

RG 104

REGION DES LACS GERIDO ET THEVENET, NOUVEAU-QUEBEC

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

RENÉ LÉVESQUE, ministre

P.-E. AUGER, sous-ministre

SERVICE D'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

H. W. MCGERRIGLE, chef

RAPPORT GÉOLOGIQUE 104

RÉGION DES LACS GERIDO ET THÉVENET

NOUVEAU-QUÉBEC

par

PIERRE SAUVÉ ET ROBERT BERGERON

QUÉBEC

1965

E R R A T A

Il faudra lire:

- p. 4 - 1^{er} par. 1^e ligne "la tribu"
- p. 12 - 16^e ligne "non clivées"
- p. 20 - 1^{er} par. 2^e ligne "de Baby. Elles"
- p. 34 - 1^{er} par. 6^e ligne "qu'il y ait eu confusion"
- p. 56 - 1^{er} par. 3^e ligne "aux gabbros"
- p. 61 - 1^{er} par. 2^e ligne "puisque'elles sont"
- p. 62 - dernière ligne "un liquide résiduel"
- p. 63 - 4^e par. 9^e ligne "la lave tachetée"
- p. 68 - 2^e par. 16^e ligne "fortement calciques"
- p. 78 - dernière ligne "d'ôjà décrites"
- p. 97 - 2^e ligne "tachetés"

REGION DES LACS GERIDO ET THEVENET

NOUVEAU-QUEBEC

par

Pierre Sauvé et Robert Bergeron

INTRODUCTION

Aperçu général

Ce rapport présente une étude géologique de cinq régions de 15 minutes de longitude et de latitude dont le centre se trouve à environ 45 milles directement à l'ouest de Fort-Chimo, Nouveau-Québec. Ces cinq territoires ont une superficie totale approximative de 780 milles carrés. R. Bergeron cartographia les demies ouest des régions des lacs Gerido, Thévenet et Harveng au cours des étés de 1953, 1954 et 1955 respectivement; P. Sauvé dressa la carte des demies est des régions des lacs Gerido et Léopard, la première en 1954, la seconde en 1955. Dans ce rapport "la région" qualifie ces cinq étendues combinées, à moins de mention contraire. La figure No 1 montre la situation relative de chacune de ces cinq étendues dont les limites sont comme suit:

	<u>Longitudes</u>	<u>Latitudes</u>
Région du lac Thévenet, demie ouest	69°15'-69°30'	58°00'-58°15'
Région du lac Gerido, demie est	69°30'-69°45'	58°00'-58°15'
Région du lac Gerido, demie ouest	69°45'-70°00'	58°00'-58°15'
Région du lac Harveng, demie ouest	69°45'-70°00'	58°15'-58°30'
Région du lac Léopard, demie est	69°30'-69°45'	57°45'-58°00'

La région, située au milieu et dans la partie est du géo-synclinal ou fosse du Labrador, est constituée de roches métasédimentaires et volcaniques qu'envahirent des filons-couches de métagabbro.

La découverte de minéraux de cuivre et de nickel dans cette partie de la fosse au SE de la baie d'Ungava, y compris dans la région que nous étudions ici, a suscité d'actives campagnes de prospections au cours des récentes années.

Accès

L'hydravion permet d'atteindre toutes les parties de la région. On trouve une base d'hydravions au lac Stewart, à trois milles de la piste d'atterrissage de Fort-Chimo; une route gravelée relie ces deux endroits. Un service aérien régulier, partant de Montréal et de Roberval, dessert Fort-Chimo qui reçoit aussi la visite de navires pendant la saison de navigation entre le milieu de juillet et le milieu d'octobre.

On peut y parvenir également par canot à partir de la baie aux Feuilles et de la rivière Koksoak. Cette dernière ne se trouve qu'à trois milles au SE de la région du lac Léopard. Cependant, même si les lacs sont nombreux, les voyages en canot sont difficiles en raison de l'absence de rivières navigables. Il n'y a pas de route dans ce territoire.

Travail sur le terrain

La cartographie fut établie à l'échelle de deux pouces au mille. Nous avons fait grand usage des photographies aériennes verticales provenant du ministère des Mines et Relevés techniques d'Ottawa. Nous avons tracé tous les affleurements visités sur un papier transparent qui couvrait les photographies aériennes. Ces affleurements furent ultérieurement reportés sur des fonds de carte fournis par le ministère des Ressources hydrauliques de Québec.

Nous avons, habituellement, fait les cheminements à l'aplomb de la direction des formations en effectuant des lignes en zigzag à intervalles d'un demi-mille. Ils furent rapprochés là où la structure était complexe. Nous avons examiné la plupart des affleurements, mais les plus considérables ne furent étudiés qu'en certains points et leurs contours furent tracés à l'aide des photographies aériennes. Nous n'avons fait que quelques cheminements au pas et à la boussole, notamment dans les vallées boisées de la partie SW de la région du lac Léopard.

P. Sauvé a fait la cartographie détaillée, en 1958, d'une région de structure complexe et de peu d'étendue à l'est du lac Rachel, dans la région du lac Thévenet. A cet endroit, tous les affleurements furent examinés.

Les affleurements de notre territoire sont généralement abondants quoique rares en certains endroits. Habituellement, les roches sédimentaires n'affleurent que rarement, sauf dans certaines parties de la demie est de la région du lac Gerido.

Remerciements

Nous fûmes très bien secondés par les assistants-chefs Léopold Gélinas et Henry de Rümer et les aides-étudiants dont les noms suivent: Charles Black, Donald C. Bowen, Jacques Bourgault, Allen A. Jared, Clément Lafortune, Robert Ledoux, Donald C. Lewis, David Nowland et Claude Samson. Les cuisiniers Paul Avoine et Arthur Tremblay, les hommes de canot Pete Kwalos, Joseph et Georges Sandy, Sandy et Johnny Uniam s'acquittèrent très habilement de leurs tâches.

Travaux antérieurs

A.P. Low (1895) avait fait un voyage de reconnaissance en 1893, le long de la rivière Koksoak. En 1930 et 1931, Cyril Knight Prospecting Company fit la prospection de certaines parties de la région et piqueta quelques indices de sulfures. On a retrouvé plusieurs poteaux de ces claims. Frobisher Limited examina le pays autour du lac Gerido durant une courte période en 1945. Nous avons résumé, dans notre chapitre sur la géologie appliquée, les travaux effectués récemment par plusieurs sociétés minières.

La seule cartographie systématique antérieure de la région reste celle de W.F. Fahrig (1955) de la Commission géologique du Canada. Au cours de l'été de 1953, il dressa la carte d'une étendue située au sud du 58ième parallèle, à l'échelle de quatre milles au pouce. Les travaux de Fahrig couvrent la région du lac Léopard.

DESCRIPTION DE LA REGION

Population et ressources

Population

Les Esquimaux habitent près des côtes de la baie d'Ungava; cependant, quelques familles se rendent en hiver à l'intérieur du pays pour chasser le renard blanc ou polaire. Nous avons trouvé des vestiges de camps d'hiver dans quelques endroits.

Les Indiens de la tribu des Montagnais-Naskapis habitent généralement au sud du 57ième parallèle. Cependant, après la fermeture du poste de traite de Fort-McKenzie en 1948, environ 175 d'entre eux vinrent habiter Fort-Chimo, puis déménagèrent à Schefferville en 1956.

Le seul établissement permanent à proximité de notre région est Fort-Chimo, poste de traite de la Compagnie de la Baie d'Hudson fondé en 1842. On trouve également à Fort-Chimo un détachement de la Gendarmerie du Canada, un bureau de poste, un hôpital, une station météorologique du ministère du Transport et deux missions, l'une anglicane, l'autre catholique romaine.

Flore

La région, au point de vue phytogéographique, appartient à la toundra forestière, c'est-à-dire la partie septentrionale de la forêt sub-arctique formée de conifères qui croissent en groupes le long des rivières, autour des lacs et dans les vallées abritées. Les essences les plus abondantes sont l'épinette noire et le mélèze. Les seuls arbres à feuilles caduques sont quelques variétés de saules et d'aulnes. Certaines espèces de plantes arctiques herbeuses croissent également dans cette partie.

"La toundra véritable débute dans le territoire entre les latitudes nord 58° et 59°. Sa limite dessine une ligne sinueuse qui, partant de la baie d'Hudson au sud du promontoire de Portland, passe légèrement au nord de la plus grande partie de la rivière aux Feuilles dont elle traverse l'embouchure" (Gilbert et Bergeron, 1957, p. 9).

Possibilités agricoles

La région n'a que peu de possibilités agricoles en raison de la rigueur du climat et de la nature rocheuse ou marécageuse du terrain. En 1955, on expérimenta l'élevage du mouton à Fort-Chimo et à certains

endroits le long de la rivière Koksoak. Ces tentatives démontrèrent que le mouton peut supporter l'été. Au cours de la même année, on fit des expériences sur la culture de certaines variétés de céréales et de légumes.

Poisson et gibier

Le gibier est rare. Les seuls animaux à fourrure sont la loutre, le renard et l'ours noir. Des bandes de canards, de perdrix, de goélands et d'outardes habitent le territoire. Des buses pattées d'Amérique nichent dans les endroits escarpés. En 1956, nous avons vu de nombreux hiboux des neiges mais entre 1953 et 1958, ils étaient devenus très rares.

Le poisson est abondant presque partout, les principales variétés sont la truite grise, la truite mouchetée et l'omble Chevalier.

Climat

La région n'a que deux saisons, l'hiver et l'été. La température quotidienne moyenne ne dépasse 32°F. qu'au cours d'une période d'environ quatre mois. La neige fond à la fin de mai ou au début de juin et il n'y a plus de glace sur les lacs à la fin de juin. Les gelées nocturnes constantes commencent à la fin d'août ou au début de septembre. En juillet et août, les températures diurnes varient habituellement entre 60° et 70°F., elles s'élèvent exceptionnellement au-dessus de 90°F. en juillet.

Les météorologues évaluent la précipitation dans la toundra à 10 à 20 pouces par an. Il y a beaucoup de journées pluvieuses mais les fortes précipitations sont exceptionnelles. Le tonnerre se fait rarement entendre.

Physiographie

Topographie

Les terrains avoisinant la région s'inclinent légèrement et assez régulièrement vers le NE et la baie d'Ungava. Ainsi, la ligne de partage des eaux entre le bassin de drainage de la rivière Koksoak et celui de la baie aux Feuilles ou de la baie d'Ungava, est beaucoup plus rapprochée de la rivière que de la baie aux Feuilles.

Le point culminant, 1,125 pieds au-dessus du niveau de la mer, se présente dans la région du lac Léopard, au sud, et le point le plus bas, à moins de 150 pieds au-dessus du niveau de la mer, se trouve à la

limite nord de la région du lac Harveng. Bien que le relief soit peu élevé, les pentes raides et les escarpements sont nombreux. Beaucoup de collines dominent les vallées avoisinantes de 200 à 400 pieds.

Les principaux traits topographiques reflètent fidèlement la lithologie de la région, particulièrement en raison de la dureté contrastante des roches sédimentaires et éruptives. La plus grande partie de la région est marquée par une alternance de crêtes et de vallées qui coïncident respectivement avec des bandes de gabbro et d'argilites. Les crêtes élevées sont constituées d'épais filons-couches de gabbro ou de coulées volcaniques, les petites collines sont formées de minces filons-couches ou, en certains points, de roches ferrifères ou de dolomies. Le relief est ondulé et peu accidenté. Dans les parties nord des régions du lac Harveng et du lac Gerido (demie Est) ainsi que dans d'autres aires plus petites, la carence d'épais filons-couches et de laves donne un relief peu accidenté et ondulé. Près de la rivière Koksoak, dans la partie sud de la région du lac Léopard, certains filons-couches de gabbro forment des alignements de courtes collines aux extrémités arrondies et abruptes. Le tracé des crêtes et vallées est largement arqué à la charnière de certains grands plis.

On trouve un trait topographique frappant à l'ouest du milieu du lac Gerido; il s'agit d'un plateau de quatre milles de longueur par deux de largeur, circonscrit presque partout par des escarpements presque verticaux. Il est constitué de roches volcaniques et intrusives reposant sur des argilites.

Hydrographie

Les lacs et étangs sont innombrables. Parmi les petits étangs qui abondent sur les larges crêtes rocheuses un bon nombre ne semblent pas avoir de ruisseau nourricier ni d'émissaire; beaucoup se dessèchent en partie ou totalement au cours de l'été.

Les cours d'eaux sont petits, puisque la région chevauche la ligne de partage des eaux entre le bassin hydrographique de la rivière Koksoak celui du lac aux Feuilles et de la baie aux Feuilles. Les émissaires des lacs Gerido, Harveng, Rougemont, Thévenet et le ruisseau Robelin dans la partie SW de la région du lac Léopard sont les cours d'eaux les plus importants.

Les eaux de la plus grande partie de la région s'écoulent en direction de la baie aux Feuilles. Cependant, le drainage de certaines parties des régions du lac Thévenet, du lac Léopard et du lac Gerido s'effectue vers la Koksoak au sud.

GEOLOGIE GENERALE

PRECAMBRIEN

Cadre régional, âge

La région appartient à un ensemble plissé de roches sédimentaires et volcaniques légèrement ou modérément métamorphisées connu sous le nom de "fosse du Labrador" ou de "géosynclinal du Labrador". Cette zone s'étend, en direction SE, depuis un point situé au nord de la baie de Payne, sur la rive ouest de la baie d'Ungava, jusqu'à l'angle SW du Labrador, soit sur une distance supérieure à 500 milles.

On attribue généralement les roches de cette zone au Protérozoïque ou au Précambrien supérieur. Cependant, cette corrélation est basée, principalement sur la lithologie, le degré du métamorphisme et le fait que les roches du géosynclinal reposent en discordance sur un socle granitique qu'on dit appartenir à "l'Archéen". On n'a publié jusqu'à ce jour que quelques déterminations d'âge (Cumming, et autres, 1955; Roscoe, 1957), d'après lesquelles les roches du géosynclinal seraient d'un âge antérieur à 1,500 millions d'années. De récents travaux de Beall et Sauvé (1960), laissent entendre que le métamorphisme régional, dans la partie nord de la fosse, se serait produit il y a de 1,600 à 1,800 millions d'années. Il est probable que les roches se soient déposées pendant une période datant de 2,450 à 2,000 millions d'années.

Le géosynclinal du Labrador, près du 58ème parallèle, peut se diviser en deux parties. La partie ouest, formée de roches sédimentaires a une largeur de 6 à 8 milles à cette latitude mais elle s'élargit considérablement au sud. A la limite ouest, des roches à faible pendage reposent en discordance sur un socle de gneiss granitiques (Bérard, 1957). Les grauwackes et roches associées dans les angles SW des régions des lacs Gerido (moitié ouest) et Léopard (moitié est) ainsi que la dolomie d'Abner et la formation de Chioak, dans l'angle NW de la région du lac Harveng, font partie de cette zone ouest. La partie est, qui comprend presque toute notre région, est large d'environ 30 milles et limitée par des gneiss granitiques qui sont visibles en trois endroits à la limite est de la région du lac Thévenet. Elle comprend des roches sédimentaires, volcaniques et intrusives, ces dernières de nature basique. Nous ne connaissons pas les relations existant entre les roches des deux parties mentionnées ci-dessus, mais nous parlerons brièvement de ce problème dans le chapitre traitant de la tectonique. Le degré du métamorphisme s'accroît nettement d'est en ouest et certains gneiss à l'est sont des roches métamorphiques du même âge que celles du géosynclinal (Sauvé, 1958). Certains, ou tous les gneiss à microcline de la région du lac Thévenet (moitié ouest), appartiennent peut-être au socle cristallin du géosynclinal.

TABLEAU DES FORMATIONS

Pléistocène et Récent		Till, sable, gravier, silt		
		(Partie ouest)	(Partie est)	(Est du lac Rachel)
P R E C A M B R I E N	Roches intrusives		Métagabbro, gabbro partiellement frais, roches ultramafiques, diorite quartzique, gabbro tacheté.	Amphibolite, roches ultramafiques
	Roches géosyncinales	<u>Groupe de Kaniapiskau</u> Grauwacke et sub-grauwacke de Larch Schiste argileux Dolomie d'Abner Formation de Chioak Roches ferrifères	Formation de Thévenet 2000' Formation d'Hellancourt 4500' † - Formation de Baby Phyllade supérieure 1500' † et quartzite Membre de roches ferrifères 150' † - Phyllade inférieure 2000' (?) partie supérieure avec quartzite partie inférieure sans quartzite Schiste dolomitique d'Harveng	Micaschiste et conglomérat Conglomérat volcanique Roches volcaniques Schiste grenatifère Roches ferrifères Micaschiste, schiste grenatifère schiste à staurotide, schiste à disthène, quartzite Schiste calcaire, schiste à actinote et calcite et micaschiste, schistes à disthène et grenat. Schiste à grenat Marbre à trémolite
		Pré-Kaniapiskau ? (Roches du socle ?)		Gneiss à microcline

GROUPE DE KANIAPISKAU

Fahrig (1955a; 1955b) et Roscoe (1957) attribuent le terme de groupe de Kaniapiskau aux roches du géosynclinal comprises entre les latitudes 56° et 58°. Les roches de notre région leur sont identiques.

Partie Ouest

Formation de Chioak

Le nom "Chioak" vient du mot esquimau "Shiogha'luk" qui signifie sable grossier. Il fut utilisé pour la première fois par des géologues au service de la Fenimore Iron Mines Limited qui effectuaient des travaux le long de la limite ouest du géosynclinal du Labrador. Bérard (1958) a décrit la formation de Chioak dans la région à l'ouest de celle du lac Harveng. Il s'agit d'une séquence de conglomérat, de grès, d'argilites noires et rouges, de schistes argileux et de chloritoschistes. Ces roches, en direction et à l'aplomb de celle-ci, manifestent une grande variabilité lithologique.

Une faible étendue de Chioak se présente dans l'angle NW de la région du lac Harveng. Les quelques affleurements visibles à cet endroit se composent de schistes à biotite et chlorite légèrement contournés.

Dolomie d'Abner

Des géologues à l'emploi de la Fenimore Iron Mines Limited nommèrent cette formation d'après le lac Abner situé dans la région du lac Bones (Garigue) (Bérard, 1957). Depuis le lac Abner, on peut suivre, presque sans interruption, la dolomie jusqu'à la partie NW de la région du lac Harveng (Bérard, 1958).

La dolomie d'Abner recouvre en concordance le Chioak. Le contact est marqué par une mince zone de dolomie et de schistes à biotite et chlorite interstratifiés. La puissance de la formation est estimée à 400 pieds.

La dolomie est gris foncé, chamois ou brune en surface fraîche, chamois en surface altérée. L'épaisseur des lits varie de quelques pouces à 6 pieds et donne une moyenne d'un pied. La dolomie est habituellement recoupée par un réseau complexe de veinules de quartz qui donne à la roche, en surface altérée, l'apparence caractéristique d'un cloisonnage rectangulaire (boxwork). La roche est habituellement à grain variant de fin à moyen et, par endroits, renferme beaucoup de quartz détritique (jusqu'à 20 pour cent). Les grains de carbonate ont de 0.05 à 0.6 mm. de diamètre.

On a observé ici et là, dans les dolomies arénacées, des granules de dolomie cryptocristalline allant de 0.25 à 1.0 mm. de longueur. On trouve également du microcline, de l'apatite et du zircon en petites quantités.

Autres roches dolomitiques

Il existe probablement une dolomie sous les alluvions situées à la limite sud de la région du lac Léopard, à un demi-mille à l'ouest de la formation ferrifère. Elle n'affleure pas dans notre région, mais elle est visible à un demi-mille plus au sud. Cette dolomie est plutôt pure, à grain fin; sa surface d'altération est gris pâle ou chamois. La roche, bien litée, est constituée de strates ayant quelques pouces à plusieurs pouces d'épaisseur; elle est, par endroits, très contorsionnée. Cette dolomie est semblable à la dolomie d'Abner, mais nous ne connaissons pas la relation stratigraphique entre les deux.

Roches ferrifères

Des roches à carbonate de fer affleurent dans la grande vallée de la partie sud-ouest de la région du lac Léopard.

La formation, dans le groupe d'affleurements qui se présente à environ 1 1/2 mille au SW du lac Robelin, est constituée principalement de couches à quartz et carbonate de fer interlitées au milieu de schistes ferrugineux. Certains schistes se composent surtout de deux carbonates, de quartz et de petites quantités de muscovite et de chlorite. Les lits de carbonate sont peu nombreux dans les affleurements à l'ouest, mais plus abondants et plus puissants à l'est. La roche est aphanitique, foncée et s'altère en gris violacé foncé. Une couche de conglomérat de plusieurs pieds d'épaisseur repose en un endroit sur les roches à carbonate de fer. Les fragments sont surtout formés de carbonate de fer, de chert et de quartzite carbonaté. Ces éléments ont été considérablement étirés et leurs grands axes sont presque parallèles à la stratification. Ces fragments n'ont généralement que quelques pouces de longueur, bien que certains mesurent jusqu'à deux pieds. La pâte est foncée et renferme de l'oxyde de fer, du carbonate de fer et du quartz. Quelques pieds de quartzite à carbonate de fer sont visibles au-dessus du conglomérat à éléments étirés.

TABLEAU I

Analyses chimiques partielles de lits de carbonate de fer se trouvant près du ruisseau Robelin, région du lac Léopard

<u>No de l'échantillon</u>	<u>S-93</u>		<u>S-94</u>	<u>G-143</u>
SiO ₂	31.48%			
Fe	23.04	Fer "soluble	23.10%	27.20%
CaO	1.70	CaO "	0.89	11.49
MgO	7.40	MgO "	5.79	8.46
MnO	2.38	MnO "	1.95	2.09
CO ₂	23.08	CO ₂	21.66	39.15

Quelques petits affleurements sont visibles près de la limite sud de la région. Du carbonate de fer massif et bien lité est, à cet endroit, interstratifié avec une roche ferrugineuse schisteuse et un peu de chert. La roche schisteuse renferme beaucoup de quartz et de carbonate. Les lits de carbonate sont de couleur allant de noire à gris bleu et s'altèrent en brun rougeâtre ou en gris violacé foncé; ils sont lardés en tous sens de nombreuses veinules de quartz. Un affleurement, que nous croyons être un conglomérat intraformationnel, est constitué de fragments aphanitiques gris foncé de roches carbonatées s'altérant en gris violacé foncé et emballés dans une pâte gris pâle, à grain fin (1 mm) de carbonate, qui elle-même, s'altère en rouge brunâtre. Les fragments se présentent en dalles qui peuvent mesurer plusieurs pouces de longueur et dont l'épaisseur est généralement inférieure à 1/4 de pouce.

Bien que les roches carbonatées visibles ne soient pas magnétiques, l'existence de plusieurs fortes anomalies magnétiques porte à croire que certaines parties de la vallée cachent peut-être des roches ferrifères magnétiques.

Formation de Rivière Larch

Des grauwackes, et peut-être des sub-grauwackes, sont interstratifiées avec un peu de schiste ardoisier ou d'argilite dans les angles SW des régions du lac Gerido et du lac Léopard. Ces roches font partie d'une séquence à laquelle les géologues de la société Fenimore Iron Mines Ltd. ont donné le nom de formation de Rivière Larch. La formation est mal représentée et fortement cisailée dans la région du lac Gerido, mais elle est bien visible et généralement bien préservée dans celle du lac Léopard. Dans ce dernier endroit, quelques lits de grauwacke ont jusqu'à

20 pieds d'épaisseur, bien que la plupart n'aient que de 3 pouces à 3 pieds de puissance. Certains lits montrent un granoclassement peu marqué. Il existe un fin litage et, possiblement, de minuscules stratifications entrecroisées aux bordures des couches de grauwaque. Ces structures marquent peut-être le sommet de ces couches. Les types de grès les plus purs renferment beaucoup de concrétions qui épousent la forme d'ellipsoïdes plats dont les grands axes ont généralement moins de 12 pouces. Ces grands axes sont d'habitude parallèles aux couches, mais ici et là ils accusent une orientation privilégiée faisant un faible angle avec elles. La stratification est bien préservée dans certaines concrétions et n'est aucunement dérangée à leur périphérie. Les concrétions renferment une proportion plutôt faible de ciment de carbonate mais les roches qui les encaissent en contiennent encore moins. Elles forment des cavités à la surface altérée des affleurements. Le clivage est presque inexistant ou mal développé dans les grauwaques et il est fréquent d'observer une alternance de grauwaques non clivés et de bons schistes ardoisiers.

Les argillites et les schistes ardoisiers sont aphanitiques, de couleur variant de gris foncé à gris verdâtre. Les grauwaques et sub-grauwaques (?) sont en partie de coloration plus pâle. On voit à l'oeil nu des grains de quartz foncé de 1 à 2 mm de diamètre. Les grains détritiques, de taille variant en général de 0.1 à 0.5 mm, sont constitués de quartz, de feldspath et de chert accompagnés de quelques fragments de roches volcaniques et sédimentaires. Il existe aussi de la muscovite et du sphène détritiques. La plupart des grains sont anguleux et montrent une sphéricité extrêmement faible. Le classement des grains est variable, mais généralement pauvre. La chlorite, la séricite (illite), l'épidote, un carbonate et la pyrite se trouvent dans la pâte. Cette matrice est généralement sub-microscopique et il est impossible au microscope d'en distinguer tous ses éléments. Les grès les plus purs sont plus finement lités et d'un vert plus pâle que les vraies grauwaques.

Phyllades

On trouve des phyllades à l'est des grauwaques. Il est possible qu'elles appartiennent à la formation de Rivière Larch, mais, dans notre région, elles se distinguent facilement des grauwaques; il existe peut-être une faille entre les deux types de roches qui appartiennent peut-être à des âges différents, donc à des formations différentes. Dans la région du lac Léopard, il est probable que les phyllades juste à l'est des grauwaques reposent stratigraphiquement sous celles-ci. De l'autre côté de la vallée, certaines phyllades s'inclinent à angle modéré sous les roches ferrifères.

Les phyllades sont surtout grises ou gris foncé. On rencontre en abondance, à sept milles au nord de l'angle sud-ouest de la région du lac Léopard, des phyllades noires probablement charbonneuses. D'autres, qui se trouvent à proximité du même angle, renferment des petites taches de pyrite et de magnétite. Le clivage est bien développé partout et, à certains endroits, il est impossible de déceler la stratification. Les lits sont généralement en plis serrés qui plongent faiblement soit vers le nord-ouest, soit vers le sud-est.

Partie est

La séquence stratigraphique étant assez bien connue presque partout, nous la résumons dans le tableau des formations. L'étendue à l'est du lac Rachel fait exception; nous la décrivons séparément. Nous ne connaissons pas très bien non plus la séquence à l'ouest des lacs Gerido et Léopard; la description de ces roches sera faite après celle de la formation de Baby puisqu'elles en font peut-être partie.

Schistes dolomitiques et dolomies d'Harveng

Nous donnons temporairement à cette formation le nom de Harveng, puisque c'est dans cette région que nous l'avons observée pour la première fois. Elle semble avoir une puissance supérieure à 700 pieds, bien que les roches soient fortement plissées et que la base de la formation ne soit pas visible.

La séquence se compose de schistes dolomitiques qui passent, vers le bas, à des dolomies massives arénacées. Elle affleure à l'intérieur du petit anticlinorium qui s'oriente nord-nord-ouest dans l'angle nord-est de la région du lac Harveng.

Sa partie supérieure comprend des roches gris foncé en surface altérée, gris pâle en surface fraîche, schisteuses, à grain fin et se présentent en bancs de 1 à 3 pouces d'épaisseur. Les minéraux essentiels sont la dolomie (50 à 60 pour cent), la séricite (15 à 20 pour cent), le quartz (15 à 25 pour cent), le feldspath (3 à 5 pour cent) et la biotite (1 à 5 pour cent). Il y a de nombreux rhomboédres de ferrodolomie qui donnent une couleur rouille aux surfaces altérées.

Ces roches passent, vers le bas, à une dolomie gris rougeâtre en surface altérée, gris pâle en surface fraîche, finement grenue et à lits plus épais (2 à 6 pouces). Certains lits sont entièrement dolomitiques mais, le plus souvent, la roche renferme de 10 à 20 pour cent de quartz.

Nous ne savons pas si la formation de Harveng prolonge ou non la dolomie d'Abner. La première diffère de l'autre en étant plus arénacée et en ne présentant pas un enchevêtrement de veinules de quartz. De plus, les travaux de Bérard (1959) au nord de la région du lac Harveng ne mentionnent aucune corrélation entre les deux formations.

Formation de Baby

Cette formation porte le nom du lac près duquel elle est en partie bien visible.

Elle comprend trois membres. Le membre inférieur se compose d'argilites, de phyllades et de schistes accompagnés de nombreux lits de quartz au sommet. A la base de ce membre, les phyllades passent graduellement vers le bas au schiste dolomitique de Harveng. Cette partie inférieure de la formation de Baby apparaît surtout dans la région du lac Harveng et dans la partie nord de la demie est de la région du lac Gerido. Bien que ce membre n'affleure qu'en peu d'endroits, à l'exception des bords des lacs Avoine et Baby, et qu'il soit fortement plissé, nous estimons sa puissance à au moins 2,000 pieds.

Le membre du milieu se compose de roches ferrifères et de quelques phyllades; sa puissance va de 100 à 150 pieds. Le membre supérieur, d'une puissance d'environ 1,500 pieds, est constitué d'argilites, de phyllades et d'un peu de quartzites. Ses affleurements sont peu nombreux, sauf en plusieurs aires proches de la formation volcanique.

Les phyllades des membres inférieur et supérieur sont identiques et on ne peut les distinguer que grâce à leur situation par rapport au membre du milieu à roches ferrifères.

Roches péelitiques - Les argilites et phyllades des trois membres sont habituellement grises ou gris verdâtre en surface fraîche et légèrement moins foncées en surface altérée. Certaines argilites, à proximité du membre ferrifère, se colorent en rouge ou en bleu par suite de la présence d'une faible quantité d'hématite disséminée. Nous avons noté quelques schistes noirs, particulièrement près du sommet du membre supérieur.

La stratification primaire est bien préservée à plusieurs endroits. Elle comporte habituellement de fines lamines de 1 à 3 mm d'épaisseur qui atteignent plus rarement de 1 à 3 cm, sans trace de feuillets plus minces. Certaines lamines épaisses sont granoclassées. Nous avons observé un autre type de feuilletage constitué de bandes alternées pâles et foncées qui montrent parfois des lamines beaucoup plus minces. L'épaisseur de ces bandes semblables à des varves varie de 1/2 à 3 cm, mais elle demeure assez constante dans un même affleurement.

Certaines roches pélitiques ne montrent pas de clivage qui est, par ailleurs, généralement bien développé. Ce clivage doit son origine à l'alignement des petites paillettes de mica distribuées soit dans toute la roche, soit le long de plans définis. L'espacement de ces plans varie d'une fraction de millimètre à quelques centimètres, mais il est généralement petit. Le clivage est normalement mieux développé dans les roches pélitiques éloignées du contact des filons-couches de gabbro que dans celles qui leur sont adjacentes.

On voit, au microscope, que les roches pélitiques sont complètement reconstituées en cristaux dont la taille varie généralement de très petite à quelques dixièmes de millimètre. Le quartz se trouve dans toutes les roches sous forme de petits grains (0.01 à 0.1 mm) xénomorphes en partie allongés et ayant habituellement une extinction onduleuse. L'albite se présente dans toutes les phyllades et tous les schistes peu métamorphisés. La taille de ses grains se compare à celle du quartz. Nous n'avons pas décelé de feldspath potassique. La plupart des grains de quartz et de feldspath sont d'origine métamorphique, bien qu'un certain nombre puissent être d'origine détritique. On trouve des petits cristaux de grenat près du lac Thévenet.

Des petites paillettes de muscovite sont omniprésentes, à l'exception de la partie est de la région où, ici et là, la biotite prend sa place. Ce dernier minéral, fréquemment orienté au hasard, se présente généralement en paillettes bien visibles à l'oeil nu. Beaucoup de paillettes montrent un pléochroïsme allant du vert jaunâtre (X) au vert brunâtre (Z), mais certaines sont brunes. La chlorite est un constituant peu important mais omniprésent. Elle se présente en minuscules cristaux soit en paillettes, soit irréguliers, aux longueurs variant de quelques centièmes de millimètre à un mm. Sa formule pléochroïque va habituellement d'un vert jaunâtre très pâle (x) à un vert olive (z). La direction optique X est perpendiculaire au clivage, exception faite de quelques cas douteux où le minéral est presque isotropique. Quand on peut le mesurer, le 2V est petit et le minéral est optiquement négatif. La biréfringence est d'environ 0.004 ou moindre. L'épidote est également un minéral persistant. Certains grains ont un centre brun constitué apparemment d'allanite métamictique. Beaucoup de roches montrent des grains équidimensionnels de carbonate. Ce minéral, près des roches ferrifères, est un carbonate de fer qui s'altère en limonite; il se présente parfois en nodules dont le diamètre mesure jusqu'à 0.5 cm. L'apatite est présente en petite quantité dans beaucoup de roches. La tourmaline, visible en prismes effilés microscopiques qui gisent le long des plans de stratification ou de clivage, se trouve surtout dans les roches pélitiques qui avoisinent le membre ferrugineux; elle est présente partout bien que peu abondante, près du lac Thévenet. Le sphène est assez fréquent. Beaucoup de roches pélitiques adjacentes au membre ferrugineux renferment de la pyrite, de la magnétite et de l'hématite.

Les argilites et les phyllades sont surtout formées de quartz, d'albite, de chlorite et de muscovite ou biotite en proportions variables. Certaines roches constituées essentiellement de quartz et de feldspath proviennent sans doute de grès microgrenus assez purs. D'un autre côté, il est possible que les lamines formées presque entièrement de mica représentent d'anciens joints argileux. La plupart des argilites et des phyllades sont de composition qui se situe entre ces deux extrêmes et elles proviennent probablement surtout de siltstones et de grès fin impurs. Le contenu en silice de trois échantillons analysés chimiquement varie de 52 à 64 pour cent, ce qui est à peu près normal pour des siltstones. Habituellement, les argilites riches en chlorite le sont également en muscovite ou en biotite; ces roches représentent probablement les sédiments les plus finement grenus. Cependant, quelques argilites et phyllades qui proviennent de l'extrémité nord du lac Hellancourt renferment beaucoup de chlorite (25 pour cent), mais moins d'un pour cent de mica, leur teneur en potassium est très inférieure à celle des argilites ordinaires. Leur composition chimique se rapproche peut-être de celle des laves, bien que ces dernières aient une teneur plus élevée en calcium. Ces argilites et phyllades contiennent de nombreux granules faits de chlorite et d'un peu de quartz. Il est possible que ces roches aient été des tufs, mais elles ne semblent pas abondantes dans la formation de Baby.

Adinoles - Les roches pélitiques aux contacts de certains filons-couches de gabbro ont été transformées en "adinoles" (Harker, 1950, p. 126). Elles se composent surtout d'albite, ou de quartz et d'albite, accompagnés d'un peu des minéraux que renferment habituellement les argilites; l'albite constitue plus de 50 pour cent de certaines roches. On trouve toutes les gradations entre les roches riches en quartz et albite et les argilites communes. La stratification fine est habituellement bien préservée dans les adinoles. Ce sont habituellement des roches à grain extrêmement fin qui montrent une belle fracture conchoïdale et ont l'apparence de cornéennes. Les types les plus riches en quartz et en albite sont gris pâle et ont un éclat allant de vitreux à gras.

Des veinules de feldspath alcalin presque pur recourent certaines adinoles; le feldspath montre une extinction onduleuse et irrégulière et ses indices de réfraction sont inférieurs à ceux de l'albite de la roche encaissante. Certaines adinoles sont "tachetées"; ces taches sont petites, clairement définies, blanches en surface altérée et constituées de quartz, d'albite et de clinozoisite en faible quantité, le tout emballé dans une pâte formée surtout de ces mêmes minéraux accompagnés d'un peu de chlorite et de leucoxène. Ces taches ont un diamètre d'environ 1 mm, certaines sont plus larges que le litage fin qu'elles recourent, mais la plupart, non déformées, ont des bords partiellement droits et sont nettement des pseudomorphes d'un certain minéral probablement dû au métamorphisme de

contact. La table No 2 donne une analyse chimique partielle d'une adinole. Il y eut évidemment une métasomatose sodique importante dans les adinoles riches en quartz et biotite. Cependant, certaines de ces dernières roches les plus macrogrenues ressemblent à des grès fins recristallisés et le sont probalblement.

Table 2

Analyse chimique partielle d'une adinole
recueillie à 1/2 mille au sud du lac Rougemont

	%		
SiO ₂	65.82		
Al ₂ O ₃	16.64		
Na ₂ O	7.57		
K ₂ O	0.10	orthose normative	0.5%
CO ₂	0.24	albite normative	64.1%
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> 90.37		

On ne trouve habituellement les adinoles et cornéennes qu'à quelques pouces du contact des filon-couches. Cependant, on observe plus de 20 pieds d'adinoles tachetées, dans une longue lentille sédimentaire à l'intérieur d'un filon-couche, à environ un mille à l'WNW de l'extrémité sud du lac Rougemont. Une adinole tachetée, de quelques pieds d'épaisseur au moins, affleure également à 1/2 mille au sud du lac Rougemont et sur la rive ouest de la longue péninsule qui s'avance dans ce lac.

Quartzites - Les quartzites de la formation de Baby se présentent en unités dont la puissance varie d'une fraction de pouce à 20 pieds et plus. Sur la carte, nous avons indiqué séparément certaines unités parmi les plus épaisses. Des affleurements de quartzite sont assez fréquents aux endroits suivants: près des lacs Rougemont et Archiac, dans la région du lac Léopard; sur la rive ouest de la partie sud du lac Gerido, au nord-est du lac Robelin, sur la petite péninsule du lac Albert et sur la rive est du lac St-Pierre, dans la région du lac Gerido et à l'ouest des lacs Baby et Avoine, dans la région du lac Harveng.

Les quartzites sont blancs à gris foncé ou gris verdâtre et généralement microgrenus, bien qu'ils passent à des types à grain grossier qui renferment des particules de la taille des granules (2 à 4 mm). Les quartzites macrogrenus se présentent habituellement en lits de 2 pieds ou plus d'épaisseur qui peuvent se distinguer par de minces joints d'argilite. Les quartzites microgrenus montrent généralement des lamines parallèles de

quelques millimètres d'épaisseur. Des lentilles de quartzites de quelques pouces de longueur, en forme d'yeux, se retrouvent dans des phyllades sur quelques îles dans la partie sud du lac Rougemont. Il semble bien qu'il s'agisse de boudinage.

Les grains de taille inférieure à 1/4 de mm se fondent dans la pâte recristallisée, mais ceux de taille supérieure à 1/2 mm s'en détachent bien nettement. Bien que leurs anciens contours aient été en grande partie détruits au cours du métamorphisme, la forme de certains grains de quartz permet de constater qu'ils avaient une bonne sphéricité. Quelques grains de quartz montrent des anneaux partiels d'inclusions qui semblent représenter les bords originels de grains clastiques bien arrondis.

Les grains clastiques sont formés de quartz, de feldspath et d'un peu de zircon. Le feldspath est généralement de l'albite, bien que nous ayons noté de très rares grains de microcline. Nombre de grains de feldspath des quartzites quelque peu feldspathiques, ont été presque complètement remplacés par du quartz. Il est possible que ces roches renfermaient au début beaucoup de feldspath potassique qui a été remplacé par du quartz et de l'albite, le potassium entrant dans la pâte de sérïcite. Les rares fragments de roches présents sont surtout des agrégats de cristaux de quartz. Beaucoup de ces agrégats sont microcristallins et dérivent probablement du chert. D'autres sont formés de grains de quartz assez gros. L'orientation cristallographique de certains gros cristaux n'est que légèrement différente de celle des grains voisins dans le même fragment; il est possible que ces agrégats se soient formés lors d'une fracturation et recristallisation peu prononcées de grains individuels de quartz. On trouve également des fragments de roches chloritiques ou argileuses dont la taille atteint rarement 2 cm. Un petit caillou, long de 5 mm, est constitué de carbonate (50 pour cent), d'apatite (environ 30 pour cent), et d'un peu de chlorite, quartz et feldspath. Cette composition s'approche de celle d'une collophane légèrement impure.

La pâte renferme les mêmes minéraux que les argilites et phyllades, bien qu'en proportions différentes. Le quartz et l'albite (environ An_3) sont plus abondants dans la pâte; une grande partie de ce matériel est peut-être d'origine détritique et une partie du quartz provient probablement de la granulation et de la recristallisation des bords de gros grains détritiques. Toutes les roches pélitiques, contiennent de l'épidote et, bien qu'on n'en trouve pas dans certains quartzites grossiers, elle se montre généralement dans les types à grain moyen à fin. Les autres minéraux sont le carbonate, la muscovite, la chlorite, la biotite, la tourmaline, l'apatite, le sphène-leucoxène et l'allanite métamictique.

Un pyroxène monoclinique, probablement le diopside, abonde dans une roche riche en quartz et feldspath, mais qui ne contient pas de

chlorite et de mica. Cette roche, qui se trouve au contact d'un filon-couche de gabbro, est soit une adinole, soit un quartzite microgrenu qui a subi le métamorphisme de contact. Le pyroxène est en agrégats radiés de cristaux incolores, allongés et incurvés. Ses propriétés optiques sont les suivantes: biréfringence modérée (à peu près 0.030), un angle d'extinction Z par rapport à l'allongement de 40°; un 2V d'environ 60°; il est optiquement positif.

Le tableau No 3 donne les modes de quelques quartzites. Le fait que la pâte recristallisée de certains quartzites, parmi les plus grossiers ne forme qu'une faible partie de la roche porte à croire que les sédiments ont dû être bien classés. Les quartzites grossiers sont habituellement riches en quartz et étaient surtout des orthoquartzites et des subarkoses (terminologie de Pettijohn, 1954). Il existait probablement quelques arkoses. Les quartzites à grain moyen et fin sont de composition intermédiaire entre celle des quartzites grossiers et des argillites; certains ont un rapport chlorite/mica assez élevé. Il est impossible d'évaluer exactement le pourcentage que constituait la pâte originelle dans ces roches qui, probablement, étaient des subarkoses; leur composition laisse deviner un certain classement.

Tableau 3

Composition modale de quelques quartzites, formation de Baby
(pourcentage en volume)

Echantillon	Quartzites grossiers					Quartzites à grain fin et moyen	
	S-204	S-205	R-179	S-262	S-136	S-64	S-140
Quartz	82	80	93	57	64	79	65
Quartz ou feldspath				9			
Feldspath	3	5	p	10	22	7	17
Muscovite	11	9	6 ¹	} 24 ²	} 14	13 ³	17 ³
Chlorite	4	5					
Carbonate	p	1	1	p	p		1
Clinozoïsite						1	p
Grains les plus gros	$\frac{1}{2}$ -2 mm	$\frac{1}{2}$ -1 mm	1-3 mm	$\frac{1}{2}$ -3 mm	1-3 mm	$\frac{1}{4}$ - $\frac{1}{2}$ mm	0.2 mm

1. renferme un peu de chlorite
 2. comporte également un peu de quartz et d'albite
 3. accompagné d'un peu de muscovite
- p présent

Membre ferrifère - Toutes les roches ferrifères de la demie est de la région du lac Gerido appartiennent au membre moyen de la formation de Baby. Elle se présentent sensiblement au même niveau stratigraphique dans la région du lac Harveng, à environ un mille à l'ouest des lacs Baby et Avoine. Le membre comporte quelques lentilles de phyllades faiblement ferrigineuses. Des roches ferrifères en faible quantité se présentent également parfois sous forme de lentilles à proximité de la séquence principale.

Le membre comprend un assemblage de roches ferrigineuses dont l'apparence et la composition varient considérablement, mais qui passent graduellement les unes aux autres. Une partie importante du membre consiste en une roche à carbonate très fissile qui, par altération météorique, prend une couleur brun rouille. Elle passe parfois graduellement à une roche à sidérose moins abondante et moins fissile, verte ou gris verdâtre en surface fraîche et rouge ou rouge violacé en surface altérée; certaines parties de cette roche à carbonate de fer contiennent beaucoup de pyrite. Un autre type rencontré fréquemment renferme des nodules de sidérite disséminés dans une pâte aphanitique, variant de grise à noire, formée de chert (quartz microcristallin), de chert et d'oxydes de fer ou de silicates. Ces nodules, dont la taille va de très petite à 1 cm, sont donc plus gros que les lamines de la roche qu'ils recourent: à certains endroits, les lamines sont préservées dans les nodules. On trouve de plus une roche noire, en partie fissile contenant beaucoup de magnétite visible; par suite d'une teneur plus forte en magnétite, cette roche passe parfois à un faciès lourd, variant de noir à noir bleuâtre et à éclat métallique. Cependant, cette roche ferrifère "métallique" n'est pas abondante et se présente habituellement en bandes, épaisses de 1/2 à 2 cm, que sépare une roche beaucoup plus pauvre en fer. Le jaspe, qui ne constitue qu'une très faible proportion du membre, a une teinte violette résultat probable du métamorphisme. Il se trouve en minces bandes, dépassant rarement 2 cm d'épaisseur, et il est généralement interstratifié avec des roches riches en magnétite.

Beaucoup de roches ferrifères sont finement litées en lamines de 1 mm d'épaisseur ou moins.

Habituellement, le quartz et le carbonate forment, en volume, de 60 à 90 pour cent de ces roches. Les autres minéraux sont des silicates, des oxydes de fer et de la pyrite. Le quartz se présente dans le "chert" et le jaspe en une mosaïque de grains fins (0.03 à 0.05 mm) équigranulaires. Cependant, sa granulométrie est différente dans les roches qui ne sont pas constituées presque entièrement de quartz. Généralement moins abondante que le quartz, la sidérose est inexistante dans les bandes de jaspe et rare dans celles qui sont "métalliques" et riches en magnétite. Elle se présente en cristaux rhomboédriques, mais elle est plus fréquente sous forme de petits grains équidimensionnels disséminés dans la roche ou groupés en nodules

La muscovite, la biotite et la chlorite sont des constituants mineurs des roches ferrifères. Celles-ci renferment souvent un ou deux de ces minéraux, habituellement de taille microscopique, mais rarement les trois ensemble. La muscovite est un élément important dans certaines minces lamines argileuses tandis que la biotite forme plus de 5 pour cent de la roche; son pléochroïsme varie d'un vert pâle jaunâtre (X) à un vert olive moyen ou foncé (Z). Il est possible que toutes les chlorites soient optiquement négatives. Certaines montrent un fort pléochroïsme, allant du jaune pâle (X) au vert brillant (Z), elles ont une biréfringence d'environ 0.004 et un angle optique très petit. D'autres sont vertes avec une légère teinte brunâtre et semblables à celles qu'on trouve habituellement dans les argillites. La stilpnomélane est assez courante, sans être abondante; elle se présente le plus souvent en très petits cristaux, bien que certains aient 1/2 mm de longueur. La variété la plus abondante est fortement pléochroïque; elle va du jaune doré (X) au brun très foncé (Z). Il existe probablement une variété verte, bien que nous ne l'ayons pas identifiée de façon positive. Dans une lame mince, le pléochroïsme de la stilpnomélane va du jaune doré à un rouge brunâtre très foncé; de minces plaques basales sont d'un rouge brillant. La stilpnomélane se trouve parfois avec la chlorite ou la biotite, ou avec les deux; nous ne l'avons pas observée avec la muscovite.

La magnétite se présente en cristaux idiomorphes dont la taille varie de très petite à 0.5 mm et ne forme habituellement qu'un faible pourcentage de la roche quoiqu'elle constitue, en volume, environ 30 pour cent de certaines bandes "métalliques". L'hématite, finement disséminée dans certaines roches, ne représente qu'une proportion négligeable du membre ferrifère; elle s'accompagne généralement de magnétite. La pyrite abonde dans certaines roches ferrifères, particulièrement dans celles qui sont riches en carbonate; elle forme des cristaux idiomorphes allant de dimensions microscopiques jusqu'à environ 2 cm de longueur. Ce minéral ne se trouve pas avec l'hématite, mais se présente quelquefois en petites quantités avec la magnétite.

Beaucoup de ces roches renferment de faibles quantités d'apatite que nous avons observée en concentration au contact d'une bande de jaspe et d'une autre riche en magnétite; elle est en grains équidimensionnels de 0.05 mm de diamètre.

Le feldspath présent dans toutes les argillites, est absent dans beaucoup de roches ferrifères et peu abondant dans les autres. Il se trouve, en certains endroits, en petites veinules et il est de formation tardive. Nous n'avons pas observé d'épidote dans les roches ferrifères. Nous avons noté, à proximité d'un filon-couche de gabbro, une amphibole sodique dont les propriétés optiques sont presque celles de l'arfvedsonite. Ses couleurs pléochroïques sont: aquamarine (X), jaune pâle (Y ou peut-être Z)

et violet. Certains cristaux prismatiques mesurent jusqu'à 1 cm de longueur. Elle se trouve dans une roche à chert riche en magnétite qui renferme une assez grande proportion de feldspath. Puisque le feldspath est habituellement très rare dans les roches ferrifères, il y eut probablement addition de sodium et l'assertion de Harker (1950, p. 295), à savoir que "les schistes à quartz et glaucophane peuvent être interprétés comme étant des adinoles métamorphisées", s'applique probablement dans ce cas.

Roches à l'ouest des lacs Léopard et Gerido - Formation de Baby?

Les affleurements de roches métasédimentaires y sont rares et ne se limitent qu'à des épaisseurs de quelques pieds ou de quelques dizaines de pieds à la base de filons-couches de gabbro au sud-ouest de la vallée des lacs Rasle et Léopard et à l'ouest de la partie nord du lac Gerido. Nous connaissons mal ces roches. Celles à l'ouest du lac Gerido gisent sous les roches volcaniques et font probablement partie de la formation de Baby, bien que les roches ferrifères n'affleurent pas à cet endroit. Celles au sud-ouest du lac Léopard font peut-être également partie de cette même formation.

Il semble que ces roches soient en grande partie constituées d'argilites et de phyllades d'apparence et de constitution minéralogique semblables à celles des roches pélitiques de la formation de Baby. Le quartzite abonde à l'ouest et au nord-ouest du lac Alain, dans la région du lac Gerido. On trouve près de là, à l'est d'un petit lac situé à un mille au nord du lac Alain, un conglomérat de blocs arrondis de dolomie d'environ 4 pouces de longueur emballés dans une pâte arénacée. Un quartzite à stratification entrecroisée repose sur le conglomérat. Un peu de quartzite affleure également à environ un mille à l'ouest de l'extrémité sud du lac Léopard. Des dolomies, roches à carbonate et trémolite et des roches ferrifères se présentent en petites quantités dans ce secteur; nous les décrivons ci-après.

Dans une vallée, à un demi mille au sud-ouest de l'extrémité sud du lac Rasle, nous avons observé une dolomie dont l'affleurement n'a que quelques dizaines de pieds d'épaisseur. La roche est à grain très fin ou aphanitique, elle varie de gris bleuâtre à gris foncé en surface fraîche et est gris pâle, chamois ou orange pâle en surface altérée. Elle est bien stratifiée; de minces lamines d'un millimètre ont été préservées en certains endroits. La roche est constituée en grande partie de carbonate assez pur. L'analyse d'un échantillon donna 51 pour cent de CaCO_3 en poids, 44 pour cent de MgCO_3 et un peu de FeCO_3 . Ainsi le minéral carbonaté est la dolomite. Nous avons trouvé quelques lits impurs riches en actinote et renfermant un peu de chlorite. L'altération météorique les met en relief et on y distingue facilement les aiguilles d'actinote vert pâle. Sont

également présents quelques lits verts, aphanitiques et schisteux constitués en grande partie de chlorite ou de chlorite et d'actinote. A quelques endroits d'étroites veinules de quartz recourent la dolomie en tous sens.

On trouve de petites quantités de roches à trémolite et carbonate au contact de filons-couches de gabbro ou, à proximité, dans l'angle sud-est de la région du lac Léopard. Ces roches donnent l'impression d'avoir été formées à partir de la dolomie siliceuse et semblent se situer à un niveau stratigraphique assez près de celui de la dolomie de la vallée sise à proximité du lac Rasle. Elles sont le plus souvent à grain très fin; il s'y trouve des aiguilles d'amphibole à peine visibles, bien que nous ayons trouvé quelques cristaux grossiers (1/2 pouce) d'une amphibole grise. Elles sont gris verdâtre et habituellement bien stratifiées. Les principaux minéraux sont le carbonate et la trémolite-actinote. Dans certains échantillons, la trémolite est moins abondante que le carbonate; dans d'autres elle constitue presque toute la roche. Elle se présente en prisme de 0.05 à 0.4 mm de longueur. On trouve de petits (0.05 à 0.2 mm) grains équidimensionnels de clinopyroxène (probablement diopside) en faible quantité dans certaines roches; leur présence est peut-être due au métamorphisme de contact. Certaines autres renferment également de l'albite, de la clinozoisite et de l'apatite; il y a parfois de la zoisite (2V d'environ 30°, optiquement positive) avec le clinopyroxène et la magnétite.

Sur la pointe de la rive ouest du lac Gerido à la latitude approximative de 58°09' les phyllades recèlent de nombreux et minces lits de dolomie, qu'on trouve également, en petite quantité, près de la limite ouest de la région du lac Gerido, près de la latitude 58°12'.

Les roches ferrifères affleurent peu. Elles forment des lits et de minces lentilles ou membres, qui se situent peut-être à des niveaux stratigraphiques différents, dans les roches pélitiques au sud-ouest de la vallée du lac Léopard.

Un petit affleurement de la rive ouest du lac Rasle montre un schiste à magnétite. Cette roche est finement feuilletée (1/2 à 1 mm) en vert et en blanc et se compose surtout de quartz, de biotite, de chlorite et de carbonate accompagnés d'un peu de magnétite. La biotite et la chlorite sont vertes et fortement pléochroïques.

A l'extrémité nord du lac Léopard, on trouve un autre petit affleurement de roches sédimentaires ferrugineuses bien litées accompagnées de quelques lits de chert et de carbonate de fer, magnésium et calcium. Le carbonate, en lits gris foncé et à surface altérée brun rougâtre, révèle au microscope, de petits grains arrondis de quartz détritique; il s'y trouve aussi un peu de muscovite. Un échantillon analysé

contenait 10.79 pour cent de fer "soluble", 23.49 pour cent de CaO "soluble", 8.44 pour cent de MgO "soluble", 3.51 pour cent de MnO "soluble" et 33.84 pour cent de CO₂. Des argilites ferrugineuses se trouvent à un quart de mille à l'ouest du lac Robelin, à plusieurs endroits de la rive ouest du lac Ducreux et à un endroit situé à un mille à l'ouest de l'extrémité nord du lac Léopard. Des lits qui renferment des silicates de fer et un carbonate de fer sont interstratifiés avec des schistes à magnétite et des argilites ordinaires à muscovite et chlorite et passent graduellement à ces roches. Les roches ferrugineuses sont surtout à grain très fin ou aphanitiques, vertes, gris foncé ou noires en surface fraîche et noires ou bleu-noir en surface altérée. Les couches à carbonate s'altèrent sous l'intempérisme en brun ou en brun rougeâtre. Les minéraux ferro-silicatés sont une abondante stilpnomélane, et une rare grunérite. Dans un échantillon, la stilpnomélane apparaît sous forme de minuscules mouchetures (moins de 1 mm) noires, très brillantes. Elle est fortement pléochroïque en jaune et brun foncé. On reconnaît facilement la grunérite dans un échantillon où elle se présente en aiguilles ou prismes trapus, de 1 à 5 mm de longueur qui montrent un beau clivage longitudinal. Elle est habituellement de brun jaunâtre à blanche; son éclat est soyeux à adamantin. Les proportions de ces deux minéraux sont très variables; certains lits minces se composent essentiellement d'un seul minéral ferro-silicaté.

Des schistes ferrugineux se trouvent sur la rive ouest du lac Gerido, près de la latitude 58°12' et sur la grande péninsule de ce lac, à la longitude 69°50' et à la latitude 58°05'. Des phyllades accompagnées de lits ferrugineux à carbonate affleurent également près du bout sud de la péninsule qui s'avance dans le lac Gerido près de la latitude 58°11'.

Formation (volcanique) d'Hellancourt

Nom et répartition - Nous avons nommé ces roches volcaniques d'après le nom du lac Hellancourt (demie est de la région du lac Gerido) où nous avons étudié cette formation avec grand détail. C'est également le seul endroit où l'on peut observer la base comme le sommet de la formation qui affleure abondamment dans les cinq régions cartographiées.

Corrélation - La plupart des roches volcaniques de la région, sinon toutes, appartiennent probablement à la formation d'Hellancourt. Puisque la plupart des essais de corrélation ont pour base cette supposition, nous donnons ici les indices qui l'appuient. (1) Presque partout, les laves sont semblables par leur texture, leur composition et même certaines particularités, telles la prédominance de laves massives à la partie inférieure de la formation et l'abondance de laves en coussins près du sommet, la présence de laves tachetées à la partie inférieure en plusieurs endroits, la rareté des amygdales et les cavités tabulaires dans les coussins. (2) Le gabbro tacheté se

présente presque partout immédiatement sous les laves, à l'exception d'une partie de la région du lac Thévenet. Le seul endroit où ce gabbro n'est pas recouvert de roches volcaniques se trouve au sud-ouest du lac Léopard et il est possible que les laves y aient été érodées. La répartition constante de cette roche plutôt exceptionnelle porte à croire qu'elle appartient presque en entier à un filon-couche unique sous-jacent à une unique formation volcanique. (3) Les déterminations de sommets faites à l'aide des coussins de lave indiquent que, dans presque toute la région du lac Léopard et de la demie ouest de la région du lac Gerido, les roches volcaniques font partie d'une seule formation, s'il n'existe pas de faille à rejet considérable. (4) On peut suivre presque sans interruption le membre ferrifère de la formation de Baby à partir de la partie sud-est de la région du lac Harveng jusqu'à l'angle nord-ouest de la région du lac Thévenet. Les laves à proximité du lac Thévenet, au sud du lac Dupuy (région de lac Léopard) et à proximité du lac Bourgault (région du lac Harveng), reposent sur ce membre et doivent se présenter sensiblement au même niveau stratigraphique. Les principales laves qui n'appartiennent peut-être pas à la formation d'Hellencourt se retrouvent à l'est du lac Rachel.

Puissance - La puissance de la formation est entre 4,000 et 5,000 pieds sur le flanc ouest du synclinal près du lac Hellencourt où le cisaillement est faible ou inexistant; elle est très réduite sur le flanc est du pli fortement cisailé. Le sommet de la formation n'est pas visible près du lac Gerido: sa puissance est donc inconnue à cet endroit mais on sait qu'elle est supérieure à 3,000 pieds.

Traits mégascopiques - La formation consiste en grande partie en coulées de metabasaltes coussinées ou massives. On trouve un peu d'agglomérat et certaines roches, parmi les plus grossièrement grenues sont peut-être des filons-couches de métadiabase et ne formeraient qu'une faible proportion de la formation. Bien qu'en général, les laves coussinées prédominent vers le sommet de la formation et les laves massives vers la base, on observe de nombreuses exceptions dont voici un exemple. Près du lac Hellencourt, d'épaisses coulées massives, près de la base de la formation, passent latéralement (vers le sud) à des laves à nombreux coussins interstratifiées de coulées massives plus minces.

Laves en coussins - En se basant sur leur forme, Wilson (1941) a classifié les coussins en trois types, soit: en matelas, en petits pains et en ballons. Nous trouvons les trois types dans la région, bien que les deux premiers soient rares. Les sommets des coussins en ballon sont convexes vers le haut et leur surface inférieure se moule sur les coussins sous-jacents; ainsi, plusieurs projettent une langue vers le bas à la jonction de deux autres coussins. La plupart des coussins devaient être assez plastiques au moment de leur formation puisque habituellement ils s'ajustent bien les uns

sur les autres sans beaucoup d'espace interstitiel. Un matériel scoriacé, généralement peu abondant, remplit ces interstices avec quelques morceaux de lave solidifiée en boules de 3 à 6 pouces de diamètre. Le reste de l'espace est rempli par du quartz et du carbonate. Les coussins ont habituellement de 2 à 5 pieds de longueur, mais ils sont parfois plus longs, bien qu'ils tendent à avoir la même taille dans un même affleurement.

Les coussins sont formés d'une roche verte aphanitique. Leurs bords, épais d'environ un demi-pouce, sont verts, d'apparence vitreuse, aphanitiques et riches en épidote secondaire; la structure originelle du verre est encore partiellement visible sous le microscope.

A quelques endroits, le bord d'apparence vitreuse forme des apophyses dans les coussins. A en juger par la forme de ces coussins, cette particularité serait due au fusionnement de deux coussins individuels, avec refusion partielle de leur bordure commune. Juste à l'intérieur de la périphérie une bande foncée, de quelques millimètres d'épaisseur, révèle au microscope de petites varioles de 0.05 à 0.25 mm de diamètre qui, en dépit du métamorphisme, montrent encore la croix noire caractéristique en nicols croisés; certaines varioles ont une cristallite comme noyau. Dans deux endroits seulement, dans la région du lac Léopard, nous avons observé un feuilleteage concentrique qui, pas très net, consiste en une alternance de couches foncées et de couches légèrement plus pâles. Dans un coussin long et plat, les anneaux intérieurs sont disposés autour de trois centres au moins; les plus grands anneaux se soudent ensemble et les plus éloignés sont parallèles au bord du coussin.

Cavités tabulaires dans les coussins- Cette structure, rarement décrite jusqu'à présent, est très courante dans les laves coussinées de la région. A l'origine, il s'agissait d'une ou de plusieurs cavités tabulaires que séparaient de minces bandes de lave solidifiée. Ces anciennes cavités sont maintenant remplies de quartz et de carbonate. La surface supérieure de la cavité la plus haute d'un coussin est généralement incurvée et parallèle à la surface supérieure de celui-ci. La partie inférieure de cette même cavité est plane et toutes les autres cavités en dessous ont des surfaces inférieures et supérieures presque planes, toutes parallèles. Ici et là, on trouve une cavité reliée directement à une autre en dessous ou au-dessus. On voit plus rarement deux cavités, au même niveau, séparées par une mince cloison de lave solidifiée. L'épaisseur de ces structures varie habituellement de 1/2 à 2 pouces et celle de la lave intermédiaire va d'un à quelques pouces. Le rapport entre le volume des cavités dans un coussin et celui du coussin est généralement petit et varie dans chaque cas; il est rare que l'espace libre corresponde à plus d'un ou deux pour cent du volume d'un coussin. Certains affleurements montrent plusieurs coussins garnis de ces cavités, d'autres n'en ont pas.

Ces structures sont toujours plus abondantes dans ce qui était, à l'origine, la demie supérieure des coussins; celles d'un coussin sont toujours parallèles à celles des coussins adjacents, aux contacts des coulées et à l'orientation de la formation volcanique à cet endroit. Ces cavités se retrouvent dans les coussins parfaitement préservés, comme dans ceux qui ont été cisailés; elles ne traversent jamais, ni ne touchent, le bord d'aspect vitreux des coussins. Ces relations indiquent qu'elles ne sont pas le produit d'un mode de formation secondaire, telle la fracturation qui accompagne le plissement. Tout au contraire, elles ont dû se former horizontalement dans les coussins au moment de la solidification de la lave. Elles représentent des vides entre la croûte supérieure solidifiée et le niveau supérieur de la lave en fusion. La superposition des cavités est en rapport avec la succession de haut en bas des différents niveaux qu'occupait la lave.

La concentration des vides dans la partie supérieure des coussins donne un utile critère pour la détermination de l'attitude du sommet des coulées de laves coussinées, puisque la forme des coussins seule n'est pas assez caractéristique partout pour permettre cette détermination; il faut malgré tout s'en servir prudemment lorsque les coussins sont très déformés. Les cavités sont également utiles car elles indiquent le plan horizontal plus exactement que ne le fait la forme des coussins; ces derniers peuvent en effet avoir eu une inclinaison initiale ou ne pas être suffisamment allongés pour permettre une définition précise de la direction et du pendage des coulées.

Coulées massives - Celles-ci sont habituellement vertes, à grain très fin; cependant, la taille des grains varie d'aphanitique, au contact, à 1 ou 2 mm dans le centre des coulées, et même à 3 ou 4 mm dans certaines coulées massives. Les contacts sont communément cisailés et peu visibles. Quelques pieds de scories volcaniques et de matériel fragmentaire coiffent généralement les coulées massives. Ces matériaux renferment de nombreux petits fragments de laves à minuscules amygdales et varioles. Il est possible que les fragments anguleux et visiblement rayés aient été, à l'origine, un verre qui subit l'étirement. Cependant, dans ce matériel on trouve rarement des masses de laves bulbeuses, ellipsoïdales et irrégulières. Les contacts inférieurs des coulées massives sont habituellement dénués de structure, le bord de refroidissement repose sur le sommet vésiculifère de la coulée sous-jacente. Cependant, ici et là, le passage vers le haut d'une lave en coussins à une lave massive, sans les scories intermédiaires, porte à croire que les deux types de laves se sont formés lors d'un même épanchement. A un endroit, nous avons observé la transformation graduelle vers le haut de petits coussins à d'autres plus gros, qui épousent même la "forme en matelas"; cette zone fut recouverte d'une coulée de 5 pieds puis par une autre de 30 pieds. Nous avons trouvé des scories sous les laves à petits coussins et dans la partie supérieure de la coulée de 30 pieds.

Nous avons aussi noté des diaclases prismées en quelques endroits. Les colonnes ont habituellement de 8 pouces à 2 pieds de largeur quoiqu'on en voit de plus larges dans les coulées épaisses, certaines, ayant de 3 à 5 pieds de largeur, ont un contour hexagonal bien développé près de la charnière du synclinal à proximité du lac Hellancourt.

La puissance des coulées qui varie de 15 à 150 pieds, parfois moins, atteint 300 pieds à quelques endroits comme par exemple près du lac Hellancourt. Les vallées peu profondes, formées dans la partie supérieure de quelques coulées tendres et cisailées, apparaissent en lignes parallèles sur les photographies aériennes. Il semble donc que les coulées conservent une épaisseur assez constante sur des distances au moins modérées. Le sommet des coulées étant sensiblement parallèles à la stratification des roches sédimentaires sous-jacentes, il semble que leur pendage ait été, règle générale, assez faible.

Roches pyroclastiques - Le matériel pyroclastique est rare dans la formation d'Hellancourt. Près du lac du même nom, nous avons vu une brèche, d'une puissance d'environ 15 pieds, sur une distance d'un mille; il se peut qu'elle soit plus considérable, car nous avons vu un autre affleurement de brèche à deux milles plus loin dans la même direction. La brèche est constituée d'abondants fragments volcaniques, quelques-uns sub-arrondis mais la plupart anguleux, qui mesurent jusqu'à 5 pouces de diamètre et qui sont emballés dans une pâte chloritique cisailée. La brèche ressemble à un agglomérat, quoique sa nature véritable soit incertaine en raison du cisaillement de la pâte et de la rareté des affleurements. Quelques bandes de schistes chloritiques (tufs cisailés?) de plusieurs pieds d'épaisseur se présentent parmi les roches volcaniques; comme par exemple à l'ouest du lac Archiac dans la région du lac Léopard. Il se peut que quelques-unes des roches, classifiées comme appartenant à la partie supérieure cisailée et bréchiforme des coulées, soient en fait, pyroclastiques; cependant, elles ne forment qu'une petite partie de la formation.

Pétrographie - La texture primaire des metabasaltes non cisailés à l'ouest du lac Thévenet est mal préservée. Dans ces roches, presque tout le plagioclase originel était tabulaire et ne montrait habituellement que peu de parallélisme. Il semble que cette roche se soit cristallisée surtout après la mise en place des coulées. La texture est particulièrement bien préservée dans les parties les plus grossièrement grenues des coulées massives où le feldspath se présente fréquemment en lattes de 0.1 à 1.0 mm et dont la moyenne se situe vers 0.3 à 0.5 mm. Les cristaux d'actinote qui, nous le croyons se sont surtout formés à partir du pyroxène, sont équidimensionnels et leur taille varie en moyenne de 0.2 à 0.4 mm. Il se peut qu'il y ait eu, à l'origine, une texture essentiellement intergranulaire ou intersertale, plus rarement ophitique, ce dont nous ne sommes pas sûr. A quelques

endroits, des cristaux d'actinote de 4 mm ou plus de longueur renferment d'étroites lattes de plagioclase; il s'agit peut-être dans ce cas d'une texture poéclitique. Des intercroissances radiées de cristaux incurvés d'actinote et d'albite, tel que vu dans quelques lames minces, proviennent probablement de semblables intercroissances de pyroxène et de plagioclase. Les phénocristaux sont rares, à l'exception de quelques coulées de "laves tachetées" à proximité de la base de la formation volcanique. Il s'agit là de cristaux de plagioclase altérés visibles individuellement, mais le plus souvent, en groupes dont le diamètre habituel est de 1 à 2 cm et identiques à ceux des gabbros tachetés. Ces phénocristaux se sont probablement formés avant la mise en place des coulées, puisque certains agrégats de même dimension se retrouvent à l'intérieur du bord de refroidissement des coussins de lave et des zones de refroidissement des coulées massives.

Minéralogie - Dans les metabasaltes à l'ouest du lac Thévenet, le plagioclase originel est remplacé par un mélange semi-opaque que le microscope nous montre, lorsque son pouvoir séparateur le permet, constitué de pseudomorphoses d'albite lardées de clinozoisite (zoisite peut-être) à grain très fin et mal cristallisé. On identifie, dans certaines roches, une petite quantité de séricite. L'épidote ferrifère peut se présenter à la place de la clinozoisite, en grains généralement plus grossiers que cette dernière. et se voit fréquemment dans les fractures et les zones de cisaillement des laves. Des vestiges d'augite, à couronne d'amphibole, s'observent dans une coulée à l'est de l'extrémité sud du lac Hellancourt. Dans beaucoup de laves, l'actinote est le minéral principal ferromagnésien. Elle forme des cristaux prismatiques équidimensionnels dont le coeur est souvent constitué de chlorite. Presque toute l'actinote est incolore sous le microscope, mais on observe une certaine amphibole bleu-vert. La chlorite, habituellement pâle possède une biréfringence très faible qui donne des couleurs d'un bleu anormal. Sa direction optique X est perpendiculaire au clivage, donc probablement négative. Quoique plus rare, on trouve aussi une chlorite dont la couleur de biréfringence est d'un brun anormal et la direction optique Z perpendiculaire au clivage. Elle a probablement remplacé le pyroxène dans le noyau de certains cristaux d'actinote, quelque peu de plagioclase, un peu de magnétite et, peut-être, un peu de verre ou de chlorophaeite (matériel interstitiel à des cristaux de plagioclase bien définis et automorphes); elle remplit également certaines amygdales et se présente en veines minces. Le quartz et le carbonate se rencontrent également en faible quantité dans toutes les roches volcaniques; ils abondent dans les petites fractures, les cavités tabulaires des laves coussinées et les sommets vésiculaires des coulées. Certaines laves à l'est du lac Hellancourt renferment un peu de biotite brun pâle. La magnétite, le sphène-leucoxène, la pyrite et la pyrrhotine sont des éléments secondaires. Nous avons trouvé de l'apatite dans une coulée massive ou un filon-couche de métadiabase à l'intérieur de la formation d'Hellancourt. La tourmaline

est assez abondante dans un fragment du sommet bréchiforme d'une coulée, à un mille à l'ouest de la partie nord du lac Rougemont.

Les roches volcaniques à l'est du lac Thévenet sont surtout des amphibolites schisteuses, à grain fin et de couleur foncée. Leur minéralogie est semblable à celle des amphibolites qui proviennent des roches intrusives que nous décrivons plus loin.

Composition chimique - Le tableau No 4 donne la composition chimique de quatre roches métavolcaniques de la formation d'Hellancourt. L'échantillon No 1 diffère des trois autres en ce qu'il contient plus de sodium et moins de calcium, sa composition est intermédiaire entre celle d'un basalte et celle d'une andésite tholéitiques. Cette roche diffère de nos metabasaltes courantes en ce qu'elle contient de l'albite assez claire. Nous ne savons pas si la haute teneur en sodium est primaire ou si elle provient d'une altération secondaire, comme par exemple une faible spilitisation. Les trois autres analyses sont similaires; le tableau No 5 donne les normes de ces roches. La présence de quartz et d'hypersthène normales montre que les roches sont des basaltes tholéitiques. La moyenne des quatre analyses (No 5, tableau 4) est presque identique à la moyenne de Nockolds (1954) pour 137 analyses de "basaltes tholéitiques normaux". La teneur en titane est légèrement inférieure et celle en fer ferreux légèrement supérieure dans les roches de la région. Il est intéressant de noter la très faible teneur en potassium des metabasaltes d'Hellancourt. Le magma de Skaergaard (dans Walker et Poldervaart, 1949, p.649) est un des quelques basaltes d'autres provinces pétrographiques marqués par une si faible teneur en potassium.

Quinze échantillons de la formation d'Hellancourt, qui provenaient de la partie est de la région du lac Gerido, furent fondus et transformés en perles de verre dont on a mesuré les indices de réfraction (méthode décrite dans Mathews, 1951). Les faibles variations des indices (tableau No 6) portent à croire que la composition chimique des roches volcaniques change peu et reste très proche de celle des quatre analyses du tableau No 4. Ceci concorde avec sept déterminations de silice faites par analyse chimique. Les échantillons 11L à 13L (tableau No 6) proviennent d'une suite prise dans les 2,000 pieds inférieurs de la formation d'Hellancourt. Il semble, du moins à cet endroit, qu'il n'y ait eu qu'une légère variation verticale dans la composition chimique de la moitié inférieure de la formation. Les roches volcaniques d'Hellancourt des régions des lacs Harveng et Léopard sont identiques à celles de la région du lac Gerido, comme le montrent nos études au microscope.

Tableau No 4

Analyses géochimiques de metabasaltes tholéitiques

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49.86	48.60	49.44	50.38	51.2	51.3
TiO ₂	1.58	1.28	1.55	1.17	1.4	2.0
Al ₂ O ₃	13.62	13.74	13.89	14.22	14.3	14.2
Fe ₂ O ₃	2.25	2.66	3.47	2.56	2.8	2.9
FeO	11.25	10.13	9.88	9.02	10.4	9.2
MnO	0.17	0.22	0.20	0.23	0.2	0.2
MgO	6.20	6.75	5.83	6.75	6.6	6.4
CaO	8.42	10.97	10.38	10.70	10.5	10.5
Na ₂ O	2.99	2.02	1.70	2.18	2.3	2.3
K ₂ O	0.18	0.12	0.20	0.09	0.2	0.8
Li ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00		
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.14	0.10	0.1	0.2
H ₂ O	3.00	2.99	2.98	2.07		
H ₂ O-	0.08	0.08	0.97	0.11		
CO ₂	0.00	0.20	0.00	0.21		
S	0.08	0.02	0.09	0.04		
	<u>99.82</u>	<u>99.90</u>	<u>99.82</u>	<u>99.83</u>	<u>100.0</u>	<u>100.0</u>
SrO	0.01	0.03	0.03	0.03		
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00		
V ₂ O ₃	0.07	0.05	0.06	0.06		
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.04		
CuO	0.02	0.03	0.02	0.03		
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01		
ZrO ₂	0.01	0.01	0.01	0.00		
Co ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00		
SnO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01		

0.00% de chacun des éléments suivants dans 1, 2, 3 et 4:

Ag, As, Be, Cb, Bi, Cd, Ga, Ge, La, Li, Mo, Pb, Sb, Y et Z.

0.0% de chacun des éléments suivants dans 1, 2, 3 et 4:

Ce, Ia et W.

1, 2, 3, Les échantillons respectifs 6L, R-5 et 8L. Ce sont des metabasaltes tholéitiques dont 1 et 3 proviennent du sud-est du lac Hellancourt, région du lac Gerido, (demie est) et 2 de l'ouest du lac Rougemont, région du lac Gerido.

4 Echantillon S-129, metabasalte tholéitique avec des vestiges de pyroxène, provenant du sud-est du lac Hellancourt, région du lac Gerido (demie est).

1,2,3,4, Analyses faites aux laboratoires du ministère des Mines de Québec. Analystes: F. East, J. Gagnon, D. Lamontagne, J. Plamondon.

5 Moyenne de 1,2,3 et 4, calculée à 100% sans eau ni bioxyde de carbone.

6 Basalte tholéitique normal, moyenne de 137 analyses (Nockolds, 1954), recalculée sans eau.

TABLEAU No 5

Normes des metabasalts données au tableau No 4
calculées à 100%, sans eau, ni bioxyde de carbone, ni soufre

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>4</u>	<u>5</u>	<u>6</u>	
qz	1.3	2.1	6.8	3.9	3.5	3.5	
or	1.1	0.6	1.2	0.5	0.8	5.0	
ab	26.1	17.7	14.9	18.9	19.4	19.1	50.3
an	23.9	28.8	30.5	29.4	28.2	26.2	
CaSiO ₃	7.7	11.2	9.3	10.3	9.6	10.4	
MgSiO ₃	16.1	17.5	15.1	17.4	16.5	16.0	
FeSiO ₃	17.0	15.3	13.6	13.3	14.8	11.3	
mt	3.4	4.0	5.2	3.8	4.1	4.2	
il	3.1	2.5	3.1	2.3	2.8	3.8	
ap	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.5	
$\frac{\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}} \times 100$	68	65	70	63	67	65	

Tableau No 6

Indices de réfraction de verres artificiels

Indices de réfraction de verres artificiels par fusion de metabasaltes et métadiabases de la région du lac Gerido (méthode de Mathews, 1951). Trois perles de verre furent faites pour chaque échantillon. L'erreur maximale de la détermination des indices de réfraction est inférieure à 0.002 dans tous les cas et communément inférieure à 0.001. Les fusions et déterminations d'indices furent faites par R. Paquet des laboratoires du ministère des Mines de Québec.

	Echantillon	Indice	SiO ₂ %*
Métabasaltes:			
(près du lac Hellancourt)	13L	1.6111	à (environ 2,000' au dessus de la base de la formation)
	11P	1.607	
	8L	1.609	51.0
	6L	1.602	51.5
	3L	1.594	
	2P	1.594	52.5
	1L	1.604	52.0 (base de la formation)
	S-129	1.593	51.4
	S-138	1.608	50.6
	R-133	1.608	(métadiabase probable)
(ouest du lac Rougemont)	R-4	1.601	
	R-2	1.606	
	R-5	1.606	50.2
	R-8	1.612	
	R-4	1.612	(lave tachetée)

*Pourcentages anhydres en poids

Conclusions - Les seules roches intrusives que nous ayons reconnues sous les laves sont des filons-couches. L'absence de cheminées volcaniques visibles ou d'essaims de dykes qui auraient servi comme cheminées d'alimentation est une énigme. Plusieurs explications sont possibles: (1) Les cheminées d'alimentation peuvent se trouver sous les synclinaux de laves; (2) il se peut qu'il y eut confusion, dans les aires où les affleurements sont rares, entre des dykes parallèles à la direction des plis et les très nombreux filons-couches; (3) la lave a pu venir le long des filons-couches qui recourent faiblement les roches encaissantes (chose peu probable); (4) la plupart des cheminées se trouveraient en dehors du territoire. La difficulté inhérente à cette dernière conjecture se découvre quand on considère les grandes étendues cartographiées; cependant, les dykes et culots sont rares sur presque tout le plateau de Columbia, en dépit de la présence d'excellents affleurements (Waters, 1955, p. 708). Cette hypothèse semble la plus plausible, mais elle ne peut être vérifiée en raison du plissement intense et de nombreux chevauchements auxquels furent soumises les roches de la région.

La lave était en grande partie liquide en s'échappant des cheminées et il se peut qu'elle se soit immobilisée au début de la cristallisation. C'est ce que nous portent à penser l'absence générale de phénocristaux dans les roches volcaniques, la présence de bords de refroidissement et le peu d'orientation préférentielle des lattes de feldspath. La grande mobilité de la lave est aussi marquée par l'ajustement intime des coussins, le fait que la surface supérieure des coussins, quelque peu évidés, soit horizontale, comme le montre la superposition des cavités tabulaires ainsi que par l'épaisseur uniforme de certaines coulées individuelles et par l'existence de pendages originels assez faibles. La rareté des laves vésiculaires est le signe d'un magma pauvre en substances volatiles. Il n'en était peut-être pas ainsi près des orifices supposément éloignés de notre territoire. L'épanchement du magma, du moins à l'intérieur de notre région, fut plutôt rapide, à en juger par la rareté des roches pyroclastiques, ce à quoi on doit s'attendre d'un magma basaltique fluide et pauvre en substances volatiles

Formation de Thévenet

La formation de Thévenet repose sur les roches volcaniques d'Hellancourt. Elle n'a été reconnue définitivement que dans le noyau du synclinal au sud-ouest du lac Thévenet, mais elle se trouve peut-être à l'est du lac Rachel (région du lac Thévenet). Le haut de la formation n'est pas visible, mais sa puissance est supérieure à 2,000 pieds.

La formation est constituée de zones d'argilites massives, de quartzites massifs ou des deux interstratifiés.

Les argilites habituellement gris foncé, très endurcies, se trouvent en lits épais qui sont fréquemment bien feuilletés. Les minéraux essentiels sont le quartz et le feldspath en grains de la taille du silt; le matériel interstitiel est formé de chlorite, de séricite et de biotite.

Les quartzites sont en bancs épais, gris moyen à foncé en surface altérée et gris pâle en surface fraîche. Les minéraux essentiels sont le quartz (environ 80 pour cent), le feldspath (8 à 10 pour cent), la muscovite (5 à 10 pour cent), la biotite et la chlorite (environ 5 pour cent). Les minéraux accessoires comprennent le zircon, l'apatite et la pyrite.

Il est intéressant de mentionner que beaucoup de quartzites renferment des concrétions d'un à deux pouces de diamètre. Allongées parallèlement à la stratification elles sont, en conséquence, un utile critère pour la détermination de la direction et du pendage.

Quand les quartzites et argilites sont interstratifiés, les premiers se présentent en lits de six pouces à un pied d'épaisseur, les secondes en couches de deux à six pouces d'épaisseur.

Roches à l'est du lac Rachel

L'assemblage varié de roches à l'est du lac Rachel y est plus métamorphisé que ne le sont les roches plus à l'ouest et il appartient au faciès métamorphique amphibolite. Au point de vue tectonique, il est très complexe et nous en connaissons mal la séquence stratigraphique; nous avons essayé d'en établir une colonne dans le tableau des formations. Nous connaissons la structure de l'angle nord-est de la région du lac Thévenet grâce aux travaux faits dans la région du lac Freneuse (Sauvé, 1956b). La séquence y est sensiblement la même que celle qui apparaît dans le tableau des formations, exception faite de la staurotite et du disthène qu'on ne put relever et de l'absence de schistes au-dessus des roches volcaniques. Il est probable que ces dernières appartiennent à l'Hellancourt et certaines roches sous-jacentes, au Baby. La séquence stratigraphique est inconnue à l'est des lacs Rachel et Francine, à l'exception d'un conglomérat volcanique et de quelques micaschistes qui reposent sur des laves coussinées qui font peut-être partie de la formation d'Hellancourt. Cependant, en passant vers l'ouest et le nord-ouest des gneiss aux roches volcaniques, la succession des roches rencontrées coïncide avec celle du tableau des formations et, en gros, peut se comparer à la séquence visible dans l'angle nord-est de la région. Les plissements sont si compliqués qu'il est malgré tout possible que nous ayons plus d'une formation ferrifère et plus d'une formation volcanique.

Gneiss à microcline

Des gneiss granitoides à microcline se présentent dans trois petites aires le long de la limite de la demie ouest de la région du lac Thévenet.

Les gneiss, de couleur variant de grise à rose, sont à grain moyen et plus ou moins foliés. Le rubanement, en général imprécis, manque parfois totalement. A la surface de quelques affleurements, on remarque aisément des cristaux grossiers de microcline à macles de Carlsbad. Les minéraux essentiels sont le quartz, le microcline et un plagioclase. Dans certaines roches les grains des deux premiers sont allongés parallèlement à la foliation. Le quartz laisse voir une extinction très onduleuse et les macles en treillis du microcline sont bien formées. Quelques grains de plagioclase ont été fracturés et soudés. La biotite et la muscovite se trouvent fréquemment en petites quantités, mais peuvent constituer, dans certains cas, jusqu'à près de 20 pour cent de la roche. Certains gneiss montrent un faible pourcentage de hornblende et ne renferment pas de muscovite. Les accessoires habituels sont l'apatite et le zircon; l'épidote et la tourmaline sont plus rares. Nous avons noté de l'hématite dans des gneiss riches en quartz à proximité du contact avec des schistes.

Le passage des schistes aux gneiss est frappant. Les schistes montrent un très bon litage hérité de la stratification, alors que les gneiss sont mal ou pas du tout lités. Le microcline, très rare dans les schistes, est omniprésent dans les gneiss. Le contact entre schistes et gneiss, dans les rares endroits où il fut observé, est assez net. En général, des schistes grenatifères sont séparés des gneiss assez riches en mica et quelque peu schisteux par quelques pieds de schistes ou de gneiss-schistes à microcline. Les relations stratigraphiques entre les gneiss et les autres roches ne sont pas claires. D'après les observations faites dans la région du lac Freneuse (Sauvé, 1956b et 1957), on peut affirmer que les gneiss dans l'angle nord-est de la région du lac Thévenet, reposent stratigraphiquement de façon nette sous les schistes et les marbres qui se trouvent à l'ouest. Il est possible que ces gneiss appartiennent au soubassement cristallin de la fosse et qu'ils seraient alors d'âge pré-Kaniapiskau. Le plongement des plis, près du milieu de la limite est de la région du lac Thévenet, est très abrupt et même vertical. Ainsi, à cet endroit, nous ne savons pas si les gneiss sont sous les schistes ou dessus. Le marbre trémolitique qu'on trouve habituellement au contact des schistes et des gneiss, ou à proximité et jamais ailleurs, porte à croire à une corrélation possible des gneiss à l'est du lac Rachel avec ceux rencontrés dans l'angle nord-est de la région.

Marbre trémolitique

Une bande de marbre trémolitique, d'une puissance de 50 pieds ou plus par endroits, se présente à l'ouest des gneiss, dans l'angle nord-est de la région du lac Thévenet. Une autre est visible au sud de l'affleurement de gneiss le plus méridional. A un demi-mille au nord, une bande de marbre de 10 pieds d'épaisseur se situe à une dizaine de pieds des gneiss. D'autres marbres trémolitiques se trouvent à peu de distance au sud et à l'ouest de ces derniers affleurements, mais ils semblent appartenir à un niveau stratigraphique différent.

Le marbre est blanc et montre habituellement une surface d'altération météorique blanche, gris pâle ou chamois pâle. Son litage très bon provient en grande partie de la stratification. Par endroits, des lits de trémolite d'un à trois pouces d'épaisseur alternent avec des bandes de carbonate; ailleurs les lits peuvent être marqués par la trémolite, le mica magnésien, le carbonate ou le quartz. Dans certains des affleurements du sud, le litage est extrêmement contourné et les plans axiaux des petits plis ont eux-mêmes été plissés. La trémolite se présente habituellement en agrégats radiés d'aiguilles. Les agrégats individuels sont sphériques, quoi qu'ils se fusionnent irrégulièrement en général. On voit des aiguilles de tourmaline brun foncé et noire dans le marbre situé au sud de l'affleurement de gneiss le plus méridional.

Roches calco-silicatées, schistes calcaires

Les roches calco-silicatées sont caractérisées par du carbonate en abondance et un peu d'actinote vert pâle. Elles passent à des schistes calcaires sans amphibole qui, à leur tour, peuvent passer à des schistes ordinaires à faible teneur en carbonate. Les roches calco-silicatées et les schistes calcaires affleurent à l'ouest du marbre et lui sont parfois sus-jacents. Ils sont mélangés à des micaschistes, des schistes grenatifères et des schistes à disthène et grenat. Ces roches sont rares ou inexistantes dans ce qui est probablement la partie la plus haute de la séquence, à proximité des formations ferrifères et volcaniques.

Habituellement, ces roches ont une bonne foliation et, par endroits, un bon litage. La plupart des roches calco-silicatées sont vert pâle; leurs cristaux d'actinote vert pâle sont bien visibles dans les échantillons macroscopiques. Certaines renferment du carbonate de fer et une amphibole noire. La surface altérée est habituellement parsemée de cupules profondes à la suite de l'érosion différentielle du carbonate et du silicate.

En plus de l'actinote et du carbonate, les roches calco-silicatées renferment souvent du quartz, du plagioclase et une biotite brun

pâle; un certain nombre contiennent beaucoup de chlorite incolore. La présence de clinozoisite est douteuse et nous avons vu du diopside à un endroit proche d'un filon-couche de métagabbro. La muscovite est rare ou inexistante là où il y a de l'actinote, mais elle abonde dans les roches calcaires sans actinote. Certaines roches contiennent deux minéraux carbonatés dont l'un est ferrifère. Les minéraux accessoires comprennent la tourmaline, la sphène et, peut-être, le rutile.

Schistes et quartzites

Beaucoup de roches pélitiques métamorphisées, au voisinage de la limite est de la région du lac Thévenet, sont très contournées. Elles sont habituellement bien litées et le plus souvent foliées parallèlement à la stratification. La taille des grains des schistes augmente vers l'est depuis des roches à grain fin, sur la rive est du lac Rachel, jusqu'à des schistes à grain moyen, à proximité des gneiss à microcline. Les schistes sont, en général, plus grossièrement grenus que les schistes métasédimentaires à l'ouest et plusieurs renferment du quartz et du feldspath en lentilles et en veinules disposées le plus souvent parallèlement à la schistosité. Les micaschistes, dont la couleur varie du blanc argenté au gris foncé, certains brunâtres, se composent surtout de biotite, de muscovite, de quartz et de plagioclase accompagnés de minéraux accessoires tels que la chlorite, l'épidote, le carbonate, l'apatite, la tourmaline, la magnétite et la pyrite. La muscovite se présente en cristaux fins et grossiers; le quartz: en petits grains irréguliers disséminés dans toute la roche, en agrégats de grains disposés en petites lentilles, ou en minces filonnets parallèles aux lits micacés. La plupart des grains de biotite sont bruns ou rouge-brun et quelques-uns sont verts.

Beaucoup de micaschistes, très pauvres en carbonate, renferment du grenat. Ce minéral est rare ou inexistant dans les micaschistes qui recouvrent le conglomérat volcanique à l'est de la demie nord du lac Rachel. Les cristaux de grenat n'ont qu'un diamètre d'un ou deux mm à proximité de la rive est du lac Rachel, il est de 1/4 à 1/2 pouce plus à l'est, près des gneiss et certains cristaux ont plus de 2 pouces; les petits grains sont habituellement automorphes, les plus gros sont sub-automorphes ou xénomorphes. Les inclusions sont fréquentes, habituellement distribuées de façon irrégulière, mais elles sont, dans certains cristaux, disposées en spirales qui forment une structure en "boule de neige".

La staurotide se retrouve dans les micaschistes à grenat sous forme d'étroits cristaux bruns qui mesurent jusqu'à 1/2 pouce de longueur. Ce minéral abonde particulièrement au voisinage des roches ferrifères à l'ouest de la partie sud du lac Rachel; on le trouve également parmi les schistes calcaires dans quelques roches situées plus à l'est et, près de la latitude 58°11' à quelques endroits voisins de la limite occidentale

de la région. Le disthène se présente en plusieurs endroits dans une bande d'environ un mille de largeur en bordure de la limite est de la région entre les latitudes 58°05' et 58°07'. Certaines lamelles de ce minéral atteignent 4 pouces de longueur; elles sont bleues ou blanches et on les décèle surtout dans les lentilles quartzo-feldspathiques des schistes. Le disthène se présente aussi en petits cristaux prismatiques incolores le plus souvent invisibles dans les échantillons macroscopiques. Il est partout associé au grenat et, par endroits, à la staurotide.

Des quartzites gris ou blancs se retrouvent localement parmi les micaschistes. Ils sont plus fréquents en une zone située à environ 1 1/2 mille à l'est de la partie sud du lac Rachel. Des lits de conglomérat de cailloux de quartz sont interstratifiés avec des micaschistes gris au-dessus du conglomérat volcanique; nous en parlerons lors de la description de cette dernière roche.

Roches ferrifères

Abondantes à un mille à l'est de la demie sud du lac Rachel, les roches ferrifères sont plissées de façon complexe et forment probablement ainsi une unité mince. Un autre membre peu épais se retrouve à un ou deux milles au nord-est du lac Rachel. Ces roches affleurent près des roches volcaniques et sont probablement équivalentes au membre ferrifère de la formation de Baby. Deux petites lentilles de roches à magnétite se présentent près de la limite est de la région, l'une à la latitude 58°05' l'autre à 58°13'. Elles sont proches des gneiss à microcline et gisent probablement en dessous des autres roches ferrifères.

Les principaux constituants de ces roches sont le quartz, la magnétite, le grenat, l'amphibole ferrifère et un carbonate. Le carbonate de fer qui abonde dans les roches ferrifères au nord-est du lac Rachel est rare ailleurs. Généralement très bien litées, quelques minces bandes blanches sont constituées essentiellement de quartz, d'autres foncées sont formées de quartz et magnétite, d'autres encore renferment du grenat et de l'amphibole, avec ou sans magnétite. Les grenats rouges de nombre de roches ont un diamètre supérieur à 1/4 de pouce. Les amphiboles ferrifères s'altèrent facilement et les roches à amphiboles ont une surface d'altération brun rouille. L'amphibole, en général, se présente en gros grains et peut former des agrégats radiés d'aiguilles; on en trouve deux types qui s'associent en quelques endroits. Le premier, probablement une amphibole sodique, est fortement pléochroïque en bleu-vert ou en vert et il est noir en échantillon macroscopique. L'autre est incolore sous le microscope mais brun pâle à brun rougeâtre en échantillon macroscopique; sa composition est probablement à peu près celle de la série cummingtonite-grunérite. Les deux amphiboles semblent stables en présence l'une de l'autre et se présentent en fines

intercroissances à de rares occasions. Les minéraux accessoires comprennent la biotite, la chlorite, l'apatite et la tourmaline. Nous avons vu du zircon dans une bande quartzreuse.

Certaines roches à grenat et hornblende, sans magnétite, mal litées, sont intimement associées à des amphibolites ordinaires et il se peut que certaines d'entre elles proviennent de ferrogabbro. Cependant, la présence simultanée d'abondants et gros cristaux de grenat et de cristaux radiés d'amphibole-fer (rouillés par altération météorique) semble le fait assez typique des roches ferrifères métasédimentaires. L'existence de bandes continues de quartz est également une caractéristique de ces roches.

Roches volcaniques

La tectonique est si compliquée à l'est du lac Rachel qu'il n'est pas certain que toutes les roches volcaniques appartiennent à une même formation. Considérant le fait qu'elles ont la composition chimique des basaltes et surtout, que certaines se situent à une courte distance au-dessus des roches ferrifères, on peut supposer qu'elles font partie de la formation d'Hellencourt.

La plupart des roches volcaniques sont fortement cisillées. Les mieux préservées se trouvent à 2 1/2 milles en direction N à NNE de l'extrémité nord du lac Rachel. A cet endroit, le gros de la formation est formé de coussins de laves qui sont semblables par la taille et la forme à ceux de la formation d'Hellencourt. Plusieurs coussins montrent des cavités tabulaires et il se peut que des roches massives sous-jacentes aux laves en coussins soient des filons-couches ou des coulées. Le cisaillement augmente considérablement vers le sud et il n'est pas certain que les amphibolites feuilletées, microgrenues à l'est de la demie sud du lac Rachel, dérivent de laves ou de diabases.

Ces roches appartiennent au faciès métamorphique amphibolite. Elles se composent surtout de hornblende, d'une quantité moindre de plagioclase et d'un peu de quartz, d'épidote, de sphène, d'apatite et de minéraux opaques.

Conglomérat volcanique

Un conglomérat volcanique généralement cisillé recouvre les laves en coussins à deux ou trois milles à l'est de l'extrémité nord du lac Rachel. Ce doit être probablement le même qui affleure à 1 1/2 mille au sud mais tellement cisillé qu'il est difficile d'estimer sa puissance; nous croyons qu'elle est de 500 pieds ou plus.

Mal connue, cette roche consiste, à un endroit surtout, en cailloux de laves aphanitiques (maintenant des amphibolites) accompagnés de quelques fragments de metabasalte ou métadiabase à grain moyen et d'un certain nombre de cailloux de quartz. Ces derniers, rares dans la partie inférieure du conglomérat, semblent devenir de plus en plus abondants vers le haut de la formation. Les cailloux volcaniques sont assez bien arrondis, très allongés, ce qui est peut-être le résultat de la déformation tectonique; la plupart ont un diamètre de 1/2 à 1 pouce, certains atteignent 4 pouces. La pâte ne forme généralement qu'environ 25 pour cent de la roche.

La roche, à un autre endroit, est plus cisailée. Nombre de fragments sont anguleux et plusieurs ont 4 pouces de longueur; la matrice, dont les éléments ont la taille du sable, est peu abondante. La roche fortement cisailée est semblable à une ortho-amphibolite foliée ordinaire, mais en diffère en ce qu'elle contient beaucoup plus de cupules de carbonate en surface altérée et, en nombre variable, des lentilles ou des ovoïdes de quartz ou de quartz et de feldspath. Certaines roches renferment deux carbonates. Les autres minéraux constituant sont la hornblende, l'épidote, le quartz et un plagioclase zoné et comme éléments secondaires la biotite, la chlorite, l'apatite et des minéraux opaques.

La partie de base de la formation est formée du conglomérat volcanique accompagné de matériel à grain très fin, riche en carbonate et, à quelques endroits, des lits de micaschistes gris. La formation passe graduellement, vers le haut du conglomérat, à un schiste à biotite et hornblende qu'accompagnent occasionnellement des bandes cisailées, foncées et riches en carbonate et, de cette roche, à un micaschiste à conglomérat de cailloux de quartz d'environ un pouce de diamètre. On trouve également dans le micaschiste quelques bandes cisailées de roches à carbonate, plagioclase et quartz qui montrent de nombreux bâtonnets riches en épidote et actinote. Il se peut que ces bâtonnets soient des cailloux fortement déformés.

Roches intrusives

Des filons-couches constituent les seules masses intrusives. A l'ouest du lac Thévenet, ils sont surtout formés de métagabbro et de métadiabase accompagnés de petites quantités de gabbro ultramafique, de diorite quartzique et de gabbro partiellement altéré. A l'est du lac, ce sont des filons-couches d'amphibolite et de roches ultramafiques. Nous utilisons indistinctement les termes "métadiabase" et "métagabbro": ce dernier terme est d'usage plus général, tandis que le premier s'applique surtout à des roches finement grenues de filons-couches relativement minces et aux bords des filons-couches épais.

Répartition et puissance

Les filons-couches abondent parmi les roches sédimentaires quoique nous n'en ayons pas trouvé parmi les grauwackes de la formation de Rivière Larch, dans la partie sud-ouest, de la région, ni au milieu de la formation de Thévenet. Il est possible que les roches volcaniques recèlent quelques filons-couches, mais aucun ne fut identifié positivement.

La puissance des filons-couches va de quelques pieds à environ 3,500 pieds, rares sont ceux qui dépassent 1,500 pieds. Il est possible que leur épaisseur et leur abondance soient, en partie, liées à leur position dans la colonne stratigraphique. La plupart des très nombreux filons-couches du membre inférieur et d'une partie du membre ferrifère de la formation de Baby ont une puissance inférieure à 200 pieds; un certain nombre ont environ 300 pieds. Les amas très épais se présentent à une courte distance au-dessus du membre ferrifère, ou dans ce membre; les plus puissants se retrouvent au nord du lac Thévenet et à l'ouest des lacs Hellancourt, Rougemont et Baby. En général, il n'y a qu'un seul filon-couche épais à un même endroit. Très nombreux dans la demie ouest de la région du lac Gerido et dans la partie sud-ouest de la région du lac Léopard, ils ont une puissance allant de 300 à 1,000 pieds. On trouve un filon-couche de gabbro tacheté sous la formation volcanique presque partout en dehors de la région du lac Thévenet. Son épaisseur va habituellement de 300 à 1,000 pieds, mais il est beaucoup plus puissant à quelques milles au nord du lac Léopard. Les filons-couches de la partie est de la région du lac Thévenet sont schisteux et leur épaisseur actuelle est peut-être très inférieure à leur puissance originelle.

La plupart des filons-couches conservent une épaisseur assez uniforme sur certaines distances bien qu'ici et là, quelques-uns des plus puissants varient de façon brusque. Deux cas semblables s'observent à l'est de l'extrémité nord du lac Rougement et au sud-est du lac Lafortune, dans la région du lac Léopard.

La puissance combinée des filons-couches, autour du lac Hellancourt et au nord, dépasse 5,000 pieds, y compris un de plus de 3,500 pieds.

Structures internes

Petites enclaves - Nous reconnaissons trois types d'enclaves dans les filons-couches. Un type consiste en argilite non-déformée, bien litée, identique à celle qui se retrouve habituellement au contact des filons-couches. La stratification n'est pas parallèle à celle des roches sédimentaires encaissantes. La métadiabase montre une bordure de refroidissement autour de

quelques enclaves qui se voient à quelques pieds du bord des filons-couches.

Nous observons un autre type d'enclaves, en plusieurs points, dans ce qui est probablement un filon-couche unique, visible par intermittence sur une distance de plus de 15 milles dans la région du lac Léopard. Le filon-couche se trouve à l'est du petit affleurement de roches volcaniques à la limite ouest de cette région, et se prolonge jusqu'à son angle sud-est. Ce type d'enclave n'a pas été observé ailleurs. Les fragments, de quatre pouces à plusieurs pieds de longueur, possèdent un bon litage, plutôt mince dans plusieurs d'entre eux. Souvent, les fragments et le litage sont déformés. Le métagabbro qui entoure les enclaves ne montre pas de bordure de refroidissement, on peut au contraire observer, autour des enclaves, quelques pouces de "métagabbro pegmatoïde" beaucoup plus grossièrement grenu que la roche encaissante. Le passage du métagabbro au gabbro pegmatoïde est graduel, mais il est assez net de ce dernier aux enclaves. Celles-ci sont composées des mêmes minéraux que les métagabbros, mais en proportion différente; leurs textures sont également semblables. L'albite lardée de clinozoisite est une pseudomorphose de cristaux de plagioclase partiellement automorphes. Il se peut, sans que nous en ayons la certitude, que l'actinote et un peu de chlorite aient remplacé le pyroxène. Le leucoxène offre une texture semblable à celle d'exsolution de la magnétite titanifère qu'il a remplacée. L'apatite et le quartz sont primaires. Les enclaves, en général, renferment plus de quartz et, peut-être, un plagioclase plus sodique que le gabbro encaissant. Le beau rubanement fait penser que ces enclaves étaient à l'origine des roches sédimentaires stratifiées, puisque nous n'en avons jamais observé de pareil dans aucun des métagabbros de la région. S'ils sont d'origine sédimentaire, les fragments ont dû être intensément métasomatés et complètement recristallisés. Le contenu des enclaves en substances volatiles a pu causer la cristallisation de gros éléments dans le métagabbro pegmatoïde marginal.

En beaucoup d'endroits, en particulier dans les parties inférieure et supérieure des filons-couches épais, on trouve de petites enclaves blanchâtres de quelques pouces de longueur. Beaucoup sont allongées, certaines en plaquettes, quelques-unes sont à bouts pointus et semblent avoir été légèrement étirées; l'allongement des fragments est habituellement parallèle à l'attitude du filon-couche. Ces enclaves sont formées surtout d'albite, de clinozoisite et de quartz en petite quantité; le plagioclase est automorphe au contact du quartz. Quelques-unes ont peut-être la même origine que les enclaves que nous venons de décrire. Nous avons également observé quelques enclaves gabbroïques et diabasiques dont un certain nombre ont des bords feldspathiques.

Litage - Le litage de certains filons-couches consiste en une alternance de bandes constituées de minéraux différents, ou des mêmes minéraux mais en proportions différentes. Quelques bandes se composent entièrement ou

principalement de feldspath, d'autres, de pyroxène ou d'amphibole, d'autres encore sont riches en magnétite titanifère. Le contact entre les bandes est soit graduel soit net. Les feldspaths de certaines bandes sont grano-classés; la taille des lattes de feldspath augmente, ici et là, avec le pourcentage de ce minéral dans la bande. On remarque fréquemment dans les roches litées, une faible foliation, parallèle aux lits produite par la disposition sub-parallèle de cristaux tabulaires de feldspath.

L'épaisseur de ces lits varie de quelques millimètres à quelques centimètres, mais reste constante dans un même affleurement. On peut suivre des zones litées dans certains filons-couches sur une distance d'au moins quelques milliers de pieds en direction. Tout le litage observé est parallèle à l'attitude du filon-couche dans lequel il est visible et nous présumons qu'il était, à l'origine, sub-horizontale. C'est un phénomène rare qui ne fut observé que dans les filons-couches très épais, habituellement près de leurs centres; il est bien illustré à l'ouest de la partie centrale du lac Hellancourt et à l'ouest de la partie nord du lac Rougemont.

Traînées feldspathiques - A maints endroits, en particulier à la partie inférieure des filons-couches très épais, on trouve de minces traînées feldspathiques. Leur épaisseur est habituellement de quelques millimètres et leur longueur de trois à quatre mètres. Elles sont parallèles à l'attitude des filons-couches. Certaines sont planes, mais la plupart sont légèrement incurvées et généralement convexes vers le haut du filon-couche. Ces traînées ne se recoupent pas, même quand elles sont abondantes. Leur origine est douteuse; elles représentent peut-être un étirement extrême des enclaves feldspathiques que nous venons de décrire, ou sont possiblement reliées au litage; elles peuvent même s'expliquer par les deux hypothèses à la fois.

Schlierens, veines et masses irrégulières - De minces veines et des schlierens de forme irrégulière de "métagabbro pegmatoïde" à grain variant de moyen à grossier (semblable à l'origine à la dolérite-pegmatite de Walker, 1953) et de matériel acide se retrouvent parmi le métagabbro le plus finement grenu dans les parties moyennes et supérieures de plusieurs filons-couches. Les contacts sont assez nets ou graduels sur de courtes distances. La longueur des veines est de quelques pouces, celle des schlierens de quelques pieds. Le métagabbro pegmatoïde se présente parfois, dans les filons-couches épais, en masses assez étendues qui montrent des contacts graduels avec le métagabbro. La teneur en quartz est habituellement plus faible dans les grands amas que dans les petits.

Nous avons trouvé un amas irrégulier, légèrement plus mafique que le gabbro encaissant, dans un épais filon-couche au nord du lac Rougemont. Cet amas, d'environ huit pieds de longueur et deux pieds d'épaisseur, est allongé parallèlement aux contacts du filon-couche.

Dykes acides - Quelques dykes quartzo-feldspathiques se présentent à la partie supérieure de certains filons-couches, particulièrement de ceux qui sont épais; l'épaisseur de quelques pouces à environ deux pieds. Certains sont droits et maintiennent une épaisseur assez constante sur plus de cent pieds. Leurs contacts avec la roche encaissante sont soudés et assez nets, mais il n'y a pas de bordure de refroidissement. Leur attitude est généralement sub-parallèle par rapport à celle du filon-couche. De plus petites veinules, qui recoupent les roches en toutes directions, sont peut-être associées aux plus gros dykes.

Diabase recoupant le métagabbro - Des petits "dykes" de métadiabase recoupent le métagabbro en trois ou quatre endroits dans la région du lac Léopard. La métadiabase montre un contact de refroidissement, le métagabbro n'en a pas. Les "dykes" ont des épontes sinueuses non parallèles l'une à l'autre. Leur épaisseur varie de quelques pouces à quelques pieds sur de courtes distances et on peut les suivre sur quelques pieds ou quelques dizaines de pieds seulement. Nous en avons noté dans des filons-couches tachetés en deux endroits; la roche du "dyke", comme celle des épontes, renferme des taches, mais en proportions différentes. De tels "dykes" représentent peut-être des injections provenant de la partie centrale, encore liquide, du filon-couche dans son bord déjà solidifié.

Contacts des filons-couches

Les contacts des filons-couches, particulièrement ceux du haut de la séquence affleurent rarement, mais ceux que nous avons pu observer sont habituellement nets, sauf en quelques endroits au sommet de filons-couches épais. La métadiabase montre une bordure de refroidissement au contact.

La rareté des affleurements des roches sédimentaires rend l'évaluation de la concordance des filons-couches très difficile. On observe dans de petits affleurements, que le contact suit habituellement assez bien la stratification mais, ici et là, il recoupe quelques pieds de roches sédimentaires. De petites apophyses de métadiabase se présentent à la base de filons-couches à quelques endroits; dans la partie sud-est de la région du lac Léopard surtout, les contacts semblent irréguliers et des langues de roches sédimentaires paraissent s'infiltrer dans les filons-couches, et vice-versa. Il se peut que les roches sédimentaires soient légèrement contournées près de ces contacts ou disposées en plis isoclinaux. L'orientation de l'axe de ces plis diffère de celle des axes des plis régionaux et il en résulte que des efforts isolés, accumulés durant la mise en place des filons-couches ont pu donner naissance au contournement des strates et à la formation des plis isoclinaux.

Brèche et boules de granophyre - Nous avons trouvé, à trois endroits, des structures plutôt rares au sommet de filons-couches de gabbro, dans la région du lac Léopard. Bien qu'elles semblent se présenter dans des roches sédimentaires, elles peuvent être le résultat d'intrusions. Nous les décrivons ci-après

(1) Brèche. Une roche foncée, à nombreux fragments quartziques, repose en contact net sur un métagabbro riche en quartz et parcouru de quelques schlierens quartzo-feldspathiques, dans une petite chute sise à environ 1,000 pieds à l'ouest de l'extrémité sud du lac Rougemont. Les fragments mesurent de 6 pouces à quelques pieds de longueur; le plus grand nombre est surtout constitué de quartz et d'albite, le quartz étant de beaucoup le plus abondant. Les minéraux accessoires sont la chlorite, la muscovite, l'épidote et le sphène. La plupart des grains de quartz sont équiaxes, jointifs et leur diamètre varie de 0.3 à 0.6 mm; certains, parmi les plus gros, ont une bonne sphéricité. Les autres minéraux, tout comme une certaine proportion du quartz, sont en grains beaucoup plus petits. Leur texture et leur composition sont semblables à celles d'un métaquartzite.

Certains des fragments ont un rubanement spirale tout comme si des portions de lits de chert ou de quartzite recristallisé s'étaient "enroulées" sur elles-mêmes. Les fragments ne se touchent pas les uns les autres et se composent de quartz, d'albite, de chlorite et de muscovite, avec de petites quantités d'épidote, de sphène et de sulfures. Leur composition semble être assez voisine de celle des argilites. Généralement la pâte n'a pas de structure quoiqu'elle montre, par endroits, un fin feuilletage contourné qui rappelle une stratification.

L'épaisseur de la brèche est d'environ 10 pieds. Son contact supérieur peu visible, est possiblement graduel avec les argilites sus-jacentes finement litées qui n'ont pas été dérangées, hypothèse qui nous est suggérée par la présence, dans la partie supérieure de la brèche, de quelques fragments anguleux, non déformés, d'argilites bien litées. Nous connaissons mal l'origine de cette brèche qui est le résultat probable d'une intense déformation. Il n'y a pas d'indices de l'action d'une faille, puisque la pâte est dépourvue de schistosité. Une déformation produite par l'injection d'un filon-couche nous apporte peut-être une meilleure explication puisqu'elle expliquerait la déformation apparente plus forte tout près du filon-couche. De plus, la température élevée au moment de l'intrusion justifierait le fait que les fragiles fragments quartziques ont été déformés plastiquement.

(2) Un affleurement de "pseudo-conglomérat" s'observe sur la rive ouest de la péninsule dans le lac Rougemont. Il recouvre un granophyre présent au sommet d'un filon-couche de gabbro, mais le contact n'est pas visible. Les fragments du "pseudo-conglomérat" se composent essentiellement

d'un enchevêtrement granophyrique de quartz et de feldspath alcalin. Il est possible que le feldspath soit un peu plus abondant que le quartz. Les minéraux accessoires comprennent la chlorite, la clinozoisite, la muscovite, le leucoxène et des sulfures. Le granophyre sous-jacent diffère seulement parce qu'il contient beaucoup plus de phénocristaux de quartz et de feldspath dont la taille est de 1 mm. La plupart des boules de granophyre sont bien arrondies, sub-sphériques, d'un à trois pieds de diamètre; quelques morceaux sont anguleux et plus gros. La pâte gris foncé, massive et très finement grenue, consiste surtout en quartz, en albite, en muscovite et en chlorite, le feldspath étant le minéral le plus abondant. Des grains équidimensionnels de quartz et de feldspath sont emballés dans une pâte à grain plus fin constituée des autres minéraux, avec des quantités moindres de clinozoisite, de sphène, d'apatite et de minéraux opaques; il se peut que la pâte provienne d'un schiste argilleux. Quelques minces veines de granophyre recoupent une boule ou même deux à certains endroits. L'origine du "pseudo-conglomérat" est incertaine. Il n'est probablement pas le résultat de processus sédimentaires comme semblent le démontrer la similitude entre les boules et le granophyre sous-jacent et les minces veines de granophyre de composition semblable. Il semble que la formation des boules soit plutôt liée à l'intrusion du magma de gabbro. Elles ont pu se former lors de l'injection de magma acide dans les roches sédimentaires ou par la fusion de sédiments à son contact. Elles ont également pu se former, grâce à un remplacement sélectif de structures déjà existantes telles que des concrétions, bien que cette dernière hypothèse semble moins plausible.

(3) Boules de granophyre - Ces boules sont plus ou moins visibles près de la limite ouest de la région du lac Léopard, à 1/2 mille au sud-ouest du lac Rasle. Elles se présentent sous des roches sédimentaires et au-dessus d'un gabbro ou d'une diorite quartziques parsemés de nombreuses taches quartzo-feldspathiques d'un demi pouce de diamètre. Ces boules, emballées dans une pâte foncée, seraient semblables à celles de granophyre que nous venons de décrire, hormis le fait qu'elles sont feuilletées de façon concentrique.

Mode d'intrusion

Lentilles sédimentaires, filons-couches ramifiés - Une grande lentille sédimentaire, à un quart de mille à l'ouest de la partie sud du lac Rougemont, dans la région du lac Léopard, divise en deux parties un épais filon-couche. Elle a huit milles de longueur et une épaisseur légèrement inférieure à mille pieds. Deux autres lentilles sont visibles dans un épais filon-couche à trois ou quatre milles au nord du lac Rougemont, dans la partie centrale de la région du lac Gerido; l'une d'elles est formée d'argilite, l'autre, de roches ferrifères. Chacune a environ un demi mille de longueur et une épaisseur maximale de quelques dizaines de pieds. La

stratification de ces lentilles est parallèle aux contacts du filon-couche et à celle des roches sédimentaires sus-jacentes et sous-jacentes; à un endroit, le métagabbro montre une bordure de refroidissement au contact de roches sédimentaires.

Un filon-couche épais, au nord-est du lac Rougemont, se divise, vers le sud, en deux branches que sépare une bande de roches sédimentaires d'une puissance supérieure à cinq cents pieds. Cette bande sédimentaire est en grande partie sous-jacente au bras est du lac Rougemont.

Cheminées d'alimentation du magma, intrusions multiples - Nous avons déjà mentionné ne pas avoir observé de dyke ou de culot volcanique qui auraient pu alimenter les coulées et les filons-couches et qu'il était possible que ces cheminées d'approvisionnement se trouvaient en dehors de la région, fait qui impliquerait un important écoulement latéral de magma pour certains filons-couches. Certains filons-couches situés en des points différents, mais à peu près sur le même horizon stratigraphique, sont peut-être reliés entre eux (par exemple, tous les filons-couches très épais de la région se trouvent à peu près au même niveau stratigraphique.) A cet égard, il est intéressant de noter qu'il se peut que presque tout le gabbro tacheté forme un filon-couche unique sous-jacent à la formation volcanique. De même, un autre filon-couche très mafique, de caractère plutôt singulier, s'observe entre le membre ferrifère de la formation de Baby et les roches volcaniques d'Hellancourt, en différents points de la région du lac Fréneuse (Sauvé, 1956b).

Des observations font penser que certains filons-couches ne doivent pas leur mise en place à une seule injection. Comme exemple, citons les lentilles sédimentaires, intactes, au milieu d'épais filons-couches qu'on peut difficilement imaginer être des fragments du toit d'un filon-couche qui se seraient enfoncés jusqu'au milieu des masses intrusives. Au contraire, il me semble plus plausible que ces filons-couches se soient mis en place par intrusions multiples (ou par des variations de ce processus, comme nous l'expliquons plus bas) et qu'une d'entre elles, légèrement discordante, ait laissé en arrière une partie des roches sédimentaires qui se trouvaient à la base, ou au sommet, d'une intrusion antérieure. Il est également improbable qu'il y ait eu mise en place d'un filon-couche ramifié, lors d'une injection unique, sans déranger la très longue bande sédimentaire trouvée au milieu du filon-couche. La découverte de zones finement grenues au milieu de certains filons-couches laisse également croire à des intrusions multiples. L'une d'elles, dans l'épais filon-couche à l'ouest du lac Hellancourt, recouvre une épaisse diabase pegmatofide que l'on retrouve habituellement à la partie supérieure des filons-couches et est recouverte d'un gabbro ultramafique que l'on observe à la base des filons-couches en plusieurs endroits.

Tel qu'employé dans ce rapport, le terme "intrusion multiple" n'implique pas nécessairement que le magma de la première injection se soit entièrement cristallisé avant la seconde. Il est tout aussi possible que la première partie était encore partiellement liquide lorsque la seconde fut injectée. Ce processus laisserait peu d'indices de la multiplicité des intrusions, tels la présence de zones de refroidissement et l'emprisonnement de lentilles sédimentaires. Il équivaudrait peut-être à une très longue injection, possiblement légèrement intermittente, qui ne se terminerait qu'au moment de la cristallisation d'une bonne partie du filon-couche.

Nous avons observé des indices révélateurs d'intrusions multiples dans presque tous les filons-couches très épais, dans quelques-uns d'environ 1,000 pieds de puissance, mais jamais dans ceux dont l'épaisseur était inférieure à 300 pieds.

Types de gabbros

Métagabbro et métadiabase normaux - Ces roches constituent le gros des filons-couches de la région. Elles sont, en surface fraîche, généralement gris moyen ou foncées, bien que certaines soient gris pâle; en surface altérée, elles varient de brun foncé à noires.

Il y a préservation partielle de la texture dans de nombreux filons-couches. Le plagioclase calcique a été remplacé par des taches pseudomorphiques de clinozoisite et d'albite et les minéraux ferromagnésiens principalement le pyroxène ont été pseudomorphisés par l'actinote et la chlorite. Les textures ophitiques et subophitiques sont les plus fréquentes, mais on observe par endroits, dans les filons-couches épais, une texture grenue hypidiomorphique. Une autre texture fréquente montre des grains d'actinote plus ou moins équidimensionnels qui emprisonnent partiellement quelques petits grains de plagioclase, près de leurs bords, alors que presque tous les plagioclases sont groupés entre les grains d'actinote. La texture ophitique peut devenir poecilitique alors que de gros cristaux d'actinote donnent un éclat moucheté en échantillons macroscopiques. Les métagabbros poecilitiques sont particulièrement abondants à la partie inférieure de certains filons-couches épais, mais on en observe également dans quelques-uns qui sont minces. La taille des grains de plagioclase varie habituellement de 0.2 à 1.0 mm, celle des grains d'actinote de 0.5 à 3.0 mm, si l'on fait exception des métagabbros poecilitiques dont la taille des grains dépasse 5 mm et atteint quelquefois 2 cm.

L'albite (An_{3-8}) et la clinozoisite, en volume, constituent ordinairement jusqu'à 40 à 60 pour cent de la roche. Ce dernier minéral est en général, en grains extrêmement fins disséminés dans les cristaux d'albite. Il est si abondant dans certaines lames minces qu'il est difficile de reconnaître l'albite.

L'amphibole et la chlorite constituent, en volume, de 35 à 55 pour cent du métagabbro ordinaire. La première est généralement une tremolite-actinote et ses propriétés optiques sont les suivantes: l'angle $2V$ varie de 76 à 82° , surtout entre 78 et 80° ; $Z \wedge c = 15-17^\circ$; cristaux négatifs; incolores ou faiblement pléochroïques, incolores à vert pâle. L'actinote peut renfermer des taches, ou être entourée d'un anneau de "hornblende" modérément ou fortement pléochroïque et en continuité cristallographique avec elle. Ce phénomène est fréquent dans les roches qui renferment peu ou pas de chlorite. La hornblende a un plus petit $2V$ (quelques mesures: 63° , 68° , 70°) et une plus faible biréfringence que l'actinote. Une hornblende d'un bleu-vert intense se retrouve dans beaucoup de roches de la partie ouest de la région du lac Thévenet. Sa formule pléochroïque est la suivante: X: jaune; Y: vert foncé; Z: bleu-vert foncé. La chlorite a une très faible biréfringence, ses teintes de polarisation sont habituellement anormales, soit brunes, gris brunâtre, grises et bleu grisâtre. La chlorite de teintes anormales brunes est généralement positive et plus abondante que celle de teintes anormales bleues qui est le plus souvent négative. Leur pléochroïsme, nul ou moyen, va du jaune au vert. L'absorption est $X \rangle Z$ ou $Z \rangle X$ mais, toujours moindre dans la direction perpendiculaire au clivage. Une grande partie de la chlorite forme de petites taches dans les cristaux d'actinote. Ce dernier minéral est généralement plus abondant que l'autre, particulièrement dans les parties médianes des filons-couches épais. La chlorite est parfois presque aussi abondante que l'actinote dans les filons-couches de puissance modérée, au bord des filons-couches épais et dans quelques métagabbros cisailés. Les métagabbros à calcite ont généralement moins d'actinote et de clinozoisite et plus de chlorite que ceux sans calcite. Dans quelques roches riches en carbonate l'actinote est inexistante.

Plusieurs métagabbros renferment des grains interstitiels de quartz primaire qui se présente toujours à la partie supérieure des épais filons-couches, mais qu'on trouve également au milieu et à la partie inférieure de certains filons-couches. Il constitue généralement d'un à trois pour cent des métagabbros quartzifères. Il est assez fréquent d'observer une augmentation de la quantité de quartz vers le sommet des filons-couches, où elle peut atteindre de 7 à 9 pour cent. On observe souvent des petites granules de quartz métamorphique dans les métagabbros qui sont relativement riches en chlorite.

Le métagabbro renferme souvent de l'apatite comme minéral accessoire primaire. On trouve de petites quantités de magnétite titanifère primaire, dont les cristaux sont parfois subautomorphes; le plus souvent cependant, ils moulent les anciens cristaux de pyroxène ou de plagioclase. Le leucoxène (sphère en grande partie) a remplacé, en tout ou en partie, la magnétite titanifère. Il conserve, en maints endroits la structure en intercroissance de la magnétite et de l'ilménite. Le plagioclase renferme parfois de petites quantités de muscovite. Des paillettes de biotite verte

et brune sont nombreuses dans certains minces filons-couches près de la limite est de la région du lac Gerido et dans celle du lac Thévenet. La stilpnomélane s'observe dans certains métagabbros quartzifères, à la partie supérieure des filons-couches très épais. On la trouve également dans quelques minces filons-couches de métagabbro avec ou sans quartz, dans la partie sud-est de la région du lac Léopard. Elle est habituellement pléochroïque, ses teintes varient du rouge-brun au jaune doré; les feuillets de base sont minces et rouge foncé. On observe également de la stilpnomélane de couleur verte et brune et, par endroits, de la chalcopyrite, de la pyrrhotine et de la pyrite, communément associées au quartz et à la chlorite.

Gabbro carbonatisé et enrichi en potassium - Quelques métagabbros renferment beaucoup de carbonate, quelques-uns, beaucoup de muscovite. La plupart de ces roches se retrouvent dans la demie est de la région du lac Gerido et se présentent surtout à proximité des plans axiaux d'anticlinaux serrés. Certains exemples de carbonatisation et de séricitisation, parmi les plus poussés, se rencontrent dans de minces filons-couches, de la formation ferrière ou à proximité de celle-ci, près du lac Hianveu ainsi qu'à 5 milles environ au sud-est. A ces endroits, la roche montre une surface altérée gris pâle; elle diffère grandement, en apparence et en composition, des métagabbros normaux.

Le passage graduel est parfait du métagabbro ordinaire, qui renferme un peu de carbonate, aux roches qui en ont beaucoup. Il y a des petites quantités d'actinote, quand le carbonate forme de 5 à 10 pour cent de la roche. Avec l'augmentation du pourcentage de carbonate, celui de l'actinote et l'épidote diminue et finit par disparaître, alors que la chlorite se montre de plus en plus abondante. Comme exemple, citons une roche qui renferme 17 pour cent de quartz, 15 pour cent d'albite, 14 pour cent de carbonate, 51 pour cent de chlorite, 3 pour cent de leucoxène et des traces d'épidote et de muscovite. Après soustraction de H₂O et de CO₂, la composition chimique de cette roche tombe dans les limites de variation des métagabbros ordinaires. Dans d'autres roches, il y eut également addition de potassium pour former la muscovite et diminution correspondante de la quantité de chlorite et parfois transformation de presque toute la chlorite. Citons, comme exemple, une roche qui contient 17 pour cent de quartz, 26 pour cent d'albite, 28 pour cent de muscovite, 28 pour cent de dolomite et de giobertite-sidérose, 1 pour cent de rutile et seulement des traces de chlorite. Le carbonate constitue presque 50 pour cent de certaines roches.

La texture originelle du gabbro carbonatisé est presque entièrement détruite. L'albite se retrouve en cristaux allongés dont la macle de l'albite est parallèle à l'allongement. C'est le seul vestige de la texture diabasique, mais il aide à distinguer les métagabbros des roches métasédimentaires, puisque l'albite, dans ces dernières, est habituellement équi-grenue.

Amphibolites - Les amphibolites qui abondent parmi les schistes à l'est du lac Rachel, sont de toute évidence des équivalents plus métamorphisés des métagabbros et laves qui se trouvent plus à l'ouest. Ces roches varient de vertes à noires et montrent généralement une très belle foliation parallèle à celles des schistes avoisinants. Certains amas d'amphibolites se retrécissent et s'épaississent, résultat probable d'une déformation tectonique.

Ces roches sont constituées essentiellement de hornblende et de plagioclase en moindre quantité. On observe souvent une texture marquée par la disposition sub-parallèle d'étroits cristaux prismés de hornblende d'environ 1 à 2 mm de longueur, accompagnés de traînées, entre les prismes, de grains équigranulaires de plagioclase beaucoup plus petits (0.1 à 0.3 mm). Certaines amphibolites renferment de nombreux agrégats de hornblende dont la taille varie de 3 à 7 mm et qui sont emballés dans une pâte schisteuse de hornblende et de plagioclase beaucoup plus finement grenus. La schistosité contourne les agrégats dont quelques-uns contiennent des enclaves lattiformes constituées principalement de feldspath et d'épidote. Il semble évident que cette roche dérive d'un gabbro à gros grain marqué d'une texture originelle ophitique ou poecilitique.

La hornblende est habituellement verte, quelquefois bleu-vert. Dans certaines roches, probablement riches en fer, l'amphibole bleu-vert est parfois accompagnée d'une petite quantité d'une amphibole incolore, qui appartient peut-être à la série de la cummingtonite. Le plagioclase se présente habituellement en très petits grains, équigranulaires, très nettement zonés, plus calcique sur les bords qu'au centre. Ses indices de réfraction sont supérieurs à ceux du baume du Canada. L'épidote est en petits cristaux zonés dont la taille varie de 0.1 à 0.3 mm; elle est mieux cristallisée, beaucoup moins abondante que dans le facies schiste vert et inexistante dans nombre d'amphibolites. Le grenat s'observe habituellement en petits grains, il peut se présenter en cristaux allant jusqu'à 6 ou 7 mm de diamètre, quoiqu'on le trouve dans moins de la moitié des amphibolites. Les minéraux accessoires comprennent le quartz, la chlorite, la biotite, le sphène, la pyrite ou la pyrrhotine et la magnétite. Nous avons noté le talc dans un échantillon de gabbro carbonatisé ou de gabbro ultramafique associé au carbonate, à la chlorite, à de petites quantités de magnétite et à une amphibole incolore.

Gabbro frais - Du gabbro partiellement frais avec des reliquats de plagioclase ou pyroxène originels se retrouvent au centre de certains filons-couches très épais de la région, assez couramment dans la partie est de la région du lac Gerido. Ce gabbro s'observe également dans la partie médiane d'un filon-couche, de puissance inférieure à 1,000 pieds, qui affleure au sud du lac Dupuy, dans la région du lac Léopard.

Sur le terrain, on distingue facilement le gabbro assez frais de celui qui est plus altéré. Sa surface fraîche varie de gris foncé à noire et le clivage des lattes de feldspath est habituellement visible. Au contraire, les métagabbros ordinaires ne montrent généralement pas le clivage du plagioclase et leurs surfaces fraîches sont habituellement verdâtres ou de teintes très pâles; de plus, dans certains échantillons, on voit facilement à l'oeil nu la teinte brune de l'hypersthène.

Il est probable que moins de la moitié des gabbros renfermaient de l'olivine, mais ce minéral s'altère si facilement qu'on ne le trouve qu'à de rares occasions. Il se présente en granules arrondies de 0.5 à 0.7 mm de diamètre et plus rarement encore en cristaux automorphes; certains grains atteignent jusqu'à 2 mm. Quelques granules sont incluses dans le pyroxène et, moins fréquemment, dans la bytownite; à l'occasion, l'olivine emprisonne de petites granules de pyroxène ou de plagioclase. La trémolite et la serpentine remplacent habituellement les bordures des grains d'olivine. Des granules arrondies de trémolite ou de chlorite-serpentine à l'intérieur du pyroxène révèlent la présence originelle de l'olivine dans certains gabbros.

Le pyroxène est beaucoup plus abondant que l'olivine. Nous avons remarqué du clinopyroxène ainsi que de l'orthopyroxène, bien que ce dernier ne se trouve que dans quelques lames minces et soit beaucoup moins abondant que le clinopyroxène. L'orthopyroxène montre habituellement un pléochroïsme allant du rose au vert. Dans une lame mince, il a un 2V de 104°, ce qui laisse deviner la composition de la bronzite (d'après la nomenclature de Walker et Poldervaart, 1949). On peut observer dans l'orthopyroxène, des lamelles extrêmement fines parallèles à (100) qui ressemblent à de fines macles polysynthétiques. Ce minéral se présente en cristaux variant d'idiomorphes à hypidiomorphes, équidimensionnels ou légèrement allongés, de 1/2 à 2 mm de taille. Le talc remplace partiellement certains cristaux aux contacts des grains et le long des fractures. L'orthopyroxène n'est que partiellement altéré en trémolite-actinote. Les cristaux d'augite ont un 2V de 54° à 48°, l'angle $Z\wedge c$ est d'environ 40° à 46°; ils sont optiquement positifs. Certains sont zonés et leur 2V décroît du centre vers le bord. De fines lamelles d'épaisseur égale sont parallèles à (001), des lamelles plus épaisses, mais inégales, sont orientées suivant (100). Dans certaines roches, les lamelles sont distribuées de façon erratique, même dans les cristaux individuels d'augite. Ce dernier minéral offre une texture soit hypidiomorphe, soit sub-ophitique ou même poecilitique. Ses cristaux dépassent rarement 3 mm de longueur sauf dans les gabbros poecilitiques où ils dépassent parfois 2 centimètres. L'augite peut être partiellement altérée en actinote.

La composition du plagioclase frais varie du labrador sodique à la bytownite calcique (environ An_{88} dans certains cas). On trouve

également un plagioclase primaire plus sodique, mais en petite quantité, sous forme surtout d'étroites bordures autour des cristaux de labrador, dans quelques gabbros quartzifères. La disposition zonale est fréquente et peut être "normale", rythmique ou même renversée. Les macles polysynthétiques sont également fréquentes; il s'agit surtout de la macle de l'albite. Les cristaux de plagioclase varient habituellement d'automorphes à subautomorphes. Le plus souvent, la bordure sodique du plagioclase est en contact irrégulier avec le quartz ou est enchevêtrée dans ce minéral. A quelques endroits, des taches presque opaques de clinozoisite sont éparses dans les cristaux de plagioclase.

Les gabbros partiellement frais passent graduellement et latéralement à d'autres qui sont altérés. Nous avons observé toutes les phases entre le plagioclase calcique avec quelques taches de clinozoisite et l'albite complètement altérée, lardée de clinozoisite, et entre l'augite fraîche et celle qui est presque entièrement remplacée par l'actinote. Beaucoup de gabbros renferment de petites reliques d'augite, mais aucune trace du plagioclase originel. Seuls quelques gabbros feldspathiques renferment des reliques de labrador, sans trace de pyroxène. Les gabbros partiellement frais sont plus altérés à proximité d'étroites veinules et de petites zones de cisaillement.

Aucun gabbro n'est entièrement frais et la mise en place du gabbro partiellement frais est, sans aucun doute, antérieure au métamorphisme. Les gabbros partiellement frais, comme ceux qui sont fortement métamorphisés, se présentent en maints endroits dans la demie est de la région du lac Gerido. Leur répartition indique que des différences de température, de la pression de la roche ou des efforts de cisaillement ne peuvent expliquer la préservation d'une partie seulement des gabbros. A l'origine, les compositions chimiques et minéralogiques, la taille des grains et la texture étaient identiques dans les gabbros frais comme dans ceux qui sont altérés; ces propriétés dans les gabbros frais, ne peuvent expliquer les vitesses de réaction qui ont été sans doute plus lentes et le déséquilibre chimique. Les gabbros altérés renferment plus d'eau "combinée" que les gabbros frais, (les deux ne contiennent qu'une quantité infime d'eau "adsorbée"). Ainsi, il dut y avoir addition d'eau pour une altération complète des filons-couches. Comme le gabbro est assez imperméable, une "déficience" d'eau explique très bien l'existence de gabbros partiellement frais et aussi pourquoi ce gabbro se présente principalement au centre des filons-couches très épais. De plus, cette interprétation est en accord avec la répartition actuelle de l'eau dans les filons-couches épais: très peu d'eau dans les parties centrales fraîches, plus d'eau dans certaines zones de contact riches en chlorite. Notons encore que le gabbro frais est plus altéré à proximité des petites fractures et zones de cisaillement, lesquelles ont pu servir de canaux pour l'eau. Enfin, les gabbros

qui demandent plus d'eau pour une altération complète, en particulier ceux du type ultramafique, sont mieux conservés en certains endroits. Comme exemple, citons l'olivine qui est mal préservée dans les gabbros frais des parties centrales de certains filons-couches, mais qui abonde dans quelques roches ultramafiques, à proximité du bord des filons-couches.

Gabbro ultramafique - Dans les parties inférieures et médianes de certains filons-couches de gabbro, parmi les plus épais, se rencontrent de longues lentilles de métagabbros ou de gabbros ultramafiques plus ou moins fortement métamorphisés et composés de plus de 70 pour cent de minéraux ferromagnésiens. Quelques-unes de ces lentilles mesurent plus d'un mille de longueur. Elles se présentent dans les filons-couches près du lac Hellancourt, dans ceux à l'est du lac Lafortune dans la partie est de la région du lac Gerido et dans ceux de l'angle nord-ouest de la région du lac Thévenet. On trouve également des roches ultramafiques à l'est et au nord-est du lac Rachel où elles semblent constituer le gros de filons-couches dont la puissance est de quelques centaines de pieds.

On distingue facilement, sur le terrain, plusieurs roches ultramafiques par leurs surfaces altérées de couleurs caractéristiques brune ou brun rougeâtre, mais certaines sont de couleur vert pâle. Ces roches ont un trait caractéristique, soit l'abondance des fractures; beaucoup sont nettement magnétiques.

Lorsqu'elle est préservée, la texture originelle est habituellement hypidiomorphe-grenue ou allotriomorphe. Une proportion importante d'olivine et de serpentine se présente en granules arrondies incluses, à la façon poecilitique, dans des pyroxènes ou dans l'actinotrémolite, cette dernière une pseudomorphose de pyroxènes.

Les principaux minéraux sont l'actinote, la serpentine et la chlorite accompagnées d'un peu de pyroxène et de rares grains d'olivine. On observe, dans certaines lames minces, deux minéraux adjacents qui ressemblent à des chlorites. L'un est optiquement positif et sa biréfringence, très faible ou nulle, montre des teintes anormales brun foncé. Identique aux chlorites des métagabbros, il peut s'agir d'une chlorite alumineuse normale qui semble avoir remplacé en faible partie le plagioclase. L'autre minéral offre des teintes anormales d'interférence, son pléochroïsme est de nul à faible, de couleur chair (X) à verte (Z); il semble posséder un 2V petit et est optiquement négatif. Ce minéral paraît avoir remplacé l'olivine en maints endroits. Il s'agit peut-être d'une chlorite sans aluminium ou pauvre en aluminium, et nous l'appelons serpentine dans ce rapport. On observe une préservation partielle du plagioclase calcique (environ An_{60}) dans certains cas. Le plagioclase et la clinzoïsite manquent dans les roches altérées riches en serpentine. Certaines roches renferment de petites quantités de hornblende brune et brun rougeâtre. Elle est nettement

antérieure à la trémolite-actinote et peut être aussi antérieure au métamorphisme pour les raisons suivantes: (1) ce n'est pas l'amphibole métamorphique typique que l'on trouve dans ces roches et (2) elle est rare dans les roches très altérées, mais on en voit dans celles qui sont relativement fraîches et dans lesquelles même l'olivine est en grande partie conservée. L'amphibole a partiellement remplacé le pyroxène en certains cas et il est possible qu'elle soit d'origine magmatique tardive ou deutérique. La magnétite secondaire, formée au cours de l'altération de l'olivine, est assez abondante dans les roches riches en serpentine.

Nous avons vu toutes les gradations entre le gabbro normal et le gabbro ultramafique. Les métagabbros les moins mafiques sont semblables au gabbros, mais ils renferment, ou renfermaient à l'origine, de 20 à 30 pour cent de feldspath. La composition des roches ultramafiques est variable; le tableau 7 donne la composition de quatre types. Les types frais sont moins abondants que ceux qui sont altérés; certains ont une composition voisine de la pyroxénite et de la péridotite, mais la plupart contenaient probablement un peu plus de 10 pour cent de plagioclase calcique.

Tableau 7

Composition modale (pourcentage en volume) de gabbros ultramafiques

<u>Echantillon</u>	S-81	R-196	R-160	R-189-174
Plagioclase	16.8	8.1		
Clinozoïsite	5.6	4.0		
Olivine	18.0	15.3		
Hypersthène	2.6	3.2		
Augite	37.9	48.5		17.8
Hornblende brune	0.4			0.2
Actinote	12.5	3.6	65.4	12.6
Serpentine } Chlorite }	4.7	13.5		61.9
Minéraux opaques	1.5	2.4	0.7	7.5

Dans les filons-couches épais, le gabbro ultramafique passe graduellement au gabbro ordinaire. Nous n'avons observé aucune zone de refroidissement ou microgrenue entre les deux. Ainsi donc, la roche ultramafique s'est probablement formée par différenciation du magma basique à l'intérieur du filon-couche, probablement par sédimentation des cristaux. Il est également possible qu'elle se soit formée par injection distincte de magma ultrabasique à l'intérieur du filon-couche, mais nous favorisons l'hypothèse de la différenciation à cause du caractère lenticulaire des amas ultramafiques et de leur présence restreinte aux parties inférieures et médianes des filons-couches. Les matériaux ultramafiques, qui constituent le gros de filons-couches relativement minces, sont fortement déformés et leur nature nous est peu connue. Ils se sont probablement cristallisés à partir d'un magma ultrabasique ou presque (c'est-à-dire qui renferme moins de 45 pour cent de silice).

Diabase-pegmatite - Nous avons déjà décrit la façon dont se présente la diabase-pegmatite ou le gabbro pegmatite (dolérite-pegmatite pour certains auteurs). Sur le terrain, la roche se distingue facilement du gabbro ordinaire par la taille des grains qui sont au moins deux fois plus gros que ceux du gabbro et par une quantité appréciable de grains de quartz qui mesurent de 1/4 à 1/2 pouce. Ces caractéristiques sont assez constantes, bien que le calibre des grains de la diabase-pegmatite soit très variable, même dans un échantillon macroscopique. On observe fréquemment de gros cristaux de magnétite; les cristaux de feldspath mesurent habituellement plus de 3 mm de longueur, ceux d'actinote et de hornblende peuvent avoir plus d'un demi pouce et un certain nombre dépassent 4 pouces.

Les minéraux constitutifs de la diabase-pegmatite sont les mêmes que ceux de la diabase, mais en proportions différentes. L'albite (An_5), à inclusions de clinozoisite-épidote, est une pseudomorphose de plagioclase plus calcique. Le rapport entre la clinozoisite et l'albite est habituellement faible; cette dernière est assez limpide. Donc, le plagioclase originel était probablement plus sodique dans la diabase-pegmatite que dans la diabase. Dans quelques cas, cependant, l'albite est lardée de beaucoup de clinozoisite et le plagioclase originel était, semble-t-il, relativement calcique; les grains de plagioclase-clinozoisite y sont alors entourés d'albite claire aux contacts avec le quartz, mais pas aux contacts avec l'amphibole. Certains de ces cristaux voilés montrent des indices de corrosion, de petites baies remplies de quartz. Les cristaux de plagioclase sont habituellement xénomorphes, mais un certain nombre, particulièrement ceux en contact avec l'amphibole ou emprisonnés dans ce minéral, varient de subautomorphes à automorphes. L'actinote et la hornblende bleu-vert abondent sous forme de nombreux cristaux allongés, partiellement incurvés qui sont, à quelques endroits, disposés en touffes radiaires. Bien que la texture puisse être primaire, l'actinote au moins est d'origine métamorphique. Dans quelques rares cas, des indices probants d'un rempla-

cement par l'actinote se remarquent autour de petites relictés de clinopyroxène. Le quartz se trouve toujours en grains xénomorphes, en partie enchevêtrés dans l'albite. Il est plus abondant dans la diabase-pegmatite que dans le métagabbro et généralement aussi dans les petites taches ou schlierens que dans les grandes masses de diabase-pegmatite. La magnétite titanifère et l'apatite sont également plus fréquentes dans cette roche que dans le métagabbro ordinaire. Certaines roches renferment du sphène, de la chlorite, de la muscovite et un carbonate comme éléments secondaires.

Les grandes masses irrégulières de diabase-pegmatite semblent être un produit normal de la cristallisation du gabbro, comme le laisse supposer leur présence dans tous les filons-couches très puissants. On peut observer ici et là une variation graduelle de la taille des grains entre le gabbro et la diabase-pegmatite; celle-ci est plus riche en quartz et en plagioclase sodique que ne l'est le gabbro. Ces minéraux sont de formation naturellement tardive dans la cristallisation du gabbro et la diabase-pegmatite s'est également formée assez tard. Tomkoeieff (1929, cité dans Walker et Poldervaart, 1949, p. 662) et Walker et Poldervaart eux-mêmes (1949) attribuent la formation de certaines diabases-pegmatites à une concentration de substances volatiles dans le magma, qui en réduisent la viscosité et provoquent la croissance de gros cristaux. Cette hypothèse pourrait bien s'appliquer aux roches de la région. Il se peut que les schlierens et lentilles de diabase-pegmatite aux contacts nets aient une origine différente, ce sont peut-être d'anciennes enclaves de roches acides.

Roches de transition, diorite quartzique, granophyre

La partie supérieure des filons-couches très épais est d'habitude nettement acide et peut contenir de grandes lentilles de diorite quartzique métamorphisée. Cette roche est abondante à proximité des lacs Rougemont, Dupuy et Hellancourt et à l'est des lacs Montplaisir et des Moineaux, dans la région du lac Gerido et dans celle du lac Léopard. On trouve également des petites lentilles de diorite quartzique au nord de la partie médiane du lac Léopard et à 3/4 de mille au sud-ouest du lac Rasle, près de la limite ouest de la région du lac Léopard. Les plus larges lentilles se rencontrent habituellement dans les filons-couches les plus épais. Environ 700 pieds de diorite quartzique s'observe dans un filon-couche d'une puissance d'environ 3,500 pieds, à l'ouest du lac Hellancourt. On note également des diorites quartziques et des granophyres acides sous forme de petits dykes ou de petites veines, qui atteignent jusqu'à un pied d'épaisseur, dans le métagabbro quartzifère de la partie supérieure de certains filons-couches. Les contacts sont soudés, mais ne montrent pas d'indice de refroidissement.

Les contacts entre le gabbro et les grandes lentilles de diorite quartzique sont habituellement peu visibles. A l'ouest de l'extrémité sud du lac Hellancourt, les relations qu'on observe semblent typiques à celles d'autres endroits de la région. Le gabbro passe d'abord graduellement vers le haut (vers l'est), à un gabbro quartzifère qui renferme un peu de stilpnomélane, puis graduellement encore et sur une courte distance, en une diorite riche en quartz et feldspath dont la taille des grains et la composition sont variables; cette roche, à son tour, se change lentement, vers le haut, en une autre qui contient plus de feldspath et moins de quartz, puis en une diorite quartzique plus mafique. Près du contact supérieur du filon-couche, la roche devient plus finement grenue et se change en une métadiabase parsemée de petites taches quartzo-feldspathiques. Le contact avec l'argilite sus-jacente est net.

Description et composition - La composition et l'apparence de ces roches sont très variables. Les types assez mafiques sont moins abondants que ceux qui sont acides et forment, à plusieurs endroits, une zone de transition entre le gabbro quartzifère et la diorite quartzique acide. Il existe une gradation complète entre ces types de roches.

La "roche de transition" consiste en ferrogabbro et ferrodiorite quartzique et mafique, tous deux métamorphisés. Elle est habituellement noire ou gris foncé, à grain fin, intensément altérée par l'intempérissement, et contient d'abondantes mouchetures, bien visibles, de quartz bleu ou noir, ainsi que de menus cristaux de stilpnomélane d'un noir brillant caractéristique. Les minéraux ferromagnésiens constituent environ 50 pour cent de la roche; la teneur en feldspath et clinozoïsite est très variable; le feldspath, qui est l'albite, renferme beaucoup de clinozoïsite, mais il est généralement plus clair que l'albite des métagabbros ordinaires, ce qui fait croire à un plagioclase originel plus sodique. Il est communément automorphe quand il est en contact avec un minéral ferromagnésien ou en enclave dans ce dernier, subautomorphe à xénomorphe, en contact avec le quartz. Dans une lame mince, l'actinote remplace partiellement un clinopyroxène vert pâle qui est d'origine primaire. Certaines roches renferment beaucoup de chlorite et de biotite. La stilpnomélane, tout en étant l'un des minéraux les plus caractéristiques, n'est pas abondante. L'apatite s'observe dans la plupart des lames minces, mais elle ne forme qu'une petite partie de la roche; cependant, elle est beaucoup plus abondante dans ces roches que dans le matagabbro. En général les autres minéraux sont la magnétite titanifère, le sphène et l'épidote.

On observe à quelques endroits, le passage graduel des roches mafiques à une roche à feldspath. Celle-ci montre une surface altérée gris foncé en général, faiblement tachetée d'un gris plus pâle par suite du groupement de grains de feldspath. A son tour, cette roche à

feldspath peut se changer graduellement en une roche à quartz et feldspath plus acide variant de gris pâle à blanche. La texture en est grenue à quelques endroits et, à l'oeil nu, la roche ressemble beaucoup à un quartzite. Les types de roches les plus acides peuvent renfermer plus de 80 pour cent de quartz et de feldspath. Le quartz seul, dans certains échantillons, constitue plus de 40 pour cent de la roche; d'ordinaire, on en trouve de 10 à 35 pour cent. Le feldspath est habituellement le minéral dominant et une grande partie des roches acides en contiennent environ 50 pour cent. Nombre de roches à quartz et feldspath offrent une texture en mosaïque, ou un enchevêtrement des deux minéraux qui donne une texture variant de "graphique" à irrégulière. La chlorite, l'actinote et la biotite se voient dans de nombreuses roches. La stilpnomélane, typique dans les parties assez mafiques, peut être rare ou même inexistante dans des échantillons de la diorite quartzique acide. L'apatite est également beaucoup moins abondante que dans la roche de transition. Certaines roches acides renferment de la muscovite, mais ce minéral est rare dans les types relativement plus mafiques.

On remarque à quelques endroits des variations latérales abruptes de composition et de texture, particulièrement dans les roches les plus acides. Ainsi, on trouve de petites noix ou masses composées principalement de quartz ou de quartz et d'épidote.

Bien que le granophyre ne soit pas abondant, il peut constituer le gros des types de roches les plus acides. Il y en a beaucoup sur la rive ouest du lac Rougemont, près de son extrémité nord et à proximité de la pointe sud de la longue péninsule qui s'avance dans le lac. Le granophyre se compose en grande partie d'un enchevêtrement de quartz et de feldspath, mais il montre, d'une manière typique, quelques phénocristaux d'un mm de longueur constitués de grains automorphes de quartz et de feldspath qu'entoure une couronne de grains enchevêtrés des mêmes minéraux. Les minéraux des phénocristaux sont en continuité optique avec les minéraux correspondants de la couronne. Quelques phénocristaux de quartz montrent des signes de corrosion.

Le tableau No 9 donne la composition chimique de deux de ces roches. La "roche de transition", No 4, est un ferrogabbro ferrifère métamorphisé. L'autre, No 5, plus acide, était une (ferro)diorite quartzique. Les deux roches sont caractérisées par un rapport FeO/MgO extrêmement élevé. Nous croyons que la stilpnomélane est habituellement un minéral caractéristique des roches dont le rapport FeO/MgO est élevé. Ce minéral se présente dans toutes les "roches de transition" et les diorites quartziques relativement mafiques de la région; il est absent dans presque toutes les autres roches méta-éruptives.

Origine de la diorite quartzique - Nous résumons ici les relations suivantes entre la diorite quartzique et le gabbro, puisqu'elles sont importantes pour l'explication de l'origine de la diorite quartzique.

- 1- La diorite quartzique ne se présente qu'associée à des filons-couches de gabbro.
- 2 - Elle ne se retrouve qu'au sommet des filons-couches.
- 3- Elle ne constitue qu'une faible part des filons-couches qui la renferment.
- 4- Il y a une relation avec la puissance du filon-couche, puisqu'elle n'abonde que dans ceux qui sont très épais.
- 5- Dans les filons-couches épais où cette roche est inexistante, et dans ceux de puissance moyenne, on note habituellement un certain enrichissement en quartz et feldspath sodique au sommet des filons-couches. On observe alors un gabbro quartzifère, une diabase-pegmatite et une diabase marquée de taches quartzo-feldspathiques à grain relativement grossier.
- 6- Il y a un passage graduel du gabbro au ferrogabbro, à une (ferro) diorite quartzique relativement mafique, à une diorite quartzique acide.

Les processus suivants peuvent expliquer la formation de la diorite quartzique:

- 1- L'influence du gabbro au contact de roches sédimentaires;
- 2- Une injection distincte de magma possédant la composition d'une diorite quartzique.
- 3- Une différenciation à partir d'un magma basaltique dans le filon-couche lui-même.

(1) Dans certaines régions, une faible quantité de granophyre s'est formée par fusion de roches sédimentaires lors de l'intrusion de diabase (Walker et Poldervaart, 1949, en donnent des exemples). Cependant, cette hypothèse n'explique pas les grands amas de diorite quartzique dans notre région, puisque justement, les lentilles sédimentaires beaucoup plus petites des parties médianes de certains filons-couches épais ont entièrement conservé leur stratification et ne montrent aucun indice d'altération en diorite quartzique. Elle n'explique pas non plus facilement la zone de transition entre le gabbro et la diorite quartzique, parce que cette zone, à certains points de vue, n'a pas une composition intermédiaire entre celle des deux autres roches. Citons, comme exemple, que la roche de transition est habituellement plus riche en fer et en phosphore que le gabbro sous-jacent ou la diorite quartzique sus-jacente. En raison de ces considérations, il est improbable qu'une partie importante du

granophyre et de la diorite quartzique proviennent simplement de roches sédimentaires fondues ou métasomatisées.

(2) Il est peu probable que la diorite quartzique se soit formée lors de l'injection distincte d'un magma acide, car cette hypothèse n'explique pas la plupart des relations constantes entre le gabbro et la diorite quartzique que nous avons mentionnés plus haut. En particulier, elle n'explique pas la composition de la zone de transition, pourquoi la diorite quartzique se voit uniquement à la partie supérieure des filons-couches et pourquoi elle est absente dans ceux qui sont minces.

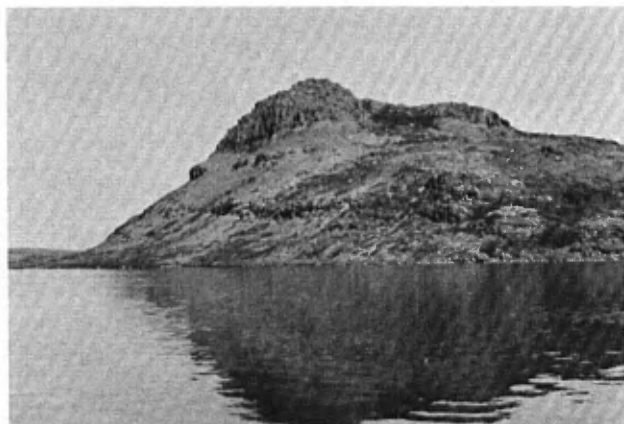
(3) L'hypothèse selon laquelle la diorite quartzique se serait formée par différenciation d'un magma basaltique à l'intérieur des filons-couches explique facilement toutes les relations citées plus haut entre le gabbro et la diorite quartzique. Nous avons déjà noté que vers leur sommet, beaucoup de filons-couches de grande ou moyenne puissance montrent une tendance d'accumulation de matériel quartzo-feldspathique; nous croyons que la diorite quartzique représente seulement un stade plus avancé de ce phénomène. On peut expliquer le fait unique de quantités significatives de diorite quartzique au sommet des filons-couches très épais en partie par la plus grande abondance de matériel disponible pour la différenciation et en partie par le plus long temps de cristallisation qui aurait favorisé certains processus de différenciation, telle la sédimentation des cristaux.

Comme nous l'avons déjà mentionné, on peut expliquer la composition de la zone de transition comme un produit de la différenciation normale d'un magma basaltique. Wager et Deer (1939) ont démontré, au sujet de l'intrusion de Skaergaard, qu'un faible pourcentage de magma acide peut se former par différenciation d'un magma basaltique; à la suite d'expériences en laboratoire, Bowen (1937) affirme également que le dernier liquide à cristalliser à partir d'un magma ordinaire devrait être enrichi en silicates alcalo-alumineux.

Puisque les minéraux de la diorite quartzique sont essentiellement ceux qui se sont formés tardivement dans le gabbro, la composition chimique de la diorite quartzique correspond à peu près à celle du liquide à cristallisation tardive du gabbro (à peu près seulement, car la composition de la diorite quartzique varie d'un lieu à un autre, et la composition du liquide résiduel doit changer à mesure que la cristallisation progresse). La diorite quartzique, si elle était plus ou moins en équilibre avec le gabbro, dut se former alors que les filons-couches où elle se trouvait étaient presque entièrement cristallisés. Sa faible teneur en minéraux d'ancienne cristallisation indique qu'elle était encore en grande partie liquide alors que la cristallisation du filon-couche progressait rapidement. L'engloutissement de cristaux dans le magma basaltique a peut-être produit un liquide résiduel acide dans la partie supérieure du filon-couche après

PLANCHE I

A.— Filon-couche de gabbro reposant sur des phyllades, partie nord du lac Rougemont.



B.— Végétation éparsse à l'est du lac Rougemont, région du lac Gerido. Une faille recoupe un filon-couche de gabbro (gris pâle, à gauche du centre de la photo à proximité de la ligne d'horizon).

C.— "Terres stériles". Vue vers le sud-ouest à travers la partie sud du lac Gerido.

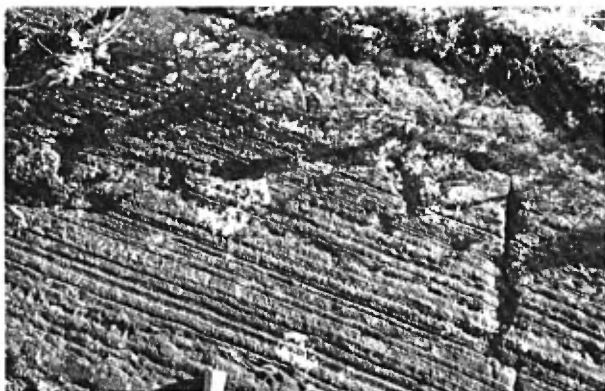


PLANCHE II



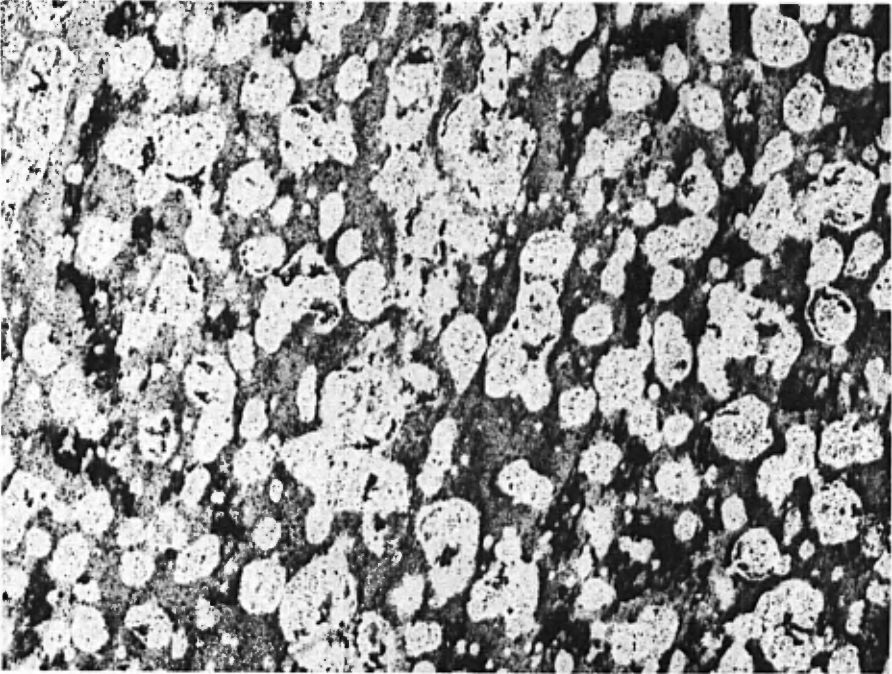
A.— Conglomérat ferrugineux reposant sur des roches ferrifères, est du ruisseau Bow, région du lac Léopard.

B.— Stratification régulière; à noter également le clivage de fracture de phyllades à proximité d'un épais filon-couche de gabbro.



C.— Plis du membre ferrugineux de la formation de Baby, au sud-ouest du lac Hianveu, région du lac Gerido.

PLANCHE III



A.— Microphotographie d'une "adinole tachetée". Surtout du quartz et de l'albite accompagnés d'un peu de chlorite, de clinozoisite et de sphène concentrés dans les parties foncées. Les zones pâles représentent probablement des pseudomorphoses d'un minéral d'origine métamorphique. (11.3x).



B.— Dans un marbre, bandes quartzieuses à plis irréguliers, à l'est du lac Rachel.

PLANCHE IV



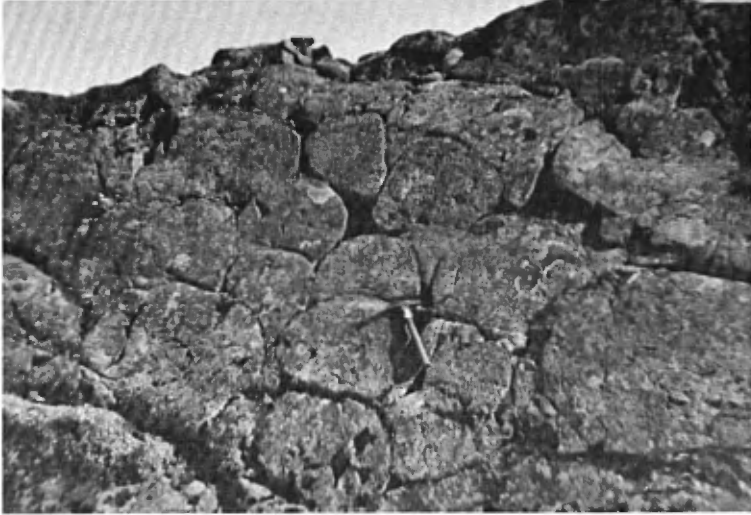
A.- Coulée de lave à diaclases prismées, est du lac Hellen-court, région du lac Gerido.

B.- Abondantes cavités tabulaires dans un coussin de lave. La direction de la coulée est parallèle au manche du marteau et à l'allongement des cavités; le pendage est vertical, les sommets sont à droite.



C.- Cavités tabulaires particulièrement abondantes dans la partie supérieure d'un coussin. L'attitude de la coulée est verticale, les sommets sont à droite.

PLANCHE V



A.— Laves en coussins montrant très peu de scorie. Le bel ajustement des coussins et la forme allongée des langues (au-dessus et à deux pieds à gauche du marteau) démontrent la mobilité de la lave.



B.— Microphotographie du rebord d'un coussin de lave. On voit, à la partie supérieure, que les fissures du verre ont été préservées. Les vacuoles isolées, près du milieu de la photographie, passent vers le bas à de plus grandes vacuoles coalescentes. (11,3x).

PLANCHE VI



A.— Concrétions dans la formation de Thévenet, au sud-ouest du lac Thévenet.



B.— Conglomérat de galets de quartz interstratifié avec un micaschiste, reposant sur le conglomérat volcanique à l'est du lac Rachel, dans la région du lac Thévenet.

PLANCHE VII



A.- Traînées feldspathiques dans un gabbro.



B.- Dans un gabbro, alignement d'enclaves légèrement étirées.



C.- Dans un gabbro, alignement d'enclaves en tablettes.

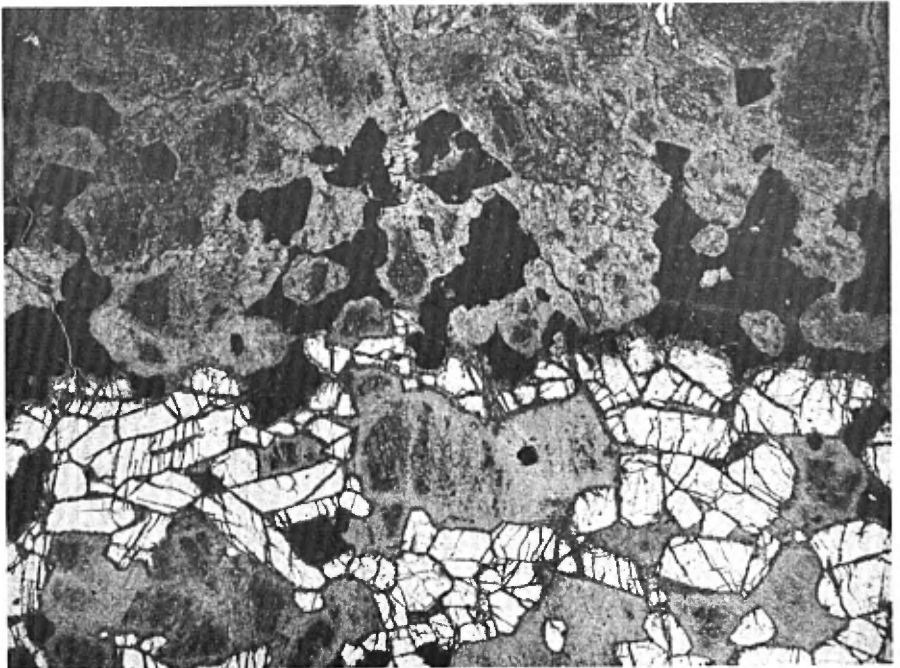
PLANCHE VIII



A.— Litage dans un filon-couche de gabbro vertical.

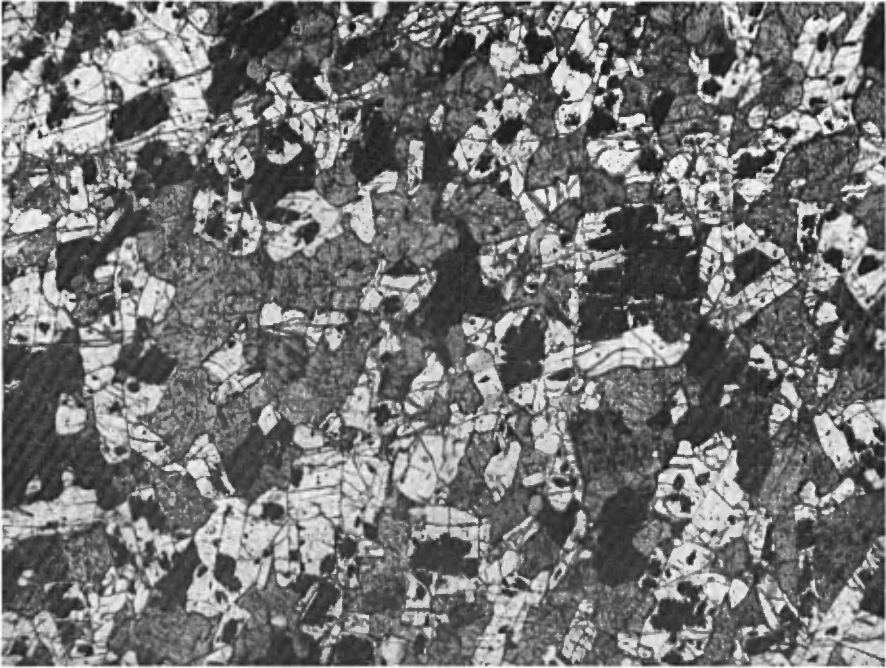


B.— Litage dans un gabbro.

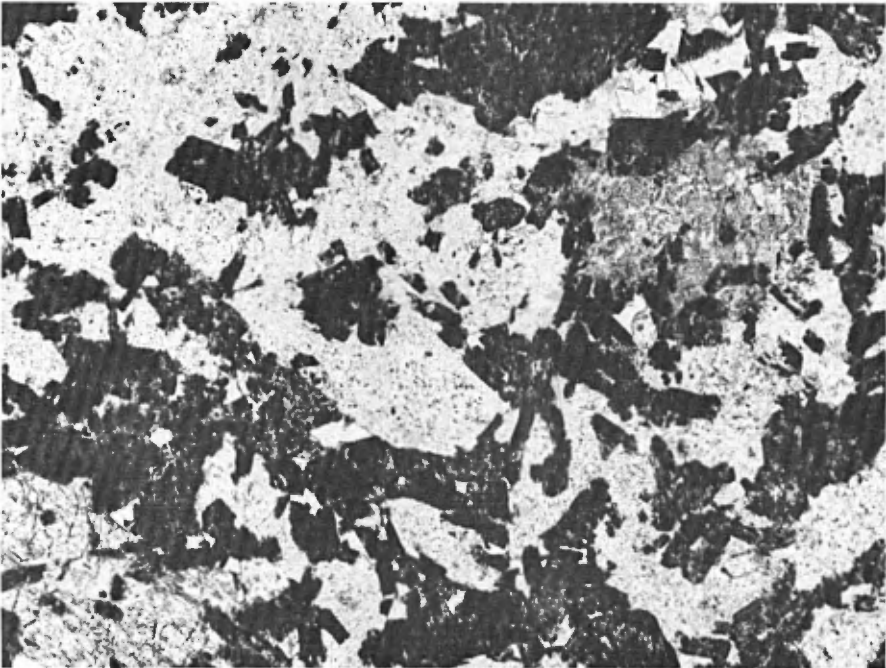


C.— Métagabbro lité. Le labrador est blanc, l'augite titanée noire; un pyroxène gris foncé est entouré par une actinote d'un gris plus pâle. (10X).

PLANCHE IX



A.— Gabbro qui a partiellement conservé sa composition originale. Le labrador renferme des taches foncées de clinozoisite. A l'exception des feldspaths, les quelques taches noires sont formées de magnétite. Le pyroxène et le peu d'amphibole sont de couleur grise. (15x).

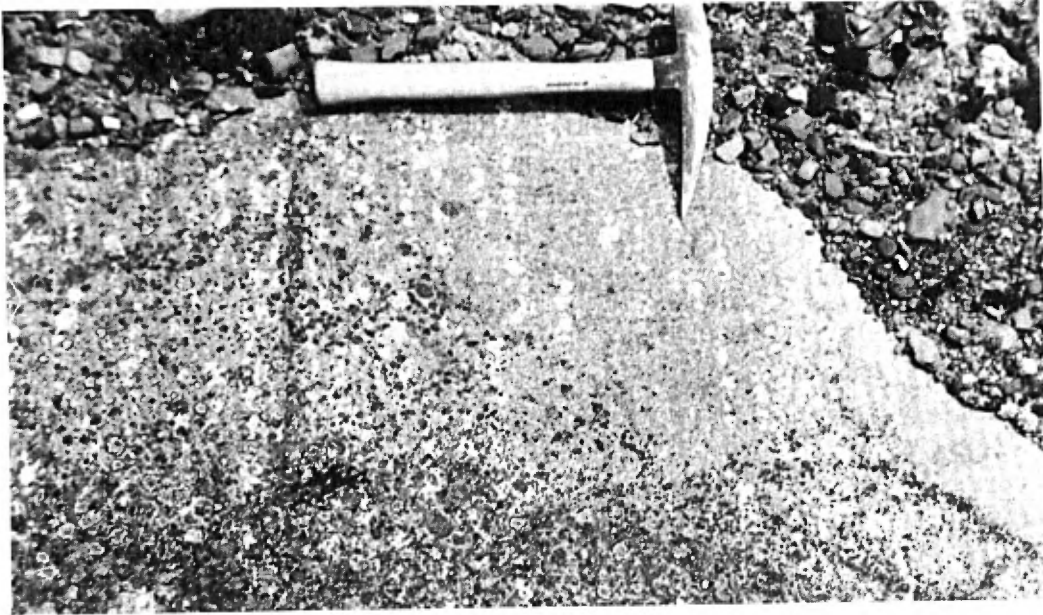


B.— Métagabbro quartzeux montrant des textures originales bien préservées. La roche renferme du quartz primaire (blanc clair), une actinote gris pâle accompagnée d'un peu de chlorite et un mélange foncé d'albite et de clinozoisite. (15x).

PLANCHE X



A.— Gabbro tacheté à larges plages feldspathiques.



B.— Litage d'un gabbro tacheté.

PLANCHE XI

A.— Gabbro tacheté typique.



B.— Gabbro tacheté à larges plages.



C.— Gabbro tacheté appartenant au faciès métamorphique amphibolite, à l'est du lac Rachel.



PLANCHE XII



A.— “Boules” de granophyre au-dessus d'un filon-couche de gabbro, à proximité de l'extrémité sud d'une longue péninsule dans le lac Rougemont.

B.— Petit esker dans une vallée à l'est du lac Rougemont, région du lac Gerido.



C.— Un esker à un mille au nord du lac Thévenet. De l'autre côté du lac, un filon-couche de gabbro montre un contact net avec les schistes sus-jacents.

que celui-ci se fût en grande partie cristallisé. Tout ceci semble s'accorder avec les faits qui nous sont connus et c'est pourquoi nous considérons que la différenciation à l'intérieur même des filons-couches est le mode d'origine le plus probable pour la diorite quartzique.

De même, la diorite quartzique qui se présente en dykes ou veines étroites dans certains gabbros a pu se former à partir d'un liquide résiduel acide subséquent à la cristallisation d'une grande partie du magma basaltique. Il se peut que ce liquide se soit trouvé dans les pores du réseau de cristaux ou qu'il se soit concentré près du sommet du filon-couche avant d'être injecté dans des fractures du réseau de cristaux en grande partie solidifié.

Gabbro tacheté

Le gabbro tacheté, ou "roche léopardée", est caractérisé par les points ou taches arrondies aux contours nets, de teintes pâles et constitués d'albite et de clinozoisite; ces points ou taches sont des agrégats métamorphisés de cristaux de plagioclase calcique. On observe tous les stades entre un gabbro marqué de quelques taches et une roche qui en est presque entièrement constituée, mais le gabbro "typique" est habituellement formé de 25 à 50 pour cent de taches. Le diamètre de ces dernières varie de 1/2 à 2 pouces, mais plusieurs atteignent 3 ou 4 pouces dans la région du lac Léopard et quelques-unes ont plus de 8 pouces de diamètre.

Tel que mentionné antérieurement (voir le paragraphe sur la corrélation des roches volcaniques d'Hellancourt), presque tout le gabbro tacheté se présente juste à la base des roches volcaniques d'Hellencourt et appartient peut-être à un même filon-couche. Cette roche est fréquente dans toutes les régions cartographiées, à l'exception de celle du lac Thévenet où elle ne s'observe qu'en quelques endroits à proximité des roches volcaniques à l'est du lac Rachel.

Le filon-couche tacheté n'est pas entièrement formé de gabbro tacheté. Dans la partie sud-est de la région du lac Gerido, cette dernière roche se retrouve apparemment en lentilles discontinues dans un filon-couche continu. Le plus souvent, le gabbro tacheté ne se trouve qu'au milieu du filon-couche en une bande continue. A titre d'exemple, notons les différents faciès que le filon-couche tacheté contient à l'est du lac Gerido et à proximité de la limite sud de la région du même nom. La base révèle les effets du refroidissement et ne montre que quelques taches; elle est ainsi semblable à la lave tacheté ou gloméroporphyrique. Cette zone passe graduellement vers le haut à une diabase, dont le nombre de taches est identique à celui de la roche inférieure et qui se transforme en un gabbro poecilitique. A environ 40 pieds au-dessus de la base, une zone de transition, où le nombre des taches augmente considérablement, passe vers le haut

à un gabbro tacheté typique constitué d'environ 30 à 50 pour cent de taches. Le pourcentage des taches blanches, dans cette dernière zone, semble augmenter légèrement à mesure que l'on s'éloigne de sa base, mais il diminue graduellement vers le sommet du filon-couche. A quelques endroits, les plages de la partie supérieure sont plus grandes qu'ailleurs (2 à 4 pouces). Les 30 pieds supérieurs du filon-couche sont formés de diabase à taches clairsemées; son contact supérieur, à environ 360 pieds du contact inférieur, montre également des textures de refroidissement. A l'exception de la puissance réduite, nous sommes en présence du filon-couche tacheté typique. En de rares endroits, le gabbro sous la zone tachetée n'est pas poecilitique. Il est également possible de trouver un gabbro peu tacheté en contact net avec le gabbro tacheté normal. Les taches ne sont pas nombreuses au contact des roches sédimentaires, sauf à quelques endroits où le filon-couche renferme de minces lentilles ou langues de ces roches, comme par exemple à proximité de la rive est du lac Gerido.

Le litage, assez rare, parallèle aux contacts supérieur et inférieur du filon-couche, consiste en une concentration planaire de taches ou de bandes alternantes fortement ou peu tachetées. Les grands axes de ces taches légèrement allongées sont parallèles à la base du filon-couche.

Texture et composition - Les taches se composent principalement d'albite et de clinozoisite qui sont des pseudomorphoses d'agrégats de plagioclase calcique ou de "grumeaux anorthositiques". Les grains de feldspath y sont, en moyenne, beaucoup plus gros que ceux de la métadiabase et du métagabbro communs. Leur taille varie surtout entre 1 et 5 mm et atteint rarement 15 mm. Quelques gros grains de feldspath ne sont pas en plages, mais on note qu'ils ont une nette tendance à se grouper. Les feldspaths varient d'automorphes à xénomorphes; les grains automorphes sont plutôt trapus et s'observent surtout à la périphérie des taches ou en grains isolés. Les cristaux des taches vont de subautomorphes à xénomorphes et leurs limites sont assez rectilignes. L'espace entre les taches est surtout rempli de gros cristaux d'actinote et de chlorite, pseudomorphoses probables de pyroxènes, accompagnés d'un peu d'albite et de clinozoisite; l'actinote se moule sur les grains de feldspath. Des grains lattiformes de feldspath (albite et clinozoisite), beaucoup plus petits que ceux des taches, se présentent soit entre les grains d'actinote, soit dedans à la façon de la texture ophitique. Les petits grains de feldspath semblent plus abondants lorsque le gabbro est moins tacheté. Certains grains de feldspath ont une bordure d'albite limpide. Des taches arrondies, bien nettes, constituées surtout de chlorite, se retrouvent parmi les grains d'actinote, dans certaines roches; elles révèlent l'ancienne présence d'un autre minéral ferromagnésien avec la pyroxène, peut-être l'olivine. On trouve dans les roches tachetées la magnétite titanifère et le leucoxène; l'apatite y est fréquente. Une petite proportion au moins de quartz est primaire.

On trouve habituellement un peu de chalcopryrite et de pyrrhotine dans le gabbro tacheté et ces minéraux sont souvent associés au quartz et à la chlorite. Le remplacement par le quartz et les sulfures se limite principalement aux minéraux ferromagnésiens entre les grandes plages d'albite-clinozoïsite. Le quartz forme quelquefois des plages bien définies parmi les grains d'actinote. Il est possible que cette texture provienne du remplacement sélectif d'un minéral qui était à l'origine emprisonné dans un clinopyroxène.

Tableau No 8

Composition du filon-couche tacheté, à l'est du lac Gerido
et à proximité de la limite sud de la région du même nom

Composition modale (pourcentages en volume)

	<u>7'^a</u>	<u>30'</u>	<u>gabbro tacheté</u> <u>78' - 102' - 125'</u> <u>(moyenne de 52')</u>	<u>330'</u>
quartz	8.4	6.3	5.0	9.3
albite et clinozoïsite	37.6	46.2	59.1	39.5
actinote	25.5	29.8	21.0	27.9
chlorite	20.6	13.8	11.9	16.1
sphène	4.8	2.4	1.8	4.1
magnétite-ilm.	0.2	0.2	0.1	0.7
sulfures	2.3	1.3	1.0	1.5
carbonate	0.6			0.9
apatite		tr.	0.1	tr.

^aLes chiffres représentent la hauteur, en pieds, du point où l'échantillon fut cueilli au-dessus de la base du filon-couche; la puissance du filon-couche est de 360 pieds; le gabbro tacheté typique se retrouve entre 45 et 300 pieds; on trouve la diabase à 7 et 330 pieds, un gabbro à 30 pieds.

La composition du gabbro tacheté est variable, mais la roche est habituellement un gabbro assez feldspathique. Une petite partie est un gabbro anorthositique. Le tableau No 8 donne les modes d'une série d'échantillons recueillis à travers le filon-couche de gabbro tacheté, à

l'est du lac Gerido, dans la partie sud de la région du même nom. La composition de la diabase de bordure, dans les parties inférieure et supérieure du filon-couche et du gabbro en dessous de la zone tachetée tombe dans l'intervalle de composition du métagabbro normal. Le gabbro tacheté, qui forme de 2/3 à 3/4 du filon-couche à cet endroit, est plus feldspathique que le gabbro ordinaire. L'évaluation du mode du gabbro tacheté est imprécise, parce que les taches sont de grandes dimensions et que la composition du gabbro varie d'un endroit à l'autre.

Composition chimique - Le tableau No 9 donne deux analyses chimiques de roches provenant du filon-couche tacheté. L'une est celle d'une diabase cueillie à environ 7 pieds au dessus du contact inférieur du filon-couche, dont l'épaisseur est de 360 pieds à cet endroit. Cette roche était probablement une norite à bytownite quartzifère. L'autre provient de la partie tachetée du filon-couche dans un autre endroit et représente probablement une ancienne norite à bytownite et olivine. Dans les deux analyses, l'hypersthène normative (tableau No 10) prédomine beaucoup sur la diopside. Ceci représente un contraste marqué avec les autres analyses de gabbro et de lave de la région où la diopside et l'hypersthène normative se présentent en quantités comparables. Cependant, les échantillons des deux analyses du tableau No 9 proviennent d'endroits qui ne sont éloignés que de quelques milles. Le filon-couche tacheté était probablement à cet endroit une norite feldspathique, mais ceci ne s'applique pas nécessairement partout au filon-couche tacheté. La bytownite est le feldspath normatif dans les deux analyses. Encore une fois, ceci peut ou ne peut pas s'appliquer à tout le filon-couche.

Origine - La composition de l'ensemble du filon-couche, telle que donnée dans le tableau No 8, semble être différente de celle de la diabase de bordure et il se peut qu'elle ait été différente de celles des bordures de refroidissement. S'il en est ainsi, ces variations ne peuvent être attribuées strictement à la différenciation sur place. Ceci porte à croire que le filon-couche doit sa mise en place au jeu de l'injection multiple ou d'une injection de longue durée. Cette hypothèse est rendue encore plus plausible par la présence de lentilles ou langues sédimentaires remarquées à deux endroits. Ces dernières injections de magma se produisirent probablement alors que le filon-couche était encore en grande partie liquide, comme le laisse supposer l'absence de zones à grain fin et la gradation habituelle entre le gabbro ordinaire et le gabbro tacheté.

Cependant, il existe des indices qui soutiennent l'hypothèse selon laquelle le gabbro tacheté se serait formé par différenciation plutôt que par une injection tardive nullement apparentée à l'injection antérieure: (1) un lien génétique entre la bordure de refroidissement du filon-couche tacheté et le gabbro tacheté nous est suggéré par la présence

de "taches" dans la bordure de refroidissement. Ces taches n'y sont pas abondantes, mais elles sont identiques à celles du gabbro tacheté typique; nous n'avons pas trouvé d'autres plages gloméroporphyriques dans les bordures de refroidissement des autres filons-couches; (2) il est difficile d'expliquer le litage local par le mélange de deux magmas, mais il peut se comprendre facilement par le jeu d'une différenciation; (3) les variations importantes de la composition à travers le filon-couche sont semblables à des endroits très éloignés les uns des autres. Ainsi la cristallisation accompagnée de différenciation dans une injection prolongée semble être l'hypothèse qui paraît le mieux répondre aux faits établis. En outre, il se peut qu'une différenciation secondaire se soit produite par endroits.

Il est aussi possible que, comme dans les laves tachetées, certaines taches des zones de refroidissement et de la diabase de bordure du filon-couche tacheté se soient formées avant la mise en place. Cependant, il est possible aussi que la plupart des taches se soient formées dans le filon-couche même. Nous ne possédons là-dessus que des indices négatifs. Par exemple, nous n'avons observé d'abondantes taches dans la diabase de bordure qu'au contact des lentilles sédimentaires dans le filon-couche. Certains plagioclases ont dû se cristalliser tôt dans cette roche, puisque nous les retrouvons dans les zones de refroidissement des filons-couches et que les gros cristaux n'ont pu se rassembler que lorsque le magma était encore en grande partie liquide; on doit s'attendre à ce phénomène dans un magma riche en constituants chimiques du plagioclase.

Nos connaissances sur le gabbro tacheté sont encore trop incomplètes pour nous permettre de parler d'une façon constructive du mécanisme possible de différenciation grâce auquel cette roche s'est formée. Un autre problème reste entier: celui des causes de l'association habituelle d'une ménéralisation cuprifère avec le gabbro tacheté.

Composition du magma - La plupart des métadiabases et des métagabbros sont d'ordinaire saturés en silice, comme le dénotent la présence de quartz primaire et quelques analyses chimiques (tableau No 9). Sous le microscope, nous voyons que les métadiabases sont généralement semblables aux laves à grain moyen qui constituaient surtout des basaltes tholéitiques. Nous avons fait fondre quelques échantillons prélevés sur le bord des filons-couches pour les laisser ensuite refroidir sous forme de perles de verres. Leurs indices de réfraction se comparent bien avec ceux des perles de verre qui provenaient de métabasaltés (Tableau No 6). Il est donc probable qu'un magma basaltique, d'une composition tholéitique "normale", ait donné naissance à presque tout le matériel des filons-couches. Il existait des diabases à olivine, mais la plupart se trouvaient uniquement dans la partie inférieure des filons-couches de puissance considérable. Il ne s'agit pas d'un fait rare dans les diabases tholéitiques (Williams, Turner et Gilbert, 1955, p. 45). Quelques diabases à olivine (No 2, Tableau No 9) se retrou-

vent dans des filons-couches épais de quelques centaines de pieds; il est possible qu'ils dérivent d'un magma sous saturé. Cependant, dans les deux analyses qui renferment de l'olivine normative du tableau No 10, l'hypersthène normative y est aussi abondante que le diopside; sous ce rapport, ces analyses sont plus proches de la composition des basaltes tholéitiques à olivine que de celle des basaltes à alcalis (Nockolds, 1954, tableau No 7).

La plupart des métagabbros et des diabases sont pauvres en potassium, comme le montrent l'absence de feldspath potassique et une très faible teneur en mica. Même les produits de différenciation quartziques et tardifs des gabbros ne renferment pas beaucoup de potassium et ont un rapport potassium/sodium faible (voir l'analyse No 5, tableau No 9). Les analyses chimiques du tableau No 9 révèlent cette même relation et le magma dut être très pauvre en potassium. Nous avons déjà mentionné que les metabasaltes d'Hellancourt également contenaient très peu de potassium.

Nombre d'échantillons énumérés aux tableaux Nos 9 et 10 possèdent un rapport calcium/sodium élevé et contiennent de la bytownite normative. Mais, seules, les deux premières analyses proviennent de filons-couches de métagabbro ordinaire qui ne manifestent pas beaucoup de différenciation. L'analyse No 1 contient de la bytownite normative. L'échantillon provient du bord d'un filon-couche et il représente peut-être la composition du magma, à condition qu'il n'y ait pas eu de diffusion chimique importante entre le gabbro et l'argilite durant l'injection et le métamorphisme régional. L'analyse No 2 provient de la partie médiane d'un filon-couche. La diffusion ne fut pas importante dans ce cas, mais le labrador est le plagioclase normatif. Les échantillons représentés par les analyses No 6 et No 7 renferment de la bytownite normative, mais ils proviennent du filon-couche tacheté. La bytownite modale se retrouve dans beaucoup de roches, mais le plagioclase originel n'a été préservé que dans les filons-couches épais qui montrent les effets de la différenciation. Ainsi les données sont rares, mais il se peut que certains magmas aient été fortement calciques et qu'ils aient formé des filons-couches d'eucrite (gabbro à bytownite).

Ordre de cristallisation - Nous connaissons mal l'ordre de cristallisation des minéraux en raison des altérations métamorphiques. En général, il semble que l'olivine ait cristallisé tôt, puisqu'elle est en grande partie emprisonnée dans le pyroxène; cependant, elle renferme quelques granules de pyroxène et de plagioclase. Il est donc possible qu'il ait existé pour l'olivine une période de cristallisation plutôt longue. Le plagioclase calcique et le pyroxène ont commencé à se cristalliser tôt, ils sont probablement, en partie, contemporains de l'olivine. Nous ne savons pas lequel des deux est apparu le premier. Leur cristallisation s'est continuée jusqu'à ce que la plus grande partie du magma se soit solidifiée, plus de 90 pour cent dans la plupart des cas. Le quartz et le plagioclase sodique

Tableau No 9

Analyses géochimiques de métagabbros et de roches apparentées

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	51.05%	46.18	49.07	47.93	73.07	48.84	43.68	44.81	75.03	SiO ₂
TiO ₂	1.39	0.89	0.33	2.03	0.35	1.50	0.59	2.55	0.31	TiO ₂
Al ₂ O ₃	15.10	17.68	16.10	12.88	13.33	14.12	16.85	13.96	13.17	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	4.37	2.20	1.60	6.50	0.79	2.08	1.75	3.75	1.56	Fe ₂ O ₃
Fe O	6.79	7.38	4.77	12.48	2.42	12.45	8.74	16.66	0.58	Fe O
Mn O	0.27	0.14	0.16	0.41	0.05	0.15	0.18	0.17	0.01	Mn O
Mg O	5.90	8.76	9.99	2.00	0.41	6.39	11.76	5.54	0.15	Mg O
Ca O	10.30	10.21	13.90	9.88	1.89	8.15	10.56	8.53	0.69	Ca O
Na ₂ O	0.80	2.41	1.02	2.24	5.11	1.24	0.72	3.35	4.24	Na ₂ O
K ₂ O	0.09	0.04	0.19	0.38	1.25	0.04	0.24	0.33	3.85	K ₂ O
Li ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	Li ₂ O
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.01	0.52	0.12	0.11	0.03	0.08	0.02	P ₂ O ₅
H ₂ O+	3.80	3.72	2.74	2.39	0.78	4.00	4.86	0.34	0.28	H ₂ O+
H ₂ O-	0.09	0.13	0.09	0.25	0.11	0.13	0.16	0.19	0.13	H ₂ O-
C O ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00			C O ₂
S	0.00	0.005	0.00	0.02	0.01	0.85	0.02			S
Oxyde de terres rares	-	-	-	-	0.02					Oxyde de terres rares
	100.07	99.82	99.97	99.91	99.71	100.16	100.14	100.26	100.02	
SrO	0.08%	0.08	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02			
BaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00			
V ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.06	0.04			
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01			
CuO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02			
NiO	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05			
PbO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01			
ZnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00			
ZrO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01			
Co ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02			
SnO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			
MnO	0.26	0.13	0.14	0.43	0.05	0.15	0.17			

Tableau No 9 (suite)

0.00% des éléments suivants: Ag, As, Be, Bi, Cb, Cd, Ga, Ge, Li, Mo, Sb,
dans les échantillons Nos 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7.

0.0% de Ta et W dans les mêmes échantillons que ci-dessus.

0.0% de Y dans les échantillons Nos 1, 2, 3, 4, 6 et 7.

0.0% de Ce et La dans les échantillons Nos 1, 2, 3, 6 et 7.

No 1 - Echantillon S-165-b-54 recueilli dans la zone de refroidissement supérieure d'un filon-couche de métagabbro de quelques centaines de pieds d'épaisseur, à l'ouest du lac Lafortune (long. 69°35'W, lat. 58°14'N), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: F. East, J. Gagnon et J. Plamondon, service des Laboratoires, ministère des Richesses naturelles, Québec.

No 2 - Echantillon S-215-54; métagabbro poecilitique provenant de la partie médiane d'un filon-couche d'une puissance d'environ 200 pieds (long. 69°37'W, lat. 58°14'N), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: F. East, J. Plamondon et D. Lamontagne, service des Laboratoires, ministère des Richesses naturelles, Québec.

No 3 - Echantillon S-36-54, métagabbro quartzifère provenant de la partie médiane d'un filon-couche d'une puissance d'environ 2,000 pieds, à l'est du lac Rougemont (long. 69°38'W, lat. 58°01'N), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: les mêmes que pour l'échantillon No 2.

No 4 - Echantillon S-78-C-54, ferrogabbro métamorphisé provenant de la zone de transition entre le gabbro et la diorite quartzique, ouest du lac Hellancourt (long. 69°35'W, lat. 58°06'N), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: F. East, D. Lamontagne et J. Gagnon, service des Laboratoires, ministère des Richesses naturelles, Québec.

Tableau No 9 (suite et fin)

No 5 - Echantillon S-143-54, diorite quartzique métamorphisée prélevée à la partie supérieure d'un filon-couche de gabbro très épais, au nord du lac Hellancourt (long. $69^{\circ}36'W$, lat. $58^{\circ}09'N$), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: les mêmes que pour l'échantillon No 4.

No 6 - Echantillon S-280-54-7, diabase prélevée à 7 pieds au-dessus de la base d'un filon-couche tacheté d'une puissance de 360 pieds (long. $69^{\circ}45'W$, lat. $58^{\circ}05'N$), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: les mêmes que pour l'échantillon No 2.

No 7 - Echantillon S-25-54, gabbro tacheté poecilitique, (long. $69^{\circ}44'W$, lat. $58^{\circ}02'N$), demie est de la région du lac Gerido.

Analystes: les mêmes que pour l'analyse No 2.

No 8 - Ferrogabbro hortonolitique provenant de l'intrusion de Skaergaard (Wager et Deer, 1939, p. 102). Comparer cette analyse avec celle du No 4.

No 9 - Granophyre acide provenant de Skaergaard (Wager et Deer, 1939, p. 208). Comparer cette analyse avec celle du No 5.

Tableau No 10
Normes des roches données au tableau No 9
(calculées à 100%, sans eau, ni soufre ni bioxyde de carbone)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
qz	15.6	-	0.8	8.8	33.1	7.9	-		
or	0.6	0.2	1.2	2.3	7.5	0.2	1.5		
ab	7.0	21.2	8.9	19.5	43.7	11.0	6.4		
an	38.7	38.8	39.9	24.6	8.8	34.4	44.1		
c	-	-	-	-	0.4	-	-		
CaSiO ₃	5.8	5.8	13.1	9.5	-	3.2	4.6		
MgSiO ₃	15.3	10.6	25.7	5.1	1.0	16.8	16.0		
FeSiO ₃	7.4	5.1	7.4	15.4	3.3	20.0	7.6		
MgSiO ₄	-	8.6	-	-	-	-	10.4		
FeSiO ₄	-	4.5	-	-	-	-	5.4		
mt	6.6	3.3	2.4	9.7	1.2	3.2	2.7		
il	2.7	1.7	0.6	3.9	0.7	3.0	1.2		
ap	0.3	0.2	tr	1.2	0.3	0.3	0.1		
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	65	52	39	90	89	69	47	79	93

sont partiellement enchevêtrés et les deux se sont cristallisés en même temps. Ils ne se sont formés qu'après que le magma se fût en grande partie solidifié, comme le démontrent les relations qui suivent. Le pyroxène et le plagioclase calcique sont automorphes en contact avec le quartz, alors que le plagioclase calcique, en contact avec le quartz, est entouré d'une bordure de plagioclase sodique. Le quartz remplit habituellement les interstices entre le plagioclase calcique et le pyroxène; dans certains cas, il forme de petites baies dans le plagioclase. La magnétite titanifère primaire n'est guère abondante dans les gabbros mafiques et ultramafiques, elle l'est davantage dans le gabbro le plus riche en quartz et dans la "roche de transition". Elle est rare dans le granophyre acide et dans la diorite quartzique. Ce minéral a eu une longue période de cristallisation, mais il s'est probablement formé en plus grande quantité au cours de la période terminative de la cristallisation du plagioclase calcique et du début de la formation du plagioclase sodique et du quartz. L'apatite est rare dans le granophyre, la diorite quartzique acide et dans le gabbro avec peu ou pas de quartz, mais elle est assez abondante dans le gabbro relativement riche en quartz, la "roche de transition" et la diorite quartzique mafique; dans le gabbro quartzifère, elle se présente presque partout dans des grains de quartz, ou près d'eux. C'est pourquoi le gros de l'apatite dut probablement se cristalliser à peu près au début de la cristallisation du quartz.

En général, la cristallisation des filons-couches épais s'est probablement propagée de la base vers le haut (les intrusions multiples ont produit certaines modifications). C'est ce que nous portent à croire la présence de roches ultramafiques à olivine, dans la partie inférieure de certains filons-couches et la concentration de minéraux à cristallisation tardive, dans leurs parties supérieures. La sédimentation des cristaux joua un rôle important dans le processus.

Magmas résiduels successifs et phases cristallines produites - Wager et Deer (1939) furent capables de calculer la composition à différents stades de l'évolution du magma résiduel de l'intrusion de Skaergaard et celle des phases solides correspondantes, qui se séparaient du magma. En résumé, ils découvrirent que la cristallisation du magma basaltique peut se diviser en deux stades. Le premier est caractérisé par un enrichissement en fer du magma; il dura jusqu'à ce que plus de 95 pour cent du magma se soit cristallisé. Au début, la formation de minéraux ferromagnésiens riches en magnésium causa un appauvrissement en magnésium du magma et un enrichissement en fer; c'est ainsi qu'un gabbro magnésien naquit alors que la quantité en fer des minéraux ferromagnésiens augmenta graduellement avec la cristallisation. Durant ce stade, le contenu en silice varia très peu, celui en potassium et en sodium s'accrut lentement, mais demeura faible. A la fin, des pyroxènes riches en fer et des "minerais de fer" se cristallisèrent en grande quantité pour donner naissance à un ferrogabbro. Ceci diminua rapidement la teneur

en fer du magma et augmenta celle en silice, faisant débiter ainsi le second stade caractérisé par un enrichissement graduel du magma en silice, soda et potasse. D'après Walker et Poldervaart (1949), une tendance similaire, bien que moins prononcée, se manifeste dans les dolérites de Karoo, les intrusions d'Insizwa d'Afrique du Sud, dolérites de Tasmanie, le filon-couche de Palisade et les trapps sibériens. Leur conclusion est la suivante (p. 659): "..... que l'enrichissement en fer est le résultat normal de la différenciation au cours de la plus grande partie de la cristallisation d'un magma basaltique"

Il semble que le magma basaltique de la région du lac Gerido ait évolué de la même façon. Au cours des tout derniers stades, le magma se trouva grandement enrichi en silice et en sodium, comme le démontre la présence de diorite quartzique et de granophyre en dykes mis en place tardivement et en grandes masses. Il est évident que le volume du magma acide résiduel ne constituait qu'une faible partie du volume du magma originel et puisqu'il semble que des roches gabbroïques se soient formées jusque vers la fin de la cristallisation, il apparaît probable que l'augmentation importante de la silice se produisit principalement au cours des derniers stades. Le tableau No 9 ne donne qu'une analyse (No 5) d'une diorite quartzique, mais elle est typique à plusieurs roches de la région. Son rapport fer/magnésium est élevé et semblable à celui de quelques analyses du granophyre de Skaergaard (No 9, tableau 9).

La "roche de transition" dut se former à peu près au début du stade de l'important enrichissement du magma en silice. Elle renferme presque toujours de la stilpnomélane et, d'après Turner et Verhoogen (1951, p. 47), ce minéral se retrouve dans des roches dont le rapport oxydes de fer/magnésie est élevé. Une seule analyse de cette roche (No 4, tableau 9) est disponible, mais elle est semblable à celles de certains gabbros de Skaergaard (No 8, tableaux 9 et 10) en ce qu'elle a un rapport fer/magnésium très élevé. L'actinote de la partie inférieure de plusieurs filons-couches épais est presque incolore et elle est probablement riche en la "molécule" trémolite, alors que le gabbro à quartz et la roche de transition, dans la partie supérieure de filons-couches épais, renferment habituellement une amphibole pléochroïque qui est peut-être riche en la molécule ferrottrémolite. De toute évidence le rapport fer/magnésium, dans le magma, croît au cours des stades hâtifs et intermédiaires de la cristallisation. La "roche de transition" est plus riche en apatite que la plupart des gabbros ou la diorite quartzique acide, ce qui permet de croire à un enrichissement en phosphore du magma peu avant, ou durant les premiers stades, d'un enrichissement important en silice.

Nous avons cependant noté des variantes entre la différenciation du magma de Skaergaard et celle du magma de notre région. Le magma résiduel acide de Skaergaard constituait moins de cinq pour cent du magma

basaltique originel (Wager et Deer, 1939). A l'ouest du lac Hellancourt, un filon-couche d'une puissance de 3,500 pieds contient encore près de 700 pieds de diorite quartzique à un endroit. Malheureusement, la puissance de la diorite quartzique variant d'un point à l'autre, il se peut qu'une portion de cette roche ne se soit pas différenciée exactement sur place et qu'au contraire, une partie du magma acide tardif ait pu envahir les bourrelets les plus élevés du filon-couche ou ait pu être repoussée ou entraînée par les injections tardives. Il est donc impossible d'évaluer correctement le pourcentage de magma acide résiduel formé dans les filons-couches épais: il est cependant probablement beaucoup plus important que dans le cas du Skaergaard. On peut évaluer raisonnablement ce pourcentage à 10. On peut expliquer en partie cet écart par une teneur en silice différente dans les deux magmas basaltiques, celui de Skaergaard n'en renfermait qu'un peu plus de 48 pour cent (en échantillon desséché), alors que celui de notre région, à supposer que sa composition ait été semblable à celle des basaltes, en contenait environ 51 pour cent. Il est possible qu'une légère différence de composition du magma basaltique originel puisse devenir très importante lors des derniers stades de la cristallisation. Il semble que l'enrichissement en potassium, lors des stades avancés de la cristallisation, n'ait pas été considérable dans notre région, car la plupart des diorites quartziques n'en renferment que peu. Ceci peut s'expliquer par une très basse teneur initiale du magma en potassium. Une autre différence réside dans la nature du ferrogabbro produit: celui de notre région est plus feldspathique que celui de Skaergaard. Bien que leurs rapports fer/magnésium soient comparables, le ferrogabbro de notre région contient moins de fer que beaucoup de roches de Skaergaard qui renferment jusqu'à 25 pour cent d'oxydes de fer. Ceci, et le fait que la proportion de magma résiduel acide ait pu être plus élevée dans notre région, rendent improbable l'hypothèse selon laquelle le magma de notre région aurait été aussi riche en fer que celui de Skaergaard.

Age des filons-couches - De toute évidence, les filons-couches furent mis en place avant le métamorphisme; ils sont également antérieurs au plissement, comme le montrent les indices que nous énumérons ci-après. (1) Les filons-couches sont essentiellement parallèles aux strates sédimentaires, quelle que soit la complexité des plissements. Ils ne recoupent pas les lits à la charnière des plis ou aux autres endroits de faible résistance tectonique. (2) Ils conservent généralement une épaisseur assez uniforme le long des flancs et à la charnière des plis. Ceci implique une facilité d'intrusion presque constante partout, qualité qui ne semble pas pouvoir se présenter dans des roches qui ont déjà été intensément plissées. (3) Les filons-couches de gabbro sont cisailés et fracturés au voisinage du plan axial de certains plis serrés, mais ils ne montrent, en général, que peu de déformation le long des flancs. Cette déformation, si intimement liée au plan axial des plis ou aux zones de courbure maximale, a dû être causée par le plissement. (4) Une faille répète le filon-couche de gabbro tacheté dans

la partie ouest de la région, faille qui est probablement associée à la même période générale de déformation qui a engendré les plis. (5) Le meilleur indice en faveur de notre hypothèse de l'intrusion du gabbro avant le plissement, est le fait que les filons-couches ont contrôlé l'intensité du plissement des argilites et des schistes, à cause de la plus grande compétence du gabbro. Là où il n'y a pas de filons-couches, les argilites sont en plis compliqués et serrés et la longueur d'onde des plis n'est que de quelques pieds ou quelques dizaines de pieds. Les plis, aux endroits où les filons-couches sont minces ou de puissance moyenne, sont beaucoup plus grands et les longueurs d'onde sont de quelques centaines de pieds. A la charnière du grand synclinal situé dans la demie est de la région du lac Gerido, les argilites, immédiatement sous-jacentes au filon-couche très épais et compétent, ne sont que largement ployées en concordance avec lui. Il est donc manifeste que les filons-couches étaient déjà en place et solidifiés au moment du plissement.

Il existe une liaison génétique entre le magma des filons-couches et la lave d'Hellancourt, tel qu'indiqué par la composition chimique similaire des deux formations. Il est vrai que le magma tholéitique se retrouve dans le monde entier, mais, dans notre région, les deux liquides semblaient être caractérisés par une quantité en potassium anormalement faible. De plus, la roche tachetée plutôt rare se voit dans les coulées comme dans les filons-couches. Bien que les deux se soient formés sensiblement en même temps, tous les filons-couches ne sont pas nécessairement contemporains aux laves.

PLEISTOCENE ET RECENT

Une grande partie de la région est couverte de till abandonné par les glaciers du Pléistocène. Ce manteau est mince ou inexistant sur les crêtes, mais il peut être assez épais dans certaines vallées. Une topographie en bosses et en creux est bien développée dans l'angle sud-ouest de la région du lac Gerido et à un mille à l'ouest du lac Lafortune, dans la partie nord-est de la même région. Les stries glaciaires sont fréquentes, particulièrement à la surface des affleurements de laves qui est également très polie. Leurs directions, dans presque toute la région, sont surtout NNE, mais dans la région du lac Thévenet, elles sont orientées sensiblement vers le nord. Plusieurs affleurements montrent, ensemble, deux ou plusieurs réseaux de stries glaciaires faisant des angles de plus de 60° en certains cas.

Les glaciers se sont déplacés du SW au NE comme le montrent les traits suivants: (1) des roches moutonnées avec des pentes sud-ouest présentant de faibles inclinaisons et des surfaces polies, et des pentes nord-est fortement inclinées et jonchées de blocs arrachés; (2) une répar-

tition de roches caractéristiques au nord-est de leurs affleurements; (3) un peu de till, ou pas du tout, sur les pentes ouest des crêtes et des dépôts épais sur les pentes est; (4) des dépôts drumliniformes. Ces derniers dépôts sont formés de till et ils sont allongés dans la direction du mouvement de la glace; ils diffèrent des drumlins typiques en ce qu'ils ont des arêtes rocheuses abruptes du côté de leur pente amont sud-ouest. A partir du sommet de la crête rocheuse, les dépôts de till s'inclinent légèrement vers le nord-est. La largeur des drumlins est identique à la longueur des crêtes rocheuses où des dépressions forment de longues cannelures le long de la pente du dépôt glaciaire. Les dépôts drumliniformes les mieux développés se rencontrent dans la partie sud de la région du lac Léopard et à proximité du milieu de la limite est de la région du lac Gerido.

La plupart des eskers, peu nombreux d'ailleurs, sont constitués de gravier classé accompagné de cailloux dont le diamètre est généralement inférieur à un pouce. Les eskers les plus longs qui atteignent près de trois milles, se présentent près du lac Thévenet et dans la partie nord de la région du lac Harveng. Ceux situés au sud-ouest et à l'est du lac Thévenet sont peut-être le produit d'un même cours d'eau glaciaire. Ces formes dépassent rarement en longueur mille pieds dans la région du lac Léopard, mais la plupart se retrouvent à proximité d'une ligne qui part de l'extrémité nord du lac Gory et se prolonge à travers la partie médiane du lac Dupuy jusqu'à la limite est de la région. Elles ont peut-être pris naissance dans un même cours d'eau ou un même réseau de cours d'eau, probablement le même que nous venons de mentionner. Il y a des eskers dans les vallées et sur les pentes des crêtes, mais non à leurs sommets. A certains endroits, particulièrement dans les laves au nord-est du lac Léopard, les crêtes exposent la roche en place le long d'une bande entre de petits eskers ou en ligne avec quelques-uns d'entre eux. Les mêmes crêtes sont recouvertes de till à une faible distance de ces endroits et les élévations des sommets nus ou couverts de till sont presque identiques. Le cours d'eau glaciaire balaya le manteau de till de sa position et donna naissance aux eskers dans les vallées. Courts aussi dans la partie est de la région du lac Gerido les eskers se présentent le long d'une ligne qui va de la rive ouest du lac Rougemont, à cinq milles de son extrémité nord, jusqu'à deux milles à l'ouest de l'extrémité sud du lac Lafortune. A l'ouest du lac de Romer, un esker d'environ trois quarts de mille consiste, sur une partie de sa longueur, en deux crêtes parallèles de hauteurs inégales. Au nord du même lac et en ligne avec cet esker, nous n'avons pas vu de till sur une étendue large d'environ un quart de mille et longue d'à peu près un mille; cette aire a probablement subi l'érosion du cours d'eau glaciaire. Une semblable dénudation s'observe à l'ouest du lac de Romer et entre les lacs Rougemont et Hianveu. L'arrangement général d'eskers au nord-est du lac Harveng est formé de plusieurs eskers reliés entre eux à la façon d'un réseau de cours d'eau.

D'épais dépôts de boue abondent dans la large vallée de la partie sud-ouest de la région du lac Léopard. Ils sont bien visibles sur les flancs de 20 ou 30 pieds de hauteur, formant les berges de petits cours d'eau qui s'y enchâssent profondément. Les boues se composent surtout de matériel de taille inférieure à celle des grains de sable, bien qu'on y trouve de rares cailloux. La stratification est rare et peu marquée. Les cailloux furent probablement abandonnés par les glaces flottantes. Ce matériel s'est sûrement accumulé en eau tranquille, probablement au moment où la région était encore partiellement submergée, peu après la période glaciaire. Bérard (1959) apporta des preuves de cette submergence. Il trouva d'importantes terrasses à une élévation d'environ 500 pieds, près du lac aux Feuilles, ce qui indique que le niveau de la mer est demeuré à cette élévation pendant une longue période. Tout le silt de la vallée du ruisseau Robelin se retrouve à une élévation inférieure à 475 pieds.

Ciment limonitique (Chapeaux de fer) - Des sédiments cimentés par l'oxyde ou l'hydroxyde de fer se trouvent à plusieurs endroits dans la fosse du Labrador; on les a appelés "chapeaux de fer" ou "chapeaux de fer transportés". Ceux de notre région n'en sont pas de véritables, puisqu'ils ne forment pas une couverture superficielle sur des amas de pyrite; nous les avons toujours trouvés assez près de gabbros à sulfures. On en rencontre de petits dépôts près de la vallée des lacs Gerido et Livaudière, en particulier à l'ouest de l'extrémité nord du lac Prinzèles et à l'est de la partie sud du lac Gerido. Toujours dans cette même région, on observe d'autres dépôts à l'est du bassin de lave du lac Crochet et à l'est du lac Hellancourt; en général, ils sont constitués de till cimenté par de la limonite. Par endroits, ce dernier till est recouvert par un autre non cimenté; nous ne savons pas au juste si la limonite est d'origine interglaciaire ou si elle a cimenté seulement la partie inférieure d'un dépôt de till après la période glaciaire. L'un des plus intéressants de ces dépôts se trouve près de la limite est de la région du lac Léopard à un demi-mille au sud du lac Dupuy. A cet endroit, un matériel argileux à grain très fin, que cimente la limonite, est recouvert d'un till. D'origine préglaciaire ou interglaciaire, il a dû se déposer dans l'eau et il contient des brindilles et des feuilles. Une des feuilles, bien préservée, appartient à un type de petit arbrisseau qui croît dans la région de nos jours. Il y a également des blocs et des galets, dont un certain nombre sont très arrondis.

METAMORPHISME

Métamorphisme de contact

Les effets de contact, dus à l'injection des filons-couches de diabase, ont été largement obscurcis par le métamorphisme régional ultérieur. Les adinoles, que nous avons déjà décrits avec les roches de la

formation de Baby, en sont les produits les plus marquants. Mentionnons comme autre résultat la présence près des filons-couches, parmi les roches moins métamorphosées, de quelques minéraux caractéristiques d'un fort métamorphisme et de minéraux apparemment inexistant dans le reste de la région. Le grenat par exemple, se trouve à peu de distance en dessous d'un filon-couche, à environ un mille au sud-ouest du lac Léopard, dans le sub-facies muscovite-chlorite. De la zoisite bien cristallisée, de gros grains d'actinote et un peu de clinopyroxène s'observent près de l'angle sud-est de la région du lac Léopard. Nous avons également observé du clinopyroxène à deux milles à l'est de la partie médiane du lac Rougemont. Nous avons mentionné plus haut la présence d'une amphibole sodique dans les roches ferri-fères. Certaines roches métasédimentaires à proximité de filons-couches, dans la région du lac Gerido, renferment de la trémolite, que nous n'avons cependant pas retrouvée dans des roches similaires éloignées des filons-couches.

Bien que la plupart des faits que nous venons d'énoncer soient probablement le résultat du métamorphisme de contact, la part exacte qui lui en revient et celle qui est due à l'influence combinée de celui-ci avec le métamorphisme régional ne sont pas clairement établies. Citons en exemple le diopside qui a pu être assez abondant dans les roches de métamorphisme de contact, mais qui a été vraisemblablement changé en grande partie en trémolite au cours du métamorphisme régional. Si ces roches n'avaient pas subi l'influence du métamorphisme de contact, elles auraient pu contenir plus d'eau et de bioxyde de carbone et aussi donner naissance à l'épidote ou à la calcite au lieu de la trémolite.

Métamorphisme régional

Toutes les roches précambriennes de la région ont subi l'influence du métamorphisme régional. Vers l'est, le degré du métamorphisme augmente dans la demie est de la région du lac Gerido et dans la région du lac Thévenet et vers le nord-est, il va aussi en augmentant dans celle du lac Harveng. Comme nous le ferons remarquer plus loin (voir: chevauchement du ruisseau Robelin), le degré du métamorphisme de la formation de Rivière Larch, dans l'angle sud-ouest des régions des lacs Gerido et Léopard, est peut-être moindre que celui des roches à l'est.

Facies schiste vert et amphibolite

La limite entre les facies schiste vert et amphibolite est située dans la région du lac Thévenet, à un ou deux milles à l'ouest de l'extrémité sud-est du lac, d'où elle se dirige un peu à l'est du nord. Nous ne connaissons pas sa position exacte dans la partie nord de cette région, mais nous savons qu'elle traverse sa limite nord entre les

longitudes 69°17' et 69°21'. Certaines roches méta-ignées de la partie nord de la région du lac Harveng se composent principalement d'albite, d'épidote et d'une amphibole bleu-vert qui sont accompagnées, dans certains cas, d'un peu de chlorite. Cet assemblage est typique du facies amphibolite à albite et épidote de Turner, mais il s'y mêle des assemblages de roches typiques du facies schiste vert (albite-épidote-chlorite-actinote pâle). Néanmoins, le premier assemblage nous porte à croire à une augmentation du degré métamorphique vers le nord-est, dans la région du lac Harveng.

Ligne de la biotite

Les limites approximatives ouest et sud-ouest où la biotite commence à paraître coïncide avec une ligne qui passe dans la demie est de la région du lac Gerido et dans la région du lac Harveng. Ce minéral est particulièrement visible dans les minces filons-couches de diabase et dans certaines roches pélitiques. Nous n'avons pas pu prolonger la ligne de la biotite jusqu'à la partie sud-est de la région du lac Gerido, car la composition des laves, à cet endroit, n'est pas favorable à la formation de biotite visible.

La situation de cette ligne semble correspondre à peu près avec les venues les plus à l'ouest de biotite brune et verte dans la plupart des phyllades, tel que constaté dans les lames minces. Puisque la première venue de biotite rouge et brune définit la limite inférieure de la zone de la biotite (Turner, 1948, p. 36), cette ligne forme la limite approximative entre des roches qui appartiennent à la zone de métamorphisme de la chlorite, au sud-ouest, et d'autres qui tombent dans la zone de la biotite, au nord-est; en d'autres termes, d'après la classification de Turner, entre le subfacies muscovite-chlorite et le subfacies biotite-chlorite respectivement. Un peu de biotite, généralement verte, quelquefois brune, apparaît au sud-ouest de la ligne, particulièrement dans les roches ferrifères et le ferrogabbro. A titre d'exemple, nous avons noté une biotite brune dans un filon-couche près du lac Rougemont, à plus de cinq milles à l'ouest de la ligne. De plus, des phyllades à muscovite et chlorite, sans biotite, sont fréquentes au nord-est de la ligne de la biotite. Dans nombre de ces roches, la biotite se serait sans doute formée dans des conditions métamorphiques un peu plus intenses.

Autres minéraux indicateurs

Le grenat se trouve presque uniquement dans la région du lac Thévenet. Visible à peu de distance à l'ouest de la limite schiste vert - amphibolite, il ne devient abondant qu'à l'est de cette limite. La staurotide et le disthène apparaissent à l'est du lac Rachel, dans le facies amphibolite; nous avons noté quelques présences de staurotide à l'ouest du disthène le plus à l'ouest.

Epoque du métamorphisme

Le métamorphisme ne peut pas être antérieur au plissement, car nous trouvons généralement des minéraux métamorphiques alignés et non déformés dans des zones de cisaillement, des plans de clivage et des roches bien foliées en raison d'une déformation liée au plissement tectonique. Il y eut croissance de cristaux durant la déformation, ou croissance partielle antérieure à la fin de la déformation, comme le montrent les structures "en boules de neiges" dans les grenats, l'enveloppement de la schistosité autour de grenats et l'existence de cristaux de mica et chlorite incurvés ou légèrement brisés. Cependant, la plupart des cristaux ne montrent pas de ruptures et ont pu cesser de croître au cours des derniers stades de la déformation ou, peut-être, peu de temps après.

Il n'y a pas de preuve établissant que le métamorphisme fut postérieur à la déformation tectonique, ou qu'il n'y fut pas lié. Il est vrai que dans le détail les directions structurales ne sont pas parallèles aux zones métamorphiques. En voici des exemples: la limite des facies amphibolite et schiste vert recoupe le plan axial de l'anticlinal de la région du lac Thévenet et la ligne de la biotite a une direction WNW dans la région du lac Harveng. Cependant, à l'échelle régionale, la direction générale des zones métamorphiques coïncide essentiellement avec celle de la fosse du Labrador et de ses principales structures.

TECTONIQUE

Structures majeures

Les roches de la région sont plissées suivant des axes de direction SE ou SSE qui, habituellement, plongent faiblement vers le sud-est. Les pendages abruptes vers l'est sont fréquents et de nombreuses strates sont déversées. Nous décrivons ci-après les principales structures en allant de l'ouest à l'est.

Chevauchement du ruisseau Robelin

La cause des dissemblances entre les parties est et ouest de la fosse est l'un des plus importants problèmes tectoniques de la région et l'un des moins connus. Les principales dissemblances sont: (1) le passage abrupt d'une région, à l'ouest, sans roches intrusives à une autre, à l'est, où elles sont abondantes, (2) le degré de métamorphisme probablement plus faible à l'ouest, fait qui nous est suggéré par les indices suivants: (a) absence presque complète de muscovite métamorphique; (b) matrice plus finement grenue, moins recristallisée; et (c) présence de chalcédoine.

Ces dissemblances permettent de supposer, sans la nécessiter, la présence d'une importante faille ou discordance angulaire.

En fait, les relations stratigraphiques ne peuvent s'expliquer facilement que par la présence d'une faille. S'il n'y a pas de faille, la formation de Rivière Larch, sous-jacente aux laves à la limite ouest de la région du lac Gerido, est plus ou moins équivalente à celle de Baby. Bien que les roches de cette dernière soient peu visibles là où elles affleurent à l'ouest, elles semblent très différentes des roches de Rivière Larch. Notons en particulier que les roches arénacées visibles dans la formation de Baby sont presque toutes des quartzites purs, alors que celles de la formation de Rivière Larch sont typiquement des grauwackes et sub-grauwackes. Elles révèlent donc des modes de formation différents. Ces difficultés disparaissent si nous acceptons l'hypothèse de la présence d'une faille.

Il existe également des indices tectoniques d'une faille importante entre les parties est et ouest de la fosse. On remarque un intense cisaillement dans la partie ouest des laves de la région du lac Gerido ainsi que dans les filons-couches les plus à l'ouest de la région du lac Léopard. Les laves les plus à l'ouest de la région du lac Gerido disparaissent vers le sud: peut-être sont-elles interrompues par une faille. La formation ferrifère, qui se continue sur une distance de 35 milles au sud de la région (Fahrig, 1955a), disparaît vers le nord, dans la région du lac Léopard, à peu près à l'endroit où la faille devrait se trouver.

Certains phénomènes peuvent s'expliquer par l'existence d'une grande discordance angulaire, les roches de la formation de Rivière Larch reposant dans un bassin plissé au-dessus des autres roches du Kaniapiskau. Cependant, il faudrait aussi que les roches volcaniques d'Hellencourt chevauchent les roches de Rivière Larch.

Apparemment il se pourrait bien que la faille disparaisse, ou n'ait qu'un faible rejet dans la partie nord de la région du lac Harveng, car on n'en retrouve pas trace à cet endroit ni plus au nord, dans la région du lac aux Feuilles (Bérard, 1959), au-dessus de la dolomie d'Abner.

Les roches, sur une distance d'un à deux milles à l'est de la faille présumée, sont recoupées par de nombreuses zones de cisaillement et leurs structures semblent beaucoup plus complexes que celles des roches plus à l'est. Il se peut que cette zone offre une structure imbriquée et que les petites failles soient reliées à la faille principale en dessous. Le pendage du cisaillement dans les laves ou gabbros les plus à l'ouest est de 25 à 70 degrés vers l'est.

Bassin du lac Crochet

Les quelques filons-couches à l'ouest du lac Crochet (demie ouest de la région du lac Gerido) et du lac Léopard, d'une inclinaison variant de faible à modérée vers l'est sont, pour la plupart, à l'endroit. A l'est de ceux-ci se situent le bassin du lac Crochet et le synclinal complexe des lacs Gerido et Léopard. Les laves du centre du bassin forment un plateau plus élevé que la région avoisinante qui s'étend à plusieurs milles à la ronde. L'anneau de roches sédimentaires s'incline légèrement ou modérément sous les laves, excepté du côté nord-est où il est partiellement cisailé et peut-être faillé. Le plongement du côté sud du bassin est d'environ 10° vers le nord; le plongement vers le sud, du côté nord, est un peu plus prononcé. Le bassin du lac Crochet se situe dans la direction du synclinal complexe des lacs Gerido et Léopard et peut être considéré comme une dépression sur le prolongement de cette structure importante.

Synclinal complexe des lacs Gerido et Léopard

La zone de laves au sud du lac Gerido se situe dans un synclinal, comme le démontre la disposition du gabbro tacheté qui en beaucoup d'endroits repose sous les laves des deux côtés de la zone. Dans le détail cependant, la structure est très compliquée. Elle se constitue de deux synclinaux qui plongent de 20 à 40 degrés vers le sud dans la région du lac Gerido. Dans la partie nord de la région du lac Léopard, une faille longitudinale, déversée et à pendage abrupt vers l'est recoupe le flanc est du synclinal ouest et le fait disparaître. Le synclinal est nous présente un bel exemple de pli serré dont un flanc est fortement cisailé, aminci et déversé. Son flanc ouest forme jusqu'aux trois quarts de sa largeur. Il renferme plusieurs zones de cisaillement, mais on y voit en abondance des laves coussinées non déformées. Leurs sommets dirigés vers l'est s'inclinent entre 45 et 70 degrés. Le flanc est, fortement cisailé, montre une schistosité dont le pendage varie surtout de 65 à 80 degrés vers l'est, ce qui correspond à l'inclinaison des strates sédimentaires juste à l'est des laves. Les coussins se reconnaissent facilement, mais la plupart sont trop déformés pour permettre une détermination de sommets. Le plan axial du pli ne peut pas être localisé de façon précise, mais il coïncide à peu près avec la limite ouest d'un cisaillement intense.

Les affleurements de lave sont rares et la tectonique est inconnue au nord-est de la partie médiane du lac Léopard. On peut reconnaître des sommets de coussins qui, pour la plupart, font face à l'est. A l'ouest et au sud du lac Livaudière, on trouve deux, peut-être trois, petits synclinaux séparés par des anticlinaux ou des failles, dans la structure synclinale principale. Le gabbro tacheté se présente probablement dans un anticlinal. Il existe peut-être des failles importantes,

mais nous n'en avons pas trouvé parmi les nombreuses petites zones de cisaillement.

Anticlinal des lacs Gerido et Livaudière

La même formation volcanique apparaît des deux côtés de la vallée où se trouvent le lac Livaudière (région du lac Léopard) et la partie sud du lac Gerido. Les sommets sont orientés vers l'ouest, du côté ouest de la vallée, et vers l'est, du côté est. Il s'agit d'une structure synclinale qui est peut-être compliquée par le jeu de failles. Du côté est, les pendages varient surtout de 60 à 75 degrés vers l'est, certains vont jusqu'à 40°; du côté ouest, ils vont de 75° vers l'est jusqu'à la verticale. On peut suivre l'anticlinal vers le nord jusqu'à la partie la plus large du lac Gerido, mais il se peut qu'il se prolonge encore plus au nord dans la direction de l'angle nord-ouest de la région du lac Gerido.

Extrémité nord du lac Gerido

Faille du lac Brunet - A l'ouest de l'extrémité nord du lac Gerido (région du lac Harveng), se trouve un synclinal de laves en forme de canot qui va se buter au nord-est à une faille. On rencontre deux autres bandes de lave au nord-est, résultat probable d'une faille. Les sommets dans la bande médiane font tous face à l'est, mais on rencontre des roches tachetées à l'est et à l'ouest de cette bande. Il est possible que celle-ci soit un synclinal dont le flanc est serait fortement cisailé. Les sommets des coussins font également face à l'est dans la bande est. Vers le sud, dans la partie nord de la région du lac Gerido certains coussins très déformés sur le côté est de la bande ont des sommets qui font probablement face à l'ouest. Apparemment, à cet endroit la bande est un synclinal dont le flanc est est cisailé, aminci, cisailé et déversé et le flanc ouest est non cisailé et à l'endroit. Le flanc est disparaît vers le nord étant recoupé par la faille longitudinale du lac Brunet.

Voici les indices de l'existence de la faille du lac Brunet: (1) il existe un fort cisaillement à plusieurs endroits, particulièrement le long du rivage ouest de la demie sud du lac Greenbush et les roches sont très déformées à proximité du lac Brunet; (2) le flanc est probable du synclinal à l'ouest de la faille disparaît vers le nord; (3) les phyllades et gabbros du sud-est du lac Brunet sont coupés en biseau au sud; (4) seule l'existence d'une faille peut expliquer la répétition des roches volcaniques d'Hellencourt à proximité des lacs Brunet et Bourgault; (5) il semble que les laves soient tronquées près du lac Brunet.

Il s'agit probablement d'une faille inverse à pente raide semblable à la faille du lac Archiac (voir ci-après) et à d'autres grandes

failles longitudinales de la région. Son rejet est considérable près du lac Brunet, mais il est peut-être faible dans la région du lac Gerido. Il se peut que la faille se prolonge vers le sud et se confonde avec celle du lac Archiac.

Synclinal du lac Bourgault

Ce synclinal, le plus grand et le plus en évidence de la région du lac Harveng, plonge d'environ 20° vers le sud-est. Son flanc ouest s'incline de façon modérée ou abrupte vers l'est et son flanc est se trouve déversé de 50 à 80 degrés vers l'est. La partie médiane du synclinal est extrêmement cisailée tandis que dans la partie nord de la région du lac Gerido la structure devient erratique au sud. Le flanc ouest se prolonge dans la demie est de la région du lac Gerido, la partie centrale cisailée donne naissance à la faille lac Désery-lac Archiac et le flanc est, constitué de laves, disparaît près du lac Désery où il est remplacé par les métagabbros du synclinal du lac Rougemont. Les mêmes roches affleurent aux flancs est des synclinaux des lacs Bourgault et Rougemont, mais les détails de la structure entre les deux nous sont inconnus.

Faille du lac Archiac

La faille directionnelle du lac Archiac (région du lac Léopard), qui est l'une des principales, nous a été révélée par les indices suivants: (1) zones de cisaillement intense situées entre les laves et les métagabbros à l'ouest de l'extrémité nord du lac Rougemont et à proximité du lac Désery; (2) léger recoupement probable des laves par la faille à l'ouest de l'extrémité nord du lac Rougemont; (3) répétition des laves d'Hellencourt dans la région du lac Léopard. Même si les laves d'"Hellencourt" appartenaient à deux formations différentes, l'existence d'une faille serait nécessaire pour expliquer la présence des laves à l'ouest du synclinal du lac Rougemont et leur disparition à l'est.

La schistosité des zones de cisaillement a un pendage habituel de 65 à 85 degrés vers l'est. Si la faille concorde avec la schistosité, elle s'incline aussi avec un angle prononcé vers l'est, de façon parallèle ou sub-parallèle à la stratification. Le très faible recoupement des formations par la faille, vu en plan, laisse supposer une semblable concordance dans la coupe verticale; ainsi donc, il est possible que la faille soit dans le plan des couches. Les stries des miroirs de faille, le long des zones de cisaillement, coïncident, ou presque, avec la direction du pendage de la schistosité. Puisque le compartiment est de la faille s'est déplacé vers le haut par rapport au compartiment ouest, la faille est probablement inverse, à pente raide. Le rejet de la faille perpendiculaire aux couches (Billings, 1955, p. 136), mesuré d'après la puissance de la séquence entre la base des laves, au sud-ouest du lac

Dupuy, et la base des laves, à l'ouest de la faille, est d'environ 11,000 pieds. Ainsi, le rejet net de la faille, près de la limite est de la région du lac Léopard, est au moins de deux milles, mais il est peut-être beaucoup plus considérable puisque cette faille recoupe probablement la stratification à un angle faible.

La faille va du nord du lac Désery jusqu'à la limite est de la région du lac Léopard, soit une distance d'environ 28 milles. A en juger par la carte de Fahrig (1955a), elle se prolonge sur plus de 12 milles vers le sud-est; sa longueur totale est donc d'au moins 40 milles. Une autre faille importante, à environ 1,500 pieds à l'ouest de la faille du lac Archiac, recoupe un filon-couche tacheté près de l'angle sud-est de la demie est de la région du lac Gerido. La séparation stratigraphique est d'environ 2,500 pieds le long de cette faille dont le rejet net est peut-être de plusieurs milles et qui prolonge sans doute vers le sud la faille du lac Brunet. De nombreuses zones de cisaillement prennent place entre ces deux failles, mais il n'y a pas d'indice stratigraphique qui signale un déplacement considérable. S'il y a jonction des cassures du lac Brunet et du lac Archiac, la faille mesure plus de 50 milles de longueur.

Synclinal du lac Rougemont

Ce synclinal montre des flancs abrupts, mais non déversés. Il a, dans sa partie nord, un plongement vers le sud; son axe, presque horizontal dans la partie sud de la région du lac Gerido, plonge d'environ 30° vers le sud, dans la région du lac Léopard.

Grands plis au voisinage des lacs Irony et Thévenet

Les roches au voisinage des lacs Irony et Thévenet et celles au nord du deuxième forment des plis assez ouverts dont les axes plongent vers le sud-est. La structure principale constitue un anticlinorium dans lequel se situent les schistes dolomitiques de Harveng de la région du lac du même nom.

Les roches ferrifères, à proximité et au sud-est du lac Irony reposent dans un anticlinal constitué de plusieurs petits anticlinaux et synclinaux. On y trouve des petites failles, comme par exemple dans les affleurements sud des roches ferrifères. L'épais filon-couche au-dessus du membre ferrifère est également contourné, beaucoup moins cependant que ce dernier et que les minces filons-couches. Le plongement est de 25 à 35 degrés vers le sud-est.

Près du lac Hellancourt, un grand synclinal plonge de 20 à 35 degrés vers le sud-est. Il est évident qu'à proximité du lac Bowen

les minces filons-couches incompetents et les phyllades sont en plis serrés, alors que les filons-couches épais et compétents forment des plis beaucoup plus larges.

Au sud du lac Thévenet, ainsi qu'à l'ouest du lac Lafortune, l'anticlinal du lac Thévenet plonge de 35 à 40 degrés vers le sud-est. Entre ces deux endroits, le pli forme une selle avec de faibles angles de chute entre les lacs Thévenet et St-Pierre.

Un synclinal et un anticlinal situés respectivement aux lacs Weepniam et Gélinas plongent également vers le sud-est. Fait intéressant à noter: la limite orientale des laves, dans ces plis et dans le flanc est de l'anticlinal de Thévenet se montre assez droite.

Faille du lac Phillips

Un chevauchement à grand déplacement se voit nettement à l'est du lac Phillips, dans la région du lac Freneuse (Sauvé, 1956). Cette faille doit passer à environ 3/4 de mille à l'est de l'extrémité nord du lac Gélinas. Une étroite vallée va de cet endroit jusqu'au lac Rachel; la faille se prolonge probablement jusqu'à ce lac et peut-être même plus au sud.

Complexe structural du lac Rachel

Les affleurements sont nombreux à l'est du lac Rachel, mais ils sont habituellement petits et peu propices à une bonne compréhension de la structure qui est extrêmement complexe. Les principales caractéristiques structurales sont un patron d'affleurement désordonné, des plongements irréguliers mais abrupts des axes des plis, un cisaillement intense et des ploie-ments des plans axiaux des plis. A plus d'un point de vue, on peut rapprocher cette structure de celle de la tectonique salifère. Les plongements des axes des petits plis et des autres linéations b, à l'est de la partie sud du lac Rachel, varient du nord à l'est, mais la direction moyenne est de N50°-65°E. Les angles de chute deviennent presque verticaux près du lac Raymond et sont d'environ 70° vers le sud-est près du lac Barrie. Les axes des petits plis sont habituellement sub-parallèles à l'intérieur d'aires restreintes. A certains endroits, particulièrement dans les schistes au sud de l'affleurement sud du gneiss à microcline, les plans axiaux de petits plis peuvent se grouper en deux systèmes très divergents dont l'un s'aligne avec la direction générale des formations.

Nous avons observé d'importantes modifications de la puissance de certaines couches par cisaillement. Plusieurs filons-couches d'amphibolite cessent brusquement, probablement à la faveur d'un cisaillement. Nous avons noté un allongement parallèle à la schistosité et un

amincissement perpendiculaire dans des coussins de lave déformés, le gabbro tacheté et le conglomérat de cailloux volcaniques. Dans certains cas, les coussins sont tellement cisailés qu'il est difficile de les reconnaître; plusieurs ont probablement été complètement oblitérés. L'amphibolite est épaisse à la charnière du pli à l'est du lac Barrie et mince le long des flancs. Ce n'est pas le résultat d'un écoulement des flancs à la charnière des plis, mais plutôt celui du cisaillement et d'un amincissement considérable des flancs. Les coussins de lave à la charnière sont bien préservés et ne sont pas cisailés.

Le plissement du plan axial de certains plis peut être important. Les sommets des coussins dont on a pu déterminer l'attitude, dans la zone volcanique au nord-ouest du lac Barrie font face au nord-ouest; les coussins bien formés à l'est du lac font face au sud-est. Ainsi donc, il doit y avoir un grand anticlinal près du lac Barrie. Au nord-est du lac, le plan axial du pli, qui forme une arête de 90° autour d'un axe à inclinaison brusque, montre un plissement transversal dont le plan axial s'oriente vers le sud-est. A l'est du lac, le pli transversal semble être un synclinal au plongement abrupt vers le sud-est; au nord du lac, il constitue un anticlinal renversé à plongement raide (la formation la plus ancienne se retrouve au coeur du pli), mais il ressemble à un synclinal parce que le pli est concave vers le haut.

Si le haut des coussins de laves qui font face au nord-ouest, au nord-ouest du lac Barrie, ne sont pas des caractéristiques de la zone, l'hypothèse d'un important anticlinal doit être ici remplacée par celle de petits plis à l'intérieur de la zone volcanique. Ces plis seraient sub-parallèles à la direction générale de la bande et auraient été façonnés par le pli transversal au nord du lac que nous venons de décrire.

Il se peut que le synclinal, à plongement presque vertical à l'ouest du lac Raymond, soit un autre pli transversal. La configuration complexe des schistes et des gneiss au sud-est du lac Raymond peut également s'expliquer par des plis repliés dont les plans axiaux s'orientent vers le nord, le nord-est et l'est, et par un important plissement transversal à plan axial orienté NW-SE. Ces considérations sont cependant très spéculatives et, en résumé, un patron semblable ne pourrait se manifester qu'en présence de plis quasi isoclinaux ployés transversalement, suivant des axes à plongement abrupt. Cependant, il est possible que le mécanisme de la déformation et son déroulement aient été très différents de l'hypothèse que nous venons d'exposer. Scotford (1956) a décrit un assemblage de plis tout aussi complexe dans une région fortement métamorphisée de l'état de New York; il a donné à juste titre, le nom de "plissement du plan axial" à cet assemblage.

Résumé et conclusions

Les plans axiaux des principaux plis à l'ouest du lac Rachel s'inclinent brusquement et se déversent souvent légèrement vers l'ouest; les plis, aux flancs escarpés, plongent habituellement vers le sud-est. Plusieurs synclinaux dont les flancs sont déversés et très cisailés ont une puissance réduite en maints endroits. Quelques failles longitudinales semblent être des failles inverses à pendage abrupt vers l'est et le rejet de certaines atteint plusieurs milles. Les chevauchements à pente raide et les plis se sont probablement formés au cours de la même période tectonique, comme le font penser les indices suivants: (1) le cisaillement des flancs déversés, qui dut résulter du plissement, passe graduellement à des failles; (2) les plis comme les failles produisirent une contraction régionale de la croûte terrestre en direction E-NE et un épaissement des strates de la fosse; ils furent le résultat d'une disposition identique de contraintes dans laquelle les principaux efforts de compression étaient à peu près orientés ENE.

Structures secondaires

Clivage et foliation

Dans le faciès schiste vert, en maints endroits, un très bon clivage accompagne le plissement des roches pélitiques. Ce clivage est attribuable à l'alignement de très petites paillettes de mica distribuées dans toute la roche, ou principalement, le long de plans définis dont l'espacement est très variable. Comme les minéraux intermédiaires sont peu orientés, le clivage ressemble à une schistosité de fracture, cependant il passe graduellement à un vrai clivage bien net par suite de l'espacement de plus en plus rapproché des plans micacés. La direction du clivage est habituellement un peu à l'ouest du nord, avec un pendage abrupt est ou ouest ou, le plus souvent, à l'est. Habituellement parallèle aux plans axiaux des petits plis, le clivage, qui indique le sommet des couches est donc utile pour interpréter la structure. Cependant, à quelques endroits, il s'écarte beaucoup du plan axial des grands plis; il montre une tendance à s'incliner vers l'intérieur des synclinaux et l'extérieur des anticlinaux, particulièrement, semble-t-il, au voisinage des épais filons-couches. Le clivage peut, à la charnière des grands plis, former un grand angle dièdre avec le plan axial comme, par exemple, dans les schistes argileux sous les épais filons-couches situés au nord-ouest du lac Hellancourt. Il semble normal que ces grandes déviations d'un clivage parallèle au plan axial se présentent dans des schistes argileux à proximité de leurs contacts avec de gros filons-couches de gabbro, c'est-à-dire, dans des régions tectoniquement homogènes.

La schistosité ou la foliation deviennent plus générales et plus intenses dans les roches du faciès amphibolite. Les plans de strates ont disparu, mais un bon litage révèle l'ancienne stratification. La schistosité est parallèle à la stratification partout où celle-ci peut être reconnue. Les filons-couches, qui étaient massifs au début, montrent généralement une bonne foliation parallèle à leurs contacts, même autour des charnières de certains plis.

Linéation

On observe habituellement dans la région trois types de linéation: l'intersection de la stratification et du clivage, de petites rides sur les plans de clivage ou de stratification et, les axes de petits plis. La première linéation est à peu près parallèle aux axes des plis, même là où l'attitude du clivage est différente de celle du plan axial des plis. Il s'agit donc d'une linéation b. Les rides et les axes des petits plis sont également des linéations b. Nous avons observé, à de rares occasions, une linéation a qui consistait en traînées, ou en légers sillons (stries de glissement), à la surface des plans de clivage ou de cisaillement.

A l'ouest du lac Rachel, l'azimut de la linéation b est habituellement à l'ouest du nord ou à l'est du sud. Le plongement varie sur de courtes distances, mais il dépasse rarement 35° ; il peut s'incliner au nord-ouest et, plus fréquemment au sud-est. L'orientation de la linéation est très différente à l'est du lac Rachel, comme nous l'avons noté plus haut.

Failles obliques

Des lignes de direction nord-est, sur les crêtes de gabbro, se reconnaissent facilement sur les photographies aériennes et marquent le lieu de vallées étroites et profondes. Certaines résultent peut-être du passage du glacier combiné à l'influence de diaclases nord-est dans le filon-couche. Dans certains cas, cependant, une même ligne peut traverser deux ou trois crêtes consécutives et l'on remarque alors dans leur voisinage des diaclases et des zones de cisaillement parallèles à ces lignes: il s'agit probablement de failles obliques à faible décrochement. En un cas, le déplacement de 50 à 100 pieds d'une petite vallée longitudinale coïncide avec un de ces éléments linéaires. On peut observer quelquefois le déplacement de vallées longitudinales sur les photographies aériennes. Quelques-unes de ces petites failles, au voisinage du lac Hellancourt, sont portées sur la carte qui accompagne ce rapport. Des failles transversales, aux déplacements un peu plus importants, sont assez fréquentes dans les gabbros et les laves de la région du lac Harveng.

Diaclases

Nous n'avons pas fait d'études statistiques des diaclases de la région, mais à quelques endroits, certaines bien développées dans les filons-couches de gabbro montrent une relation nette avec l'attitude des filons-couches.

Vus à distance, certains filons-couches donnent l'impression de posséder des diaclases prismées, perpendiculaires à l'attitude des lits sous-jacents. Parfois, il ne s'agit pas de véritables diaclases prismées, mais de deux ou plusieurs séries de diaclases qui sont sensiblement perpendiculaires à l'attitude du filon-couche. Dans certains plis serrés, les colonnes ou pseudo-colonnes sont moins inclinées que la perpendiculaire à la base du filon-couche.

Certaines diaclases sont approximativement parallèles à la base de quelques filons-couches et leur développement est si net qu'il porte à croire, vu à distance, que les filons-couches sont disposés en lits épais, surtout près de leurs bords. On note également des diaclases directionnelles dont les pendages sont perpendiculaires à ceux du filon-couche.

GEOLOGIE APPLIQUEE

Ce chapitre décrit la géologie générale des plus importants groupes de claims valides en date du 1er janvier 1958, ainsi que les principaux travaux statutaires qui y furent effectués; on n'entreprend aucun autre travail entre cette date et le 1er janvier 1961. Il sera suivi d'une courte étude de la paragenèse des minéraux métalliques.

La figure No 1 présente une carte de la région qui situe les différents groupes de claims.

Description des propriétés minières

Holannah Mines Limited, groupe No 1

Ce groupe comprend 89 claims situés à l'extrémité nord du lac Gerido et qui portent les numéros suivants: C. 68995, claims 1 à 5; C. 77538, claims 1 à 5; C. 77581, claims 1 à 5; C. 77536, claims 1 à 5; C. 77537, claims 1 à 5; C. 77584, claims 2 à 5; C. 77583, claims 1 à 5; C. 77582, claims 1 à 5; C. 69015, claims 1 à 5; C. 71026, claims 1 à 5; C. 68998, claim 1; C. 68988, claims 1 à 5; C. 67752, claims 1 à 5; C. 67754, claims 1 et 2; C. 67753, claims 1 à 5; C. 80780, claims 1 à 5;

C. 81876, claims 1 à 5; C. 80781, claims 1 à 5; C. 80877, claims 1 à 5: et C. 80768, claims 1 et 2.

Le socle de la propriété est constitué de roches sédimentaires et volcaniques envahies par des filons-couches de gabbro. Ces derniers se composent de gabbros soit normaux, soit feldspathiques soit tachetés. La direction générale des roches sédimentaires est N20°W. et la partie sud du groupe de claims se présente dans un synclinal.

A la suite de travaux de prospection et de la mise en carte du groupe, à l'échelle de 1,000 pieds au pouce, un certain nombre de zones minéralisées furent étudiées au moyen de tranchées, de forages, faits à l'aide d'une machine portative et d'échantillonnage détaillé. Nous donnons ci-après la description des plus importantes zones minéralisées:

(1) Le découvert minéralisé No 1 se situe sur le claim 4, C. 68996. La roche encaissante est un gabbro à grain moyen qui renferme de petites lentilles de gabbro tacheté et de roches sédimentaires ou métagabbros contournés. Plusieurs petites lentilles de sulfures massifs se retrouvent dans une aire de 600 pieds de longueur et 100 de largeur, parallèle à la direction du filon-couche. La plus grande lentille mesure 125 pieds de longueur et atteint deux pieds de largeur.

La minéralisation massive renferme en moyenne 60 pour cent de pyrrhotine, 3 pour cent de chalcopryrite et jusqu'à 10 pour cent de magnétite. Un fort cisaillement en direction S20°E. semble avoir agi sur cette minéralisation.

(2) Le découvert minéralisé No 2 se trouve sur le claim 1, C. 68996. La roche encaissante est le même filon-couche qui emprisonne le découvert minéralisé No 1. La zone générale de minéralisation mesure au moins 80 pieds de largeur et 600 de longueur. Les sulfures intéressants se retrouvent dans plusieurs lentilles massives et étroites dont la largeur moyenne est de quelques pieds. Les principaux minéraux métalliques sont la pyrrhotine et la chalcopryrite accompagnées d'un peu de magnétite et de pyrite. Ils constituent des agrégats dans les zones massives, et des gousses ou traînées dans le gabbro avoisinant. Des plans de cisaillement et des diaclases ont régi la mise en place des minéraux métalliques.

(3) Le découvert minéralisé No 3 se rencontre dans un gabbro tacheté qui disparaît au nord sous un petit lac dans la partie sud des claims 1, C. 77536, et 1, C. 77581. On connaît mal les dimensions de la zone minéralisée parce que les affleurements y sont peu nombreux. Les minéraux métalliques qui, par endroits, forment jusqu'à 50 pour cent de la roche encaissante, consistent en pyrrhotine et chalcopryrite disséminées et massives. L'influence structurale est une zone de cisaillement intense orientée N-S, au pendage de 70° est.

Holannah Mines Limited, groupe No 2

Le groupe No 2, à environ 3 milles au nord-est de l'extrémité nord du lac Gerido, comprend 15 claims qui portent les numéros suivants: C. 68990, claims 1 à 5; C. 69011, claims 1 à 5; et C. 68986, claims 1 à 5.

Les roches sous-jacentes sont des laves, du gabbro normal et du gabbro tacheté accompagnés d'un peu de schistes argileux et d'ardoise; les roches sédimentaires recèlent de la chalcopryrite au contact du gabbro tacheté. Les travaux sur ces terrains ont consisté en cartographie géologique détaillée et en prospection.

Holannah Mines Limited, groupe No 3

Ce groupe comprend 35 claims situés de chaque côté du lac Gerido, à la latitude approximative de 58°15', et repartis ainsi: C. 77589, claims 1 à 5; C. 77590, claims 1 à 5; C. 77591, claims 1 à 5; C. 68991, claims 1 à 5; C. 68998, claims 2 à 5; C. 69012, claims 1 à 3; C. 67754, claims 3 à 5 et C. 67755, claims 1 à 5.

Dans ce groupe, les deux découverts minéralisés Prud'homme Nos 1 et 2, sont particulièrement intéressants, le premier surtout. Celui-ci mesure 4,500 pieds par 2,500, sur la rive est du lac Gerido, à environ 7 milles au sud de son extrémité nord et comprend les claims C. 67754 (3) C. 68891 (1) et C. 68998 (3). La partie ouest et le centre consistent en roches sédimentaires totalement ou partiellement remplacées par des sulfures massifs. La roche de fond affleure peu par rapport aux environs.

Les roches sédimentaires sont inclinées à 45°est. Une faille nord-est traverse la propriété et les travaux de géophysiques indiquèrent la présence de plusieurs failles mineures. Des sulfures, qui consistent en pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et blende, ont remplacé les roches sédimentaires; la pyrite blanche est le minéral le plus abondant. Des échantillons prélevés au hasard ont donné jusqu'à 5 pour cent de cuivre et une valeur de \$2.00 d'or à la tonne.

Ces terrains furent cartographiés à l'échelle de 200 pieds au pouce en 1955, alors même qu'on creusa 559 pieds de sondage à l'aide d'une foreuse portative et qu'on fit un levé magnétométrique. En 1956, on procéda à une étude électromagnétique et à des levés de détail au magnétomètre sur certaines parties des découverts minéralisés, en plus de forer 2,591 pieds en 11 trous de sondage.

Le résultat de ces travaux porte à penser que l'amas de sulfures est emprisonné dans un pli en forme de croissant qui s'amenuise

vers le nord-ouest et le sud-est. La compagnie n'a fourni aucune donnée au sujet du tonnage de cet amas de minerai ni de sa teneur en cuivre et en or.

Le découvert minéralisé Prud'homme No 2 forme un rectangle de 12 claims le long de la rive ouest du lac Gerido (demi nord). En 1953, alors que nous dressions la carte de cette partie de la région, nous avons prélevé au hasard des échantillons qui renfermaient plus de 3 pour cent de cuivre.

Les affleurements rocheux sont assez abondants dans cette partie de la région; il s'agit presque partout de roches intrusives basiques dont environ 25 pour cent sont constitués de gabbro tacheté. Les roches sont plissées en un synclinal dont le plan axial est orienté N10°W. et le pendage a 60° vers l'ouest. On découvre de nombreuses failles; les zones minéralisées se présentent dans des zones de cisaillement orientées vers le nord.

La compagnie fit l'étude de deux zones de sulfures massifs, l'une dans une étroite bande de roches sédimentaires en contact avec le gabbro tacheté et l'autre dans le gabbro tacheté même. La pyrrhotine, le plus important des minéraux sulfurés, contient un peu de chalcopyrite disséminée.

A la suite de la mise en carte de la propriété, à l'échelle de 200 pieds au pouce, on fit des travaux de mise en valeur qui consistèrent à creuser des tranchées et à forer 289 pieds de sondage au diamant.

Holannah Mines Limited, groupe No 4

Ce groupe comprend 160 claims situés le long de la rive ouest du lac Gerido à son extrémité sud, et qui portent les numéros suivants: C. 89758, claim 1; C. 89759, claims 1 à 5; C. 89760, claims 1 à 5; C. 89761, claims 1 à 5; C. 80783, claims 1 à 5; C. 80782, claims 1 à 4; C. 68992, claims 1 à 5; C. 80765, claims 1 à 5; C. 68997, claims 1 à 5; C. 77588, claims 4 et 5; C. 80764, claims 4 et 5; C. 67581, claims 4 et 5; C. 77552, claims 1 et 2; C. 69017, claims 1 à 5; C. 69016, claims 1 à 5; C. 90782, claim 5; C. 64586, claims 1 à 4; C. 68987, claims 1 à 5; C. 68999, claims 1 à 5; C. 69018, claims 1 à 5; C. 71028, claims 1 à 5; C. 80767, claims 1 à 5; C. 80898, claims 1 à 5; C. 79904, claims 1 à 5; C. 64572, claims 1 à 5; C.G. 4585, claims 1 à 5; C.G. 4582, claims 1 à 5; C.G. 4583, claims 1 à 5; C. 71034, claims 1 à 5; C.G. 4574, claims 1 à 3; C. 69000, claims 1 à 5; C. 69006, claims 1 à 5 et C. 80764, claims 1 à 3.

La compagnie a attentivement examiné deux découverts minéralisés en particulier. Ce sont le Leslie No 2 et l'Erickson No 1, qui se trouvent dans le gabbro tacheté respectivement aux flancs ouest et est du

synclinal situé au sud du lac Sauvé. La géologie de ces deux découverts minéralisés est donc identique, bien que les strates du deuxième soient déversées.

Le filon-couche de gabbro recouvre une bande de schiste ardoisier qui à son tour est recouvert par une deuxième bande sédimentaire. La minéralisation se rencontre à proximité de la base du filon-couche et consiste en chalcopyrite et pyrrhotine faiblement nickelifère qui remplace la matrice du gabbro tacheté. Le contenu total en sulfures est de 20 à 40 pour cent en volume: la chalcopyrite qui dépasse rarement 10 pour cent est habituellement beaucoup moins abondante. A quelques endroits, le contact du gabbro et du schiste ardoisier sous-jacent est le lieu d'un important remplacement par des sulfures. La minéralisation s'est produite le long de fractures qui ne montrent pas un système bien clair.

Le Leslie No 2 a une direction N30°W. et affleure de façon presque continue sur une longueur de 7,700 pieds. Des affleurements rouillés épars se retrouvent plus loin vers le sud-est. La largeur des zones varie de 30 à 200 pieds, avec moyenne d'environ 100 pieds.

L'Erickson No 1, qui affleure moins, comprend deux zones minéralisées. La première mesure 4,000 pieds de longueur et 75 pieds de largeur en moyenne. La seconde se prolonge sur une longueur de 2,000 pieds à environ un mille au sud de la première; sa largeur est d'au moins 35 pieds.

Après avoir fait une cartographie détaillée et des prélèvements en 1953 et 1954, puis des études magnétométriques et électromagnétiques en 1954 et 1955 et enfin, durant l'été de 1955, un échantillonnage en vrac des deux découverts minéralisés dans des tranchées fraîchement ouvertes à la dynamite, on construisit un concasseur sur chacune des deux propriétés, dans le but de produire des échantillons représentatifs de deux livres avec les morceaux en vrac de 150 livres.

Dans le découvert minéralisé No 1, on creusa à la dynamite 8 tranchées dans lesquelles on préleva des échantillons; 350 pieds linéaires de tranchées furent dynamitées dans le roc; on enleva 1,166 verges cubiques de roche; on broya à -30 mailles 9,050 lb de roche et fit analyser 57 échantillons. Le creusage de tranchées nécessita 1,169 pieds de forage à la foreuse portative (packsack). Le total des travaux sur le découvert minéralisé No 2 se résume à ceci: 11 tranchées dynamitées où l'on préleva des échantillons; 991 pieds linéaires de creusage de tranchées dans le roc; 3,303 verges cubes de roche enlevée; 26,450 lb de roche broyée à -30 mailles et 173 échantillons expédiés pour analyse. Le creusage de tranchées nécessita 4,037 pieds de forage à la foreuse portative (packsack).

La compagnie annonça que le résultat des études de la minéralisation de surface n'indiquaient pas que ces zones avaient une valeur marchande, mais qu'on pourrait peut-être en délimiter la profondeur à l'aide de sondages au diamant, la roche minéralisée possédant toutes les propriétés pour être traitée dans une laverie.

Il s'ensuivit donc une campagne de sondage au diamant en 1955. On fora 29 trous d'une longueur totale de 6,841 pieds sur les terrains de Leslie No 2 et 24 trous sur ceux de l'Erickson No 1, représentant 5,902 pieds de longueur. D'après la compagnie, les résultats de ces sondages furent le plus souvent défavorables.

Holannah Mines Limited, groupe No 5

Ce groupe se situe le long de la rive ouest du lac Prinzèles et comprend 9 claims qui portent les numéros C. 69013, claims 1 à 5, et C. 69001, claims 1 à 4.

Les roches volcaniques et sédimentaires sous-jacentes sont envahies par des filons-couches de gabbro. La principale zone minéralisée mesure apparemment 2,100 pieds de longueur par 80 de largeur. La minéralisation consiste en pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite finement grenues, la pyrrhotine étant la plus abondante. Les sulfures remplacent le gabbro tacheté et, d'après un examen visuel, la chalcopryrite semble constituer de 1 à 2 pour cent de la roche.

Les travaux de mise en valeur consistèrent en levés géologiques détaillés, creusage de tranchées, échantillonnage et forage de 150 pieds à l'aide d'une foreuse portative (packsack).

Holannah Mines Limited, groupe No 6

Ce groupe, connu sous le nom de découvert minéralisé Erickson No 3, se trouve le long de la rive sud-ouest du lac Livaudière, près de son extrémité sud. Il comprend 22 claims numérotés comme suit: C. 69014, claims 2 à 5; C. 71035, claims 1 à 4; C. 69007, claims 1 à 5; C. 77556, claims 1 à 5; et C. 75555, claim 5. La partie nord-ouest de ce groupe se situe dans la région du lac Léopard.

Les roches volcaniques et intrusives de la propriété sont accompagnées de quelques lits de schiste ardoisier et de tuf. La minéralisation affecte le gabbro tacheté et semble s'associer aux parties du filon-couche les plus déformées. Nous avons noté, par ordre d'importance, les sulfures suivants: pyrrhotine, chalcopryrite, pentlandite et pyrite, ainsi que des traces de cuivre natif. La minéralisation a envahi des fractures

et des zones de cisaillement, remplaçant d'abord les minéraux mafiques tacheté, puis la roche tout entière. La teneur en cuivre est généralement inférieure à 1 pour cent; les zones à teneur supérieure à 1 pour cent sont étroites et les teneurs supérieures à 2 pour cent exceptionnelles. La teneur en nickel dépasse rarement 1 pour cent.

Les travaux de mise en valeur consistèrent en cartographie détaillée, creusage de tranchées et forage. On foras 811 pieds pour le creusage de 14 tranchées d'une longueur approximative de 698 pieds. De plus, on creusa 5 trous d'une longueur totale de 153 pieds, aux fins d'échantillonnage et d'exploration, ce qui porta le total du sondage à 964 pieds.

Gerido Lake Mines Limited

Cette compagnie détient un groupe de 50 claims situé à environ 2 milles au sud-ouest de l'extrémité sud du lac Gerido. Ces claims portent les numéros suivants: C. 74427, claims 1 à 5; C. 74428, claims 1 à 5; C. 74423, claims 1 à 5; C. 74425, claims 1 à 5; C. 74424, claims 1 à 5; C. 74426, claims 1 à 5; C. 74429, claims 1 à 5; C. 74430, claims 1 à 5; C. 74431, claims 1 à 5; et C. 73994, claims 1 à 5.

Les parties du centre et de l'est du groupe sont formées de roches volcaniques. Dans la partie ouest, on trouve plusieurs filons-couches de gabbro normal et deux de gabbro tacheté séparés par d'étroites bandes de roches sédimentaires et volcaniques. La direction générale des formations est N35°W. et le pendage de 65° est. La structure de l'ensemble paraît être un synclinal à plongement sud. Le plus important type de roche est le gabbro tacheté, puisqu'il recèle la minéralisation cuprifère dans ce groupe de claims. On peut suivre à la trace deux bandes de cette roche, soit les zones "A" et "B", sur toute la longueur du groupe de claims et sur des distances considérables dans les propriétés adjacentes.

La zone "A" se situe près de la limite ouest de la propriété. De petites quantités de pyrrhotine et de pyrite se présentent en quelques points dans le gabbro tacheté. L'aire la plus étendue, qui renferme ces taches de minéralisation en sulfures, a une longueur de 400 pieds et une largeur de 9 à 20 pieds; elle se retrouve le long de la limite ouest du claim 4, C. 74428; à cet endroit, on trouve un peu de chalcopryrite avec les autres sulfures.

La principale minéralisation de la zone "B" se trouve à environ 100 pieds à l'ouest du grand lac du claim 3, C. 74426. La pyrrhotine, sulfure le plus abondant, accompagnée de pyrite et de chalcopryrite en quantité moindre, se présente sur une longueur visible de 26 pieds et sur des largeurs de 9 à 25 pieds. A intervalles, le long de la zone, on

préleva sept échantillons en éclats et trois au hasard, tous caractéristiques de la minéralisation, et on les fit analyser pour connaître leur teneur en cuivre; le plus riche en contenait 0.31 pour cent. Cependant dans la plupart des cas, les sondages au diamant révélèrent une plus forte teneur cuprifère dans la roche fraîche qu'à la surface.

Les travaux faits sur ces terrains de 1955 à 1957 comprenaient une mise en carte géologique, des études aériennes électromagnétiques et magnétométriques, des levés magnétiques terrestres le long de cinq itinéraires, des études électromagnétiques détaillées le long des zones conductrices et des sondages. En 1956, on creusa 4 trous d'une longueur totale de 136 pieds et, en 1957, 14 trous d'une longueur totale de 462 pieds. La plupart des carottes soumises à l'analyse renfermait environ 0.5 pour cent de cuivre.

New Athona Mines Limited

Cette société a conservé 5 des 64 claims d'un groupe situé le long de la rive est du lac Gerido, à environ 5 milles au nord-ouest de l'extrémité sud du lac. Ces cinq claims portent les numéros C. 84775, claims 1, 2, 3 et 5 et C. 84767, claim 5.

L'étendue susdite est constituée de roches sédimentaires et volcaniques envahies par des filons-couches de gabbro de type normal et tacheté. Les claims comprennent quelques découverts minéralisés de trois types:- (1) De la pyrrhotine, de la pyrite et de la chalcopryrite, en quantités variables, associées au gabbro tacheté, forment habituellement des taches ou zones allongées qui semblent se présenter près de la base du filon-couche. (2) Quelques zones de sulfures massifs longent le contact entre le gabbro et la roche sédimentaire; avec, comme principal minéral métallique de la pyrrhotine accompagnée d'un peu de pyrite et de chalcopryrite. (3) Dans toutes les roches minéralisées, de nombreuses petites diaclases et zones de cisaillement renferment ici et là de faibles quantités de pyrite et de pyrrhotine accompagnées de chalcopryrite.

Tech Exploration Company

Cette société détient un groupe de 30 claims à environ deux milles au sud-est de l'extrémité sud du lac Gerido. Ces claims portent les numéros suivants: C. 84790, claims 3 à 5; C. 84791, claims 3 à 5; C. 84792, claims 3 à 5; C. 84802, claims 1 à 5; C. 83805, claims 3 à 5; C. 83806, claims 3 à 5; C. 83807, claims 3 à 5; C. 83808, claims 3 à 5; C. 83800, claims 3 à 5; et C. 84793, claim 1.

Les roches sous-jacentes sont des laves et des sédiments envahis par de longs filons-couches de gabbro; le tout est orienté N36°W. Les roches volcaniques forment de hauts plateaux bien individualisés, alors que les niveaux sédimentaires occupent nombre de ravins ou de vallées allongés.

On a remarqué de la pyrrhotine et de la pyrite dans plusieurs bandes sédimentaires ainsi que dans des roches volcaniques sous forme de quelques taches isolées. Ces minéraux se présentent soit disséminés, soit à l'état de traînées de plusieurs pouces de largeur dans les roches sédimentaires. Aucun minéral cuprifère n'est visible dans tous les découverts minéralisés de nature sédimentaire.

Un peu de chalcopryrite fut découverte dans des fractures transversales du gabbro tacheté, à 1,200 pieds au sud du lac Prinzèles et à la limite ouest de la propriété ou à proximité.

On fit des levés aériens électromagnétiques et magnétiques, de la cartographie et de la prospection détaillée. On décapela plusieurs des zones sédimentaires minéralisées et les étendues voisines de la minéralisation cuprifère du gabbro tacheté que nous venons de mentionner.

Hopes Advance Mines Limited

Cette société détient un groupe de 90 claims à environ 4 milles au sud de l'extrémité sud du lac Gerido. Ces claims sont ainsi numérotés: C. 73206, C. 73207, C. 73208, C. 73201, C. 73205, C. 73209, C. 73210, C. 73211, C. 73202, C. 73212, C. 73213, C. 73214, C. 73215, C. 73206, C. 73216, C. 73217, C. 73218 et C. 73219, claims 1 à 5.

La propriété est constituée de roches sédimentaires et volcaniques envahies par des filons-couches de gabbro. On y observe plusieurs importants chapeaux de fer qui recèlent de la pyrrhotine, une quantité moindre de pyrite et un peu de chalcopryrite. La minéralisation se présente dans des zones de cisaillement qui affectent les laves et le gabbro tacheté et, à un degré beaucoup moindre, les roches sédimentaires. Cependant, les affleurements de roches sédimentaires sont rares et l'on présume habituellement de la présence des bandes sédimentaires grâce à des taches occasionnelles de schiste ardoisier et de schiste argilleux le long des parois abruptes des vallées.

Les travaux de mise en valeur consistèrent en levés électromagnétiques aériens, en cartographie et en prospection de 28 indices différents de sulfures. L'analyse des échantillons donna des résultats invariablement faibles.

Belcher Mining Corporation Limited

La société détient un groupe de 60 claims près du lac Livaudière portant les numéros suivants: C. 83787, claims 1 à 5; C. 83788, claims 1 à 4; C. 83789, claims 1 à 4; C. 83790, claims 1 à 4; C. 83813, claims 1 à 4; C. 83815, claims 1 à 5; C. 83791, claims 2 à 5; C. 83793, claims 1 à 5; C. 83816, claims 1 à 5; C. 83792, claims 1 à 4; C. 83394, claim 1; C. 83794, claims 1 et 2; C. 83369, claims 1 à 5; C. 83368, claims 1 à 5; C. 83370, claim 3; C. 83365, claim 5; et C. 83367, claim 5. Seule, la partie nord de ce groupe est située dans la région du lac Léopard.

Ces terrains ont également comme sous-sol des formations sédimentaires et volcaniques envahies par des filons-couches de gabbro. On y a découvert des petites zones de gabbro tacheté qui ne renfermaient pas de minéralisation intéressante; des zones de sulfures massifs accompagnés d'un peu de chalcopryrite se voient à plusieurs endroits le long du contact entre le gabbro et les roches sédimentaires.

On effectua au cours de l'été de 1955 des études géologiques et géophysiques. Les travaux géologiques comprenaient surtout de la mise en carte et de la prospection. Les travaux géophysiques consistaient en une étude magnétométrique de reconnaissance et des levés électromagnétiques détaillés des zones d'anomalies.

Ungava Copper Corporation Ltd. No 1

Cette société détient un groupe de 48 claims qui couvrent des étendues connues sous le nom de: découverts minéralisés du lac Soucy et situées à environ 5 milles à l'est de la partie nord du lac Gerido. Les claims sont ainsi numérotés: C. 70885, claims 1 à 5; C. 71995, claims 1 à 5; C. 70887, claims 1 à 5; C. 71997, claims 1 à 5; C. 71996, claims 1 à 5; C. 71998, claims 1 à 5; C. 72008, claims 1 à 5; et C. 71999, claims 1 à 3.

Le sous-sol est formé d'un complexe de schistes, d'ardoises et de laves interstratifiées qui a été envahi par des filons-couches de gabbro et de gabbro tacheté. La minéralisation se trouve au contact du gabbro et des roches encaissantes et, à quelques endroits, dans le gabbro tacheté lui-même. La principale zone minéralisée se prolonge sur 9 milles, soit toute la longueur de la propriété. Elle consiste en un mélange à grain fin de pyrite et de pyrrhotine qui remplace des roches sédimentaires, lequel est à son tour remplacé par des minéraux cuprifères, zincifères et nickélifères.

A la suite des travaux de mise en carte et de prospection sur la propriété et les terrains avoisinants, on fit, au cours de l'été de

1954, environ 13,000 pieds de sondage au diamant et 1,850 pieds au cours de l'automne de 1955. Nous décrivons ci-après le plus important découvert minéralisé de métaux vils que représente la zone A.

Des tranchées mirent à découvert cette zone de sulfures visible sur 39 pieds de largeur qui donna, en surface, des teneurs moyennes de 1.07% de cuivre, 0.77% de zinc et des valeurs de \$1.12 d'or et de \$0.15 d'argent à la tonne. Le minerai est constitué de pyrite massive accompagnée de pyrrhotine, de chalcopryrite, de blende et, par endroit, de galène. La gangue est formée de gros grains de quartz et de calcite. A la surface, on trouve, ici et là, des minéraux secondaires tels que la malachite et la mélanterite. Le schiste noir, en épaisseur variable en dehors de la zone minéralisée, est imprégné de sulfure à grain excessivement fin, ce qui donne à la roche une couleur gris souris. Des veinules de sulfures plus grossiers et d'une venue plus tardive que les premiers recourent le schiste minéralisé. Elles deviennent de plus en plus abondantes à mesure qu'on approche de la zone minéralisée, jusqu'à ce que la roche soit complètement remplacée par le minerai de sulfures massifs cuprifères et zincifères.

La zone minéralisée orientée N25°W. a un pendage de 70° à 80° vers l'ouest. Une série de 7 trous de sondage, forés à l'est de la zone de surface minéralisée à des angles de 45° et 60° vers l'ouest, délimita un amas de minerai lenticulaire et incurvé qui se prolonge jusqu'à une profondeur de 450 pieds. Cet amas minéralisé a un peu plus de 1,000 pieds de longueur et une largeur moyenne de 66 pieds; il occupe la zone axiale d'un pli déversé qui affecte des roches sédimentaires.

On estima le tonnage, jusqu'à 175 pieds de profondeur à environ 1,250,000 tonnes contenant en moyenne 1.12 pour cent de cuivre, 1.59 pour cent de zinc et des valeurs de \$1.45 d'or et de \$0.39 d'argent à la tonne, sur une largeur moyenne de 66 pieds. Si nous considérons l'intersection de l'amas de minerai dans un trou à une profondeur de 400 pieds, le tonnage total serait de 2,250,000 tonnes de minerai à des teneurs sensiblement égales à celles que nous venons d'énumérer.

Au cours de l'été de 1955, on effectua trois types d'études géophysiques: magnétométriques, électromagnétiques et à polarisation spontanée. Le but de ce travail était de déterminer, par l'étude de zones minéralisées connues, la meilleure méthode de détection d'une minéralisation en sulfures, puis de l'utiliser pour l'exploration de la bande de formations favorables qui se prolongent sur toute la longueur de la propriété, afin d'y délimiter les lentilles de minerai. Les résultats de ces levés démontrèrent que les trois méthodes conviennent parfaitement pour la délimitation du type de minéralisation trouvée sur ces terrains. Cependant, dans cette région, l'étude magnétométrique est la plus pratique parce qu'il est plus facile d'interpréter les anomalies magnétiques et parce que la présence

de mort-terrain humide brouille les méthodes électriques. Ces travaux ont révélé l'existence d'un grand nombre d'anomalies.

Les forages de 1955 se firent surtout dans la zone C située à environ 800 pieds à l'ouest de la zone A. Ces travaux portent à croire que la zone mesure 600 pieds de longueur et a une largeur moyenne de 11.1 pieds. On évalua le tonnage possible jusqu'à une profondeur de 370 pieds à environ 143,000 tonnes d'une teneur en cuivre de 0.72 pour cent et en nickel de 0.22 pour cent

Ungava Copper Corporation Ltd. No 2

Le découvert minéralisé Partington No 2, ou Ungava Copper No 2, se trouve sur la rive nord-est du lac Gerido, à la latitude approximative de 58°15'. Il comprend 4 claims numérotés C. 71994, claims 1 à 3, et C. 70888, claim 1.

Les sulfures massifs visibles à la surface proviennent du remplacement d'une roche argileuse, à pendage est, qui se trouve en contact avec un gabbro massif, du côté est et des laves en coussins du côté ouest, ou même à l'intérieur du gabbro. Tel que vu en surface, le découvert minéralisé a une longueur d'environ 600 pieds et, dans le centre, une largeur de 125 pieds. Des échantillons prélevés au hasard renfermaient jusqu'à 7.6 pour cent de cuivre. Deux autres, en rainure, furent choisis sur une longueur totale de 20 pieds, à l'extrémité sud. Ils contenaient 2.67 pour cent de cuivre, 0.10 pour cent de zinc, 0.01 pour cent de nickel et une valeur de \$1.82 d'or à la tonne.

On fit une étude au magnétomètre et on creusa cinq trous peu profonds à l'aide d'une foreuse portative. Les carottes prélevées permirent de voir des sulfures massifs renfermant moins de 1 pour cent de cuivre; cependant, un des trous fournit des valeurs de \$0.51 d'or et \$0.21 d'argent à la tonne et 1.46 pour cent de cuivre et 12 pour cent de zinc, sur une largeur vraie de 31 pieds.

Autres indices de sulfures

Il se peut qu'un dépôt considérable de pyrite se trouve sous les laves du bassin structural du lac Crochet, dans la partie centrale de la demie ouest de la région du lac Gerido. D'abondants affleurements minéralisés portent à croire à l'existence possible d'une bande continue, ou presque, de schistes argileux pyritifères autour des laves. La pyrite a un volume qui va de quelques unités jusqu'à 75 pour cent de la roche. La puissance du lit riche en pyrite est inconnue, mais dépasse 10 pieds par endroits. Ce gîte, connu sous le nom de Partington No 1", fut jalonné par la société Ungava Copper Corporation Ltd., mais les claims ont été abandonnés depuis.

Plusieurs affleurements alignés de schiste noir riche en pyrite se présentent sur une distance de quelques milles, à environ 1/4 de mille à l'est de la partie médiane du lac Gerido. Il se peut qu'ils forment une bande mince, mais continue, qui se situe à une faible distance sous les laves. On trouve un peu de pyrite à plusieurs points dans la partie supérieure de la formation de Baby, particulièrement dans la partie sud de la demie ouest de la région du lac Gerido et à proximité de la charnière du synclinal du lac Hellancourt, dans la demie est de la région du même nom. La pyrite se présente généralement dans le schiste argileux noir, mais on la trouve aussi dans des roches siliceuses, gris pâle et légèrement poreuses qui furent probablement lessivées. Il existe également de la chalcopryrite près du lac Hellancourt où un échantillon prélevé au hasard indiquait 0.60 pour cent de cuivre et une faible teneur nickélifère. Cet échantillon provenait de schiste argileux qui repose juste sous les laves sur le flanc est du synclinal, à environ 1/2 mille à l'est du plan axial. La roche est un schiste bréchiforme et les sulfures se concentrent dans la pâte. La teneur est faible, mais il dut y avoir lessivage, puisque l'échantillon provenait de la surface. On n'a trouvé que deux affleurements de la partie supérieure de la formation de Baby sur le flanc est du synclinal. Ce territoire, qui reste encore inconnu, peut recéler une minéralisation plus riche.

Ici et là dans plusieurs filons-couches, on voit des taches de chalcopryrite, comme par exemple dans la partie médiane du filon-couche épais à l'ouest du lac Hellancourt. La plus intéressante minéralisation dans le gabbro, à l'exception des gabbros tachetés minéralisés, fut observée dans la partie inférieure de l'épais filon-couche à proximité de la rive ouest du lac Saint-Pierre. On y trouve de la chalcopryrite, de la malachite et un peu de cuivre natif, ce dernier minéral se présentant sous forme de minces couches qui tapissent les surfaces de cisaillement et les diaclases. Un échantillon prélevé au hasard, à l'ouest de l'extrémité nord du lac, renferme 0.88 pour cent de cuivre et des traces de nickel, d'or, d'argent et de plomb.

La coloration du cobalt, qu'engendre l'érythrine, recouvre la surface d'une diaclase dans un gabbro à environ 1/2 mille au nord-nord-est du lac Cobalt, dans la partie centre-ouest de la région du lac Léopard. L'analyse chimique d'un petit échantillon de gabbro n'a révélé que des traces de cobalt.

Roches ferrifères

Les affleurements de roches ferrifères dans la demie est de la région du lac Gerido sont probablement de teneur trop basse pour être présentement de valeur marchande. Certains lits, riches en magnétite, sont habituellement minces et largement dispersés au milieu de matériaux pauvres en magnétite.

La roche à carbonate de la partie sud-ouest de la région du lac Léopard semble plus intéressante, mais ses affleurements sont peu nombreux; quelques-uns d'entre eux, petits, se montrent riches en sidérose. Comme nous l'avons mentionné plus haut, un facies à magnétite révélé par une forte anomalie magnétique ne semble pas affleurer dans la région.

Résumé et genèse des minéraux métalliques

Les gîtes de sulfures peuvent être divisés en trois groupes: (1) gîtes de pyrite dans des roches sédimentaires; (2) amas cuprifères et zincifères à faible teneur aurifère; (3) gîtes de pyrrhotine et de chalcoprite dans des gabbros à teneur nickélicifère variant de faible à modérée, aurifère et zincifère plutôt négligeables.

Gîtes de pyrite

Les travaux mirent à jour quatre gîtes importants de pyrite ou révélèrent des indices sérieux de leur présence: (a) le premier sur les terrains de la société Ungava Copper Corporation Ltd. au lac Soucy; (b) le second sur les groupes combinés No 2 d'Ungava Copper et No 2 de Holannah Mines Limited; (c) le "découvert minéralisé" Partington No 1 au lac Crochet; (d) le dernier sur la rive est de la partie médiane du lac Gerido. Au moins trois de ces gîtes (a, c et d) semblent minces, mais ils se prolongent peut-être sur plusieurs milles. Ils sont parallèles à la direction de la stratification, mais leur comportement dans la direction du pendage est inconnu. Ils sont généralement associés à des schistes argileux noirs et tous au sommet de la formation de Baby, en dessous des laves.

Dans plusieurs roches, la pyrite se présente en grains extrêmement fins de taille plutôt uniforme, à peu près 0.003 mm qui sont rarement soudés quand ils forment moins de 50 pour cent de la roche. Ils manifestent une tendance à la forme arrondie avec des angles habituellement très obtus, bien qu'on observe des arêtes aigües. Des fines lamines sédimentaires de moins d'un millimètre d'épaisseur sont parfaitement préservées et même accentuées suivant la quantité variable de pyrite qu'elles contiennent. La roche à pyrite finement grenue est recoupée par d'étroites fractures remplies de pyrite et de pyrrhotine à grain moyen et partiellement automorphes. On observe également des taches irrégulières de pyrite et/ou de pyrrhotine à grain moyen sans liaison évidente avec les veinules. Nous partageons l'opinion de De Montigny (1955) disant que la pyrite fine est probablement plus ancienne que la grossière. La preuve est malgré tout assez faible: les différences de taille et de forme des grains de pyrite font penser à des époques différentes; de plus, la répartition de la pyrite fine ne semble pas être affectée par les fractures qui régissent la distribution de la pyrite à grain moyen. Notons que dans plusieurs roches la pyrite à grain moyen et l'abondance relative de chacun des deux types est

inconnue. Dans les quelques échantillons polis que nous avons examinés, la pyrrhotine est plus abondante dans les roches qui renferment de la pyrite à grain moyen que dans celles où la pyrite fine abonde.

Voici les plus plausibles hypothèses concernant l'origine de la minéralisation pyritique:

- 1- Une origine syngénitique ou peut-être diagénétique hâtive faisant suite à une précipitation chimique ou biochimique dans le bassin sédimentaire, ou à une déposition subséquente au jaillissement des eaux souterraines au fond du bassin.
- 2- Des dépôts de solutions hydrothermales ou d'émanations gazeuses provenant du refroidissement des filons-couches de gabbro. Cette déposition aurait eu lieu avant le plissement et le métamorphisme.
- 3- Des dépôts de solutions hydrothermales émanant d'un amas granitique en profondeur.
- 4- Des dépôts de solutions ou d'émanations provenant de roches sédimentaires au cours de leur métamorphisme en profondeur.

L'association exclusive des gîtes avec un niveau stratigraphique favorise une origine syngénétique; le même niveau stratigraphique renferme à plusieurs endroits une roche argileuse noire qui contient un peu de pyrite. De la même façon, un schiste noir ferrugineux accompagné d'un peu de pyrite, de grenat et de grunérite se voit fréquemment au sommet de la formation de Baby dans la région avoisinante du lac Freneuse. Un schiste argileux pyritifère se présente également sous la lave dans la région de la baie aux Feuilles. Nous présumons que cette pyrite est en grande partie d'origine sédimentaire et que les gîtes plus considérables, trouvés au même niveau stratigraphique, peuvent être des concentrations locales, résultat d'un processus semblable. La longueur considérable de certains gîtes conduit aussi à penser à une origine sédimentaire. Le manque d'indices de remplacement dans la pyrite fine et la texture favorisent une hypothèse syngénétique. Une texture d'apparence similaire du Kupferschiefer, d'Allemagne, fut expliquée comme étant syngénétique et le résultat de bactéries minéralisées (Schneiderhöhn, noté par Trask, 1925, et Deans, 1950). La pyrite fine de notre région semble elle aussi identique, par la forme et la taille des grains, à "la pyrite finement grenue de première venue" du mont Isa, Australie (Grondijs et Schouten, 1937), que "l'on croit maintenant être d'origine généralement syngénétique" (Murray et Carter, 1959); bien qu'il y ait encore bien des mésententes au sujet de l'origine des sulfures plus tardifs. Dans cette pyrite, Love et Zimmerman (1961) prétendent trouver

des vestiges de micro-organismes arrondis légèrement plus petits que les granules de pyrite. Ils attribuent à ces organismes la formation syngénétique ou diagénétique hâtive des sulfures de fer. La pyrite à grain moyen de notre région, se serait formée par recristallisation et légère mobilisation du type fin au cours du métamorphisme.

Les gîtes de pyrite se sont peut-être formés par suite d'émanations hydrothermales ou gazeuses qui s'échappèrent des filons-couches, particulièrement du filon-couche tacheté très riche en sulfures. La proximité des gîtes et de ce filon, qui se présente dans la partie supérieure de la formation de Baby, pourraient expliquer l'association stratigraphique des gîtes. Les roches sédimentaires pyritifères des régions du lac Freneuse et de la baie aux Feuilles semblent se retrouver bien au delà des limites du filon-couche, mais elles sont probablement beaucoup moins riches en pyrite que les roches à proximité du lac Gerido.

L'hypothèse de la formation de gîtes pyritifères par l'action de solutions hydrothermales dérivant de roches éruptives autres que le gabbro est invalidée par l'absence de telles roches. Quelques dykes de pegmatite affleurent à environ 20 milles à l'est des gîtes de pyrite. Ils peuvent être l'indice d'une masse intrusive acide en profondeur, mais on n'a pas retrouvé de roches acides, même parmi les roches fortement métamorphisées à l'est. La pegmatite semble être surtout post-tectonique, mais liée au métamorphisme et à l'orogénèse. Les solutions minéralisatrices auraient alors circulé à travers des roches plissées, mais il n'y a pas d'indice d'influence structurale. Le bon contrôle stratigraphique et la longueur considérable des gîtes sont plutôt difficiles à concilier avec une telle hypothèse hydrothermale.

L'hypothèse d'une origine métamorphique des solutions minéralisatrices provenant d'une source éloignée rencontre les mêmes difficultés. Le seul fait qui la supporte est la présence de presque toute la pyrite et de toute la minéralisation en métaux vils dont on a rapporté l'existence dans le facies métamorphique schiste vert, alors que les roches plus métamorphisées à l'est ne semblent contenir qu'un peu de pyrite et de pyrrhotine. Cette répartition peut laisser croire à une remobilisation et un transport de sulfures depuis les roches fortement métamorphisées à celles qui le sont moins, mais les preuves manquent. Cependant, la zone de schiste vert occupe une grande étendue et il se peut que l'unique association apparente des sulfures avec cette zone ne soit qu'une simple coïncidence. Nous mentionnerons ci-après l'hypothèse de la provenance des solutions minéralisatrices d'une source voisine, dans le cas de la minéralisation en cuivre et en zinc. Nous avons noté plus haut la possibilité d'une légère remobilisation de la pyrite syngénétique, mais l'importance du processus est inconnue.

Gîtes de cuivre et de zinc

On a rapporté la présence de seulement deux importants gîtes de cuivre et de zinc. L'un se trouve sur le groupe de claims No 1 de la société Ungava Copper Corporation Ltd., l'autre sur les groupes contigus No 2 d'Ungava Copper et ceux du No 3 de Holannah Mines Ltd. Ils sont associés à deux des gîtes de pyrite que nous venons de décrire. On a aussi parlé de la présence en quantités moindres de métaux vils ailleurs dans les roches pyritifères. Cependant, nous n'avons pas de renseignement au sujet de la répartition du cuivre et du zinc, à part celle de la première venue que nous venons de mentionner et où ils apparaissent en une lentille dans le très long gîte de pyrite. D'après De Montigny (1955), des sulfures de cuivre et de zinc accompagnés de pyrite à grain moyen recourent la pyrite fine et deviennent de plus en plus abondants à mesure qu'on s'approche du centre de la lentille où le remplacement de la roche originelle est presque complet.

La pyrite à grain moyen est le plus abondant sulfure dans la lentille mentionnée ci-dessus. La pyrrhotine, abondante elle aussi, forme, en partie, des intercroissances complexes avec la pyrite, et donne naissance à une texture squelettique. Elle est, en partie, contemporaine de la pyrite et, en partie, plus tardive. La cristallisation de la blende est postérieure à celle de la pyrite, mais ses relations avec la pyrrhotine, avec laquelle elle est partiellement associée, sont obscures. De Montigny (1955) croit qu'elle s'est formée après la pyrrhotine. La chalcopryrite est plus récente que la pyrite et la pyrrhotine. Elle a pu se former postérieurement à une grande partie de la blende, mais de petites veinules de celle-ci et un peu de galène semblent plus récentes que la chalcopryrite. Il y a un peu de magnétite, associée à la blende et à la pyrrhotine, dont les grains renferment habituellement de petites inclusions granulaires de pyrrhotine. D'après De Montigny (1955), les minéraux de la gangue comprennent surtout du quartz et du carbonate qui se sont formés tardivement.

L'association de la minéralisation cuprifère et zincifère et de gîtes pyritifères fait croire à une liaison génétique entre tous ces sulfures, bien que le manque de données concernant la répartition détaillée du cuivre et du zinc rende cet énoncé très incertain. Ainsi, la minéralisation cuivre-zinc est hydrothermale si elle n'est pas liée à la pyrite fine; elle est hydrothermale ou syngénétique, si elle lui est apparentée. Dans cette dernière hypothèse, le cuivre et le zinc se seraient déposés en même temps que les couches de pyrite, mais auraient été subséquentement remobilisés et redistribués, peut-être au cours du métamorphisme, puisque la chalcopryrite et la blende sont postérieures à la pyrite et montrent des indices de remplacement.

Que la minéralisation cuivre-zinc soit syngénétique ou qu'elle provienne du gabbro tacheté, le terrain le plus propice à la prospection est la partie supérieure de la formation de Baby, en dessous des laves.

Minéralisation cuivre-nickel

La minéralisation en sulfures des gabbros est très différente de celle des roches sédimentaires. Elle consiste habituellement en pyrrhotine et chalcopyrite accompagnées de traces de pentlandite. Un échantillon titrant 0.54 pour cent de nickel renferme une intercroissance de pentlandite et d'un minéral, légèrement plus pâle que la pyrrhotine, en quantité sensiblement égale. Ce mélange se présente en menus grains voisins de la pyrrhotine accompagné seulement de traces de pentlandite et du minéral plus pâle. On a noté quelques lamelles très fines d'un minéral jaune pâle dans la chalcopyrite. La blende, qui s'observe dans quelques échantillons polis, est inexistante dans beaucoup d'autres. Nous n'avons pas vu de pyrite dans tous les échantillons polis que nous avons examinés. Un peu de quartz et de chlorite accompagne les sulfures. Il y eut un remplacement sélectif des minéraux ferromagnésiens par les sulfures et les minéraux de la gangue, qui laissèrent intacts les agrégats de feldspath altéré, sauf le long d'étroites fractures.

La répartition de ce type de minéralisation est remarquable en tant qu'elle est abondante tout en se restreignant presque entièrement à ce qui est probablement un filon-couche unique constitué en grande partie de gabbro tacheté caractéristique. Jusqu'ici, on n'a trouvé que des traces de sulfures dans les autres filons-couches; dans certains cas au moins, la minéralisation est plus abondante dans la partie, au point de vue stratigraphique, inférieure et non tachetée du filon-couche.

Les principales objections à une origine hydrothermale de la minéralisation cuivre-nickel sont leur remarquable répartition et leur indépendance vis-à-vis tout contrôle structural. Des douzaines d'autres filons-couches de composition chimique similaire et de constitution minéralogique identique sont, dans la séquence stratigraphique, plus bas que le filon-couche tacheté et auraient pu être mieux situés pour emprisonner les solutions hydrothermales montantes. Il existe une théorie beaucoup plus attrayante: celle que la minéralisation soit d'origine magmatique, c'est-à-dire, qu'elle proviendrait du filon-couche lui-même. Cette théorie est rendue encore plus plausible par l'association, comme dans le monde entier de la minéralisation pyrrhotine-pentlandite-chalcopyrite avec des roches gabbroïques. La présence de sulfures dans la partie inférieure du filon-couche tacheté rappelle la minéralisation cuivre-nickel d'Insizwa, Afrique du Sud, qu'on suppose s'être formée par immiscibilité liquide (Bateman, 1948). Une difficulté de la théorie magmatique est l'explication des

indices texturaux de remplacement, lequel pourrait être le résultat d'une recristallisation et d'une légère redistribution des sulfures au cours du métamorphisme.

Une bonne connaissance de la genèse du minéral est d'ordre pratique pour la conduite de travaux d'exploration. Il est évident que cette tâche, en ce qui concerne la recherche du cuivre et du nickel, devra être dirigée presque uniquement vers le filon-couche tacheté. Et, si la théorie "magmatique hâtive" est exacte, il est plus probable qu'on trouvera les sulfures dans des dépressions originelles du plancher de l'intrusion tachetée que dans des trappes structurales de solutions hydrothermales. Cependant, comme les plis serrés ont fait disparaître les dépressions originelles, à quelques exceptions près, seule une cartographie minutieuse pourra peut-être permettre de les déceler. D'autre part, les possibilités de développement de "zonage" ou, comme par exemple, d'un changement du rapport nickel cuivre avec la profondeur, sont grandement diminuées si la théorie magmatique est juste. Malgré tout, il ne faut pas écarter complètement le zonage car on ne connaît pas l'effet du métamorphisme sur la répartition des sulfures.

BIBLIOGRAPHIE

- Bateman, A.M., 1950. Economic Mineral Deposits; John Wiley and Sons, Inc., New York. 2nd Edition.
- Beall, G.H., and Sauvé, Pierre, 1960. Age Investigation in New Quebec and Labrador; in Variations in Isotopic Abundances of Strontium, Calcium, and Argon and Related Topics; Dept. of Geology and Geophysics, Mass. Inst. Teck., 1 décembre, 1960.
- Bérard, Jean, 1957. Rapport préliminaire sur la région du lac Bones, Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 342.
- Bérard, Jean, 1958. Rapport préliminaire sur la région du lac Finger, Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 360
- Bérard, Jean, 1959. Rapport préliminaire sur la région du lac aux Feuilles, Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 384.
- Bergeron, Robert, 1954. Rapport préliminaire sur la région du lac Gerido, Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 291.
- Bergeron, Robert, 1955. Rapport préliminaire sur la région du lac Thévenet, Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 311.
- Bergeron, Robert, 1956. Rapport préliminaire sur la région du lac Harveng (demie ouest), Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 320.
- Billings, Marland P., 1955. Structural Geology; Prentice Hall, Inc., New York.
- Bowen, N.L., 1937. Recent High-temperature Research on Silicates and Its Significance in Igneous Geology; Am. Jour. Sci., 5ème ser., vol., 33, pp. 1-21.
- Cumming, G.L.,
et autres 1955. Some dates and subdivisions of the Canadian Shield; Proc. Ass. Geol. Canada, vol. 7, part II, pp. 27-79.
- Deans, T., 1950. The Sukferschiefer and the Associated Lead-zinc Mineralization in the Permian of Silesia, Germany and England; 18ème Int. Cong. Geol., Rept. Part 7, pp. 340-352.

- De Montigny, Pierre, 1955. La paragenèse des minéraux dans la région du lac Gerido, Nouveau-Québec. Thèse de baccalauréat (non publiée), Faculté des Sciences, Université Laval, Québec.
- Fahrig, W.R., 1955a. Lac Hérodier, (West Half), New Quebec; Com. Geol. Canada, Paper 55-1.
- Fahrig, W.F., 1955b. Lac Hérodier, (East Half) Paper 55-37.
- Gilbert, Josaphat-E., et Bergeron, Robert, 1957. Le nord du Québec; min. des Mines, Québec, R.G. No 75.
- Grondijs, H.F. et Schouten, C., 1937. A Study of the Mount Isa Ores; Econ. Geol. Vol. 32, pp. 407-450.
- Harker, A., 1950. Metamorphism; Methuen and Co., London, third edition.
- Love, L.G., et Zimmerman, D.O., 1961. Bedded Pyrite and Micro-organisms from the Mount Isa Shale; Econ. Geol., vol. 56, pp. 875-896.
- Low, A.P., 1895. Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador, le long de la grande rivière de l'Est, les rivières Koksoak, Hamilton, Manicouagan et des parties d'autres rivières; Comm. Geol. Canada, Rap. Ann. nouvelle série, vol. VIII, partie L.
- Mathews, W.H., 1951. A Useful Method for Determining Approximate Composition of Fine-grained Igneous Rocks; Am. Mineral., vol. 36, pp. 92-101.
- Murray, W.J., and Carter, S.R., 1959. The Source Bed Concept; Mount Isa - Epigenetic or Syngenetic; Econ. Geol. vol. 54, pp. 953-956.
- Nockolds, S.R., 1954. Average Chemical Composition of Some Igneous Rocks; Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 65, pp. 1007-1032.
- Pettijohn, F.T., 1954. Classification of Sandstones; Jour. Geol., Vol. 62, pp. 360-365.
- Roscoe, S.M., 1957. Cambrian Lake (East Half), New Quebec; Geol. Surv. Canada, Paper 57-6.

- Sauvé, Pierre, 1956a. Rapport préliminaire sur la région du lac Léopard (demie est), Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 325.
- Sauvé, Pierre, 1956b. Rapport préliminaire sur la région du lac De Freneuse (demie ouest), Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 332.
- Sauvé, Pierre, 1957. Rapport préliminaire sur la région du lac De Freneuse (demie est), Nouveau-Québec; min. des Mines, Québec, R.P. No 358.
- Sauvé, Pierre, 1958. The Geology of the Eastern Border of the Labrador Trough near Fort Chimo, Northern Quebec; Can. Min. Jour., Vol. 79, No. 4, pp. 123-124.
- Scotford, D.M., 1956. Metamorphism and Axial-plane Folding in the Poundridge Area, New York; Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 67, No. 9, pp. 1155-1198.
- Trask, P.D., 1925. The origin of the Ore of the Mansfeld Kupferschiefer, Germany; Econ. Geol. Vol. 20, pp. 746-761.
- Turner, F.J., 1948. Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks; Geol. Soc. Am., Memoir 30.
- Turner, F.J., and Verhoogen, U.F., 1951. Igneous and Metamorphic Petrology; McGraw Hill, New York.
- Wager, L.R., and Deer, W.A., 1939. The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kanderlugssuaq, East Greenland; Meddelelser Om Gronland, Bd 105, Nr 4.
- Walker, F., 1953. The Pegmatitic Differentiates of Basic Sheets; Am. Jour. Sci., Vol. 251, pp. 41-60.
- Walker, F., et Poldervaart, A., 1949. Karroo Dolerites of the Union of South Africa; Geol. Soc. Am. Bull, Vol. 60, pp. 591-706.
- Waters, A.C., 1955. Volcanic Rocks and the Tectonic Cycle; Geol. Soc. Am., Special Paper 62, pp. 703-722.
- Williams, H., Turner, F.J. et Gilbert, C.M. 1954. Petrography; W.H. Freeman and Company, San Francisco, U.S.A.
- Wilson, M.E., 1941. Noranda District, Quebec; Geol. Surv. Canada, Memoir 229.

INDEX ALPHABETIQUE

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Actinote	22,23,28,29,37	Bowen, N.L.	62,110
38,41,43,49-51,53-60,64,65,74,79,80		Bronzite	53
Adinoles	16,17,19,22,78	Bytownite	53,66,68
Albite	16-19,23,29	Calcaires, schistes	37,38
30,43,46,47,49,51,54,57-59,63-65,80		Calcareuses, roches	38
Alcalis, basaltes à	68	Calcite	50,55-57,63,64,79,101
Allanite	15,18	Calcium	23,30,68
Amphibole	21	Calco-silicatées, roches	37
23,29,37,39,40,44,50 52,56,57,74,79		Carbonate	9-12,15,18-24,26
Amphibolites		29,37-39,41,50-52,58,65,104,107	
.... 30,35,40,41,52,79-81,87,88,90		Carbone, bioxyde de	79
Andésite	30	Carter, S.R.	105,111
Anorthosite	64,65	Chalcédoine	81
Anticlinal	51,81,83,84,86-89	Chalcopyrite	
Anticlinorium	13,86 51,65,92-101,103,104,107,108	
Apatite .. 10,15,18,21,23,29,35,36,38		Chapeaux de fer	78,99
40 41,43,47,50,58,59,60,64,65,73,74		Chert	10-12,18,20,22,23
Ardoise	93,100	Chlorite	9,10,12,15,16,18
Ardoisiers, schistes 11,12,95,96,99		19,21-24,28,29,35,38,40,41,43,46	
Arfvedsonite	21	47,49,50-56,58-60,64,65,79-81,108	
Argent	101-103	Chloritiques, schistes	9,28
Argile	18,102	Chlorophaeite	29
Argileux, schistes		Clinopyroxène .. 23,53,58,59,65,79	
..... 9 ,47,89,93,99,102-105		Clinozoisite	16,19,23
Argilites	6,9,11,12,14,16-19	29,38,43,47,49,50,54-57,59,63-65	
21,22,24,34,35,42,46,47,59,68,76		Cobalt	103
Arkoses	19	Collophane	18
Augite	29,53,54,56	Commission géologique du Canada	3
Avoine, Paul	3	Conglomérat ...	9-11,22,35,38-41,88
Baie d'Hudson, compagnie de la	4	Cristallite	26
Basaltes	30,31,40,67,68,74,75	Cuivre	2,93,94,96-104,106-109
Bateman, A.M.	108,109	Cumming, G.L. et autres - ..	7,110
Beall, G.H.	7,109	Cumingtonite	39,52
Belcher Mining Corporation		Cyril Knight Prospecting	
Limited	100	Company	3
Bérard, J.	7,9,14,78,82,109	Deans, T.	105,110
Bergeron, Robert	1,4,109	Deer, W.A.	62,71,73,75,112
Billings, M.P.	85,110	De Montigny, P.	104,107,110
Biotite	9,13,15-18,21	Diabases	40
23,29,35-38,40,41,50,52,59,60,80,81		43,45,48,51,57,61,63,64-68,78,80	
Biotite, schistes à	9,41	Diabase-pegmatite	57,58,61
Black, Charles	3	Diopside	18,23,38,66,68,79
Blende	93,101,107,108	Diorite,.....	41,47,58-63,73-75
Bourgault, Jacques	3	Disthène	35,37,39,80
Bowen, Donald C.	3		

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Disthène, schistes à	37	Gerido Lake Mines Limited	97
Dolérites	74	Gilbert, C.M.	67,112
Dolérite-pegmatite	44,57	Gilbert, J.-E.	4,110
Dolomies ..6,7,9,10,13,14,22,23,82,86		Giobertite - sidérose	51
Dolomite	22,51	Glaces	76-78,90
Dolomitiques, schistes ...	13,14,86	Glaucothane	22
Drumlinoides, dépôts	77	Gneiss	7,35-39,87,88
Dykes	34,45,58,63,74,106	Granitiques, gneiss	7
East, F. (analyste)	31,70	Granophyre	46,47,58,60-62,73,74
Epidote	12,15,18,21,26,29	Grauwackes	7,11,12,42,82
36,38,40,41,46,51,52,57,59,60,79,80		Grenat	15,36-40,52,71-81,105
Erickson No 1 (découvert		Grenatifères, schistes	36,37
minéralisé)	94,95,96	Grès	9,12,16,17
Erickson No 3 (découvert		Grondijs, H.F.	105,110
minéralisé)	96	Grunérite	24,39,105
Erythrine	103	Harker, A.	16,22,110
Eskers	77	Hématite	14,15,21,36
Eucrite	68	Holannah Mines Limited	
Fahrig, W.F.	3,9,82,86,110	91,93,94,96,104,107
Failles	12,76,82-87,89,90,93,94	Hopes Advance Mines Limited ...	99
Feldspath	12,13,15	Hornblende	36,40,41,50,52,55-57
16,18,19,21,22,28,34,35,38,41,43-47		Hypersthène	30,53,56,66,68
52-54,56,57,59-62,64-66,75,92,108		Ilménite	50,65
Fenimore Iron Mines Limited ..	9, 11	Jared, Allen A.	3
Fer ...	24,30,38,40,52,61,73-76,106	Jaspe	20,21
Fer, carbonate de		Kwalos, Pete	3
.....	10,11,20,23,24,37,39	Laboratoires, Richesses natu-	
Ferrifères, roches .	6,10,11,12,13,14	relles	70
15,20-23,24,25,29,35,37-40,42,47,51		Labrador	53,54,68
59,60,61,73,75,79,80,82,86,103,105		Lafortune, Clément	3
Fer, oxydes de	10,20,75,78	Lamontagne, D. (analyste) ...	31,70
Ferromagnésiens, minéraux		Laves	24-27
.....	59,64,65,73,108	29,34,35,40,41,52,63,66,67,76-78	
Ferrotrémolite	74	80,82-88,90,93,99,100,102-105,108	
Frobisher Limited	3	Ledoux, Robert	3
Gabbros	6,15,16,19	Leslie No 2	94,95,96
21-24,29,41-44,46-49,51-59,61-68,73		Leucoxène ..	16,18,29,43,47,50,51,64
74,76,78,82-84,88-100,102,105,108		Lewis, Donald C.	3
Gagnon, J. (analyste)	31,70	Limonite	15,78
Galène	101,107	Love, L.G.	105,110
Gélinas, Leopold	3		
Gendarmerie Royale du Canada	4		

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Low, A.P.	3,111	Pegmatoides, gabbro, métagabbro	
Magnésium	23,73-75	43,44,57
Magnétite 13,15,20-24,29,38,39,40,43		Pélimitiques, roches	
44,50,52,56-59,64,65,92,103,104,107		14,15,16,18,22,23,38,80,89
Magnétite, schiste à	23,24	Pentlandite	96,108
Malachite	101,103	Péridotite	56
Marbre	37	Pettijohn, F.J.	19,111
Mathews, W.H.	30,33,111	Phosphore	61,74
Mélanterite	101	Phyllades 12-16,18,20,22-24,80,84,87	
Métabasaltites	25,28-33,41,67,68	Plagioclase	28,29,36-38
Métadiabase		40,41,43,49,50,52-59,63,64,66,68,73	
....	25,29,33,41,42,45,49,59,64,67	Plamondon, J. (analyste)	31,70
Métagabbros	2,38,41,43-46	Plomb	103
48-53,55,56,58,59,64,66-68,85,92		Poldervaart, A. ..	30,53,58,61,74,112
Métamorphiques, roches	7	Potassium ..	16,18,30,51,68,73,75,76
Métaquartzite	46	Prud'homme, découverts minéra-	
Métasédimentaires, roches ...		lisés	93,94
.....	2,22,38,40,51,79	Pseudo-conglomérat	46,47
Métavolcaniques, roches	30	Pyrite	12,13,15
Mica	15,16,19,36,37,68,81,89	20,21,29,35,38,51,52,78,92,93-108	
Micaschistes	35,37-39,41	Pyroclastiques, roches	28,34
Microcline	7,10,18-36,38,39,87	Pyroxène	18,19
Mines et Relevés techniques		28,29,31,43,44,49,50,52-56,64,68,73	
d'Ottawa, ministère des	2	Pyroxénite	56
Mines, ministère des, Québec,		Pyrrhotine	
laboratoires	31,33	29,51,52,65,92,94-101,104,108
Murray, W.J.	105,111	Quartz 9-20,22,23,26,29,30,35-41,43-	
Muscovite 10,12,15-16,18,19,21,23		47,50-52,54,57-68,73-75,101,107,108	
24,35,36,38,46,47,50,51,58,60,79-81		Quartzites	
New Athona Mines Limited	98	10,14,17-19,22,34,35,38,39,46,60,82	
Nickel 2,95,97,100,102-104,108,109		Ressources hydrauliques de	
Nockolds, S.R.	30,31,68,111	Québec, ministère des	2
Norite	66	Romer, Henry de	3
Nowland, David	3	Roscoe, S.M.	7,9,111
Olivine	53,55,56,64,66-68,73	Rutile	3,8,51
Or	93,101-104	Samson, Claude	3
Orthopyroxène	53	Sandy, Joseph et Georges	3
Orthoquartzites	19	Sauvé, Pierre	
Orthose	17	1,3,7,35,36,48,87,109,111
Paquet, R.	33	Schistes	
Pegmatite	57,58,106	..	9-15,22-24,28,36-39,41,47,52,76
		79-81,88,89,93,95,96,99,100,102-106	

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Schlierens	44,46,58	Trask, P.D.	105,111
Schouten, C.	105	Tremblay, Arthur	3
Scotford, D.M.	88,111	Trémolite	
Sédimentaires, roches 22,23,36,37,50,53,55,56,74,79	
..... 3,6,7,12,23,28,42,43,45-		Tufs	16,28,96
48,61,62,64,83,92-101,104-106,108		Turner, F.J.	67,74,80,112
Séricite	12,13,18,29,35,51		
Serpentine	53,55,56	Ungava Copper Corporation Ltd.	
Sidérose ,.....	20,104	No 1, No 2	100,102,104,107
Silicates	20,24,37,62	Uniam, Sandy et Johnny	3
Silice	16,30,57,67,73-75		
Silt	78	Verhoogen, U.J.	74,112
Siltstones	16	Volcaniques, coulées	6
Sodium	30,68,73,74	Volcaniques, roches	2
Sphène	12,15	6,7,12,22,24,25,28-30,34,35,37,39	
18,29,38,40,46,47,50,52,58,59,65		40,42,43,48,63,82,84,88,92,96,100	
Staurotide	35,38,39,80		
Stilpnomélane	21,24,51,59,60,74	Wager, L.R.	62,71,73,75,112
Subarkoses	19	Walker, F. ..	30,44,53,58,61,74,112
Sulfures 3,46,47,65,78,92-98,100-109		Waters, A.C.	34,112
		Williams, H.	67,112
Talc	52,53	Wilson, M.E.	25,112
Tech Exploration Company	98		
Till	76-78	Zimmerman, D.O.	105
Titanium	30	Zinc	100-102,104,106,108
Tourmaline	15,18,29,36-38,40	Zircon	10,18,35,36,40
		Zoisite	23,29,79

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
Aperçu général	1
Accès	2
Travail sur le terrain	2
Remerciements	3
Travaux antérieurs	3
DESCRIPTION DE LA REGION	4
Population et ressources	4
Population	4
Flore	4
Possibilités agricoles	4
Poisson et gibier	5
Climat	5
Physiographie	5
Topographie	5
Hydrographie	6
GEOLOGIE GENERALE	7
PRECAMBRIEN	7
Cadre régional, âge	7
Groupe de Kaniapiskau	9
Partie ouest	9
Formation de Chioak	9
Dolomie d'Abner	9
Autres roches dolomitiques	10
Roches ferrifères	10
Formation de Rivière Larch	11
Phyllades	12
Partie est	13
Schistes dolomitiques et dolomies de Harveng	13
Formation de Baby	14
Roches pélitiques	14
Adinoles	16
Quartzites	17
Membre ferrifère	20
Roches à l'ouest des lacs Léopard et Gerido - formation de Baby?	22
Dolomie, roche à trémolite	22
Roches ferrifères	23
Formation d'Hellancourt (roches volcaniques)	24
Nom et répartition	24
Corrélation	24
Puissance	25
Traits mégascopiques	25
Laves en coussins	25
Cavités tabulaires dans les coussins	26

	<u>Page</u>
Coulées massives	27
Roches pyroclastiques	28
Pétrographie	28
Texture	28
Minéralogie	29
Composition chimique	30
Conclusions	34
Formation de Thévenet	34
Roches à l'est du lac Rachel	35
Gneiss à microcline	36
Marbre à trémolite	37
Roches calc-silicatées, schistes calcareux	37
Schistes et quartzites	38
Roches ferrifères	39
Roches volcaniques	40
Conglomérat volcanique	40
Roches intrusives	41
Répartition et puissance	42
Structures internes	42
Petites enclaves	42
Litage	43
Trafnées feldspathiques	44
Schlierens, veines et masses irrégulières	44
Dykes acides	45
Diabase recoupant le méta-gabbro	45
Contacts des filons-couches	45
Brèche et boules de granophyre	46-47
Mode d'intrusion	47
Lentilles de roches sédimentaires, filons-couches ramifiés	47
Cheminées d'alimentation du magma, intrusions multiples	48
Types de gabbros	49
Métagabbro et métadiabase normaux	49
Gabbro carbonatisé et enrichi en potassium	51
Amphibolites	52
Gabbro frais	52
Gabbro ultramafique	55
Diabase-pegmatite	57
Roches de transition, diorite quartzifère, granophyre	58
Description et composition	59
Origine de la diorite quartzifère	61
Gabbro tacheté	63
Texture et composition	64
Composition chimique	66
Origine	66
Composition du magma	67
Ordre de cristallisation	68
Magmas résiduels successifs et phases cristallines produites	73

	<u>Page</u>
Age des filons-couches	75
Pléistocène et Récent	76
Ciment limonitique (chapeaux de fer)	78
Métamorphisme	78
Métamorphisme de contact	78
Métamorphisme régional	79
Facies schiste vert et amphibolite	79
Ligne de la biotite	80
Autres minéraux indicateurs	80
Epoque du métamorphisme	81
Tectonique	81
Structures majeures	81
Chevauchement du ruisseau Robelin	81
Bassin du lac Crochet	83
Synclinal complexe des lacs Gerido et Léopard	83
Anticlinal des lacs Gerido et Livaudière	84
Extrémité nord du lac Gerido	84
Faille du lac Brunet	84
Synclinal du lac Bourgault	85
Faille du lac Archiac	85
Synclinal du lac Rougemont	86
Grands plis au voisinage des lacs Irony et Thévenet	86
Faille du lac Phillips	87
Complexe structural du lac Rachel	87
Résumé et conclusions	89
Structures secondaires	89
Clivage et foliation	89
Linéation	90
Failles obliques	90
Diaclasses	91
Géologie appliquée	91
Description des propriétés	91
Holannah Mines Limited, groupe No 1	91
Holannah Mines Limited, groupe No 2	93
Holannah Mines Limited, groupe No 3	93
Holannah Mines Limited, groupe No 4	94
Holannah Mines Limited, groupe No 5	96
Holannah Mines Limited, groupe No 6	96
Gerido Lake Mines Limited	97
New Athona Mines Limited	98
Teck Exploration Company	98
Hopes Advance Mines Limited	99
Belcher Mining Corporation Limited	100
Ungava Copper Corporation Limited No 1	100
Ungava Copper Corporation Limited No 2	102
Autres indices de sulfures	102
Roches ferrifères	103

	<u>Page</u>
Résumé et genèse des minéraux métalliques	104
Gites de pyrite	104
Gites de cuivre et de zinc	107
Minéralisation cuivre-nickel	108
BIBLIOGRAPHIE	111
INDEX ALPHABETIQUE	115

CARTES ET ILLUSTRATIONS

- No 1473 - Région des lacs Harveng et Gerido (en pochette)
No 1499 - Région des lacs Léopard et Thévenet (en pochette)

Tableaux

	<u>Page</u>
1 - Analyses chimiques partielles de lits de carbonate de fer se trouvant près du ruisseau Robelin, région du lac Léopard	11
2 - Analyse chimique partielle d'une adinole prélevée à un demi-mille au sud du lac Rougemont	17
3 - Composition modale de certains quartzites de la formation de Baby	19
4 - Analyses géochimiques de metabasaltes tholéitiques	31
5 - Normes des metabasaltes du tableau No 4	32
6 - Indices de réfraction de verres artificiels	33
7 - Composition modale de gabbros ultramafiques	56
8 - Composition d'un filon-couche de gabbro tacheté, à l'est du lac Gerido près de la limite sud de la région du même nom	65
9 - Analyses géochimiques de métagabbros et de roches apparentées	69
10 - Normes des roches du tableau No 9	72

Figure

- 1 - Carte montrant les propriétés minières (en pochette)

Planches

- I-A - Filon-couche de gabbro reposant sur des phyllades, partie nord du lac Rougemont.
- B - Végétation éparse à l'est du lac Rougemont, région du lac Gerido. Une faille recoupe un filon-couche de gabbro (gris pâle, à gauche du centre de la photo à proximité de la ligne d'horizon).
- C - "Terres stériles". Vue vers le sud-ouest à travers la partie sud du lac Gerido.
- II-A - Conglomérat ferrugineux reposant sur des roches ferrifères, est du ruisseau Robelin, région du lac Léopard.
- B - Stratification régulière; à noter également le clivage de fracture des phyllades à proximité d'un épais filon-couche de gabbro.
- C - Plis du membre ferrugineux de la formation de Baby, au sud-ouest du lac Hianveu, région du lac Gerido.
- III-A - Microphotographie d'une "adinole tachetée". Surtout du quartz et de l'albite accompagnés d'un peu de chlorite, de clinozoisite et de sphène concentrés dans les parties foncées. Les zones claires représentent probablement des pseudomorphoses d'un minéral d'origine métamorphique (11.3x).
- B - Dans un marbre, bandes quartzeuses à plis irréguliers, à l'est du lac Rachel.
- IV-A - Coulée de lave à diacalse prismée, est du lac Hellancourt, région du lac Gerido.
- B - Abondantes cavités tabulaires dans un coussin de lave. La direction de la coulée est parallèle au manche du marteau et à l'élongation des cavités, pendage vertical, sommets à droite.
- C - Cavités particulièrement abondantes dans la partie supérieure d'un coussinet. Pendage vertical, sommet à droite.
- V-A - Laves en coussins montrant très peu de scories. Le bel ajustement des coussins et la forme allongée vers le bas des langues (au-dessus et à deux pieds à gauche du marteau) démontrent la mobilité de la lave.
- B - Microphotographie du rebord d'un coussin de lave. On voit, à la partie supérieure, que les fractures du verre ont été préservées. Les vacuoles isolées, près du milieu de la photographie, passent vers le bas en de plus grandes vacuoles coalescentes. (II.3x).

- VI-A - Concrétions dans la formation de Thévenet, au sud-ouest du lac Thévenet.
- B - Conglomérat de galets de quartz interstratifié avec un micaschiste, reposant sur le conglomérat volcanique, à l'est du lac Barrie dans la région du lac Thévenet.
- VII-A - Traînées feldspathiques dans un gabbro.
- B - Dans un gabbro, alignement d'enclaves légèrement étirées.
- C - Dans un gabbro, alignement d'enclaves en tablettes.
- VIII-A - Litage dans un filon-couche vertical de gabbro.
- B - Litage dans un gabbro.
- C - Métagabbro lité. Le labrador est blanc, la magnétite titanée noire; un pyroxène gris foncé est entouré par une actinote d'un gris plus pâle. (10x).
- IX-A - Gabbro qui a partiellement conservé sa composition originale. Le labrador renferme des taches foncées de clinozoisite. A l'exception des feldspaths, les quelques taches noires sont formées de magnétite. Le pyroxène et l'amphibole en faible quantité sont de couleur grise. (15x).
- B - Métagabbro quartzeux montrant des textures originales bien préservées. La roche renferme du quartz primaire (blanc limpide), une actinote gris pâle accompagnée d'un peu de chlorite et d'un mélange foncé d'albite et de clinozoisite. (15x).
- X-A - Gabbro tacheté à larges plages feldspathiques. Litage d'un gabbro tacheté.
- XI-A - Gabbro tacheté typique.
- B - Gabbro tacheté à larges plages.
- C - Gabbro tacheté appartenant au faciès métamorphique amphibolite, à l'est du lac Rachel.
- XII-A - "Boules" de granophyre au-dessus d'un filon-couche de gabbro, à proximité de l'extrémité sud d'une longue péninsule dans le lac Rougemont.
- B - Petit esker dans une vallée à l'est du lac Rougemont, région du lac Gerido.
- C - Esker à un mille au nord du lac Thévenet. De l'autre côté du lac, un filon-couche de gabbro montre un contact net avec les schistes sous-jacents.

