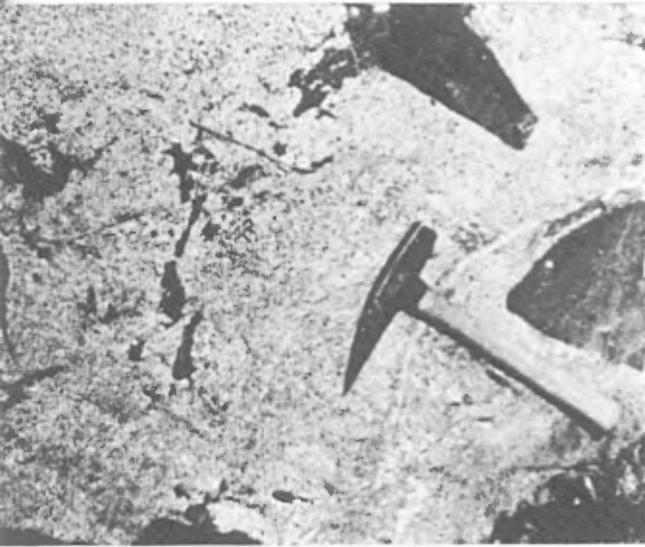


PLANCHE III

B- Syénite nodulaire à pyroxène. La densité de la structure nodulaire est très prononcée ici. Rive ouest du lac Barrière.



C- Perthite en taches et en feuillets dans un mégacristal de microcline. Syénite à hornblende et pyroxène. (Nicols croisés x80).

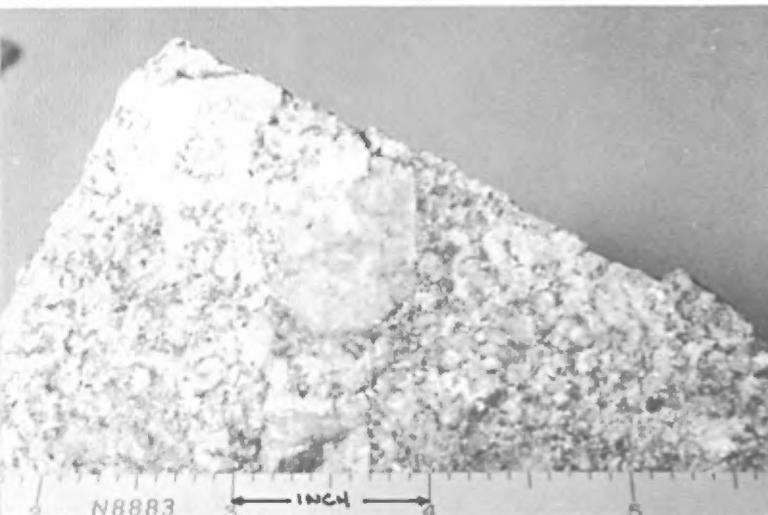


A- Grosse enclave anguleuse de roche volcanique dans la syénite à hornblende. Baie Klock.

PLANCHE IV

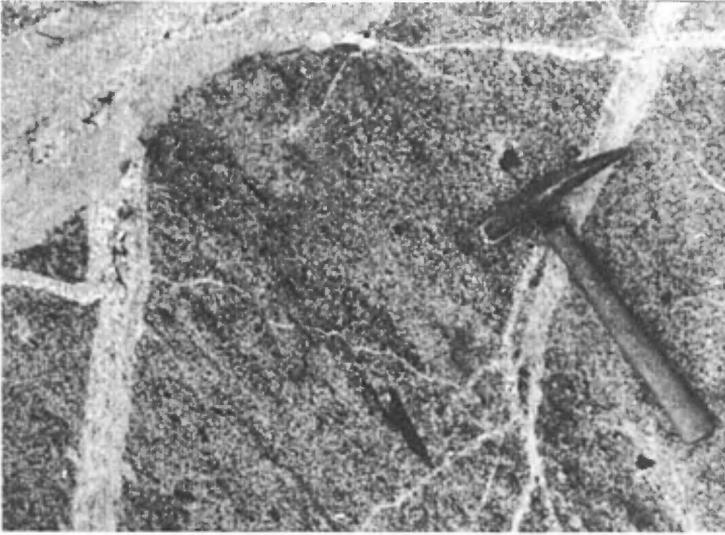


B- Inclusions de hornblende et de plagioclase dans un mégacristal de microcline. A noter les taches de microcline et la bordure claire du plagioclase. (Nicols croisés x80).



C- Mégacristaux de microcline dans le granite à hornblende. Au sud de la baie Solitaire.

PLANCHE V

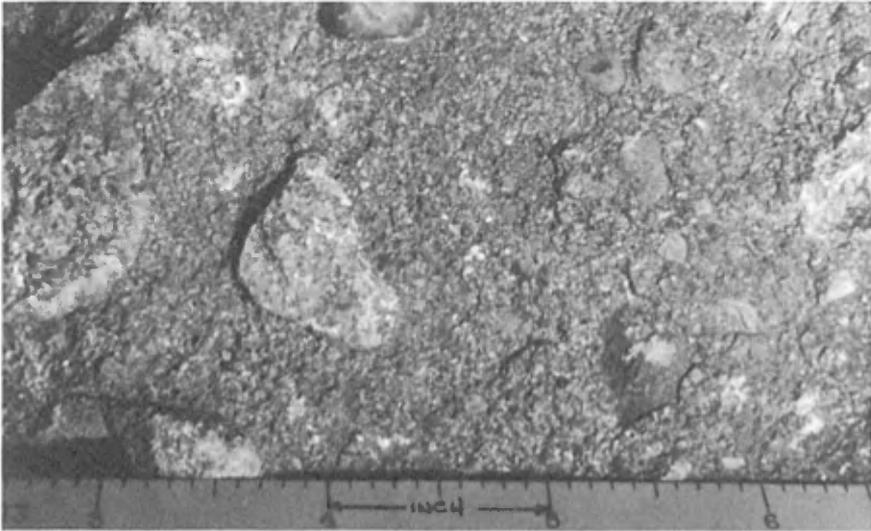


A- Granite à hornblende recoupé par des dykes de pegmatite et de granite à oligoclase et microcline. Région du lac Brodeur.

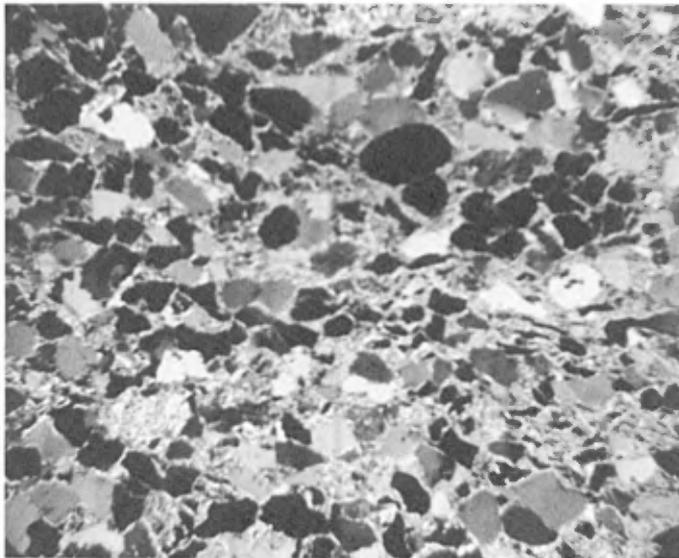


B- Pegmatite presque parallèle à la foliation du schiste à biotite. Cosse de quartz à la partie inférieure de la photographie.

PLANCHE VI

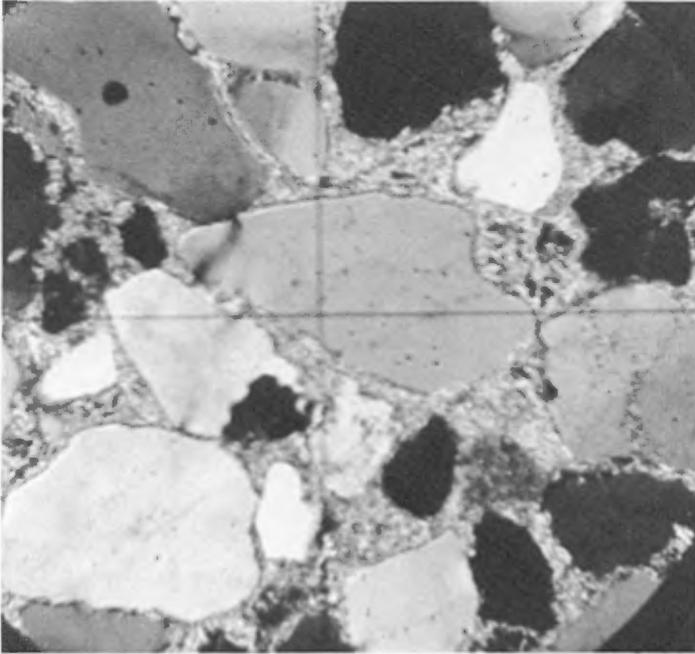


A- Conglomérat de Cobalt. Les variations de la grosseur et la forme des cailloux sont typiques.

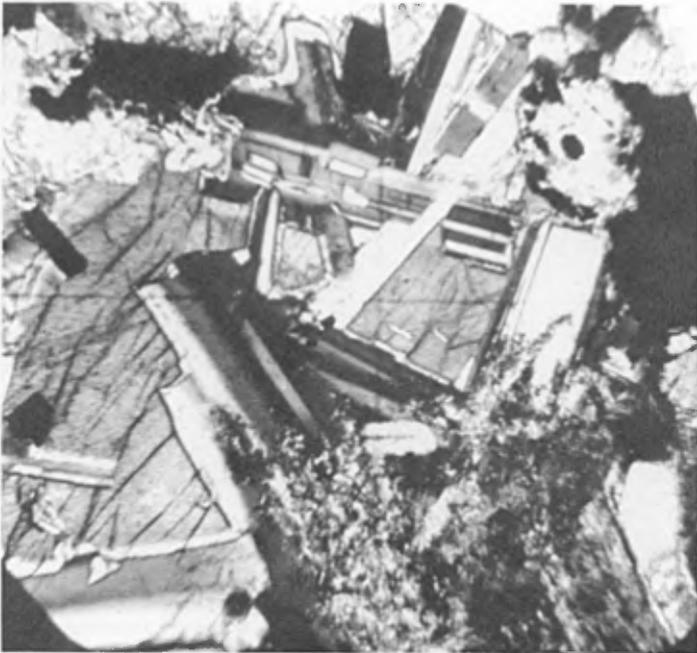


B- Quartzite de Lorraine à litage imprécis. (Nicolis croisés x20).

PLANCHE VII



A- Quartzite de Lorraine. A noter la grande quantité de séricite dans la matrice. (Nicolis croisés x80).



B- Diabase. Bâtonnets de plagioclase dans le pyroxène. (Nicolis croisés x80).

PLANCHE VIII



A- Blocs de quartzite de Lorrain à la base de la formation de Liskeard, Lac Témiscamingue.



B- Blocs de roches volcaniques dans le gneiss quartzofeldspathique. L'orientation des blocs est parallèle à la structure gneissique, mais les traits structuraux internes des blocs sont orientés différemment (lac Prêvu - sud-est d'Angliers).

inclusions semblent conserver la texture de la mésostase, tout comme si le microcline les avait englobées. Une partie du microcline est perthitique, avec des lacets et des taches de plagioclase. Le granite porphyroïde est recoupé par des dykes de granite à oligoclase et microcline et de pegmatite; les mégacristaux empiètent parfois sur les dykes et, dans quelques cas, sont complètement à l'intérieur de ceux-ci.

Tableau 11: Analyses chimiques du granite à hornblende

	1*	3*	5*	9*	12*
SiO ₂	67.19	64.20	65.36	65.78	68.13
Al ₂ O ₃	14.00	16.41	15.96	15.99	16.02
Fe ₂ O ₃	1.22	0.91	0.76	0.85	0.49
FeO	2.41	1.71	2.61	2.07	1.50
MgO	2.80	2.07	1.82	2.10	1.74
CaO	3.19	2.74	3.14	3.50	3.36
Na ₂ O	4.53	5.11	5.05	4.82	5.13
K ₂ O	2.95	5.41	3.27	3.32	1.93
H ₂ O	0.88	0.44	0.43	0.40	0.60
Total	99.17	99.00	98.40	98.83	98.90

* Les nombres sont ceux des analyses modales (tableau 10) dont les données ont servi au calcul des analyses chimiques.

Le granite au sud de la baie Solitaire contient des quantités égales de quartz et de hornblende (15 p. 100), environ 30 p. 100 de microcline et de plagioclase (An₁₅) à caractères de remplacement, avec des débris de pyroxène et de hornblende. L'épidote et la biotite sont des minéraux secondaires et le sphène, l'apatite et le zircon sont des minéraux accessoires. Les mégacristaux hexagonaux de microcline (Pl. IV-C) englobent des petits cristaux automorphes de hornblende, sphène, apatite, plagioclase, épidote et du quartz xénomorphe, distribués parallèlement aux bordures du microcline. Les caractères mégascopiques des mégacristaux sont: leur forme hexagonale (une singularité du granite à hornblende de cette région), leur grand nombre, la répartition concentrique des inclusions et l'alternance de couches foncées et pâles. Une lame mince coupée dans un mégacristal, et par conséquent pas tout à fait représentative, a montré la séquence suivante: 1) La zone du contact entre le mégacristal et la mésostase est constituée d'un mélange granulaire et à grain fin de quartz, plagioclase, microcline et hornblende. On distingue des bourgeons de myrmékite et des bordures sodiques sur le plagioclase. Cette zone est mince et s'oppose de façon frappante à la mésostase plus grossière, où se trouvent de grands cristaux allongés d'oligoclase, du quartz interstitiel grossier et du microcline xénomorphe interstitiel et finement grenu. 2) La bordure du microcline contient des

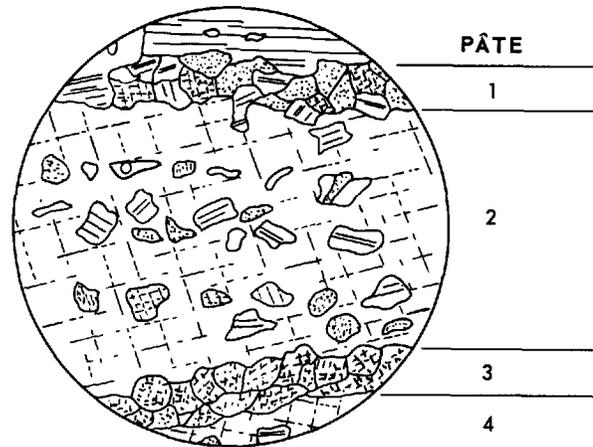


Figure 2

COUPE D'UN MÉGACRISTAL DE MICROCLINE (X16). LE CROQUIS NE MONTRE QU'UNE FAIBLE PORTION DU PORPHYROBLASTE. LES ZONES SONT DÉLIMITÉES.

M.R.N.Q. B-890 1967

petites inclusions étirées de quartz et de hornblende, orientées parallèlement au bord du mégacristal, mais quelque peu en deçà de celui-ci. Des petites plaques de plagioclase sont disposées à l'intérieur de cette ligne de quartz et de hornblende, vers le centre, et elles donnent au microcline l'aspect d'une perthite en taches; elles sont plus nombreuses et plus grandes vers le centre. Ces inclusions n'ont pas d'orientation optique unique. Fait surprenant, il y a des inclusions arrondies de microcline dans le mégacristal de microcline; on peut les reconnaître à cause de leur orientation optique différente. 3) Une zone étroite identique à 1, mais constituée surtout de microcline granuleux et de faibles quantités de quartz, plagioclase et hornblende. 4) Un cristal unique de microcline, avec plaques de plagioclase (comme dans 2), mais sans quartz. Ici, le microcline n'a pas la même orientation optique que le microcline de 2 et 3, ce qui porte à croire que 2 est un développement secondaire autour de 4.

Après étude de ces observations des porphyroblastes de microcline, nous présentons les conclusions suivantes: les inclusions, même si elles sont distribuées selon des zones, n'ont pas d'orientation optique préférentielle dans le mégacristal et sont alors plus anciennes que celui-ci. Ces inclusions, surtout celles de plagioclase, hornblende et épidote, sont plus petites que les minéraux équivalents dans la mésostase; c'est peut-être là l'indice d'une corrosion ou de l'action inhibitrice du microcline sur le développement de ces minéraux, après leur enrobage. Le microcline est plus

récent que les autres éléments de la roche et est au moins contemporain du granite à oligoclase et microcline et du matériel pegmatitique qui envahit le granite à hornblende, ou même plus récent. L'orientation distincte du noyau des porphyroblastes indique peut-être des variations du taux de croissance et même, des arrêts du processus métasomatique.

Origine des porphyroblastes : Les porphyroblastes sont abondants dans les roches granitiques. On admet en général qu'ils sont formés par des procédés de métasomatisme ou de diffusion à l'état solide. Perrin et Roubault (1949) ont développé une théorie de diffusion à l'état solide qui explique facilement plusieurs aspects perplexes des mégacristaux tels que les inclusions, l'absence de déformation autour d'eux et leurs grandes dimensions. Dans le cas présent toutefois, cette théorie ne peut expliquer la nature interstitielle et le caractère de remplacement du microcline. Schermerhorn (1956), dans une étude sur la microclinisation des granites de Trancoso, décrit des porphyroblastes de microcline, et attribue leur origine au métasomatisme accompli par des solutions dans un milieu liquide. Nous croyons qu'une origine identique peut ici expliquer la nature interstitielle du microcline et la corrosion du plagioclase (myrmékites et globules isolés de quartz). Drescher-Kaden (1948) pense que cette corrosion est l'indice d'une diffusion intergranulaire et nous croyons qu'elle est aussi une preuve de l'action de solutions. Nous ne pouvons, cependant, écarter la possibilité d'une formation non simultanée du microcline interstitiel et des mégacristaux. Les "inclusions" de microcline dans les mégacristaux suggèrent la présence possible de microcline primaire dans la roche. L'orientation erratique et la répartition désordonnée des inclusions créent l'impression qu'elles ont été englobées par les porphyroblastes lors de la croissance de ces derniers.

Les porphyroblastes hexagonaux de l'affleurement de la baie Solitaire, dont les inclusions sont réparties selon des zones, sont un cas spécial que peut expliquer un taux de croissance très faible, ou encore, une croissance rapide dans des solutions très mobiles. La bordure est constituée de quartz granuleux, microcline, plagioclase et hornblende, et ceci indique une désintégration de la mésostase lors du développement du porphyroblaste. Cette désintégration peut amener la concentration de certains constituants en bordure du porphyroblaste. Quand ils sont englobés par celui-ci, ils sont alors répartis en zones. Un faible taux de croissance permet l'établissement d'un équilibre entre ces constituants et les éléments en diffusion, et la concentration des parties qui ne participent pas à cet équilibre. Un taux de croissance élevé ne favoriserait pas la distribution zonale des inclusions, à moins que le milieu ne soit très mobile. La nature primaire des inclusions et la forme des mégacristaux supportent cette dernière hypothèse.

Nous pouvons conclure qu'en général, les porphyroblastes résultent du métasomatisme ou de la différenciation métamorphique.

Age et corrélation du granite à hornblende: Le granite à hornblende contient des inclusions allongées et, à quelques endroits, de grandes lentilles d'amphibolite et de schiste à biotite du groupe de Pontiac. Près du lac Brodeur, le granite est mêlé et associé avec la syénite à hornblende, dans laquelle il semble se fondre. Au sud-est du lac des Quinze, le granite contient des enclaves de roches volcaniques et forme une large zone de contact avec l'andésite à l'ouest. Ces observations semblent indiquer que le granite à hornblende est postérieur aux roches volcaniques au sud et le groupe de Pontiac au nord, mais qu'il est contemporain de la syénite à hornblende située près du lac Brodeur.

Dans le centre de la région, nombre de veines et dykes de granite à oligoclase et microcline et de pegmatite recouperont le granite à hornblende, mais, ici et là, les deux roches semblent passer graduellement l'une dans l'autre. Donc, le granite à hornblende est ici plus ancien que le granite à oligoclase et microcline, ou du moins, en est une phase initiale. Le granite à hornblende situé près du lac Témiscamingue est postérieur aux roches volcaniques qu'il recoupe, mais il n'est en contact avec aucune autre roche. Toutefois, Henderson (1937) a décrit des granites pré-huroniens situés sur la rive est du lac Témiscamingue au sud de la région sous étude, et semblables au granite à hornblende.

Gneiss granitique gris

Un gneiss granitique gris, intimement mélangé au granite à oligoclase et microcline et au schiste quartzofeldspathique à biotite du groupe de Pontiac, affleure dans l'angle nord-ouest de la région à proximité du lac Opasatica. Le massif le plus étendu, au nord de la baie Solitaire, est orienté vers le nord avec un faible pendage vers l'est. Des lentilles délimitent une structure antiforme d'orientation nord-ouest, près de la rive ouest du lac Opasatica.

Les enclaves lenticulaires de schiste à biotite et de schiste quartzofeldspathique à hornblende sont abondantes, et plusieurs passent au gneiss. Le granite à oligoclase et microcline recoupe le gneiss à quelques endroits, mais montre aussi des contacts progressifs caractérisés par des injections lit par lit de matériel granitique.

Le gneiss granitique est à grain moyen, varie du pâle au gris foncé en surfaces fraîches et altérées, avec des zones lenticulaires roses ici et là. Des couches mafiques foncées, de 1/32 à 1/16 de pouce d'épaisseur, alternent avec des couches riches en quartz ou feldspath, épaisses de 1/4 à 1/2 pouce. Les transitions d'une couche à une autre sont graduelles. La structure gneissique est soulignée, à l'examen mégascopique, par les couches de composition variée et, à l'examen au microscope, par l'orientation presque parallèle des minéraux mafiques et par l'étirement des cristaux de quartz.

Le gneiss est constitué surtout de plagioclase et de quartz. Les minéraux accessoires sont: microcline, biotite, muscovite, épidote, chlorite, sphène, apatite, grenat et oxyde de fer. L'oligoclase (An_{22}) constitue jusqu'à 75 p. 100 de la roche et se présente en grains grossiers, presque anguleux. Elle est relativement fraîche, et on ne trouve la séricitisation qu'en bordure des grains. Les macles sont rares et peu visibles, les cristaux maclés étant embués et les lamelles peu distinctes. Des lentilles aplaties de quartz se trouvent dans certaines couches bien délimitées et sont formées de cristaux minces et longs dont l'extinction est onduleuse. On trouve plusieurs petits globules de quartz secondaire dans le plagioclase et le microcline.

Le microcline est peu abondant, généralement en grains fins et interstitiels. Ses relations ne sont pas claires; il semble remplacer le plagioclase, lequel possède des bordures sodiques; de plus, on y reconnaît des structures myrmékitiques. Une faible quantité de biotite variant de vert-olive à brun verdâtre caractérise la roche. Elle est généralement décomposée; elle est altérée en épidote allant d'incolore à jaune pâle, et en chlorite. Des lambeaux de muscovite accompagnent généralement la biotite et l'épidote. Nous avons observé quelques petits grenats rougeâtres pâles.

Tableau 12: Analyses modales du gneiss granitique gris

	1	2	3	4
Quartz	22.40	24.29	27.77	30.00
Plagioclase	72.58	70.48	64.54	65.00
Microcline	tr.	3.19	2.92	-
Biotite	2.69	1.00	} 3.60	4.00
Chlorite	tr.	tr.		-
Muscovite	1.43	tr.	-	tr.
Epidote	tr.	tr.	tr.	tr.
Sphène + apatite	tr.	tr.	tr.	tr.
Oxyde de fer	tr.	tr.	-	-
Plagioclase	An_{22}	An_{16}	An_{16}	An_{21}

1 et 2 proviennent du nord de la baie Solitaire.

3 - gneiss quartzofeldspathique de l'extrémité nord du lac Gaboury; groupe de Pontiac.

4 - gneiss granitique gris de la région du lac Kipawa (Robert, 1963, p. 102).

Le gneiss granitique gris se rattache par sa composition minéralogique au granite à oligoclase et microcline et au schiste à biotite, et il est probable qu'il représente un mélange de ces deux roches. Il ressemble beaucoup, tant par sa composition que par son aspect, au gneiss quartzofeldspathique du groupe de Pontiac (échantillon 3, tableau 12), qui résulte probablement de la granitisation du schiste à biotite. Robert (1963) a décrit une roche semblable (tableau 12, échantillon 4), et a conclu qu'elle était une anatexite. Les analyses chimiques du gneiss granitique gris (tableau 13) sont semblables en plusieurs points à celles du granite à oligoclase et microcline, à l'exception de la teneur en K_2O , et présentent des données additionnelles sur l'origine de la roche.

Tableau 13: Analyses chimiques du gneiss granitique gris

	1	2
SiO ₂	72.31	70.00
Al ₂ O ₃	16.27	17.97
Fe ₂ O ₃	0.02	0.07
FeO	0.28	0.76
MgO	0.03	0.08
CaO	2.12	3.19
Na ₂ O	7.05	6.64
K ₂ O	0.62	0.51
H ₂ O	0.02	0.11
<u>Total</u>	<u>98.72</u>	<u>99.33</u>

Tirées des analyses modales du tableau 12. Les analyses chimiques 1 et 2 correspondent respectivement aux analyses modales 2 et 1.

La composition minéralogique du gneiss granitique gris est caractéristique du sous-faciès de staurotide-quartz du faciès d'almandin-amphibolite du métamorphisme régional, qui comprend des roches passant aux migmatites associées aux granites (Fyfe et al., 1958, p. 228).

En résumé, nous croyons que le gneiss granitique gris, à cause de sa composition minéralogique, sa composition chimique et de ses associations, provient de l'assimilation et de l'envahissement de membres du groupe de Pontiac par le granite à oligoclase et microcline. Il n'a pas été soumis au métasomatisme potassique prononcé qui a touché la majorité des roches granitiques de la région.

Granite à biotite

Le granite à biotite forme une zone arquée d'une longueur de 7 milles et d'une largeur de 2 milles, à partir du lac des Quinze jusqu'au sud-est du lac Brodeur, selon une direction générale nord-est à est. Des roches identiques affleurent sur la rive occidentale du lac des Quinze et au sud et sud-est de la zone principale, mais elles ne couvrent pas une étendue assez grande pour permettre de les indiquer sur la carte. Le granite à biotite est associé au nord et au sud-ouest avec la syénite à hornblende, et au sud avec le granite gneissique à oligoclase et microcline, auquel il passe graduellement. Cependant, on trouve des petites lentilles de granite à oligoclase et microcline dans le granite à biotite. Ce dernier est recoupé par un nombre restreint de dykes de pegmatite et de diabase.

Le granite à biotite est gris pâle à moyen, il a une surface altérée gris foncé, il est à grain variant de moyen à grossier, et il est en partie gneissique. Le plagioclase forme des cristaux trapus ou des grains sub-anguleux, parfois tellement plus gros que les autres minéraux que la roche prend l'aspect d'un porphyre. Le quartz est en grains plus petits que ceux du plagioclase, mais généralement plus grossiers que ceux des minéraux mafiques. Dans les parties gneissiques de la roche, le quartz est concentré en couches. La structure gneissique est soulignée par le parallélisme des minéraux ferromagnésiens et par leur tendance à être répartis en couches, par la disposition presque parallèle des grains allongés de plagioclase, et par la ségrégation du quartz dans des couches bien définies. La structure gneissique n'est pas toujours apparente en lames minces, et la roche peut sembler posséder une structure granulaire hypidiomorphe, caractéristique de plusieurs granites.

Le granite à biotite est constitué (tableau 14) essentiellement de plagioclase et de quartz, avec un peu de biotite, chlorite et épidote. Les minéraux accessoires sont la hornblende, l'apatite, le sphène, le microcline, l'oxyde de fer, l'allanite et le zircon. Le plagioclase (composition moyenne An_{22}) forme environ 60 p. 100 de la roche. Il est altéré en séricite ou paragonite et épidote, généralement au centre ou en bordure des grains, mais parfois avec une répartition uniforme. L'épidote forme des amas ou des agglomérations dans le plagioclase. Des couches concentriques alternativement pâles et foncées, et la distribution des produits d'altération dans quelques cristaux, produisent des zones dans le plagioclase. Le passage d'une zone à l'autre est graduel. Les macles, lorsqu'il y en a, sont superposées à la zonation. Du tiers à la moitié des grains de plagioclase sont maclés, mais les macles sont presque invisibles dans les grains plus opaques. Les structures en échiquier sont rares. Des petits cristaux de plagioclase forment aussi des inclusions dans les cristaux grossiers de plagioclase.

Le microcline est un constituant mineur qui forme des plaques de remplacement dans le plagioclase, ou des petits grains interstitiels. La

myrmékite et les bordures sodiques sont fréquentes dans le plagioclase, là où celui-ci est jointif au microcline. Nous ne saurions dire si le microcline est remplacé par le plagioclase ou vice versa. Le microcline est assez abondant dans l'échantillon 5 du tableau 14. Cet échantillon provient d'une lentille de granite à biotite dans le granite à oligoclase et microcline, au sud-est de l'affleurement principal, et ne représente pas le granite à biotite en général. Toutefois, il illustre bien l'accroissement de la teneur en microcline, là où le granite à oligoclase et microcline est plus abondant.

Le granite à biotite contient environ 27 p. 100 de quartz, sous forme de grains interstitiels fins à moyens. Là où le quartz forme des couches lenticulaires minces de matériel possédant une orientation optique identique, il peut constituer des grains trois fois plus longs que ceux du plagioclase. Les facules et les rubans vermiculaires de quartz dans le plagioclase ne constituent qu'une partie infime de la roche. Le quartz possède souvent une extinction roulante, mais il n'est pas granuleux.

Tableau 14: Analyses modales du granite à biotite

	1	2	3	4	5
Quartz	28.42	26.87	26.70	32.79	25.80
Plagioclase	60.24	58.51	63.54	59.48	60.53
Microcline	tr.	tr.	tr.	1.00	7.14
Biotite + chlorite*	5.63	6.35	8.39	2.57	5.60
Hornblende	1.36	tr.	tr.	tr.	-
Epidote	2.81	6.76	tr.	3.69	1.00
Oxyde de fer	tr.	tr.	tr.	tr.	-
Apatite + sphène	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Plagioclase	An ₂₂	An ₂₀	An ₂₂	An ₁₇	An ₂₅

Les échantillons 1 et 2 proviennent des environs du lac Brodeur.
 L'échantillon 3, d'un endroit situé à 2 milles au nord-est de Moffet, le long du chemin est-ouest.
 L'échantillon 4, de la rive sud-est du lac des Quinze.
 L'échantillon 5, de l'angle sud-est de la région, au-delà de la zone principale de granite à biotite.

* La chlorite ne constitue qu'une faible partie du groupe biotite + chlorite, sauf dans l'échantillon 2 où elle domine.

Une petite quantité de hornblende est présente dans chaque lame mince. Elle est habituellement pâle à vert foncé, possède un grand angle optique et un angle d'extinction (ZAc) de 22°. Elle contient des inclusions poecilites de quartz et biotite et est altérée en épidote jaune et en biotite verte. La biotite est caractéristique du granite, même si elle est peu abondante. Elle est vert jaunâtre pâle à vert brunâtre foncé, a un aspect décomposé, et est altérée en chlorite et épidote. L'épidote varie d'incolore à jaune foncé, elle est parfois maclée et contient souvent des intercroissances vermiformes de quartz ou de feldspath. La clinzoisite est peu commune. L'épidote, la hornblende, l'apatite, le sphène, la biotite et l'oxyde de fer ont tendance à s'agglomérer en grappes.

L'origine de la roche est obscure, car les indices sont contradictoires. La "zonation" du plagioclase, la composition minéralogique, les phases porphyriques et l'association de la roche avec le granite à oligoclase et microcline indiquent une origine magmatique. La structure gneissique, l'extinction roulante du quartz, les macles diffuses et les structures en échiquier du plagioclase, sont des indices de déformation. Ainsi, nous avons peut-être un granite déformé dans les phases tardives de sa mise en place. La richesse relative en épidote, qui remplace la hornblende et la biotite, tout comme le feldspath, peut indiquer un épisode de métasomatisme calcique.

Le granite biotitique, par sa composition, représente aussi un gneiss ou peut-être un schiste quartzofeldspathique envahi et partiellement absorbé par le granite à oligoclase et microcline, avec le développement consécutif de porphyroblastes de plagioclase, comme on en voit fréquemment dans les faciès de bordure des intrusions granitiques. La présence de gneiss quartzofeldspathique, à l'ouest de l'amas principal de granite à biotite, vient renforcer cette théorie. Ainsi, le granite serait formé d'un gneiss quartzofeldspathique modifié et assimilé en partie par le granite à oligoclase et microcline.

La composition minéralogique de la roche correspond à celle des roches quartzofeldspathiques appartenant au sous-faciès de staurotide-quartz du faciès d'almandin-amphibolite du métamorphisme régional (Fyfe, Turner et Verhoogen, 1958).

Granite à oligoclase et microcline

Cette roche est le type intrusif le plus répandu dans la région. Elle groupe des roches variées de composition généralement acide que l'on pourrait désigner séparément sous le nom de monzonite, monzonite quartzifère, granodiorite, granite alcalin, etc... De ceci, il appert que le mot "granite", tel qu'utilisé ici, désigne une composition acide avec excédent de silice et la texture de la roche, mais ne signifie pas que la roche est potassique ou sodi-potassique. En réalité, elle est, à quelques endroits, un granite dans

le sens strict du mot, mais elle est généralement plutôt granodioritique. Ici et là, elle se transforme graduellement en syénite ou diorite. La teneur en feldspath potassique varie énormément, mais elle est presque constamment subordonnée à celle du plagioclase.

On peut subdiviser le granite en deux groupes: l'un riche en microcline, et l'autre en oligoclase. Toutefois, la transition d'un groupe à l'autre est si imperceptible sur le terrain qu'il est impossible de les indiquer séparément sur la carte. Le granite à plagioclase semble le plus abondant, d'après l'étude des lames minces, mais il passe à l'autre type sur de si courtes distances et lui est si bien mélangé, qu'il est impossible de reconnaître un semblant d'ordre dans la distribution de l'oligoclase et du microcline.

Le granite à oligoclase et microcline recouvre plus de la moitié de la région, mais constitue plus des deux tiers de la roche, et ceci, parce que ce matériel granitique est injecté ou mêlé avec d'autres roches et forme des masses trop petites pour être cartographiées séparément à l'échelle utilisée ici. Il est associé à des lentilles de schiste à biotite, amphibolite, gneiss quartzofeldspathique, gneiss granitique gris, granite à hornblende et gneiss à plagioclase et hornblende. Des variétés porphyroblastiques de moindre importance sont disséminées ici et là. Le granite à oligoclase et microcline est partout accompagné de nombreux dykes et de masses irrégulières de pegmatite et d'aplite. Il ne semble pas influencer profondément la topographie, sauf là où il contrôle le réseau de drainage.

Pétrographie: Le granite est blanc ou gris à rose pâle, et son grain est fin à grossier, mais le plus souvent moyen (les dimensions des grains varient dans une même lame mince). Il est d'ordinaire massif, uniforme et homogène, sauf dans l'angle sud-est où il possède une structure gneissique. Le granite gneissique affleure aussi à d'autres endroits, notamment en bordure du schiste quartzofeldspathique à biotite, mais il ne constitue pas plus de 10 p. 100 de la roche. La structure gneissique est soulignée par l'orientation quasi parallèle des éléments mafiques, par l'allongement des grains de plagioclase et par les bandes de composition diverses; elle n'est pas toujours visible en lame mince. La structure varie d'allotriomorphe à hypidiomorphe et elle est saccharoïde là où la roche est aplitique. La roche est rarement équigranulaire, parce que les cristaux de plagioclase sont habituellement plus gros que ceux des autres minéraux; de plus, on trouve des granites porphyroblastiques, dont les mégacristaux de microcline atteignent $\frac{1}{2}$ de pouce. La plupart des constituants sont peu altérés, sauf là où la corrosion est exceptionnellement forte.

La roche est constituée surtout des minéraux suivants (tableau 15): quartz, microcline, plagioclase, biotite, muscovite, chlorite et épidote. Les minéraux accessoires sont: hornblende, pyroxène, apatite, sphène, zircon, pyrite, magnétite, ilménite, allanite et monazite.

Quartz: Le quartz, qui constitue de 2 à 35 p. 100 de la roche, forme des grains interstitiels et un produit secondaire dans les structures de corrosion, ou encore de gros éléments étirés et distribués en couches, surtout dans les parties gneissiques. Les gros grains contiennent parfois des inclusions arrondies de plagioclase et de biotite et peuvent enrober partiellement les grains grossiers de plagioclase. L'extinction roulante caractérise le quartz de plusieurs lames minces, surtout celles provenant du granite gneissique. Quelques grains fortement déformés montrent des lignes ou des rangées d'inclusions minuscules (lamelles de Boehm). Le quartz secondaire résulte de la corrosion du plagioclase dans la myrmékite, au contact du feldspath potassique. Il forme aussi des corpuscules isolés, en bordure des grains de plagioclase et de microcline.

Microcline: Le microcline constitue en général environ 20 p. 100 de la roche, mais sa teneur varie de 1 p. 100 à 40 p. 100, et il est parfois confiné à certaines couches. La teneur varie non seulement d'un endroit à l'autre, mais aussi dans un affleurement. Elle est toujours inférieure à celle du plagioclase. Le microcline forme des petits grains interstitiels, des gros porphyroblastes contenant des grains plus petits de plagioclase, quartz, microcline, biotite et muscovite, ou des plaques rectangulaires ou irrégulières à l'intérieur du plagioclase. Dans les zones gneissiques, le microcline accompagne le quartz dans la pâte et n'est que faiblement granulé. Il forme à l'occasion de gros cristaux xénomorphes, plus petits que les porphyroblastes, et aussi gros que ceux du quartz et du plagioclase. Là où il forme des petits grains interstitiels, il entoure parfois de gros grains de quartz et de plagioclase, tout en gardant une orientation optique unique; cet état représente le début de la formation d'un porphyroblaste, ou l'imprégnation d'une roche à l'état presque solide. Le microcline est frais, intact et bien caractéristique par ses macles polysynthétiques quadrillées.

Les porphyroblastes de microcline sont rectangulaires, longs de 1/8 à 1/4 de pouce, et contiennent des inclusions d'autres minéraux. Dans plusieurs cas, des rangées de globules de quartz sont disposées en bordure à l'intérieur des grains; ces globules indiquent une corrosion et peuvent provenir du remplacement du plagioclase par le microcline.

Le microcline perthitique est abondant, et les exsolutions adoptent des formes diverses, telles que veines, globules et plaques. Les perthites filiformes sont rares, alors que les perthites en plaques sont communes. Les variations de la teneur en plagioclase sont si grandes que quelques grains forment de véritables antiperthites. La formation de perthite résulte du remplacement du plagioclase par le microcline, et ce fait semble confirmé par des variations de la teneur en plagioclase, par la forme des plaques, et par l'observation de plusieurs étapes du processus, à partir du début, avec quelques plaques de microcline dans le plagioclase, jusqu'à la fin, avec des perthites filiformes.

Plagioclase: Il constitue de 30 à 90 p. 100 de la roche, avec teneur moyenne de 45 p. 100. Il forme de gros grains xénomorphes ou auto-morphes dans le granite massif et de gros grains presque ronds ou étirés et à bordure dentelée dans le granite gneissique. Le plagioclase est généralement plus grossier que les autres constituants, sauf les porphyroblastes de microcline et, dans le granite gneissique, il est enrobé par une pâte granuleuse de quartz, plagioclase et microcline. Quelques grains grossiers de plagioclase sont constitués d'au moins deux éléments, dont l'orientation optique est différente. La composition varie de An₄ à An₂₆, et est généralement de An₁₆₋₁₇. Ces variations ne suivent pas de direction générale et sont dues aux associations et assimilations diverses du granite.

Le plagioclase est d'ordinaire légèrement altéré, sauf à quelques endroits où il l'est fortement. Les produits usuels d'altération sont la séricite, la paragonite et, dans les phases extrêmes, l'épidote, la zoisite et la calcite. En général, ces minéraux se trouvent au centre ou en bordure des grains; ils sont, dans quelques cas isolés, disposés en zones concentriques. L'altération est uniforme et les minéraux secondaires forment un assemblage homogène dans les grains de plagioclase. Cependant, ils peuvent être distribués le long des plans de macle ou être orientés selon la direction des macles. On trouve des signes de corrosion au contact des grains de plagioclase et de feldspath potassique, sous forme de bordures sodiques claires autour du plagioclase, d'intercroissances vermiculées de quartz et d'inclusions arrondies de quartz. Dans certains échantillons très altérés, ces caractéristiques sont évidentes, même s'il n'y a pas de microcline interstitiel ou si le plagioclase et le feldspath potassique ne sont pas en contact. Nous n'avons pas réussi à établir de rapport entre le degré et le genre d'altération (noyau, en bordure ou en zone) et la déformation de la roche.

Le plagioclase zoné est peu abondant et se signale par la répartition concentrique de la séricite et de la paragonite. A quelques endroits, il est constitué par l'altération de zones pâles et foncées à transitions progressives. Les macles sont habituellement superposées aux zones.

Le plagioclase montre fréquemment les macles de l'albite et albite-carlsbad mais ce n'est pas une caractéristique. Là où la roche est gneissique, les macles sont absentes, ou diffuses et à peine perceptibles; là où elle est massive, seuls quelques grains sont maclés. Dans quelques lames minces, seuls les petits cristaux de plagioclase sont maclés, alors que dans d'autres, seuls les gros le sont. Des structures en échiquier, dues à la réaction des macles aux déformations, sont observées dans les granites déformés et sont généralement accompagnées d'extinction roulante et de flexion des cristaux.

Biotite: La biotite, brun jaunâtre pâle à vert brunâtre foncé ou brun foncé, constitue environ 4 p. 100 de la roche, avec des variations de 0

à 22 p. 100. Elle se trouve surtout au centre et dans l'angle sud-est de la région, et est peu abondante au nord. Des inclusions arrondies de quartz sont visibles ici et là dans la biotite. La biotite est altérée en chlorite et rutile. Les indices de réfraction de la biotite au nord-est de Rémigny sont: $N_y = N_z = 1.634 \pm 0.002$. Une biotite verte, provenant de l'altération de la hornblende, se trouve en faibles quantités ici et là. Dans l'angle sud-est, la biotite, l'épidote, la magnétite et l'apatite forment des groupes isolés dans la roche.

Muscovite: La muscovite incolore constitue jusqu'à 10 p. 100 de la roche, mais elle est généralement peu abondante. Elle se présente surtout dans les granites du nord, où elle est parfois le seul mica présent. Dans bien des endroits, de petites paillettes sont répandues dans les cristaux de plagioclase.

Epidote: L'épidote se trouve dans la plupart des lames minces en très faibles teneurs, sous forme de grains xénomorphes variant de jaune pâle à foncé et souvent maclés. Nous avons observé dans quelques cristaux, au contact de l'épidote et du quartz, de minuscules interpénétrations, arrondies ou filiformes, de quartz ou feldspath clair.

Minéraux accessoires: Une hornblende vert pâle, vert foncé et vert bleuâtre est présente à plusieurs endroits, généralement près de l'amphibolite et du granite à hornblende. Elle est effilochée et aisément transformée en épidote et biotite, que l'on trouve sous forme d'inclusions poecilites. Le pyroxène, habituellement une augite sodique, se trouve dans les lames minces du granite adjacent à la syénite à hornblende et pyroxène, et aussi de granites non apparentés aux roches à pyroxène. Il est peu abondant et est souvent altéré au point qu'on n'en trouve que des résidus. Le zircon est commun dans le granite et, dans la plupart des lames minces, il forme des petits cristaux entourés de halos pléochroïques dans la biotite. L'allanite brun rougeâtre à brun verdâtre (orthite) forme des noyaux métamictes dans les épidotes, et forme des grains distincts. La monazite jaune pâle est rare.

Analyses modales: Les trente analyses modales (tableau 15) de granite à oligoclase et microcline illustrent bien les écarts dans la composition minéralogique. La majorité des constituants ont des teneurs fort variables, contrairement aux autres roches granitiques de la région, où seuls quelques éléments varient. Quelques échantillons (11, 14) sont des types de transition et non de véritables granites. Nous ne présentons pas d'analyses modales des granites des régions avoisinantes, parce que les fortes variations de la composition enlèvent toute signification aux comparaisons. Dans le tableau 15, nous groupons les échantillons par endroit d'origine, afin d'indiquer les variations de la composition non seulement d'une localité à une autre, mais aussi à l'intérieur d'une même localité. Ceci démontre bien que la répartition

Tableau 15: Analyses modales du granite à oligoclase et microcline

No de l'échantillon	Quartz	Microcline	Plagioclase	Hornblende	Biotite	Pyroxène	Epidote	Muscovite	Chlorite	Sphène+ Apatite	Oxydes de fer	Allanite	Plagioclase
1	15.79	21.40	58.61	-	3.48	-	tr.	tr.	-	tr.	tr.	tr.	An ₁₅
2	30.47	31.58	34.18	-	1.85	-	tr.	-	tr.	tr.	tr.	tr.	An ₁₇
3	24.48	19.30	53.53	-	1.99	-	tr.	-	-	tr.	tr.	-	An ₁₇
4	29.63	3.45	59.56	1.40	-	-	4.15	-	tr.	tr.	tr.	-	An ₄
5	25.07	tr.	70.24	-	1.24	-	2.39	-	-	tr.	tr.	-	An ₁₅
6	30.01	11.82	53.29	-	1.59	-	-	tr.	3.29	-	-	-	An ₇
7	16.69	27.08	47.74	-	7.45	-	tr.	-	bio.	tr.	tr.	-	An ₂₆
8	32.29	11.49	45.77	-	-	-	-	10.45	-	-	-	-	An ₁₀
9	34.45	21.16	42.32	-	tr.	-	tr.	1.18	tr.	-	-	-	An ₂₁
10	28.00	27.20	42.20	-	2.00	-	tr.	tr.	tr.	-	-	-	An ₁₆
11	2.35	-	88.07	3.92	-	tr.	1.37	-	-	tr.	tr.	-	An ₁₅
12	24.19	18.95	48.57	-	tr.	-	1.94	tr.	4.79	tr.	tr.	-	An ₁₇
13	18.85	20.24	56.01	-	3.05	-	tr.	-	1.57	tr.	-	-	An ₁₆
14	5.06	23.88	69.66	tr.	-	tr.	tr.	-	-	tr.	tr.	-	An ₅
15	28.45	29.21	41.53	-	-	-	tr.	tr.	tr.	-	tr.	-	An ₁₄
16	23.92	tr.	51.57	tr.	22.16	-	1.57	-	tr.	tr.	-	tr.	An ₂₅
17	26.10	15.06	52.86	-	tr.	-	tr.	3.36	1.56	tr.	tr.	tr.	An ₁₆
18	26.94	18.92	44.54	-	-	-	2.74	-	6.60	tr.	tr.	-	An ₁₉
19	25.58	33.47	39.30	-	-	-	-	1.60	-	tr.	-	-	An ₁₇
20	22.85	31.21	43.74	-	-	-	tr.	tr.	1.33	tr.	tr.	tr.	An ₁₇
21	20.39	23.75	51.59	-	-	-	1.35	2.65	tr.	tr.	-	-	An ₆
22	23.16	29.78	43.65	-	-	-	1.00	2.37	tr.	tr.	tr.	-	An ₆
23	19.95	31.09	45.88	-	tr.	-	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-	An ₁₁
24	30.10	24.45	41.91	-	3.09	-	tr.	tr.	-	tr.	-	-	An ₁₆
25	27.67	15.63	50.37	-	4.95	-	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-	An ₁₈
26	12.41	39.78	39.30	-	-	-	tr.	8.23	musc.	tr.	-	-	An ₁₅
27	28.59	29.02	38.86	-	tr.	-	-	3.39	tr.	-	-	-	An ₁₀
28	29.27	25.05	41.01	-	-	-	-	3.07	1.60	-	-	-	An ₁₄
29	21.15	17.90	57.26	-	-	-	tr.	1.48	1.94	tr.	-	-	An ₁₇
30	24.46	17.55	50.79	-	4.68	-	1.29	-	tr.	tr.	-	tr.	An ₅

Echantillons nos 1,2,3 et 4, près de Moffet (lacs Gaboury et des Quinze),

Echantillon 5, de l'angle sud-est de la région.

Echantillons 6,7 et 8, de l'angle nord-est (lacs Basserode et Caron)

Echantillons 9 à 17 incl., du centre-nord de la région.

Echantillons 18 à 24, de la partie centre-ouest (Nédelec, Guérin).

Echantillons 25 à 29, de l'angle nord-ouest (lac Opasatica, Rollet).

Echantillon 30, près de la rivière des Quinze.

des minéraux est irrégulière, sauf dans le cas de la muscovite, qui abonde surtout dans le nord. Ainsi, la distribution des éléments est plus influencée par les roches envahies, assimilées ou digérées, que par un processus dominant tel que métasomatisme, différenciation métamorphique ou cristallisation magmatique.

Une classification des roches granitiques basée sur les analyses modales, selon le système proposé par Jung et Brousse (1959), donne plusieurs groupes de roche. Les granites alcalins et sous-alcalins dominent et les granites monzonitiques et les granodiorites sont communs.

Analyses chimiques: Les analyses chimiques du tableau 16 sont dérivées des analyses modales du tableau 15, sauf les trois dernières qui sont tirées de publications. Contrairement aux analyses modales, les analyses chimiques montrent peu de variations. La teneur en SiO_2 forme deux groupes principaux, soit 69 p. 100 et 73 p. 100. La teneur en Na_2O et K_2O montre des écarts continus, mais bien prévisibles, alors que la somme de ces deux oxydes est presque constante. Les variations de K_2O et Na_2O peuvent être rattachées directement au métasomatisme potassique. Les analyses 28, d'un granite près de Rollet, et 29, d'un granite du lac Mourier dans la région adjacente à l'est, sont semblables et indiquent que les granites des deux régions sont de la même famille. Il est à noter aussi que ces analyses sont identiques à quelques analyses calculées. L'analyse 30, du batholithe de LaMotte-Lacorne, montre la similitude de la composition de ce granite avec celle des granites de la région sous étude.

Granite porphyroblastique: Le granite porphyroblastique à oligoclase et microcline n'est pas aussi abondant que le granite porphyroblastique à hornblende, mais il n'est pas rare. La roche ne contient pas d'enclaves, elle ne semble pas être apparentée au granite à hornblende, et ne représente pas un faciès de bordure. En d'autres termes, la distribution des porphyroblastes de microcline ne peut être assignée à une caractéristique particulière.

Les porphyroblastes sont généralement rectangulaires et à peine plus gros que certains des gros cristaux de plagioclase. Ils contiennent de nombreuses petites inclusions de plagioclase, quartz, biotite, muscovite et épidote, réparties à l'intérieur ou en bordure. Quelques inclusions de plagioclase montrent une orientation optique commune et peuvent provenir d'un cristal unique. Les porphyroblastes n'influencent pas la structure et la texture de la roche encaissante, c'est-à-dire qu'ils ne dérangent pas la disposition des minéraux.

Le développement des porphyroblastes n'est probablement qu'une phase de la microclinisation en masse de grandes étendues du granite à oligoclase et microcline. Nous avons discuté de l'origine des porphyroblastes au chapitre du granite à hornblende et avons alors émis l'opinion

Tableau 16: Analyses chimiques du granite à oligoclase et microcline

No de l'échantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total	A.M.*
1	68.83	17.42	0.09	1.00	0.10	1.77	5.88	3.84	0.06	98.99	1
2	74.06	14.17	0.15	0.72	0.26	1.38	3.36	5.37	0.17	99.64	2
3	72.24	15.76	0.05	0.57	0.06	1.72	5.32	3.36	0.03	99.11	3
4	73.47	13.97	0.54	0.33	0.41	1.81	6.63	0.56	0.24	97.96	4
5	72.33	16.88	0.27	0.03	0.01	2.77	6.99	0.30	0.13	99.71	5
6	74.95	14.44	0.07	0.65	0.69	0.64	5.91	2.14	0.49	99.98	6
7	74.54	16.00	-	-	-	0.92	4.84	3.19	0.50	99.99	8
8	75.75	14.23	0.02	0.19	0.02	1.80	3.96	3.69	0.07	99.73	9
9	74.34	14.27	0.05	0.55	0.06	0.85	4.51	4.67	0.03	99.33	10
10	64.00	20.65	0.40	0.55	0.65	3.53	8.76	0.66	0.18	99.38	11
11	69.00	15.86	0.90	1.22	1.01	2.20	4.72	3.07	0.64	98.62	12
12	69.56	17.13	0.11	1.18	0.42	1.92	5.49	3.62	0.25	99.68	13
13	67.75	18.54	0.05	0.08	0.11	0.88	7.87	3.93	-	99.21	14
14	74.32	14.39	-	-	-	1.18	4.25	4.79	-	98.93	15
15	71.50	16.11	0.56	0.55	0.33	1.69	5.22	2.87	0.35	99.18	17
16	73.31	15.58	-	-	-	1.36	3.89	5.72	0.08	99.94	19
17	71.96	16.01	0.13	0.28	0.28	1.67	4.37	5.13	0.19	100.02	20
18	71.93	16.40	0.15	0.02	0.01	1.00	5.73	4.21	0.17	99.62	21
19	73.09	15.65	0.11	0.01	-	0.81	4.87	5.18	0.14	99.86	22
20	71.07	16.11	0.13	0.01	-	1.25	4.90	5.21	0.07	98.75	23
21	74.32	14.25	0.08	0.88	0.09	1.27	4.22	4.32	0.05	99.48	24
22	71.58	15.22	0.12	1.35	0.15	2.02	4.74	3.04	0.08	98.30	25
23	67.23	19.25	-	-	-	1.19	3.97	7.58	0.40	99.62	26
24	74.62	14.91	-	-	-	0.79	4.16	5.20	0.16	99.84	27
25	73.97	15.13	0.03	0.32	0.34	1.16	4.18	4.50	0.35	99.98	28
26	70.69	17.11	0.04	0.39	0.41	1.96	5.63	3.12	0.31	99.66	29
27	72.15	14.75	0.27	1.34	0.15	0.87	5.66	3.32	0.11	98.62	30
28**	73.54	14.48	0.06	1.42	0.25	0.82	4.24	4.29	0.70	99.80	
29***	73.60	14.57	0.14	1.16	0.53	0.92	3.37	4.88	0.60	99.77	
30****	73.64	14.48	0.03	1.52	0.08	0.96	4.59	4.52	0.32	100.12	

A.M.* - Les numéros sont ceux des analyses modales du tableau 15, dont on a obtenu les analyses chimiques.

28** - Analyse de leucogranodiorite à muscovite, de la rive sud de la rivière Solitaire, près de la route. Analyste: W.H. Herdsman. Faessler, C. (1962), p. 63, No 302.

29*** - Analyse de leucogranodiorite à muscovite, de l'émissaire du lac Mourier (à l'est de la région étudiée). Analyste: W.H. Herdsman. Faessler, C. (1962), p. 63, No 303.

30**** - Analyse de granodiorite à muscovite, batholithe de LaMotte-Lacorne. Analyste: W.H. Herdsman. Faessler, C. (1962), p. 65, No 317.

qu'ils résultaient de métasomatisme ou de différenciation métamorphique. Ainsi, leur formation peut dépendre d'une concentration locale de potasse par migration de solutions. Harme (1958) écrit que les porphyroblastes de microcline sont indépendants de la roche-mère, ce qui explique pourquoi nous les trouvons indifféremment dans la syénite à hornblende et pyroxène, le granite à hornblende et le granite à oligoclase et microcline.

Myrmékites: Les intercroissances myrmékistiques de quartz et de plagioclase abondent dans le granite à oligoclase et microcline, au contact des feldspaths potassiques. Elles ne sont cependant pas aussi abondantes que dans certaines roches décrites antérieurement. Dans quelques cas isolés, des globules arrondis de quartz sont distribués en bordure de quelques grains de plagioclase, qui ne sont pas en contact avec les feldspaths potassiques.

Microclinisation: Dans à peu près chaque lame mince de granite à oligoclase et microcline, le microcline remplace le plagioclase et montre tous les degrés du remplacement, d'initial à final, où seuls quelques grains de plagioclase subsistent, comme dans une perthite. Les bordures albitiques du plagioclase accompagnent la microclinisation; toutefois, quelques géologues considèrent qu'elles résultent de la cristallisation durant les phases ultimes de la solidification magmatique (Rogers, 1961). Des globules isolés de microcline dans les porphyroblastes de microcline prouvent qu'une partie de ce minéral est primaire, mais la quantité semble très faible.

Le remplacement du plagioclase par le microcline est de plus suggéré par la nature interstitielle et l'introduction tardive du microcline, par la croissance de porphyroblastes et par l'existence de caractères comparables dans les autres roches.

Freeman (1957) a proposé la formation du granite à partir d'une granodiorite, avec le remplacement du plagioclase par le microcline. Il estime que la granulation est un facteur très important de la microclinisation de la roche. Dans la région sous étude, nous avons observé peu de granulation au nord et beaucoup au sud, et même si la microclinisation est répandue aux deux endroits, elle l'est plus dans le nord que dans le sud. Toutefois, presque tout le granite est déformé, même si ce n'est que très peu.

A bien remarquer que la grande quantité de microcline dans quelques granites du nord est accompagnée d'une grande quantité de muscovite, probablement aussi rattachée au métasomatisme potassique. Un autre effet secondaire de la microclinisation est la formation d'épidote. (Ch'Ih, 1950).

Migmatisation: Les migmatites se trouvent dans le centre ouest, les angles nord-ouest et nord-est de la région, là où le schiste à biotite et le gneiss granitique gris sont envahis par le granite à oligoclase et microcline. Les roches sont entrelacées de façon complexe avec les schistes et gneiss près des contacts

des masses granitiques. Les intrusions granitiques lit par lit, les filons-couches et dykes granitiques et les pygmatites accompagnées de myrmékites et de microclinisation caractérisent les migmatites.

Les migmatites abondent surtout près des grosses lentilles de schiste quartzofeldspathique à biotite ou de gneiss granitique et elles sont rarement associées aux petites lentilles isolées du centre de la région. Il semble donc que les migmatites soient les précurseurs des granites, ou les étapes initiales de l'anatexie différentielle et de l'injection qui accompagnent la mise en place du granite. Plusieurs géologues appuient la seconde hypothèse.

Structure

Structure gneissique, rubanement: Les granites de l'angle sud-est de la région possèdent une structure gneissique bien visible de direction nord à nord-est. Ailleurs, on observe des structures gneissiques, surtout près des contacts avec d'autres roches, mais elles ne sont pas continues et ne constituent pas une des caractéristiques de la roche. Ici et là, un rubanement quelconque est souligné par la ségrégation des minéraux dans certaines couches. On rencontre fréquemment un rubanement résultant de l'écoulement lors de la mise en place, parallèle aux contacts du granite et des autres types de roche.

Linéation: Une linéation, constituée par le parallélisme des minéraux tabulaires et allongés, est fréquente dans les granites du nord, près des lentilles de schiste à biotite, mais elle est rare au centre de la région. Elle est généralement parallèle aux directions structurales des roches avoisinantes. Les porphyroblastes sont souvent parallèles, surtout là où ils sont nombreux, et constituent ainsi une linéation. Une linéation est parfois créée par l'orientation des enclaves énallogènes étirées.

Structures d'étranglement: Plusieurs filons-couches granitiques dans le schiste à biotite sont d'épaisseurs variables, avec des étranglements à intervalles réguliers. Ces caractéristiques appartiennent autant au schiste qu'au granite et représentent peut-être la première étape de l'évolution du boudinage.

Diaclases: Des diaclases transversales, longitudinales et horizontales forment un système dominant. Les diaclases horizontales sont nombreuses et plusieurs sont occupées par des aplites et des pegmatites.

Failles: Nous n'avons pas trouvé d'indices de failles importantes dans le granite à oligoclase et microcline. Les failles secondaires sont abondantes, surtout dans l'angle sud-est. Des structures cataclastiques, à faible échelle, sont visibles dans quelques lames minces. L'écrasement, la granulation, et les failles microscopiques accompagnent l'extinction

roulante, les structures en échiquier du plagioclase, les lamelles de Boehm dans le quartz, les myrmékites et les cristaux ployés ou déformés.

Plis: Les plis ne sont généralement pas très visibles dans le granite et sont limités aux lentilles et filons-couches associés au schiste quartzofeldspathique à biotite. Plusieurs veines granitiques larges de $\frac{1}{2}$ à 6 pouces, dans les zones de migmatites, sont fortement plissées, mais ne sont pas fracturées. Elles proviennent de dykes ou filons-couches granitiques de grandes dimensions, et se prolongent à travers les couches de migmatites et même de granite à oligoclase et microcline.

Relations stratigraphiques: Le granite à oligoclase et microcline recoupe tous les types de roche décrits antérieurement ou y est injecté, sauf les roches volcaniques qui sont certainement plus anciennes. Le granite est généralement associé avec le schiste quartzofeldspathique à biotite du groupe de Pontiac; le contact entre ces deux roches est abrupt à certains endroits et graduel ailleurs. Le granite passe progressivement aux gneiss granitiques et quartzofeldspathiques, qui semblent être des phases de transition du granite à oligoclase et microcline. Il est en contact abrupt, ou se fond avec le granite à hornblende, qu'il recoupe en plusieurs points par des dykes. Il y a des enclaves de toutes ces roches dans le granite, surtout sous forme de traînées ou "schlieren" de schiste à biotite et d'amphibolite. Plusieurs enclaves semblent n'avoir aucune relation avec les autres types de roche de la région, par suite probablement de leur assimilation ou de leur digestion incomplète. Les granites porphyroblastiques ne semblent pas représenter des faciès de bordure, car cette relation n'a pas été constatée. Leur distribution semble erratique et est indépendante des roches envahies.

Le granite est recoupé par du matériel pegmatitique, quelques dykes de lamprophyre, et plusieurs dykes de diabase. Il est recouvert par le conglomérat de Cobalt, dans l'angle nord-ouest de la région.

Age et corrélation: Nous ne disposons d'aucune détermination de l'âge du granite à oligoclase et microcline dans la région. Toutefois, deux déterminations de roches granitiques dans la région adjacente à l'est sont publiées (Lowdon, 1960, p. 32-33) : l'âge d'une monzonite quartzifère du canton de Béraud, déterminé par la méthode potassium-argon, est de 2,600 millions d'années (C.G.C. 59-76), mais cet âge est probablement erroné parce que l'échantillon est fortement altéré en chlorite. L'âge d'une granodiorite à biotite du canton de Béraud est de 2,285 millions d'années (C.G.C. 59-78), et cet âge est probablement celui de la mise en place du granite. Snelling (1962, p. 14) écrit que le métamorphisme des schistes de Pontiac et la granitisation de la zone des montagnes Ottawa sont légèrement postérieurs à la déformation et au métamorphisme du groupe d'Abitibi. Le batholithe de Preissac-Lacorne serait aussi postérieur à la déformation et au métamorphisme. Il ajoute que les résultats des datations indiquent que le métamorphisme du

groupe de Pontiac et la formation des granites des montagnes Ottawa ont débuté il y a plus de 2,000 millions d'années.

Le granite à oligoclase et microcline de la région étudiée est le prolongement ouest des roches acides décrites par Freeman (1957) dans la région adjacente à l'est. Les deux amas combinés représentent une intrusion majeure. Quelques phases du batholithe de Preissac-Lacorne, au nord-est, ressemblent au granite à oligoclase et microcline et Gussow (1937), se basant sur leur composition similaire, a reconnu un rapport entre les deux. Toutefois, à cause d'une légère divergence d'âge, d'une mise en place et d'associations différentes, les deux granites ne peuvent être corrélatifs. Plusieurs petits amas de roches granitiques, dans les régions au nord, ressemblent au granite à oligoclase et microcline et peuvent être corrélatifs. Toutefois, nous ne pouvons établir ce fait avec certitude, car notre seul critère est la similitude de leur composition. Robert (1963), Auger (1952), Denis (1938) et Henderson (1937) ont mis en carte et ont décrit des roches granitiques, qu'ils nomment parfois "granites pré-huronien". Leur composition varie, mais certains caractères sont communs; de plus, quelques-uns sont les prolongements sud et sud-est du granite à oligoclase et microcline. Ils peuvent alors être tous rattachés. Osborne (1956) écrit que les intrusions granitiques de la zone de transition de Keewatin-Grenville sont peut-être apparentées aux intrusions de Timiskaming par leur composition chimique.

Mise en place et origine: Ce sujet est complexe et obscur, parce que plusieurs caractéristiques peuvent porter à des interprétations différentes ou même contraires, selon le point de vue de l'analyste. La plus grande partie du granite à oligoclase et microcline, au centre de la région, est massive et assez homogène. A cet endroit, le granite contient peu de grosses enclaves et vient rarement en contact avec d'autres types de roche. Dans l'angle sud-est, le granite contient également peu d'enclaves, mais il est surtout gneissique. Ailleurs dans la région, le granite passe à d'autres roches ou est en contact avec elles.

La grande masse du centre est proche, au nord et au sud, de grandes zones de schiste à biotite et de gneiss quartzofeldspathique, avec lesquelles elle a des contacts graduels ou digités. Ces régions sont caractérisées par de grandes antiformes et synformes ouvertes et de direction nord-est, avec lesquelles le granite adopte des attitudes concordantes. La forme de la masse granitique est celle d'une lentille stratiforme large, et sa relation avec le schiste et le gneiss est celle d'un phacolite. Toutefois, cette interprétation est peut-être trop générale, à cause de la grande largeur de la masse granitique et de relations discordantes relevées ici et là. Ailleurs, le granite est concordant avec le schiste quartzofeldspathique à biotite. Les caractères tectoniques du granite sont habituellement semblables à ceux des roches envahies, et le granite a dû être mis en place pendant la déformation de la roche. La croissance des porphyroblastes et

les autres indices de métasomatisme potassique, ajoutés aux caractères tectoniques concordants, suggèrent une mise en place syncinématique. Les relations avec le granite à hornblende livrent peu de renseignements sur la nature de la mise en place; le granite à hornblende devrait en fait être considéré comme une phase du granite à oligoclase et microcline.

Les caractéristiques décrites plus haut sont celles de batholithes de la mésozone ou de la catazone, selon la classification de Buddington (1959). Les batholithes de la mésozone sont en partie discordants et en partie concordants, alors que les batholithes de la catazone sont surtout concordants. Les rapports du granite à oligoclase et microcline avec les roches adjacentes sont surtout concordants, ce qui nous indique que la roche est un granite de la catazone.

Voici un résumé des divers caractères pertinents à l'origine du granite:

Observations sur le terrain:

- 1) L'étendue granitique couvre environ 1,000 milles carrés.
- 2) Les signes de déformation sont nombreux (forme des masses granitiques, faible granulation dans l'angle sud-est, foliation).
- 3) Une grande quantité de pegmatite accompagne le granite.
- 4) Quelques dykes de lamprophyre recoupent le granite.
- 5) Les contacts entre le granite et la roche encaissante sont généralement graduels. Ceci n'indique pas l'existence d'une transition complète, constituée de changements lents de composition d'une roche à l'autre, mais indique que la zone de contact est large et contient un mélange des deux sortes de roches. Il existe des changements lents de composition, mais ils ne sont pas caractéristiques.
- 6) Les dykes et filons-couches de granite sont abondants dans la roche encaissante à proximité du granite. Les dykes ont des contacts abrupts, mais pas de bordures figées.
- 7) Les migmatites et plis ptygmatisés sont abondants dans la région du contact.
- 8) Les enclaves de la roche encaissante sont nombreuses. Elles sont bréchifiées et fracturées à certains endroits, alors qu'ailleurs, elles semblent conserver leur composition et position originales. Elles sont rares au centre de la masse.
- 9) Les caractères tectoniques des roches encaissantes se prolongent dans le granite ici et là, tout en conservant leurs orientations et attitudes générales (structure gneissique, parallélisme des enclaves allongées).
- 10) Les ségrégations de minéraux tels que le quartz, la biotite et la muscovite, en couches parallèles, rappellent un rubanement ou un litage. Ce caractère est fréquent en bordure, mais rare au centre de la masse.

- 11) Le granite est dans une région qui a subi le métamorphisme régional, et sa composition minéralogique est compatible avec le degré métamorphique des schistes et gneiss encaissants. Le métamorphisme régional passe du sud au nord à travers la masse granitique.
- 12) Les auréoles du métamorphisme thermique sont inexistantes.
- 13) Le granite n'a pas de structure et de composition minéralogique uniformes. Les variations sont grandes, même sur des distances de quelques pieds. Le granite massif est plus abondant que le granite gneissique.

Données minéralogiques:

- 1) La composition du plagioclase n'est pas uniforme dans la région; les variations sont irrégulières, et l'on ne peut discerner de zones dans la composition.
- 2) Quelques grains de plagioclase, de distribution irrégulière, sont zonés.
- 3) La répartition des produits de l'altération au centre et en bordure des plagioclases est fréquente; la séricitisation uniforme est rare.
- 4) Les macles du plagioclase sont diffuses et indistinctes dans bien des cas.
- 5) Les proportions des feldspaths sont fort variables.
- 6) Des porphyroblastes sont présents.
- 7) Les structures perthitiques sont nombreuses, surtout les types en globules et en taches, et quelques types en lacets.
- 8) Les myrmékites et structures de corrosion sont abondantes.

Données chimiques:

- 1) La composition chimique de la roche est uniforme, si on la compare à la composition minéralogique.
- 2) Les compositions du granite et du schiste à biotite sont semblables.
- 3) La présence de deux feldspaths dans le granite rappelle des granites de la phase sub-solvus.

Plusieurs des caractères mentionnés ci-dessus indiquent que le granite résulte d'une granitisation à grande échelle; d'autre part on trouve des contradictions mineures et quelques caractères sont ceux de granites magmatiques.

La somme des indications nous porte à conclure que le granite à oligoclase et microcline est d'origine magmatique (résultant d'un magma liquide) vers le centre, et d'origine métamorphique (granitisation) en bordure du massif. Il est évident qu'une grande partie du matériel granitique s'est comporté comme un magma. Toutefois, les indices valides d'une granitisation sont nombreux: contacts progressifs, migmatites et plis ptygmatisés associés, fortes variations de la structure et de la composition minéralogique

de la roche, diversité de composition des plagioclases ainsi que faible pourcentage et répartition irrégulière du plagioclase zoné, constance relative de la composition chimique et, enfin, similitude de composition du granite et du schiste à biotite de Pontiac.

On peut donc dire qu'en général, le granite à oligoclase et microcline est une roche à comportement magmatique et d'origine métamorphique, et qu'elle peut être le résultat d'une "granitisation assimilatrice", selon l'expression de Lacy (1960).

Clark et Stearn (1960, p. 262) ont bien situé le problème de l'origine du granite. Ils écrivent que, même si le granite semble avoir été mis en place sous forme liquide dans la partie supérieure de la croûte terrestre, nous verrions probablement toutes les étapes de son développement si nous pouvions étudier une coupe à travers les différents niveaux d'une chaîne de montagnes, à partir des roches sédimentaires, en passant par les migmatites où les phases ignées et sédimentaires sont intimement mélangées, jusqu'aux gneiss et enfin aux granites. Nous avons ici la corroboration de l'opinion de Read (1957), selon laquelle le problème des granites est inexistant, parce que chaque granite doit être étudié en unité séparée.

Pegmatite, aplite

Le granite à oligoclase et microcline est recoupé par de fortes quantités de pegmatite et d'aplite ou bien il y passe graduellement. La pegmatite constitue, à certains endroits, jusqu'à 60 p. 100 du matériel granitique, mais elle ne dépasse généralement pas 5 p. 100. Elle est associée à l'aplite et les deux sont étroitement interstratifiées ici et là. La pegmatite et l'aplite affleurent surtout avec les roches granitiques du nord, à l'est du lac Beaumesnil, et à l'ouest du lac Gérin-Lajoie où elles forment de grands massifs homogènes, dont la surface couvre plus de deux milles carrés. De très faibles quantités de pegmatite et d'aplite sont associées au granite à oligoclase et microcline gneissique au sud du lac Brodeur. La pegmatite forme habituellement des dykes ou filons-couches, et aussi des amas irréguliers, des petits amas arrondis et des lentilles. Elle est associée surtout au granite à oligoclase et microcline, souvent au schiste quartzofeldspathique à biotite et, à quelques rares endroits, au granite à hornblende. Là où elle est intimement mélangée au granite à oligoclase et microcline, elle forme une roche pegmatitique à grain grossier. L'aplite forme presque exclusivement des dykes dans le granite, et elle n'est pas aussi abondante que la pegmatite. Elle contient les mêmes minéraux que celle-ci, mais avec distribution plus régulière. Nous avons observé quelques enclaves d'amphibolite et de schiste quartzofeldspathique à biotite dans la pegmatite et l'aplite.

Pétrographie: La pegmatite est généralement massive. Une légère foliation se présente au contact du schiste à biotite, et un rubanement est souligné

ici et là par la ségrégation de certains minéraux (micas, grenats). Les grains varient de moyens à très grossiers; quelques-uns atteignent une longueur de huit pouces. Les cristaux sont parfois équidimensionnels mais en général, la roche consiste en quartz interstitiel microgrenu et en gros cristaux de feldspath et de mica. L'aplite est à grain fin et présente une structure saccharoïde.

Les pegmatites sont de deux types: simples et complexes. Le type simple est constitué essentiellement de microcline, quartz et muscovite. Le type complexe se compose de proportions diverses de plagioclase, quartz, microcline, muscovite et biotite, avec les minéraux accessoires suivants: grenat, magnétite, apatite, béryl, molybdénite et chlorite.

Le microcline est le constituant principal (jusqu'à 50 p. 100) du type simple. Toutefois, il est parfois absent, ou présent en quantités égales à celles du plagioclase. Le microcline est généralement perthitique et les exsolutions en filons, feuillets et veines sont fréquentes. Il est généralement blanc à rose, rarement vert, et forme des cristaux presque automorphes, dont la longueur peut atteindre huit pouces, des cristaux très petits, ou des plaques dans le plagioclase. Ses indices de réfraction sont: $N_x = 1.520 \pm 0.002$, $N_y = 1.524 \pm 0.002$, $N_z = 1.527 \pm 0.002$.

Le plagioclase (An_{4-6}) se trouve surtout dans les pegmatites complexes et il forme jusqu'à 60 p. 100 de la roche. On ne le trouve généralement pas dans les massifs importants de pegmatite du centre de la région. L'albite forme de gros cristaux (plus petits que ceux du microcline) où les macles sont visibles à l'oeil nu, et également des petits cristaux logés entre les grains grossiers de plagioclase et de quartz.

Le quartz incolore ou laiteux constitue jusqu'à 30 p. 100 de la pegmatite et forme des petits cristaux interstitiels parmi l'albite et le microcline, des globules ou bourgeons étirés dans les gros cristaux de feldspath, ou de gros "blocs" au centre de plusieurs dykes. Il forme aussi des cristaux automorphes perpendiculaires aux parois des cavités qu'ils occupent.

La muscovite se trouve dans les pegmatites riches en microcline, en quantité généralement moindre que 5 p. 100, mais pouvant atteindre 20 p.100 de la roche. Elle forme des petites plaques à répartition erratique, ou des "livrets" pouvant atteindre 6 pouces de diamètre et deux pouces d'épaisseur. Elle est généralement fraîche, mais peut être tachée par un produit d'oxydation pourpre. Nous avons observé des intercroissances dendritiques de quartz et de muscovite, au nord du ruisseau Roger et le long de la rive nord-est du lac Roger. Elles forment des agrégats en plumeaux, ou éventails, et la muscovite semble croître à angles aigus sur une tige. Elles présentent l'aspect de chevrons là où elles sont côte à côte. Freeman (1957) décrit des inter-pénétrations en plumeaux et dit qu'elles représentent des enclaves transformées ou digérées de la roche encaissante.

La biotite est commune dans la pegmatite, mais elle est généralement peu abondante; à certains endroits, elle forme jusqu'à 10 p. 100 de la roche. Souvent, elle accompagne, en quantité moindre, la muscovite et elle forme en plus des petites plaques ou de gros livrets.

Les minéraux accessoires sont rares et ne sont présents qu'à quelques endroits. Le grenat rouge foncé se trouve à quelques endroits dans l'angle nord-est de la région, sous forme de cristaux automorphes ou déformés, dont le diamètre varie de 1/16 à 1/2 pouce. Il accompagne le quartz, le plagioclase et la magnétite et il est fort altéré en chlorite. La magnétite est répandue et forme des octaèdres ou des cristaux xénomorphes associés à la biotite et à la muscovite. L'apatite se trouve dans la plupart des pegmatites en petits cristaux prismatiques. Nous avons vu du béryl à un endroit, sous forme de petits cristaux prismatiques vert pâle, et longs de 1/2 de pouce. La molybdénite est commune.

Zonation: Une zonation, définie par des variations de texture ou de minéralogie, caractérise plusieurs dykes de pegmatite, surtout ceux qui sont étroits. La zonation de texture est peu fréquente et les pegmatites sont en général homogènes. On remarque fréquemment une zonation concentrique (définie par des changements de composition minéralogique à partir du centre en allant vers les bords du dyke). Habituellement, le centre est riche en quartz et est suivi, de part et d'autre vers l'extérieur, de bandes riches en microcline.

Pegmatite graphique: La pegmatite graphique ou granite forme plusieurs masses irrégulières. On observe deux sortes d'interpénétrations de quartz et de microcline: une est à grain fin, cunéiforme et homogène, et les éléments y sont répartis avec régularité, alors que l'autre est constituée de tiges de quartz distribuées irrégulièrement dans le microcline. Le quartz forme généralement de longs prismes quasi parallèles, qui pénètrent le microcline, et son rapport avec le feldspath est d'à peu près 1/2.

Mise en place: La mise en place de la pegmatite et de l'aplite dépend en plusieurs cas de la structure de la roche envahie. Dans le schiste quartzofeldspathique à biotite, la pegmatite forme des filons-couches concordants avec les plans de foliation (Pl. V-B) mais aussi des dykes dans les diaclases. La pegmatite occupe les diaclases du granite à oligoclase et microcline, surtout quand elles sont horizontales. Cependant, en maints autres endroits, la mise en place ne semble pas avoir subi de contrôle, notamment dans le cas des amas irréguliers, et aussi des globules dans le granite à oligoclase et microcline.

Age et origine: Les pegmatites et aprites se rattachent dans l'espace et le temps au granite à oligoclase et microcline et appartiennent aux étapes tardives de l'évolution du granite. Ainsi, leur origine est reliée à celle du

granite et, tout comme ce dernier, certaines sont magmatiques alors que d'autres sont métamorphiques.

Les pegmatites magmatiques ont été injectées, elles ont des structures graphiques, des compositions minéralogiques relativement constantes, et incluent peut-être celles qui contiennent des microclines perthitiques. Les pegmatites métamorphiques présentent des variations de structure, elles n'ont pas de bordures figées ou de contacts abrupts, et elles sont zonées et litées. Les deux genres sont apparentés et résultent probablement de processus différents agissant à des endroits ou des niveaux différents dans l'évolution de la roche.

Lamprophyres, pyroxénite, serpentinite

Lamprophyres: Les dykes de lamprophyre sont disséminés par toute la région, mais ils abondent surtout dans les roches volcaniques de l'angle sud-ouest. Nous groupons ici des roches de composition et d'association diverses. En général, ces dykes ne sont larges que de 2 à 8 pouces. La roche s'altère habituellement en vert ou brun et peut s'effriter. Elle est porphyrique; en effet, les minéraux ferromagnésiens forment des phénocristaux noyés dans une pâte mafique et felsique à grain fin et à structure aplitique.

Les lamprophyres contiennent divers minéraux dont les plus communs sont le pyroxène, la hornblende, la biotite et le plagioclase. Le quartz et le microcline peuvent être présents ou non. Les minéraux accessoires habituels sont l'apatite, le sphène et la magnétite. La roche est plus ou moins altérée et la hornblende, la chlorite et l'épidote sont des minéraux secondaires communs. Le pyroxène (diopside ou augite) se trouve dans la pâte sous forme de grains disséminés ou en agrégats; une bonne partie est transformée en hornblende qui se trouve en bordure, ou en plaques, dans le pyroxène. La hornblende constitue aussi une partie de la pâte, et les phénocristaux sont abondants dans quelques variétés. Une hornblende bleu-vert, en gros cristaux tabulaires, est assez abondante. La hornblende est généralement fraîche, mais elle s'altère parfois en biotite ou chlorite. La biotite forme des phénocristaux dans quelques roches, et ailleurs, elle ne se trouve que dans la pâte. Le plagioclase (composition moyenne An_{20}) forme des grains interstitiels dans la pâte et est généralement altéré en séricite. Le quartz n'est pas commun et est souvent secondaire. Dans une lame mince, l'apatite, habituellement un minéral accessoire, constitue jusqu'à 5 p. 100 de la roche.

Les dykes sont des lamprophyres à hornblende, pyroxène ou biotite. Ils sont associés avec les divers granites et avec les roches volcaniques de l'angle sud-ouest. Ainsi, ils ne sont pas tous contemporains. Il est difficile d'établir s'ils proviennent d'un magma unique ou non; quelques-uns sont apparentés, mais plusieurs résultent possiblement de la modification

d'une roche siliceuse par l'assimilation de matériel basique, et d'autres peuvent être des xénolites énallogènes.

Pyroxénite: Quelques affleurements de roche à pyroxène au nord-ouest et au sud-ouest de Rollet appartiennent à un nombre indéterminé de dykes basiques. Le dyke le plus caractéristique est au nord-ouest de Rollet, près de la route du lac Opasatica, à un mille au sud de la limite nord de la région.

La pyroxénite est à grain moyen, en partie porphyrique et à surface altérée brune. Les lames minces du porphyre montrent des phénocristaux d'augite diopsidique vert pâle, partiellement altérés en hornblende, dans une pâte de trémolite-actinote fibreuse, de plagioclase fort altéré, de chlorite et d'oxyde de fer. La composition minéralogique est semblable dans les variétés porphyriques et non porphyriques. Aussi, la roche est-elle toujours désignée sous le vocable de pyroxénite, même si la variété porphyrique est un lamprophyre (camptonite) à cause de sa structure.

Les dykes de pyroxénite sont limités à une région de granite à oligoclase et microcline et de schiste à biotite. Ils appartiennent peut-être à un complexe d'intrusions ultrabasiques.

Serpentinite: Un petit massif irrégulier de serpentinite affleure près de la rive est du lac Opasatica, à trois milles à l'ouest de Rollet. La roche est massive, noir verdâtre en surface fraîche, et en surface altérée gris verdâtre pâle et lisse.

Les lames minces montrent des cristaux xénomorphes d'antigorite en lamelles phylliteuses, et de la serpophite massive presque sans texture. Le chrysotile forme des fibres transversales dans la serpentine. Les minéraux accessoires sont la muscovite, la chlorite et l'oxyde de fer.

L'altération est si poussée que la composition minéralogique initiale de la roche et la structure primaire sont oblitérées.

Nous ne connaissons pas les relations entre la serpentinite et les granites et schiste à biotite adjacents. Nous n'avons pas vu de contacts, l'affleurement est irrégulier, et nous n'avons pas trouvé d'indices quant au mode de mise en place. Une couche de schiste chloriteux fort contourné, avec des lentilles d'amphibolite, se trouve à 20 pieds au sud de la serpentinite.

Huronien

Groupe de Cobalt

Le conglomérat et l'argilite du groupe de Cobalt reposent sur le granite à oligoclase et microcline et le schiste à biotite du groupe de Pontiac, dans l'angle nord-ouest de la région.

Le conglomérat affleure à $\frac{1}{2}$ de mille à l'est de la rivière Laberge, sur une longueur d'un mille, une largeur d'un quart de mille et une hauteur d'environ 35 pieds. Il est massif et se compose de fragments arrondis, anguleux, sub-anguleux, petits ou grossiers et mal assortis, dans une pâte verdâtre dont les grains sont de grosseurs variables (Pl. VI-A). Les cailloux font saillie sur la surface altérée. Leur diamètre moyen est de 3 pouces avec maximum observé de 2 pieds. Ils se composent de granite, andésite, rhyolite, basalte et grauwacke. Les fragments constituent 90 p. 100 de la roche près du contact inférieur, et à peu près 70 p. 100 à dix pieds plus haut. Les fragments de granite à oligoclase et microcline sont les plus abondants et forment jusqu'à 40 p. 100 de la roche. La pâte est généralement à grain fin à moyen, et contient du quartz et du feldspath anguleux flottant dans un mélange fin de chlorite et de séricite.

Le contact entre le conglomérat et le granite à oligoclase et microcline, tel que vu à l'extrémité nord-est de l'affleurement, semble être une surface d'érosion. Au contact, le conglomérat est constitué presque entièrement de blocs anguleux de granite, atteignant jusqu'à deux pieds de diamètre et noyés dans une faible quantité de pâte. Les blocs deviennent plus petits, s'arrondissent et sont moins nombreux vers le haut, et ce changement s'accomplit sur quelques pieds seulement.

Ce conglomérat se prolonge au nord et au nord-est, dans les régions adjacentes, où l'on trouve des indices d'une origine glaciaire (Wilson, 1962).

Nous n'avons observé qu'un seul affleurement isolé d'argilite, dont la surface couvre 10 pieds par 10 pieds, à quelques centaines de pieds à l'ouest du conglomérat, près de la limite nord de la région. La roche est à grain très fin, verdâtre, et à surface altérée rugueuse. Elle ressemble à l'ardoise, mais ne montre pas le clivage distinct de celle-ci. Elle contient du quartz, du feldspath et de la chlorite. Dans les régions adjacentes (Wilson, 1915), l'argilite semble passer graduellement à un conglomérat, avec la présence de fragments de roche.

Formation de Lorrain; quartzite et petites lentilles d'arkose

Le quartzite et l'arkose de Lorrain forment une longue crête orientée vers le nord et s'élevant à 250 pieds au-dessus du niveau du lac Témiscamingue, près de la rive est, dans l'angle sud-ouest de la région. Le quartzite est généralement vert-jaunâtre, à grain variant de fin à grossier, et même à très grossier et à surface d'altération rugueuse. Il forme des lits horizontaux et épais où, en moins d'un pied, alternent plusieurs couches minces et épaisses. A certains endroits, on observe de nombreux cailloux arrondis de quartz, dont le diamètre atteint $\frac{1}{2}$ de pouce. La stratification oblique est fréquente dans l'arkose, mais invisible dans le quartzite.

L'étude des lames minces (Pl. VI-B, VII-A) montre que le quartzite contient de 60 à 70 p. 100 de grains de quartz sub-anguleux à sub-arrondis, enrobés si complètement de séricite fine qu'ils ne se touchent pas. La direction des lits, pas toujours visible à l'examen d'échantillons mégascopiques, est mise en évidence en lames minces par l'orientation presque parallèle des fragments allongés. Le plagioclase et le microcline sont rares, sauf dans les nombreuses lentilles d'arkose.

Même si nous n'avons pas vu le contact entre la formation de Lorrain et les roches sous-jacentes, nous croyons que les lits observés n'en sont pas trop éloignés, parce que nous avons vu du feldspath, en proportions variables, dans toutes les lames minces. Cette observation est importante à cause de l'opinion d'Henderson (1937, p. 23), qui déclare: "A part les couches de base, un trait caractéristique remarquable du quartzite consiste en l'absence totale de grains de feldspath dans toutes les plaques minces examinées". Valiquette (1962, p. 18) a noté la validité de cette observation dans le canton de Fabre.

Diabase, gabbro

Au moins 30 dykes de diabase ou gabbro traversent la région étudiée. Leur orientation varie de nord-ouest à est, mais la plupart sont de direction N15°E. Les épontes sont généralement verticales, ou presque, et les diaclases, perpendiculaires ou parallèles à l'orientation des dykes, sont aussi verticales. La diabase forme plusieurs crêtes basses qui ne dépassent le niveau des terrains environnants que de 20 pieds.

Les dykes ont des largeurs d'un pouce à 800 pieds, mais ils mesurent le plus souvent environ 30 pieds. La longueur observée varie de quelques pieds à huit milles. Même si la continuité n'est pas toujours évidente sur le terrain, on peut la vérifier par l'étude des photographies aériennes ou des cartes topographiques.

En général, la diabase est une roche fraîche, massive et vert foncé. Les grains sont le plus souvent moyens, mais ils peuvent varier de fins à microcristallins dans les dykes les plus petits et en bordure des intrusions plus grosses. La structure ophitique ou semi-ophitique est fréquente et des bâtonnets ou cristaux aciculaires de plagioclase sont englobés par de gros cristaux de pyroxène. Les dykes les plus puissants, comme ceux de la rive est du lac Basserode et du sud-ouest d'Angliers, sont à grain très grossier vers le centre. Des roches figées, à grain très fin, et parfois larges d'un pied, sont visibles en bordure; elles sont foncées, cryptocristallines, et contiennent parfois des fragments de la roche encaissante.

Nous distinguons deux sortes de diabases de compositions minéralogiques différentes. Le type le plus abondant est constitué surtout d'un plagioclase calcique et de pyroxène brun pâle (augite ou augite titanifère).

L'autre type contient de l'olivine, en plus du plagioclase et du pyroxène. Les deux roches sont de composition, texture et aspect identiques. Les minéraux accessoires sont: biotite, magnétite, ilménite et apatite. Les minéraux secondaires sont: hornblende, chlorite, épidote et zoisite.

Le plagioclase est maclé et sa composition varie de celle de l'andésine calcique (An₄₆) au labrador (An₆₂). La majeure partie est légèrement altérée en séricite. Le pyroxène forme de gros cristaux englobant les bâtonnets de plagioclase (Pl. VII-B), et des grains interstitiels; il est quelquefois altéré en amphibole verte ou en chlorite. L'olivine forme des cristaux arrondis, noyés dans l'augite et le plagioclase. Elle est quelque peu altérée en serpentine, montre des bordures rongées, entourées d'iddingsite rouge-brun et se désintègre en chlorophaeite vert foncé. Le quartz est peu abondant et forme des interpénétrations micrographiques avec le feldspath. La magnétite et l'ilménite sont disséminées en bordure, ou dans les autres minéraux. L'apatite, généralement associée à la hornblende et la magnétite, se trouve à la bordure des grains. La hornblende se trouve en faible quantité, comme minéral secondaire ou deutérique.

La composition et la structure de quelques diabases (quatre dykes) diffèrent un peu de celles données plus haut. Une variété est porphyrique et est généralement plus altérée. Les phénocristaux ($\frac{1}{4}$ - $\frac{3}{8}$ de pouce) sont de forme irrégulière, peu distincts et constituent jusqu'à 30 p. 100 de la roche. Ils se composent de séricite et de kaolin et représentent probablement des phénocristaux de feldspath altéré. La pâte est semblable à la diabase commune et est à structure ophitique.

Tableau 17: Analyses modales de la diabase

	1	2	3	4	5	6
Plagioclase	51.36	45.55	56.11	57.68	48.93	50.00
Pyroxène	21.24	49.48	38.34	14.55	43.26	28.00
Olivine	8.63	-	-	17.45	-	-
Hornblende	tr.	-	tr.	-	-	14.00
Biotite	2.66	tr.	-	0.44	0.68	1.00
Epidote	-	tr.	-	-	-	2.00
Chlorite	tr.	tr.	-	-	1.25	
Quartz	-	tr.	tr.	-	-	5.00
Magnétite + ilménite	15.61	4.90	5.50	9.61	5.88	tr.
Plagioclase	An ₄₅	An ₄₀	An ₅₄	An ₅₅	An ₅₀	

L'échantillon 6 est de Freeman (1957) et est présenté ici pour fins de comparaison. L'échantillon 2 provient de la pâte d'une diabase porphyrique.

Les diabases ne se recoupent pas et ne recourent pas les roches de l'Huronien. En général, la roche ressemble à la diabase post-huronienne de la région de Cobalt, et est peut-être du même âge. Cooke, James et Mawdsley (1933) écrivent que la diabase porphyrique, telle que celle décrite ici, n'a été observée que dans les roches du pré-Huronien; ainsi, quelques diabases, sinon toutes, peuvent être d'âge pré-huronien.

L'orientation de la plupart des dykes (N15°E) est celle d'un système majeur de diaclases et aussi celle de plusieurs vallées rectilignes possiblement rattachées aux failles. La répartition des dykes semble donc se situer dans le cadre tectonique régional.

Roches basiques apparentées à la diabase: Un affleurement d'une roche qui s'apparente peut-être à la diabase, se trouve à Angliers, à l'intersection du chemin de fer et de la route de Ville-Marie. Cette roche est foncée, dense, porphyrique et très altérée. Les phénocristaux constituent jusqu'à 60 p. 100 de la roche et se composent de plagioclase saussuritisé. Ils sont arrondis, d'un quart à un pouce de diamètre et donnent à la roche un aspect moucheté. La pâte contient une amphibole bleu-vert grossière, du quartz granuleux fin et du plagioclase maclé (An₂₄). La structure blastophtique est visible sur les échantillons. La roche envahit le schiste à hornblende adjacent sans discordance, mais nous n'avons pas vu de contacts ou de bordures figées. Sa structure et sa composition sont celles de la diabase porphyrique décrite précédemment.

Wilson (1914, p. 15) a décrit en ces termes une roche identique, située à 1½ mille à l'ouest: "Une variation particulière des pierres vertes a été observée sur la rive nord de la rivière des Quinze au pied du rapide du Cyprès. De grands agrégats oeilés de feldspath laissant voir un parallélisme grossier dans leur élongement se trouvent enclavés dans une pâte ophitique, finement grenue." Le rapide du Cyprès est, ou était, entre les deux barrages sur la rivière des Quinze, et l'affleurement est maintenant submergé.

Sur deux petites îles du lac des Quinze, et tout près, à 1½ mille à l'ouest du porphyre d'Angliers, nous avons examiné trois affleurements d'une roche semblable. Cette roche est toutefois de composition différente de celle d'Angliers et la pâte, légèrement gneissique, contient peu de plagioclase et de quartz et beaucoup de hornblende. Cependant, les phénocristaux sont ici semblables à ceux du porphyre d'Angliers par leur forme, leur composition et leur altération. De plus, cette roche forme un filon-couche dans le schiste à hornblende et, sur une île, elle est recoupée par le granite à hornblende et est bréchique au contact de ce dernier. Elle semble contemporaine au schiste et est peut-être une lentille d'amphibolite porphyrique. Si ce porphyre se rattache à celui d'Angliers, les deux sont alors antérieurs au granite et ne sont pas apparentés à la diabase.

Ordovicien; formation de Liskeard

Des roches sédimentaires de l'Ordovicien affleurent à quelques endroits sur la rive nord-est du lac Témiscamingue et sur les parties est et sud de l'île du Chef. Un affleurement large d'environ 20 pieds est en bordure de la rive du lac sur une distance d'un mille. Un affleurement isolé se trouve à 600 pieds en-deçà de la rive, le long d'une falaise où l'on trouve du quartzite de l'Huronien.

La succession commence par du conglomérat sur le quartzite de Lorrain et passe plus haut à du grès grossier suivi d'un grès calcaireux plus fin, et enfin d'un calcaire quartzeux. Le conglomérat consiste en fragments du quartzite sous-jacent dans une matrice de grains de quartz anguleux, ou presque, et de matériel calcaireux. Le diamètre des blocs de quartzite varie de quelques pouces à 5 pieds. Ces blocs sont très nombreux à la base du contact. Le grès est constitué de grains de quartz à arêtes arrondies, provenant du quartzite de Lorrain, et d'un peu de ciment calcaireux. Le calcaire quartzeux est vert jaunâtre, à surface altérée rugueuse et contient surtout du calcaire avec un peu de quartz.

Tous les affleurements de roche sédimentaire ont un faible pendage vers l'ouest qui représente peut-être la pente du terrain où les sédiments furent déposés.

Le calcaire quartzeux contient des fossiles, mais nous en avons observé et conservé très peu. Hume (1925), qui a nommé la formation de Liskeard, croit que sa partie inférieure, étudiée ici, est équivalente au Trenton d'autres régions. Toutefois, Caley et Liberty (dans Stockwell, 1957, p. 237) écrivent que la formation de Liskeard est d'âge Richmond et non Trenton, parce qu'ils ont reconnu certains fossiles du Trenton dans le Richmond. Ollerenshaw et MacQueen (1960) favorisent le Trenton, mais affirment qu'une transition entre le Trenton et le Richmond est possible.

Pléistocène et Récent

Les indices de la glaciation du Pléistocène et de l'existence du lac glaciaire Barlow-Ojibway sont nombreux et bien visibles dans la région. Le drift glaciaire et les argiles lacustres couvrent de grandes étendues au sud-est, au centre et au sud-ouest. Les dépôts glaciaires sont recouverts en partie par les argiles lacustres, surtout dans les régions basses. Les caractères glaciaires sont les suivants: eskers, kames, moraines, traînées de blocs, stries, roches moutonnées et blocs erratiques atteignant 20 pieds de diamètre.

Quatre eskers sont cartographiés, deux à l'est et deux au sud-ouest de la région. Ils forment des crêtes étroites et sinueuses, au sommet

desquelles se trouvent des cuvettes glaciaires et de petits lacs ronds. Des lacs et des marécages occupent les parties adjacentes à leurs flancs, à plusieurs endroits. Les deux eskers de l'est sont d'orientation générale N30°E. Les eskers du sud-ouest sont d'orientation N15°E et nord; le dernier est long de 14 milles et large de 4,000 pieds. La largeur moyenne des eskers est de 300 pieds et la hauteur de 50 pieds.

Une coupe verticale montre qu'ils ont un profil arrondi avec un sommet presque plat, ce qui ne facilite pas leur identification sur le terrain. On les reconnaît plus facilement sur les photographies aériennes. Les eskers sont constitués surtout de gravier grossier et de nappes de sable sur leurs flancs; ils montrent un bon litage et une stratification oblique. Ils sont tous d'excellentes sources de matériaux pour la construction de routes.

Les stries glaciaires, roches moutonnées et traînées de blocs indiquent que le déplacement des glaces était du nord vers le sud. L'orientation générale des stries est S10°E au sud de la région, et S10°W au nord.

L'existence antérieure dans la région du lac glaciaire Barlow-Ojibway est attestée par les couches d'argile avec varves, ou feuillets foncés et pâles, de 1/8 à 1/2 pouce d'épaisseur, qui recouvrent le drift glaciaire. L'argile est abondante sur les rives des lacs les plus gros, surtout là où l'altitude est inférieure à 1,000 pieds.

Une crête orientée vers l'est, haute d'environ 75 pieds, large d'un demi à un mille et longue de 32 milles, se prolonge de la limite ouest de la région, coupe le lac Rémigny et touche à l'extrémité nord du lac Roger. Près du lac Caire, elle s'élargit et devient presque circulaire. Elle est constituée au centre surtout de gravier et de blocs atteignant 2 pieds de diamètre et, en bordure, de sable en lits épais, surtout à l'extrémité ouest et près du lac L'Evêque. Là où elle rencontre le grand esker à l'ouest, on trouve de nombreuses cuvettes glaciaires, dont le diamètre atteint 1,000 pieds et la profondeur 100 pieds. Cette crête provient possiblement du remaniement des dépôts glaciaires par les eaux du lac Barlow-Ojibway et ces dépôts ont formé alors des îles reliées entre elles, où les plages étaient étendues.

TECTONIQUE

Plis

Les plis importants sont indiqués sur la carte par les attitudes de la foliation, là où la continuité structurale est conservée. Le schiste à biotite, le gneiss quartzofeldspathique et le gneiss granitique gris sont les principales roches qui déterminent la forme des plis et, là où elles ne sont pas présentes, au centre de la région par exemple, l'arrangement structural est confus. Nous estimons que la foliation de ces roches est généralement

parallèle à la structure primaire des roches sédimentaires originales. C'est ce qui ressort du parallélisme du schiste à biotite et de la grauwacke près de la rivière des Quinze. Nous employons ici les termes "synforme" et "antiforme" pour désigner les plis, car nous ne connaissons pas la séquence stratigraphique vu l'absence d'horizons repères, et vu que nous n'avons qu'un aperçu général de l'arrangement structural.

Nous avons pu reconnaître cinq plis importants. Dans l'angle nord-est, près du lac Roger, un antiforme, dont l'axe est d'orientation N15°E, est souligné par la foliation des lentilles de schiste dans le granite à oligoclase et microcline. Le schiste à biotite forme un grand pli ouvert, asymétrique, de plongement approximatif de 60° vers le nord-nord-est. L'axe d'un pli synforme, d'orientation nord, est indiqué au sud, à une distance de 8 à 16 milles. Le pendage du schiste à biotite est de 60° de part et d'autre de l'axe, ce qui, ajouté aux plis d'étirement, indique un grand pli ouvert plongeant abruptement vers le nord. Un antiforme d'orientation nord-ouest à nord, situé à 6 à 8 milles à l'ouest et au nord-ouest, semble indiqué par la foliation du gneiss quartzofeldspathique. La position de l'axe est mal établie, les indices étant peu visibles et incomplets. Près du lac Opasatica, des lentilles de schiste à biotite et de gneiss granitique gris, dans le granite à oligoclase et microcline, soulignent un synforme et un antiforme, dont les axes sont d'orientation nord-ouest. Le plongement des plis, tel qu'indiqué par les linéations et les plis d'étirement, est d'environ 60° au sud-est ou au sud. Le schiste et le gneiss ont généralement de faibles pendages et les plis sont ouverts.

Un synforme mal délimité, mais suggéré par l'orientation du schiste à biotite près du lac Fréchette, à l'extrémité nord de la région, n'est pas indiqué sur la carte. Son axe est d'orientation N15°E et plonge vers le nord-nord-est. Les roches volcaniques de l'angle sud-ouest forment des plis isoclinaux dont les axes sont d'orientation N60°E et les plans axiaux sont inclinés vers le sud.

Le nombre de périodes de déformations que représentent ces plis est inconnu, mais on trouve des indices de superpositions structurales. Les axes des plis sont généralement sigmoïdes, et ce fait est typique des structures à intersection oblique (Carey, 1962). De plus, les petits plis entre les couches du schiste à biotite suggèrent la transposition des surfaces s. Toutefois, les déformations de linéations ou des micas sont rares.

Le seul exemple d'intersection de structures vraiment observé se situe près de la rive est du lac Prévu, au sud-est d'Angliers. A cet endroit, le gneiss quartzofeldspathique, orienté vers le nord ou le nord-est, rencontre une andésite d'orientation est; des blocs d'andésite, atteignant cinq pieds, sont enrobés de gneiss (Pl. VIII-B). Les blocs les plus gros conservent leur orientation originale (indiquée par les coussinets), alors

que les fragments plus petits sont déplacés et orientés selon la foliation du gneiss quartzofeldspathique, ce qui démontre que la déformation nord ou nord-est est postérieure à la déformation d'orientation est des roches volcaniques.

Zones de cisaillement et failles

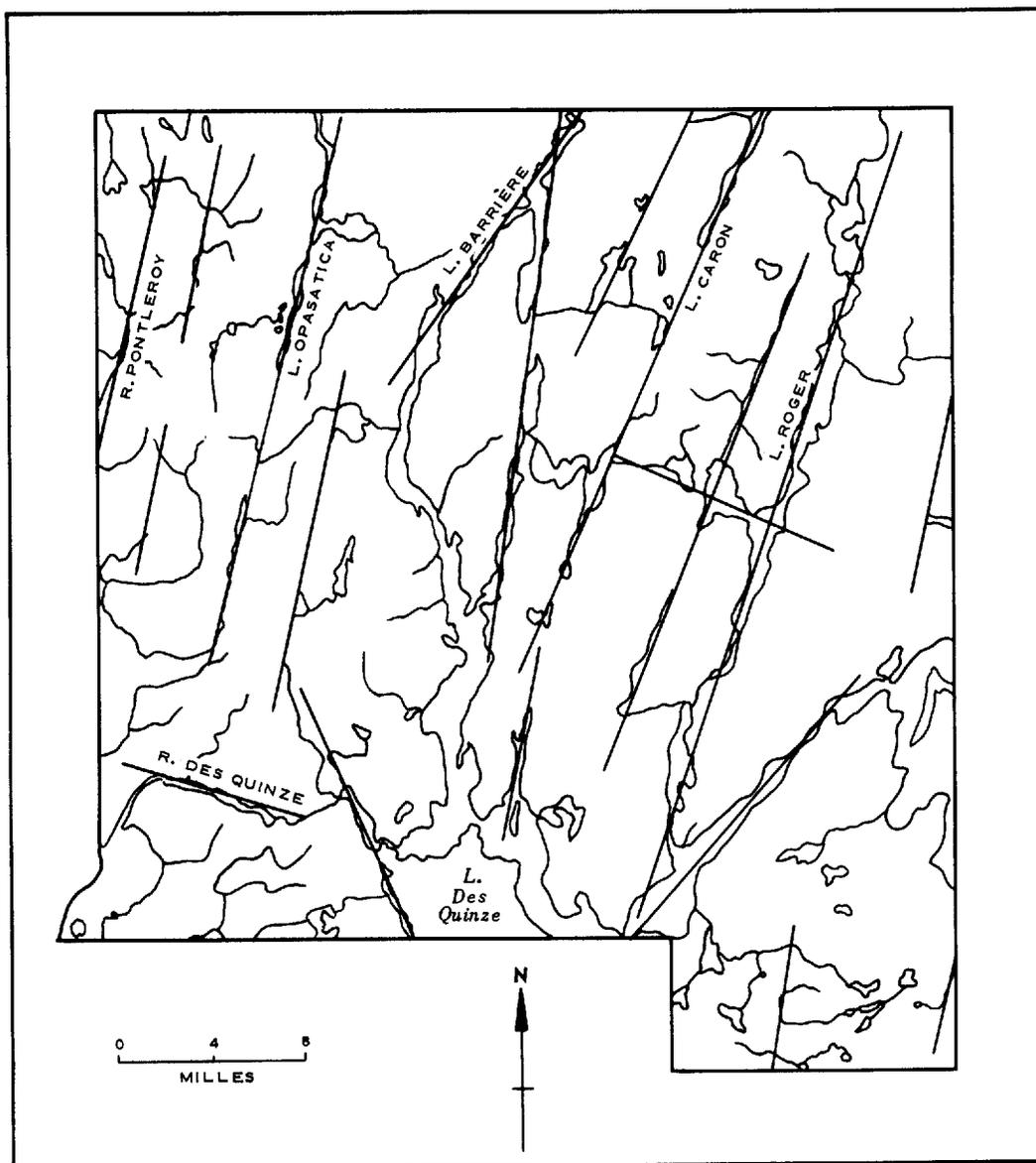
Les zones de cisaillement et les failles mineures, dont la séparation horizontale ne dépasse pas deux pieds, sont nombreuses, sauf dans les roches granitiques. La plupart de ces structures sont d'orientation approximative est-nord-est, mais quelques-unes sont vers le nord-ouest ou le nord.

Nous avons relevé deux failles majeures dans les roches volcaniques de l'angle sud-ouest de la région. L'une d'elles est orientée vers l'est et se manifeste par une vallée profonde, qui part du nord du lac Baby et va jusqu'au lac Long. La zone de faille est large d'environ 50 pieds et contient un schiste talco-chloriteux. L'attitude de la faille n'est pas établie. L'autre, moins évidente, est d'orientation N60°E, suit la rivière des Quinze et se continue au sud-ouest jusqu'au lac Profond. Le pendage des zones de schiste chloriteux, sur chaque rive de la rivière là où elle est étroite, est de 70° vers le sud ou vertical. Le contact roches volcaniques-schiste à biotite est de 500 pieds à 1,600 pieds au nord de cette zone et peut aussi être une faille, comme l'indique la présence de schiste chloriteux dans la zone même du contact.

Sur une île de l'extrémité nord du lac Barrière, une zone de roches bréchiques et de schistes talco-chloriteux, et le déplacement des types de roche de part et d'autre du lac, marquent une faille d'orientation nord-nord-est. L'attitude de la faille n'est pas établie.

Une zone fracturée, avec carbonates et schiste chloriteux, suggère aussi la présence d'une faille à l'extrémité nord d'une petite île du lac des Quinze, juste au sud de la baie Quatre-Milles. La roche est le granite à hornblende gneissique mélangé au gneiss à plagioclase et hornblende et contenant des lentilles de schiste à biotite. La faille est parallèle à la foliation, soit de direction nord-nord-est, avec pendage de 50° à l'ouest.

Les rivières et les lacs remarquablement rectilignes constituent un réseau de traits linéaires presque parallèles (fig. 3), qui peuvent dépendre des failles, des diaclases ou de la glaciation. Les traits linéaires de la région ne sont pas accompagnés de cisaillements, silicification ou de zones bréchiques. Toutefois, au nord (Wilson, 1918, Podolsky, 1950), on a trouvé des indices qui permettent de relier certains linéaments, dont quelques-uns se prolongent dans la région étudiée, à des failles. De plus, les traits linéaires sont parallèles à la direction principale des diaclases



M.R.N.Q. B-890 1967

Figure 3

DIRECTIONS LINÉAIRES DOMINANTES DE LA RÉGION DES LACS DES QUINZE ET BARRIÈRE

de la région et peuvent alors les refléter. La glaciation explique peut-être certains linéaments, mais il est probable que son action n'a fait que les accentuer.

Diaclases

Les diaclases de la région ont une orientation générale N30°E, est, ou S68°E. D'autres orientations, moins fréquentes, sont: N5°E, N40°E, S55°E, et S21°E. Toutes les diaclases ont un pendage fort prononcé, sauf quelques-unes dans les gros massifs de pegmatite, qui sont horizontales, ou presque. Dans les gneiss et les schistes, un groupe est généralement perpendiculaire à la foliation. Plusieurs diaclases contiennent des veines ou des filons de quartz.

Des projections des pôles des diaclases, pour quatre parties de la région, montrent l'existence de quatre systèmes dans toute la région, et d'un cinquième, d'orientation S55°E, dans le sud-ouest, pour les roches volcaniques.

Les groupes d'orientation S21°E et S68°E des quarts nord-est et sud-est, sont des diaclases de cisaillement. Celui d'orientation N30°E, commun à toute la région, est majeur et est apparenté aux principaux éléments linéaires. La projection stéréographique des pôles porte à croire que cette diaclase est peut-être longitudinale, et que la direction principale des contraintes est à peu près parallèle à l'orientation S68°E.

Rapports entre la tectonique du territoire étudié et la tectonique régionale

La série volcanique dans le sud-ouest est orientée selon une direction N60°E et forme des plis isoclinaux. Au sujet de la région adjacente au sud, Henderson (1937, p. 16) a écrit que les roches volcaniques appartenaient à la partie sud d'un grand pli qui a été coupé au nord par le granite. Les roches volcaniques forment un grand anticlinal à plongement vers le sud-est, au sud-est de la région étudiée. Henderson a reconnu deux séries de plis d'étirement sur ce pli; une série à faible plongement, généralement inférieur à 30°, et l'autre à plongement abrupt ou vertical. Il croyait que les plis de faible plongement étaient "les vrais plis secondaires formés par un mouvement différentiel entre les couches ou les épanchements au cours du premier plissement longitudinal des roches le long d'un axe est-ouest", et que les plis à plongement abrupt étaient tardifs et résultaient de "l'action refoulante du granite envahissant". En d'autres termes, les plis abrupts résultent de la déformation qui a affecté la région au nord et au sud de la zone des roches volcaniques. Cette relation indique que les déformations nord-sud et est-ouest ne sont pas contemporaines.

Dans la région du lac Kipawa, au sud de la zone des roches volcaniques, Robert (1963) estime que les directions tectoniques nord-est, nord et

nord-ouest des paragneiss se fondent au nord à la déformation est-ouest du schiste quartzofeldspathique à biotite et des roches volcaniques. Robert mentionne le passage progressif des roches métasédimentaires de "type Timiskaming" au schiste à biotite et déclare que les directions nord peuvent accompagner ou être plus récentes que les directions est. Osborne et Morin (1962, p. 128) arrivent à une conclusion identique, à savoir que la direction tectonique nord-est est plus récente que les plis d'orientation nord et est, et que les structures d'orientation nord sont ou simultanées, ou plus récentes que les plis d'orientation est des roches métavolcaniques. Ils ajoutent qu'ils préfèrent la première hypothèse, parce qu'ils croient que les roches plus fraîches superposées aux roches vertes sont concordantes avec les roches sédimentaires plus altérées au sud, et ces dernières ne portent aucun indice de la déformation de direction est, sauf à proximité des roches vertes. Une telle simultanéité est difficile à concevoir, et Osborne et Morin (1962, p. 128) écrivent que de tels plis discordants ont déjà été mentionnés et que, même si on ne saisit pas très bien l'aspect mécanique, on peut croire qu'ils résultent du rapprochement d'une coupe de l'écorce, où les roches vertes abondent, et d'une autre où abondent les roches litées, incluant des schistes argileux.

Dans la région sous étude, juste au nord de la zone de roches volcaniques, le long de la rivière des Quinze, le groupe de Pontiac d'orientation nord est superposé aux roches volcaniques. Les conditions sont ici semblables à celles qu'on trouve au sud et que mentionnent Osborne et Morin, ainsi que Robert. Nous pouvons donc croire à l'existence de rapports analogues. Cependant, Henderson (1937) témoigne de la non-simultanéité des déformations est-ouest et nord-sud. L'intersection de structures est-ouest par les directions nord à nord-est du gneiss quartzofeldspathique, près du lac Prévu, suggère la superposition de la déformation nord à nord-est aux roches volcaniques d'orientation est.

Nous n'avons pas observé ici les directions nord-est, plus récentes, mentionnées par Osborne et Morin, et il appert qu'elles sont rares dans la région du lac Kipawa (Robert, 1963).

L'orientation nord du groupe de Pontiac de la région sous étude cède la place à l'orientation est des roches volcaniques de Keewatin au nord, dans la région de Rouyn-Beauchastel (Wilson, 1962). Il n'y a pas de changement brusque entre ces deux orientations. Wilson (p. 19) déclare que l'orientation est du groupe de Pontiac au nord, supporte l'hypothèse de Gunning et Ambrose (1939, p. 37), selon laquelle les roches du groupe de Pontiac (Kewagama) appartiennent au flanc sud d'un grand synclinal. Toutefois, les structures d'orientation nord ont été vues par Podolsky (1950) dans le canton de Rouyn et, selon lui, les roches de Pontiac forment des plis serrés, en forme de Z, dont les axes ont un plongement abrupt vers le nord. Ses études structurologiques ne lui ont pas permis de trouver d'indices de déplacements

séparés le long des plans de clivage, pour expliquer ces plis, et il a conclu qu'ils sont des plis inclinés d'âge pré-Timiskaming (p. 89).

Freeman (1957c) a émis l'opinion que la région adjacente à l'est faisait partie d'un grand anticlinorium d'orientation nord-est. Il a aussi écrit que, dans la partie nord et au nord de sa région, les roches appartenaient au flanc sud d'un grand synclinal d'orientation est, avec pendages modérés vers le nord. Ici encore, nous notons la juxtaposition de deux structures d'orientations différentes, et ce, sans cassure brusque entre les deux. Wilson et Freeman n'abordent jamais le sujet de la surimpression des structures.

Dans la région étudiée, les principales orientations tectoniques sont vers le nord, avec quelques variations locales à l'est et à l'ouest. L'orientation nord-ouest des plis dans l'angle nord-ouest de la région n'est qu'une de ces variations. En effet, ce coin recèle les granites syncinématiques associés ailleurs aux structures d'orientation nord. Les granites ont été mis en place, avec concordance, au cours de la période de déformation nord-sud. Il est possible que des déformations antécédentes aient eu lieu, mais il n'en reste aucune trace à cause du métamorphisme intense et de l'étendue de la granitisation.

Osborne et Morin (1962), qui ont séparé le Grenville en deux unités tectoniques-métamorphiques, ont situé la région sous étude dans leur sous-province de Grenville B. Ils écrivent (p. 119) que l'ensemble tectonique de cette sous-province se distingue par son irrégularité et provient de l'impression de directions tectoniques récentes sur des plus anciennes. Les structures plus jeunes sont généralement orientées vers le nord-est, mais sont fort irrégulières et donnent l'impression de zones anastomosées situées autour de blocs, dont la résistance est supérieure à celle des blocs adjacents. A ceci, ils ajoutent que les deux directions tectoniques, nord et est, sont visibles, mais dans une grande partie de la sous-province de Grenville B, la direction de la déformation la plus ancienne n'est pas bien connue, même s'il est possible de distinguer le résultat des deux déformations. Ces données coïncident d'assez près à l'ensemble tectonique de la région sous étude, sauf qu'ici les structures nord-est sont inexistantes. Les structures nord et est sont présentes, et la première semble superposée à la seconde. Les directions est sont conservées par les roches volcaniques à cause de leur grande épaisseur et, par conséquent, de leur plus grande résistance à la déformation.

MÉTAMORPHISME - NATURE DU "FRONT DE GRENVILLE"

Métamorphisme

Le niveau du métamorphisme des roches de la région est assez uniforme, et la plupart des assemblages appartiennent au sous-faciès de staurotide-

quartz du faciès d'almandin-amphibolite du métamorphisme régional progressif, tel que défini par Fyfe, Turner et Verhoogen (1958). Il est possible que la série volcanique de l'angle sud-ouest de la région chevauche la limite entre la partie supérieure du faciès de schiste vert et la partie inférieure du faciès d'almandin-amphibolite, mais cette variation peut résulter de la rétro-morphose due aux intrusions granitiques, ou à la plus grande résistance aux effets du métamorphisme d'une série volcanique épaisse et à forte teneur en eau. Nous ne pouvons donc pas distinguer des zones métamorphiques dans la région, sauf dans le cas des roches volcaniques.

Toutefois, si nous comparons le degré de métamorphisme dans les régions avoisinantes à celui de la région étudiée, nous pouvons reconnaître certaines tendances. Robert (1963), dans son étude sur la région du lac Kipawa au sud, mentionne une augmentation de l'intensité du métamorphisme du nord vers le sud et émet l'opinion que les paragneiss de cette région sont du sous-faciès de disthène-muscovite du faciès d'almandin-amphibolite. Il écrit que le schiste à biotite, qu'il croit corrélatif au schiste de Pontiac, est moins métamorphisé que les gneiss au sud et plus métamorphisé que les roches métavolcaniques de "type Keewatin" et métasédimentaires de "type Timiskaming" décrits par Denis (1938), Retty (1931), Auger (1952) et Henderson (1937) au nord. Il se base sur la composition minéralogique pour attribuer les roches métavolcaniques et métasédimentaires, au nord de la région du lac Kipawa, au sous-faciès de staurotide-quartz. D'après les descriptions de ces roches par Denis (1938), Auger (1952) et Henderson (1937), le niveau métamorphique semble correspondre à celui défini par Robert (1963), sauf où il est moins élevé, c'est-à-dire là où les roches sont du faciès de schiste vert.

Un isograde, la limite entre les sous-faciès de staurotide-quartz et de disthène-muscovite, est donc situé au sud de la région sous étude, selon une orientation est-ouest. Cette orientation ne peut être établie avec précision, mais elle peut vraisemblablement être parallèle à la limite d'orientation nord-est qui sépare le Grenville A du Grenville B, selon Osborne et Morin (1962). Toutefois, cette orientation est modifiée quelque peu par la série volcanique d'orientation est, qui est elle-même suivie d'un autre isograde, soit la limite entre les faciès de schiste vert et d'almandin-amphibolite.

Freeman (1957) écrit que, dans la région de Béraud-Mazérac, à l'est de la région étudiée, les couches minces d'amphibolite sont du faciès d'albite-épidote-amphibolite, et que le schiste à biotite de Pontiac est du sous-faciès de biotite-chlorite du faciès de schiste vert. Ceci laisse supposer une transition d'orientation nord-sud entre les faciès des roches vertes et d'almandin-amphibolite des deux régions. Freeman mentionne la présence de staurotide, sillimanite et grenat dans les endroits fort déformés, mais il croit que cette présence dépend plus de la composition chimique initiale de la roche que du degré de métamorphisme, et il n'utilise pas ces

minéraux comme repères. A cause de ces faits, et aussi à cause de sa théorie, selon laquelle la chlorite résulte de la rétro-morphose, nous concluons que l'intensité du métamorphisme est en réalité plus grande que celle estimée par Freeman et qu'elle se situe, plus ou moins, à la limite inférieure du faciès d'almandin-amphibolite. Ainsi, il n'existe plus de transition entre les faciès métamorphiques d'une région à l'autre. Ce point est supporté par Eakins (1962), qui écrit que le groupe de Kewagama (équivalent au groupe de Pontiac), de la région de Malartic, appartient aux limites inférieure et supérieure du faciès d'épidote-amphibolite. La région de Malartic est au nord-est de la région de Béraud-Mazérac de Freeman, et le degré du métamorphisme y est semblable à celui de la région étudiée.

Le schiste de Pontiac de la région de Rouyn-Beauchastel, décrite par Wilson (1962), est constitué de quartz, d'albite-oligoclase et de mica brun altéré partiellement en chlorite. Cet assemblage minéralogique est aussi celui du sous-faciès de staurotide-quartz, même si la présence locale d'albite indique un passage aux niveaux supérieurs du faciès de schiste vert. Eakins (1962) mentionne que, dans la région de Malartic, l'albite cède la place à l'oligoclase et souligne ainsi un passage tel que celui que nous venons de mentionner. Snelling (1962, p. 5) écrit que le groupe de Pontiac au nord et au nord-est de la région sous étude a subi un métamorphisme d'intensité plus prononcée que celui du groupe d'Abitibi, et que les assemblages minéralogiques des membres du groupe de Pontiac sont ceux du sous-faciès de muscovite-biotite et du faciès d'almandin-amphibolite. Le changement de l'intensité du métamorphisme est probablement d'orientation est-ouest, suivant la série volcano-sédimentaire de la zone de Rouyn-Malartic.

Nous pouvons conclure, à partir de ces observations, que deux isogrades se situent entre la région du lac Kipawa au sud et la région de Rouyn-Beauchastel au nord, et que l'intensité du métamorphisme régional décroît du sud au nord. Les isogrades au sud et au nord sont, respectivement, les limites supérieure et inférieure du sous-faciès de staurotide-quartz. L'isograde le moins élevé est situé au nord de la région étudiée, et sa position n'est pas bien déterminée. Il est aussi dans l'angle sud-ouest, le long de la série volcanique. L'isograde le plus élevé est au sud de la région, dans la partie nord, et au nord de la région du lac Kipawa.

Le front de Grenville (voir Robert, 1963a, pour une étude plus complète).

On considère que le front de Grenville, qui sépare les provinces de Supérieur et de Grenville, passe par la région étudiée ou à proximité, mais sa position n'est pas établie définitivement.

Les formations de Grenville sont généralement caractérisées par des structures d'orientation nord-est et par un haut degré de métamorphisme, et sont séparées abruptement des roches de la province de Supérieur, d'orientation est-ouest. Ces conditions se rencontrent à certains endroits mais,

dans la région étudiée, le "front" est une transition progressive. Derry (1950) a situé ce front juste au sud de la région, alors que Robert (1963a) l'a situé au nord près de la latitude 48°. Ce dernier a conclu que le front est un passage métamorphique, à savoir, l'isograde staurotide du faciès d'almandin-amphibolite du métamorphisme régional.

Le schiste à biotite du groupe de Pontiac est généralement assigné à la série Keewatin-Timiskaming de la province de Supérieur. De la limite nord de la région, il se prolonge presque jusqu'à la limite sud et vient s'accoler à la zone volcano-sédimentaire au sud-ouest. Il réapparaît au sud de la région et, à cet endroit, Robert (1963a) l'attribue au Grenville. Le schiste à biotite appartiendrait alors aux deux grandes provinces géologiques.

Le front de Grenville n'est pas constitué ici par une zone de failles comme ailleurs. Les directions principales nord-sud sont les mêmes que celles de la région du lac Kipawa, mais différent de celles des roches volcaniques du Keewatin de la province de Supérieur au nord. Nous estimons, après considération de l'allure tectonique, que la région appartient à la province de Grenville et que les directions est, plus au nord, sont celles de la province de Supérieur.

Le degré du métamorphisme est assez élevé dans la région, et se situe dans le sous-faciès de staurotide-quartz, ce qui est au-dessus de l'isograde de la staurotide utilisé par Robert comme indice du front de Grenville. Toutefois, la zone volcanique dans l'angle sud-ouest est d'un degré inférieur à cet isograde, et le front doit contourner les roches volcaniques, s'il correspond à ce degré de métamorphisme.

De ceci, il appert que les roches de Keewatin sont transformées en gneiss de Grenville, et les mêmes unités appartiennent alors aux deux provinces. Le style tectonique de la région est celui de la province de Grenville. Le degré du métamorphisme de la région est aussi celui de la province de Grenville. Toutefois, il est arbitraire de faire correspondre le front à un isograde déterminé, et nous préférons utiliser l'orientation générale de la transition métamorphique plutôt qu'un isograde, afin d'éviter des contorsions artificielles de ce front.

Osborne et Morin (1962) ont émis l'opinion que les structures est-ouest et nord-sud de la sous-province de Grenville B sont contemporaines. Ceci voudrait dire que la région étudiée et quelques parties de la province de Supérieur, au nord, appartiennent à cette sous-province et, par conséquent, que le Keewatin et le Grenville sont tous deux d'âge archéen, même s'ils ne sont pas contemporains. Selon Snelling (1962), les roches situées à proximité du front ont été impliquées dans l'orogénie qui a affecté la province de Grenville, il y a 1,000 millions d'années. Osborne (1962) a proposé

l'emploi du terme "Millénaire" pour désigner cette orogénie et a émis l'opinion qu'elle était de nature thermique.

En résumé, le front de Grenville est ici une transition métamorphique située quelque part entre les sous-faciès de disthène-muscovite-quartz du faciès d'almandin-amphibolite et la partie supérieure du faciès de schiste vert. Le front est alors progressif et englobe toute la région cartographiée. Il ne correspond pas à une période de temps spécifique, parce que des roches d'âge et de lithologie identiques sont affectées par le mouvement orogénique de Grenville.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Aucun gîte n'a été exploité dans la région. Toutefois, les gîtes de Rouyn-Noranda au nord, la mine d'or de Belleterre au sud-est, la zone argentifère de Cobalt au sud-ouest, et la mise en exploitation récente de la mine Lorraine au sud, ont contribué à stimuler la prospection dans la région étudiée. Les roches volcaniques au sud-ouest, en particulier, ont été l'objet d'une prospection intense et l'on y a trouvé quelques découverts minéralisés.

Molybdénite (2,8,9,10,11)*

Nous avons trouvé de faibles quantités de molybdénite le long de la rive ouest du lac Gérin-Lajoie, rangs VII et VIII du canton de Bauneville (2); près d'une route de rang dans le canton de Guérin sur les lots 50 et 51 du rang II (8), de même que sur les lots 39 et 40 du rang I (9); à l'ouest de Nédélec, sur le lot 29 du rang VII du canton de Nédélec (10) et enfin au sud-est de Rollet sur le lot 23, rang III du canton de Desandrouins (11).

La molybdénite est associée à des dykes de pegmatite et des veines de quartz qui recourent le granite à oligoclase et microcline, le schiste quartzofeldspathique à biotite, ou l'amphibolite porphyroblastique (Nédélec). Diffenbach (1961) a établi la séquence chronologique suivante de la formation des minéraux, aux endroits 8,9 et 10 : feldspath, molybdénite, pyrite, chalcopryrite, bismuth, bismuthinite et quartz. La molybdite jaune en poudre est aussi présente, et la powellite et la bornite ont été décelées lors de forages. Diffenbach fait ressortir la ressemblance de ces zones aux gîtes de Preissac-Lacorne.

Des travaux d'exploration aux cinq endroits principaux, à savoir, cartographie géologique, tranchées, trous, forages peu profonds, n'ont pas

* Ces numéros sont ceux des affleurements minéralisés indiqués sur la carte.

donné de résultats positifs et les zones minéralisées sont maintenant abandonnées.

Fer (7)

Les formations ferrifères situées près de la rivière des Quinze ont été l'objet d'études de la part de plusieurs compagnies minières; levé magnétique, cartes géologiques, tranchées, trous, forages et décapelage. La largeur des formations varie de 10 à 140 pieds, avec une largeur moyenne de 40 pieds, et la longueur semble être d'environ 7 milles. Il y a au moins deux formations, peut-être trois. Celle qui est située juste au sud de la rivière des Quinze est toujours (1964) l'objet de travaux. Elle consiste en une série de couches alternatives de quartz et de magnétite et contient 37 p. 100 de fer, dont 29 p. 100 provient de la magnétite.

Cuivre, zinc, or (4,5,6)

Des affleurements contenant du cuivre, du zinc et de l'or furent examinés près de la route Rollet - Cloutier, sur le lot 31 du rang VII du canton de Desandrouins (4); sur la rive nord-est du lac Barrière, lots 3 et 4, rang X, canton de Caire (5) et près de la route Angliers - Rémigny, lots 60 et 61, rang VII, canton de Guérin (6).

La minéralisation consiste en quantités variables de pyrite, pyrrhotine, chalcoppyrite, sphalérite et or, dans l'amphibolite, le schiste à biotite et le gneiss à hornblende. L'analyse d'échantillons prélevés au hasard donne les résultats suivants:

<u>Localité 4</u> : Cu = 0.07%	<u>Localité 5</u> : Cu = 0.10%	<u>Localité 6</u> : Cu = 0.35%
Fe = 9.04%	Fe = 35.65%	Fe = 32.06%
	Zn = 0.04%	Zn = 0.10%
	Au = 0.004 oz./ton	Au = 0.002 oz./ton.

Les zones minéralisées sont petites, sauf à la localité 6, où la largeur est de 20 pieds et la longueur maximum observée est de 1,000 pieds. Peu de travaux ont été accomplis à ces endroits.

Plomb (1)

Sur le lot 30, rang I, canton de Brodeur, à l'extrémité est de la route est-ouest au sud du lac Grassay, la pyrite, la chalcoppyrite et la galène sont disséminées dans un petit affleurement de schiste quartzo-feldspathique à biotite, selon une zone étroite d'une longueur approximative de 4 pieds. Un échantillon prélevé au hasard a donné les résultats suivants: Cu = 0.01 p. 100, Pb = 0.49 p. 100, Ag = 0.180 oz./tonne. Une tranchée semble être le seul travail accompli à cet endroit.

Hématite (13)

Juste à l'est de la route 46a, à l'ouest du lac Rémigny, sur le lot 15, rang VIII, et sur les lots 10 et 11, rang VII du canton de Rémigny, l'hématite est associée à des dykes de pegmatite d'une largeur variant de $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{2}$ pouce. L'hématite forme des veinules dans les dykes, et ses cristaux sont perpendiculaires aux bordures. Aucun travail n'a été accompli ici, mais l'endroit est connu des prospecteurs.

Nickel et cuivre (12)

Au sud de la baie Solitaire, sur les lots 1 à 8 des rangs III et IV du canton de Desandrouins, nous avons trouvé du nickel et du cuivre dans une zone minéralisée, d'une largeur de 35 pieds, dans le schiste quartzofeldspathique à biotite. Les minéraux principaux sont: pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite et pentlandite. L'analyse d'un échantillon prélevé au hasard donne: Fe = 39.55 p. 100, Cu = 0.11 p. 100, Ni = 0.27 p. 100. Plusieurs dykes étroits de pyroxénite sont situés près du découvert. Des travaux d'exploration sont présentement (1964) en cours et des levés électromagnétiques ont été accomplis, mais nous n'en connaissons pas les résultats.

Amiante (14)

Des fibres transversales de chrysotile forment des veinules larges de 1/16 de pouce, dans une petite masse de serpentinite située à 2 milles au nord-ouest de la localité 12.

Béryl (3)

Nous avons trouvé quelques petits cristaux de béryl à l'est du lac Caron, sur les lots 56 et 57 du rang X, canton de Caire. Un prospecteur nous a mentionné la présence de cristaux atteignant 6 pouces, près de cet endroit.

Mica

Plusieurs découvertes de mica sont signalées par des prospecteurs, notamment près des lacs Arenaine (Bull Rock), Basserode et Roger, mais les gîtes sont généralement petits et la qualité du mica est mauvaise.

Granite

Une carrière de granite a été exploitée en 1946-47, à l'extrémité est du lot 31, rang I, canton de Montreuil, tout près de la route principale. Le granite à oligoclase et microcline est ici homogène et finement grenu. Les opérations ont cessé quand les travaux ont atteint une zone

où les diaclases étaient très rapprochées. Ce granite a été utilisé pour fabriquer des pierres tombales et pour le recouvrement extérieur de l'église de Dupuy, dans le canton d'Abitibi-Ouest.

Sable et gravier

Les dépôts de sable et gravier de bonne qualité sont abondants, et pourvoient aisément aux besoins locaux.

BIBLIOGRAPHIE

- AUGER, P.-E. (1952) - La région de Belleterre, canton de Guillet, comté de Témiscamingue, ministère des Mines, Québec, Rapport Géologique 55.
- BARLOW, A.E. (1900) - Rapport sur la Géologie et les Richesses Naturelles de la région figurant sur les cartes des lacs Nipissingue et Témiscamingue et comprenant des portions du district de Nipissingue, Ontario et du comté de Pontiac, Québec. Comm. Géol. Canada, Rapp. Annuel (nouvelle série), Vol. X, partie I, 1897, 322 p.
- BASS, MANUEL N. (1961) - Regional Tectonics of part of the southern Canadian Shield, Jour. of Geology, vol. 69, No. 6, pp. 668-702.
- BUDDINGTON, A.F. (1959) - Granite emplacement with special reference to North America, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, pp. 671-747.
- CAREY, WARREN S. (1962) - Folding, Jour. of the Alberta Soc. of Petroleum Geologists, vol. 10, No. 3, pp. 95-144.
- CHAGNON, J.-Y. (1961) - Région de Brodeur-Basserode, comtés de Témiscamingue et de Rouyn-Noranda; min. des Richesses naturelles, Québec, R.P. No 456.
- CHAGNON, J.-Y. (1962) - Région de Rémigny-Villars, comtés de Rouyn-Noranda et de Témiscamingue; min. des Rich. naturelles, Québec, R.P. No 478.
- CHAGNON, J.-Y. (1963) - Région de Guigues-Pontleroy, comtés de Témiscamingue et de Rouyn-Noranda; min. des Rich. naturelles, Québec, R.P. No 511.
- CHAGNON, J.-Y. (1965) - Des Quinze lake - Barrière lake Area, Témiscamingue county, P.Q., Thèse de Doctorat, non publiée, Université McGill, Montréal.
- CH'IH, C.S. (1950) - Structural Petrology of the Wissahickon Schist near Philadelphia, Pennsylvania, with special reference to granitization, Geol. Soc. Amer., Bull., vol. 61, pp. 923-956.

- CLARK, T.H. and STEARN, C.W. (1960) - The Geological Evolution of North America, The Ronald Press Company, New-York, 434 p.
- COOKE, H.C., JAMES, W.F. et MAWDSLEY, J.B. (1933) - Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricanaw (Québec), Comm. Géol. du Canada, Mémoire 166.
- DÉLAND, A.N. (1956) - The boundary between the Timiskaming and Grenville Sub-provinces in the Surprise lake Area, Quebec, Geol. Association of Canada, Proc., Vol. 8, pt. 1, pp. 127-141.
- DENIS, B.-T. (1937) - Région du lac Simard (Expanse), comté de Témiscamingue, min. des Mines, Québec, rapp. annuel pour l'année 1936, partie B, pp. 3-25.
- DENIS, B.-T. (1938) - Guillet Township Map-Area, thèse de doctorat, non publiée, Université McGill, Montréal.
- DERRY, D.R. (1950) - A tectonic Map of Canada, Geol. Assoc. of Canada, Proc., vol. 3, pp. 39-53.
- DIFFENBACH, Robert N. (1961) - The Molybdenum deposits of Nedelec and Guérin Townships, Timiskaming County, Québec, thèse de maîtrise, Université Cornell, 36 p.
- DRESCHER-KADEN, F.K. (1948) - Die Feldspat-Quartz Reaktionsgefuge des Granites and Gneiss, I vol., 259, S., Heidelberg.
- DRESSER, J.A. et DENIS, T.-C. (1946) - La Géologie de Québec, vol. II; min. des Mines, Québec, Rapport Géol. No 20.
- EAKINS, P.R. (1962) - Caractères Géologiques des Gisements Aurifères du District de Malartic, comté d'Abitibi-est; min. des Rich. naturelles, Québec, Rapport Géologique 99.
- EMMONS, R.C. (1953) - Selected Petrogenic Relationships of Plagioclase, The Geol. Soc. of Amer., Memoir 52, 142 p.
- ESKOLA, P. (1952) - On the granulites of Lapland, Amer. Jour. Sci., Bowen Volume.
- ESKOLA, P. (1956) - Post-Magmatic Potash Metasomatism of Granite, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 172, pp. 86-99.
- FAESSLER, C. (1962) - Analyses de roches de la province de Québec; min. des Rich. naturelles, Québec, Rapport Géol. 103.

- FREEMAN, P.V. (1957) (a) - Région de Béraud-Mazérac, districts électoraux de Rouyn-Noranda et d'Abitibi-Est; min. des Mines, Québec, R.P. No 340.
- FREEMAN, P.V. (1957) (b) - Région de Darlens-Chabert, district électoral de Rouyn-Noranda; min. des Mines, Québec, R.P. No 341.
- FREEMAN, P.V. (1957) (c) - Geology of the Béraud-Mazérac Area, Quebec, thèse de doctorat non publiée, Université McGill, 242 p.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J. et VERHOOGEN, J. (1958) - Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies, Geol. Soc. Amer., Memoir 73, 259 p.
- GILBERT, J.-E. (1958) -Région de Bignell, Territoires de Mistassini et d'Abitibi, Districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval, min. des Mines, Québec, Rapport Géol. 79.
- GILL, J.E. (1949) - Natural Divisions of the Canadian Shield, Trans. Soc. Royale du Canada, Sec. IV, vol. 43, pp. 61-69.
- GUNNING, H.C. (1927) - Syenite Porphyry of Beauchastel Township, Quebec, Geol. Sur. Canada, Mus. Bull., 46.
- GUNNING, H.C. et AMBROSE, J.W. (1939) - The Timiskaming-Keewatin Problem in the Rouyn-Harricanaw Region, Northwestern Quebec, Trans. Soc. Royale du Canada, vol. 33, sec. IV, pp. 19-49.
- GUSSOW, W.C. (1937) - Petrogeny of the Major Acid Intrusives of the Rouyn-Bell River Area of Northwestern Quebec, Trans. Soc. Royale du Canada, vol. 31, sec. IV, pp. 129-161.
- HARME, Maunu (1958) - Examples of the granitization of plutonic rocks, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 180, XXX, pp. 45-65.
- HARME, Maunu (1959) - Examples of the granitization of gneisses, Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 184, XXXI, pp. 41-59.
- HENDERSON, J.F. (1937) - Géologie et gisements minéraux de Ville-Marie et du lac Guillet (Mud), Québec, Comm. Géol. Canada, mémoire 201, 41 p.
- HUME, G.S. (1925) - The Palaeozoic Outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Quebec, Comm. Géol. Canada, Mémoire 145, 129 p.

- JAMES, W.F. (1926) - Région de Rouyn, comté de Témiscamingue (Québec),
Comm. Géol. Canada, Rapport Sommaire, 1923, partie C
(I et II), pp. 89c-109c.
- JOHNSTON, W.G.Q. (1954) - Geology of the Temiskaming-Grenville contact south-
east of lake Temagami, Northern Ontario, Canada,
Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 65, pp. 1047-1074.
- JOHNSTON, W.G.Q. (1959) - Lower Precambrian rocks of the Timiskaming region,
Quebec and Ontario, Canada, Bull. Geol. Soc. Amer.
vol. 70, pp. 935-938.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959) - Classification modale des roches éruptives,
utilisant les données fournies par le compteur de
points, Masson & Cie., Paris, 122 p.
- LACY, E.D. (1960) - Melts of Granitic Composition, their Structure,
Properties and Behaviour, Report of 21st session,
Int. Geol. Cgr., Norden, part XIV, pp. 7-15.
- LOGAN, W.E. (1847) - La Géologie de la région de la rivière Outaouais,
Expl. Géol. du Canada, Rapport de Progrès pour
l'année 1845-1846, pp. 5-107.
- LOWDON, J.A. (1960) - Age Determinations by the Geological Survey of
Canada, Report 1, Isotopic Ages, Geol. Sur. Canada,
Paper 60-17, 51 p.
- McOUAT, W.M. (1873) - Rapport d'un examen de la région entre les lacs
Témiscamingue et Abitibi, Expl. Géol. Canada, Rapp.
des Opérations pour 1872-1873, pp. 134-163.
- OLLERENSHAW, N.C. et MacQUEEN, R.W. (1960) - Ordovician and Silurian of the
lake Timiskaming Area, Proc. Association Géol.
Canada, vol. 12, pp. 105-115.
- OSBORNE, F.F. (1956) - Chemical composition of the Grenville and the south-
ern part of the Timiskaming-Keewatin sub-province
in Quebec, Trans. Soc. Royale du Canada, vol. 50,
pp. 53-63.
- OSBORNE, F.F. (1962) - Millenary. A name for Geological Events of about
1000 Mega-Years ago, Naturaliste Canadien, volume
LXXXIX, No 1, pp. 31-32.
- OSBORNE, F.F. et MORIN, M. (1962) - Tectonics of part of the Grenville sub-
province in Quebec, in "The Tectonics of the Cana-
dian Shield". La Société Royale du Canada, publica-
tion spéciale No 4, J.S. Stevenson, éditeur. Les
Presses de l'Université de Toronto, pp. 118-143.

- PARKS, W.A. (1905) - Géologie du district au nord du lac Temiskaming, Comm. Géol. Canada, compte rendu sommaire des travaux pour l'année 1904, pp. 205-233.
- PERRIN, R. et ROUBAULT, M. (1939) - Le granite et les réactions à l'état solide, Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 51^{ème} série, No 4, 180 p.
- PETTIJOHN, F.J. (1943) - Archean Sedimentation, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 54, pp. 925-972.
- PHEMISTER, T.C. (1960) - The nature of the contact between the Grenville and Temiskaming subprovinces in the Sudbury district of Ontario, Canada, Rapport de la 21^{ème} session, Congrès Géol. Intern., partie XIV, pp. 108-119.
- PODOLSKY, T.M. (1950) - Timiskaming-Pontiac relationships in Rouyn township, Quebec, thèse de maîtrise, Université Queen's Kingston, Ontario.
- READ, H.H. (1957) - The granite controversy, Thomas Murby Co., London, XIX, 430 p.
- RETTY, J.A. (1931) - Région de la carte des cantons de Gaboury et de Blondeau, comté de Témiscamingue; service des Mines de Québec, rapport annuel, pour 1930, partie B, pp. 59-101.
- ROBERT, J.-L. (1961) - Région de Guay-Bruchési, comté de Témiscamingue; min. des Rich. naturelles, Québec, R.P. No 459.
- ROBERT, J.-L. (1962) - Région de Fabre-Mazenod, comté de Témiscamingue; min. des Rich. naturelles, Québec, R.P. No 485.
- ROBERT, J.-L. (1963) - Région du lac Kipawa, comté de Témiscamingue; min. des Rich. naturelles, Québec, R.P. No 502.
- ROBERT, J.-L. (1963a) - Géologie de la région du lac Kipawa, comté de Témiscamingue, thèse de doctorat, Université Laval, 209 p.
- ROGERS, J.J.W. (1961) - Origin of albite in granitic rocks, Amer. Jour. Sci., vol. 259, pp. 186-193.
- SABOURIN, R.-J.-E. (1960) - Région de Pommeroy-Bellefeuille, district électoral de Témiscamingue; min. des Mines, Qué., R.P. No 423.

- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956) - The granites of Trancoso - A study in micro-clinization, Amer. Jour. Sci., vol. 254, pp. 329-348.
- SNELLING, N.J. (1962) - Potassium-Argon Dating of Rocks North and South of the Grenville Front in the Val d'Or Region, Quebec, Comm. Géol. du Canada, Bull. 85, 27 p.
- STOCKWELL, C.H. (1957) - Geology and Economic Minerals of Canada, Geol. Sur. Canada, Econ. Geol. Series No. 1, fourth edition, 517 p.
- TURNER, F.J. et WEISS, L.E. (1963) - Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw-Hill Book Co., Inc., 545 p.
- VALIQUETTE, Guy (1962) - Etude des sédiments huroniens du canton de Fabre, Québec, thèse de maîtrise, Université Laval, Qué.
- WILSON, M.E. (1914) - Géologie d'une étendue adjacente à la rive orientale du lac Timiskaming, Québec, Comm. Géol. Canada, Rapport No 1065.
- WILSON, M.E. (1914a) - Géologie et ressources économiques du district du lac Larder, Ontario, et des parties adjacentes du comté de Pontiac, Qué., Comm. Géol. Canada, Mémoire No 17-E, (No 1161), 69 p.
- WILSON, M.E. (1915) - Région de la carte du lac Kewagama, Québec, Comm. Géol. Canada, Mémoire 39.
- WILSON, M.E. (1919) - Le comté de Timiskaming, province de Québec, Comm. Géol. Canada, Mémoire 103, (No 1761), 177 p.
- WILSON, M.E. (1925) - The Grenville pre-Cambrian subprovince, Jour. Geol. vol. 33, pp. 396-399.
- WILSON, M.E. (1943) - The Early Precambrian Succession in Western Quebec, Trans. Soc. Royale du Canada, vol. 37, Sec. IV.
- WILSON, M.E. (1956) - Early Precambrian Rocks of the Timiskaming Region, Quebec and Ontario, Canada, Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 67, pp. 1397-1430.
- WILSON, M.E. (1962) - Rouyn-Beauchastel Map-areas, Quebec, Comm. Géol. Canada, Mémoire 315, 140 p.

INDEX ALPHABETIQUE

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Actinote	11,13,16,17,19,21,22,25,77	Calcite	12,13,14,15,22,35,62
Agglomérat	10,13,14,17,57	Calcium	17
Albite	19,31,39,42,43	Camptonite	77
	45,46,47,62,74,90,91	Carbonates	11,17,35,85
Allanite	43,57,60,63	Carey, W.S.	84
Almandin	2,19,25,31,56,59,90-93	Carrier, A.	4
Ambrose, J.W.	32,34,88	Chalcopyrite	93,94,95
Amiante	95	Ch'Ih, C.S.	67
Amphibole	13,19,21,31,36,46,80,81	Chlorite	11-16,19,21,22
Amphibolite	1,2,7,8,13,19		25,28,31,35,37,39,43,46-48,55,57
	20-25,27,31,41,42,45-47		59,60,63,69,74,75,77,78,80,90,91
	54,56,59,60,63,69,73,77,81,90-94	Chlorophaeite	80
Anatexite	56,68	Chrysotile	77,95
Andésine	16,25,80	Clark, T.H.	73
Andésite	10-17,23,24,42,54,78,84	Clinozofsite	11,13,14,22,26,59
Antigorite	77	Cobaltinitrite de	
Apatite	21,22,26,28,35,37,39,43	sodium	11,15
	46-49,51,55,57,59,60,63,74-76,80	Conglomérat	2,25,36,69,77,78,82
Aplite	2,60,68,73-75	Commission géologique	
Ardoise	78	du Canada	69
Argile	5,82,83	Cooke, H.C.	4,38,42,80
Argilite	2,77,78	Corbeil, P.	3
Argon	8,69	Cuivre	94,95
Arkose	2,20,78,79	Dacite	10,11,14
Auger, P.-E.	4,13,18,19,33,70,90	Dawson, K.R.	33
Augite	7,22,36	Deland, A.-N.	8
	39,42,44,63,76,77,79,80	Denis, B.-T.	4,13,18,19,24,33,70,90
Barlow, A.E.	4	Derry, D.R.	92
Basalte	10,23,24,78	Diabase	2,23-25,42,57,69,79,80,81
Bass, M.N.	6,34	Diffenbach, R.N.	3,24,93
Béryl	74,75,95	Diopside	22,35,76
Biotite	2,4,10,11	Diorite	13,23,24,44,46,60
	14-16,19-39,41-49,51	Disthène	90,93
	54-63,65,67-77,80,83-85,88,90-95	Dolomie	35
Bismuth	93	Drescher-Kaden, F.K.	53
Bismuthinite	93	Dresser, J.A.	4
Boissonnault, J.	3	Drift	5,82,83
Bornite	93	Dykes	2,15,24
Brousse, R.	44,65		25,31,35,36,38,41,42,51,54
Buddington, A.F.	71		57,60,68,69,71,73-77,79-81,93,95
Calcaire	34,82	Eakins, P.R.	29,91

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Epidote 11-19,21,22	Hypersthène 7
.. 25,26,28,35,37,39,43-49,51,52,55	
.... 57,59,60,62,63,65,76,80,90,91	Iddingsite 80
Faessler, C. 23,66	Ilménite 13,60,80
Feldspath .. 11,14-17,26,28,39,44,47	James, W.F. 4,38,42,80
.. 49,54,59-63,67,72,74,75,78-81,93	Johnston, W.G.Q..... 8
Fer 94	Jung, J. 44,65
Fer, oxyde de 28,43,55,59,77	
Freeman, P.V. 1,4,6,7,19	Kaolin 80
22,30,33,34,67,70,74,80,89,90,91	Kelly, V. 3
Fyfe, W.S. 19,25,31,56,59,90	
Gabbro 25,79	Labonté, Y. 3
Gill, J.E. 6	Labrador 80
Galène 94	Lacy, E.D. 73
Gneiss 2,6,7,8,10	Lamprophyre 35,69,71,76,77
.. 15,16,20,22,26,27,46,47,54-56,59	Latite 14
.. 60,67-70,72,83-85,87,88,90,92,94	Logan, W.E. 4
Granite ... 2,4,6,10,15,16,18,19,21	Lowdon, J.A. 33,69
.. 23-26,30,31,34,35,38,41,42,45-49	MacQueen, R.W. 82
.. 51,53,54,56-63,65,67,69,70,73,75	Magnétite 11,13,16,17,22,25,26
.. 76,77,78,81,84,85,87,89,93,95,96	.. 28,37,39,48,60,63,74,75,76,80,94
Granodiorite 44,46,59,65,67,69	Maranda, R. 4
Granulite 7	Mawdsley, J.B. 4,38,42,80
Grauwacke 1,2,6,10,17	McGill, université 3
..... 20,21,30,34,35,78,84	McOuat, W.M. 4
Gravier 5,6,83	Meloche, R. 3
Grenat 29,38,55,74,75,90	Métasédimentaires,
Grès 82	roches 7,18,19,88,90
Gunning, H.C. 32,34,42,88	Métavolcaniques,
Gussow, W.C. 40,41,42,69	roches 18,42,44,88,90
Harme, M. 67	Mica 30,31,63,74,84,91,95
Hastingsite 21,37	Micaschiste 6,24
Hématite 95	Microcline 2,16,20,22,23
Henderson, J.F. 4,7,10,13,15 25,26,28,30,35,36,38-49
18,19,32,33,45,54,70,79,87,88,90 51-63,65,67-79,84,93,95
Herdsmann, W.H. 41,66	Migmatite 30,31,56,67-69,71-73
Hornblende 1,2,10-27,29,35-39	Molybdénite 74,75,93
..... 41-49,51-54,57,59,60,63	Molybdite 93
.. 65,67,69,71,73,76,77,80,81,85,94	Monazite 48,60,63
Howell, J.V. 21	Monzonite 44,59,69
Hume, G.S. 82	Morin, M. 2,6,7,8,88,89,90,92
Hunting Technical and	Muscovite .. 11,14,15,28,30,55,60,61
Exploration Services Ltd. 3 63,65,67,71,74,75,77,90,91,93
	Myrmékite 51,53,58,61,67-69,72

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Nadeau, J.	4	Quartz	2,11-22,25,26
Nickel	95		28-31,35,37,43-49,51-63
			65,67,69,71,74-76,78-82,87,90-94
Oligoclase	2,14-16,19,23,25	Quartzite ...	2,4,17,20,34,78,79,82
.. 26,30,35,38,41,42,45-47,51,53-60			
.. 63,65,67-73,75,77,78,84,91,93,95		Read, H.H.	73
Olivine	89	Retty, J.A.	13,90
Ollerenshaw, N.C.	82	Rhyolite	10,11,15,78
Or	94	Rieger, E.	3
Orthite	63	Robert, J.-L.	2,8,22,24,29,33
Orthogneiss	41	55,56,70,87,88,90,91,92
Osborne, F.F. 2,6,7,8,70,88,89,90,92		Rogers, J.J.W.	67
		Rota, D.	3
Paragneiss	18,42,44,88,90	Roubault, M.	53
Paragonite	44,46,48,57,62	Rutile	63
Pegmatite ... 2,30,35,38,41,42,51,54		Sable	6,82
.. 57,60,68,71,73,74,75,76,87,93,95		Scafe, D.	3
Pentlandite	95	Schermerhorn, J.L.G. ..	53
Perthite 39,40,41,44,47,49,52,61,67		Schiste 1,2,4,7,10-12,15,16,18-21	
Perrin, R.	53 23,24,26-35,38,41,42,45-47,54	
Pettijohn, F.J.	34 56,59,60,67-70,72,73,75,77,81	
Pierres vertes	16,81 83-85,87,88,90-95	
Phacolite	70	Sédimentaires, roches ..	6,7,14,17,19
Phemister, T.C.	7 20,24,32,33,34,35,73,82,84,88	
Phénocristaux	11,14,15	Séricite 11,12,14,15,22,26,28,36,39	
..... 25,35,76,77,80,81	 44,46,48,57,62,67,76,78-80,91	
Plagioclase 11-15,17,18,20-22,25,26		Serpentine	77,80
.. 28,31,34-36,39-41,43-49,51-53,55		Serpentinite	25,76,77,95
.. 57-63,65,67,69,72-77,79,80,81,85		Serpophite	77
Plomb	94	Silicate	31
Podolsky, T.M.	6,32,34,85,88	Silice	59
Porphyre	10,15,39,57,81	Sillimanite	90
Porphyroblaste	2,12,29,49	Siltstone	1,17
52,53,59,61,62,65,67,68,70,72		Simard, J.	4
Potassium	8,69	Snelling, N.J.	8,33,69,91,92
Powellite	93	Sodium	11,15
Pyrite	11,14,16,22	Sphalérite	94
..... 26,28,43,60,93,94,95		Sphène	21,22,26,28,35,37,39
Pyroclastiques	6 43,46-48,51,55,57,59,60,76	
Pyroxène .. 2,23-25,28,35-39,41-44		Staurotide 2,8,19,25,31,56,59,89-92	
.... 48,49,51,60,63,67,76,77,79,80		Stearn, C.W.	73
Pyroxénite	25,76,77,95	Stevenson, J.S.	3
Pyrrhotine	94,95	Stockwell, C.H.	82
Ptygmatite	68		

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Syénite	2,18,23,25,28,36	Volcaniques, roches ..	4,7,8,10,11,13
.....	38-42,44-47,54,57,60,63,67	16,18,19,20,24,32,34,38,45,54
Syénodiorite	44	69,76,84,85,87,88,89,90,92,93
Trémolite	11,22,25,43,77	Weiss, L.S.	31
Tuf	10,12,13,14,17,24	Wilson, M.E.	4,6,7,13,16
Turner, F.J. ...	19,25,31,59,90	19,24,28,30,32,33,34
		38,42,78,81,85,88,89,91
Ultrabasiqnes, roches	25	Zinc	94
Valiquette, Guy	79	Zircon	21,26,28,39,43,46,48,51
Verhoogen, J.	19,25,31,59,90	57,60,63
Vertes, roches	6,7,13,18,33,45,88,90	Zoïsite	11,13,62,80