GEOLOGY OF THE GATINEAU PARK (SOUTH PART) AND SURROUNDING AREA

INTRODUCTION

This report is mainly concerned with Precambrian rocks which form a positive wedge between the lowlands of the Ottawa and Gatineau Rivers. The map covers an area of about 65 square miles; its centre is about 10 miles northwest of the Parliament Buildings in Ottawa and can easily be reached via Quebec Highway 11, the Mine Road or the Mountain Road. The rather irregular map-area was chosen to straddle a pronounced linear feature, the Eardley Escarpment, and to include the interesting petrologic areas near Meach Lake and the Forsyth Mine. Rock exposure is generally good but much of the syenite is obscured by swamp.

The Precambrian geology has previously been investigated only by reconnaissance surveys. A geological map of a large area surrounding Ottawa, on the scale of approximately 1 inch = 4 miles, was published by MacDonald (1968). An area extending southward to within half a mile of the present map was mapped in detail by Béland (1954). Another area, extending eastward to within 1 mile of the southwest corner of the present survey, was mapped by Sabourin (1965). The Paleozoic geology was described by Wilson (1946), the hydrogeology by Brandon (1961), and the surficial geology by Gadd (1962). A number of field excursions in the area have been described by the writer (Hogarth, 1962).

TOPOGRAPHY AND LANDSLIDES

Relief is moderate, with elevations reaching 1317 feet in the western part of the area and a low of 210 feet in the valley of Breckenridge Creek (N.T.S. sheet 31G/12d). The most prominent topographic feature is the Eardley Escarpment, which fronts the Ottawa Valley and rises to a maximum of 900 feet above it on its northeastern margin. Northward the ridge drops steeply to the valley containing Meach and Harrington Lakes, about 650 feet below. The valley forms a prominent depression parallel to the Eardley Escarpment. Still further north hills rise 200 feet above this valley.

The two Lakes, Meach and Harrington, cover a considerable portion of the northwest section. Meach, Harrington, Kingsmere and Pinks Lakes have well defined margins, but others, such as Black, Mud, Fortune, Mulvihill and Fairy Lakes, tend to have swampy shorelines. Lakes are shallow, the maximum depth being about 70 feet at Fortune Lake.

Unstable marine clays are well known near the Ottawa River and tributary streams. The sensitivity or strength of the clay on remolding is low, commonly less than 1% of the original strength in local clays (Crawford, 1961). Because of this, clays liquify on slight disturbance, flowing downhill and carrying with them topsoil, trees and large blocks of undisturbed clay. The resulting scars are typically crescentic with the open crescent pointing downhill in the direction of flow.

The Ottawa Valley is scarred by recent and ancient landslides with individual scars up to 15 square miles near Hawkesbury, Ontario. In the map-area landslip scars are common along Chelsea Brook, Breckenridge Creek and Leamy Creek. The largest landslide is on the north side of Chelsea Brook near the northeastern boundary of the map and affects an area of about 135 acres. A much smaller one occurred on Breckenridge Creek, 2 1/2 miles west of Larriaults Hill, in 1963 (Crawford, 1967) toppling a small tower for auxiliary power load and thereby causing a minor brush fire.

GENERAL GEOLOGY

Most consolidated rocks in the map-area are Precambrian showing some degree of fabric imposed by the latest regional metamorphism during the Grenville orogeny, 900-1,100 million years ago. They are mapped as six metamorphic units (1-6) and five weakly metamorphic units of probable igneous origin (7-11).

Precambrian metamorphic rocks (units 1-6)

Diopside and amphibole-rich gneisses (1) are dark-green rocks commonly intruded by pink granitic dykes and sills. Outcrops of diopside gneiss in the Black Lake – Camp Fortune area contain a great deal of pegmatite and are statistically mapped on the basis of which rock type prevails. There is a great variation in mineral content within the gneiss. The primary ferromagnesian mineral is salitic diopside which may be altered to hornblende, although some amphibole may be primary. Phlogopite is quite common; the characteristic feldspar is oligoclase, with microcline locally abundant. Sphene is always present in small amounts. A coarse, dark, massive rock (1c) which characteristically contains salite, andesine and varying amounts of scapolite is also included here. A good example of this rock extends southward through the east side of the Mackenzie King Estate and ends at a swamp 3500 feet south of Kingsmere Lake.

East of Pinks Lake grey to white aplite (2) forms a well-defined marker horizon and is composed of quartz, microcline, plagioclase and varying amounts of diopside and actinolite. Near the Mine Road the ferromagnesian minerals are altered and the rock is sheared.

Grey or brown biotite gneiss (3) is common but true pelitic assemblages are found only in the southeast end of the area where biotite-almandine gneiss prevails. Sillimanite gneiss is well developed near Pinks Lake and to the southeast. Hypersthene-garnet gneiss occurs locally in this region and also near Old Chelsea and the northwest end of Meach Lake. Cordierite gneiss was identified at several localities north and east of Pinks Lake but is not common. The plagioclase is commonly oligoclase, grading to andesine in the sillimanite and hypersthene-bearing gneisses. Albite-oligoclase is the common plagioclase in biotite gneiss below the Champlain Lookout; microcline and rarely orthoclase are the potash feldspars.

Quartzite is of two main types: thinly banded with much diopside and tremolite, and more thickly banded commonly with feldspars and phlogopite. The thinly banded type is transitional to calc-silicate rock and is included with it as unit 6f. The thickly banded type (4) is more closely related to biotite gneiss but, because it can easily be distinguished from it in the field, it is classified as a distinct unit.

Most marble (5) is calcitic. The large marble bodies north of Old Chelsea, south of Kingsmere Lake and near Pinks Lake contain little other than calcite, quartz, microcline-orthoclase and graphite. Phlogopite, diopside, actinolite and serpentine are present locally. Dolomite and dolomitic marble cannot be traced for great distances. They are found, for example, in the Dawson Field, about 3000 feet south of Old Chelsea, and along the northwest shore of Meach Lake. Characteristic accessory minerals are serpentine, spinel, phlogopite, chondrodite-group minerals and forsterite.

Small deposits of brucitic marble (5f) are present at several places on the west side of the map-area. Brucite nodules are commonly rimmed by dolomite; interstitial calcite and chondrodite are the only other important constituents.

Coarse green or purple calc-silicate rocks (6) are mainly composed of diopside with varying amounts of actinolite, phlogopite, feldspars and scapolite. True meta-pyroxenites (> 90% clinopyroxene) are present north of Fortune Lake and east of the lower end of the Notch Road.

Precambrian igneous and metaigneous rocks (units 7-14)

A large part of the map-sheet is occupied by "syenite" (7) at the southern end of the Wakefield Batholith which extends northward to Lac Lapêche and St. Pierre-de-Wakefield, outside the map-area. It is mottled pink or, more rarely, green or grey, medium to coarse grained and commonly porphyritic. Mesoperthite porphyroids are set in a granular matrix of microcline and oligoclase, with augite, hornblende and biotite segregated into poorly-defined layers and showing sub-parallel linear arrangement. Magnetite rimmed by sphene can be seen under the microscope. Variants of this syenite are well foliated with choloritized biotite (near the Mountain Road below the Eardley Escarpment), massive syenite with tabular microcline as Carlsbad twins (near the brucite area south of Meach Lake), alkalic syenite with microcline, albite-oligoclase and aegirine-augite (southern edge of the syenite area) and quartz-syenite (northwest of the large aplite mass). Massive salite-andesine rock (1c) may, in part, be a dioritic phase of the syenite.

Three areas of medium-grained, greyish, quartz-rich granitoid rocks (8) are present: north and south of Pinks Lake, and northeast of Old Chelsea. The Old Chelsea mass is differentiated with a quartz-diorite core surrounded by granodiorite, and with quartz-monzonite on the periphery. The mass to the north of Pinks Lake is quartz-monzonite and quartz-diorite, whereas that south of Pinks Lake appears to be mainly altered granodiorite. In each case biotite is the common ferromagnesian mineral. Only in parts of the Old Chelsea mass is a weak foliation discernible.

Granite (9) is commonly pegmatitic with irregularly distributed aplitic portions. Most of the pegmatites are sills such as those in the Camp Fortune – Black Lake region, which are normally unzoned and contain microcline, albite, oligoclase and quartz. The pegmatites are mostly pink but small ones in marble and calc-silicate rocks are commonly grey. Dark minerals are rare, the most common being andradite, tourmaline and augite (Kasowski and Hogarth, 1968). Pegmatites for which a relative age can be established are mainly pre-aplite, being cut by the latter although a few are post-aplite. They tend to cap tops of prominent topographic features such as McKinstrys Ridge, Kings Mountain, some of the Camp Fortune ski hills and O'Briens Hill. Pyroxene-rich granite crops out in fields below the Eardley Escarpment.

Pink aplite with alaskite composition (10) is present in an 8/10 square mile area south of Meach Lake and is best observed in McCloskeys Field. Mafic minerals are confined to radiating tufts, orbicular structures and veins of a bluish green sodic amphibole.

Within the aplite and syenite masses are isolated occurrences of intrusive carbonate rock mostly of dolomitic composition and coarsely crystalline texture (11). Carbonate bodies transect the foliation of the syenite, which in turn parallels the regional foliation. Some carbonate masses cut across lenticles of aplite. They commonly include fragments of country rock and may pass imperceptibly into breccias, fractured zones and finally into unfractured country rock. Borders of the carbonate bodies are lined with phlogopite and soda-amphibole (Hogarth, 1966).

Two small masses of coarse, greenish black peridotite (12) crop out near the Dennison Road, half a mile southwest of the Forsyth Mine. They contain about 50% actinolite and the remainder is made up of approximately equal amounts of forsterite, clinopyroxene and orthopyroxene. They have been intensely serpentinized.

Diorite (13) and diabase (14) are the only rocks with distinctive igneous texture. Diorite dykes up to 5 feet wide are found south of Kingsmere and in other regions. They are composed of hornblende, augite and sodic oligoclase, whereas some of the dykes cutting the Wakefield syenite have andesine as the feldspar. All show weak effects of retrograde metamorphism. Three diabase dykes mark the last episode of Precambrian history of the region, possibly 700 – 800 million years ago*. The two northern dykes average 75 feet in width whereas the southern dyke is about 200 feet wide. They are composed of augite and labradorite with minor magnetite and sporadic chlorite, probably pseudomorphic after olivine. Other retrograde effects are lacking.

Metamorphism of Precambrian rocks

In most cases pelitic mineral suites indicate that regional metamorphism produced assemblages in the hornblende granulite subfacies (granulite facies) but a few rocks in the Pinks Lake region suggest upper amphibolite facies and some north of Old Chelsea suggest pyroxene granulite subfacies (granulite facies). Metamorphism of impure dolomite commonly did not proceed beyond the diopside stage although forsterite-bearing marbles are scattered throughout the area. Near Pinks Lake quartz commonly coexists with calcite.

Superimposed on the regional metamorphism are local contact effects, such as the presence of wollastonite and vesuvianite in marble near the Wakefield Syenite. Within 15 feet of diabase the optic angle of microcline decreases, becoming almost 0° at the contact, indicating high temperature. Pink marble changes to black marble near these dykes indicating a partial reduction of calcite with hematite inclusions to graphite and magnetite.

* K/Ar age determinations give an age of 450 million years, equivalent to Middle Ordovician. This age is hard to reconcile with geological observation. The dyke swarm is well developed near Paleozoic rocks yet has not been observed cutting them nor have equivalent volcanic sheets been observed at the base of the Paleozoic rocks.

Paleozoic sedimentary rocks (units 15-17)

Paleozoic (Middle Ordovician) rocks crop out only in the lowlands and were deposited on an extremely irregular surface. Non-fossiliferous Nepean Sandstone (15), containing only quartz and a very small quantity of pyrite, is present as several small outcrops on a branch of Chelsea Brook north of the Mine Road. Sparsely fossiliferous arenaceous limestones and calcareous siltstones of the Rockcliffe Formation (16) occur in the southwest and southeast portions of the map-sheet. In the southeast area there is a considerable amount of detrital andesine of unknown provenance. The Black River and Trenton Limestones of the Ottawa Formation (17) are highly fossiliferous and relatively pure, but generally become arenaceous and barren near the Eardley Fault. This may indicate that an escarpment existed in Ordovician time and that any fossils were destroyed by subsequent faulting. However, it should be noted that outcrops of Trenton and Black River limestones are rare; the outcrops exposed in widening of the Mountain Road in 1961 were later covered over.

Structural Geology of Precambrian and Paleozoic rocks

Folds in Precambrian rocks in the northern part of the area tend to be isoclinal. Most have steeply dipping axial planes. North of Old Chelsea axial planes trend northwards whereas south of the Champlain Lookout they trend east (see inset map). This trend of axial planes contrasts markedly with those of folds immediately to the east (west of Black Lake) where axial planes bear N20°E. Similar contrasting trends are found north of Meach Lake. Proceeding south and east from Kingsmere, folds open out with axial planes trending northeast. In general, mineral lineations parallel major fold axes, which vary from east-west, with low plunge, to northeast with 45° plunge. A second set of folds with axes trending N50°W and plunging 40 – 60° in that direction appears to be later because it truncates the northeast-trending set.

The Paleozoic rocks dip gently northeastward, although near large faults the dip steepens. For instance in the southeast corner of the map-sheet dips up to 50°E are encountered; more rarely the direction of dip is reversed.

Prominent linear features, at least some of post-Precambrian age, run transversely across the Precambrian ridge and trend N55 – 85°E. The most prominent of these contains Mud Lake and crosses Marshalls and Slalom hills at Camp Fortune. It has several shatter zones sealed with calcite, quartz, and chlorite. A linear extension can be traced eastward to the Gatineau River and thence 10 miles to the River Petite Blanche. It is interesting that such a large, linear feature shows little horizontal displacement.

Large faults, trending N50 – 70°W, are marked by discontinuous shatter zones that are either open or are sealed by coarse calcite and barite. Some have produced zones of chlorite and mylonite in the surrounding rocks. Most transect the N55 – 85° E system and are, at least in part, post-Trenton. The Eardley Fault can be traced along the Mountain Road for 1.7 miles with a possible westward extension reappearing after another 1.2 miles and continuing for 800 feet. The Eardley Fault is downthrown on its south side, whereas the Hull-Gloucester Fault to the southeast is downthrown on its north side. The latter can be traced northward through Fairy Lake as far as Gamelin Boulevard but its extension for another 1 1/2 miles can only be inferred from topography and the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks. Another fault system, possibly also post-Trenton, extends 3000 feet northwest from Old Chelsea along the Meach Lake Road. A second valley to the northwest and containing Meach Lake, Harrington Lake and Lac Philippe may mark an extension of this zone. The distribution of diopside gneisses and calc-silicate rocks suggests an apparent left-hand, horizontal displacement of 4000 feet. The Eardley Escarpment, which proceeds stepwise northwesterly, may be a result of a combination of both fault systems.

Pleistocene and Recent

Large-scale features of indisputable glacial origin are rare in this region. There are small scattered areas of till such as those near Kingsmere Lake but eskers seem to be lacking. A long narrow trail of unsorted boulders that can be followed from the southwest end of Meach Lake along the south side of Harrington Lake is presumably a moraine.

At the close of the Pleistocene epoch the Ottawa-St. Lawrence area was greatly depressed by the burden of ice and the valleys of the Ottawa and lower Gatineau Rivers became flooded with salt water as the glaciers withdrew. This sea, the Champlain Sea, covered the land in places to depths of several hundred feet. Radiocarbon dates indicate ages of 11,500 years to 8,500 years B.P. for this marine invasion.

Raised beaches and terraces, marking the former shoreline of the Champlain Sea, are numerous in this area but are best developed on the flat country on the flanks of the Precambrian spur. The highest strand line (elevation 690 feet) is at the western edge of the Penguin Field, 3/4 mile northeast of Kingsmere Lake (Johnston, 1917, pp. 17-18). A number of lower beaches in the valley leading to Kingsmere Lake from the east are also noted by Johnston. Terraces are in evidence on the Freeman Road at elevations of 255 and 310 feet. South of Pink Road beaches are developed at elevations of 305, 315, and 350 feet.

Thick unconsolidated sediments (mainly clay) of the Champlain Sea underlie the area south and east of Old Chelsea. Gadd (1962) believes these sediments were re-worked by later lake water. Deep wells near the Freeman Road establish a depth of at least 200 feet of clay. Another deep trough containing Champlain sediments appears to underlie a small creek running parallel to the Mountain Road and draining westward into Lac de La Montagne. A northerly extension of this trough was shown by drilling to be 400 feet deep. Here and there lens-shaped bodies of sand and gravel are exposed in pits.

Fossil pelecypods such as *Macoma balthica* (Linn.), *Hiatella arctica* (Linn.) and *Yoldia arctica* (Gray) may be found in many of the gravel pits of the region and are especially abundant in the Proulx Pit. It seems probable that these have been transported to their present sites from elsewhere. Pelecypods are also found in the Champlain sediments along Chelsea Brook, in Leamy Creek near the Dennison Road and at many other places.

Near the landslide on Breckenridge Creek and on a southward-flowing tributary a mile to the northwest, are found concretions, a few of which contain fossil fish *(Mallotus villosus* (Müller)).

ECONOMIC GEOLOGY

Mica (phlogopite) deposits occur in Precambrian units 1 to 9 but have not been found in Precambrian units 10 to 14 or in post-Precambrian rocks. They are most common in calc-silicate rocks (unit 6). Many mica deposits have accumulations of apatite and some such as those near the Mountain Road below the Champlain Lookout, contain more apatite than mica.

The mica mines were small (de Schmid, 1912) and were mostly worked from pits and trenches, a few from shafts and adits. The largest vein was followed for about 500 feet and was about 6 feet wide; the deepest working was about 150 feet below the surface. Most of the occurrences are shown on the map.

Apatite production reached its peak about 1890 and mica about 1910. No mines are now in operation but some of the old mica mines (for example the McConnell Mine near Meach Lake, the Headley Mine near the Notch Road and the Pinks Lake Mine) were reopened after 1945.

Magnetite has been mined sporadically since the 1850's from the Forsyth and Baldwin Mines. Considerable underground exploration has been done at the Forsyth Mine since 1957. The iron deposits are presently owned by Corgemines Ltd.

Molybdenite occurs near the Champlain Lookout, where a number of trenches were dug by the National Molybdenite Co. during World War I. Small quantities of barite, feldspar and roadmetal (diabase) have been mined in the district. Limestone is now quarried from two pits off the Cook Road and sand and gravel is excavated from several large pits south of the Mountain Road.

REFERENCES

Béland, R. 1954: Preliminary report on Wakefield area, Gatineau County; *Quebec Dept. Mines*, Prelim. Rept., No. 298.

Brandon, L.V. 1961: Preliminary report on hydrogeology, Ottawa-Hull area, Ontario and Quebec; *Geol. Surv. Can.*, Paper 60-23.

Cirkel, F. 1909: Report on the iron ore deposits along the Ottawa (Quebec Side) and Gatineau Rivers; *Canada, Mines Br.*, Pub. 23.

Crawford, C.B. 1961: Engineering studies of Leda clay; in "Soils of Canada", *Roy. Soc. Can.* Spec. Rept. 3, pp. 200 – 217.

_______ & Eden, W.J. 1967: Stability of natural slopes in sensitive clay; *J. Soil Mech. and Foundations Div., ASCE*, Vol. 93, No. SM4, pp. 419-436.

Eardley-Wilmot, V.L. 1925: Molybdenum: Metallurgy and uses and the occurrence, mining and concentration of its ores; *Canada, Mines Br.*, Pub. 592.

Gadd, N.R. 1962: Surficial Geology of the Ottawa map area, Ontario and Quebec 31G/5; *Geol. Surv. Can.*, Paper 62-16.

Hogarth, D.D. 1962: A guide to the geology of the Gatineau-Lievre district; *Can. Field-Nat.*, Vol. 76, pp. 1-55.

_______ 1966: Intrusive carbonate rock near Ottawa, Canada; *Min. Soc. India*, IMA Volume, pp. 45-53.

Johnston, W.A. 1917: Pleistocene and recent deposits in the vicinity of Ottawa with a description of the soils; *Geol. Surv. Can.*, Mem. 101.

Kasowski, M.A. and Hogarth, D.D. 1968: Yttrian andradite from the Gatineau Park, Quebec; *Can. Min.*, Vol. 9, pp. 552 – 558.

MacDonald, G. 1968: Geology, Ottawa region; *Carleton Paper* 67-1.

Sabourin, R.J.E. 1965: Bristol-Masham area, Pontiac and Gatineau Counties; *Quebec Dept. Nat. Res.*, Geol. Rept. 110.

de Schmid, H.S. 1912: Mica; its occurrence, exploitation and uses, Second Edition; *Canada, Mines Br.*, Pub. 118.

Wilson, A.E. 1946: Geology of the Ottawa-St. Lawrence Lowland, Ontario and Quebec; *Geol. Surv. Can.*, Mem. 241.

GÉOLOGIE DE LA PARTIE SUD DU PARC DE LA GATINEAU RÉGION DE LA CAPITALE NATIONALE

D.D. Hogarth

INTRODUCTION

Ce rapport concerne essentiellement les roches précambriennes formant un triangle entre les parties basses des vallées des rivières d'Outaouais et Gatineau. La carte couvre une région d'une superficie d'environ 65 milles carrés dont le centre est situé approximativement à 10 milles au nord-ouest des édifices du Parlement à Ottawa et dont l'accès est aisé par la route du Québec 11, le chemin de la Mine ou le chemin de la Montagne. La région chevauche un linéament prononcé: l'escarpement d'Eardley et comprend les régions d'intérêt pétrologique situées près du lac Meach et de la Mine Forsyth. Les affleurements sont généralement bons mais une grande partie de la syénite est cachée par du marécage.

La géologie précambrienne n'a été étudiée auparavant que par des levés de reconnaissance. Une carte géologique à grande échelle (1 pouce = 4 milles) des environs d'Ottawa a été publiée par MacDonald (1968). L'étude détaillée d'une zone s'étendant vers le sud à 1/2 mille de cette carte-ci a été entreprise par Béland (1954). La carte d'une autre région s'étendant vers l'est de l'extrémité sud-ouest de cette carte-ci a été établie par Sabourin (1965). La géologie du Paléozoïque a été décrite par Wilson (1946) l'hydrogéologie par Brandon (1961) et la géologie superficielle par Gadd (1962). Le compte-rendu d'un certain nombre d'excursions dans la région a été publié par l'auteur (Hogarth, 1962).

TOPOGRAPHIE ET GLISSEMENTS DE TERRAIN

Le relief est modéré, avec des altitudes atteignant un maximum de 1,317 pieds dans la partie ouest et un minimum de 210 pieds dans la vallée du ruisseau Breckenridge. L'élément topographique le plus marqué, celui de l'escarpement Eardley, s'élève à une hauteur de 900 pieds au-dessus de la rive nord-est de la rivière Outaouais dont elle domine la vallée. Au nord, la crête de l'escarpement s'abaisse brusquement vers la vallée des lacs Meach et Harrington, 650 pieds plus bas. Cette vallée forme une dépression importante parallèle à l'escarpement Eardley. Plus au nord, des collines s'élèvent à une hauteur de 200 pieds au-dessus de la vallée.

Les lacs Meach et Harrington (Mousseau) couvrent une grande partie de la section nord-ouest. Les rives des lacs Meach, Harrington, Kingsmere et Pink sont bien définies tandis que d'autres comme celles des lacs Black, Mud, (Bourgeois), Fortune, Mulvihill et des Fées sont de caractère marécageux. Les lacs sont peu profonds, le maximum de profondeur atteignant 70 pieds au lac Fortune.

Des argiles marines instables sont bien connues près de la rivière Outaouais et de ses tributaires. La sensibilité et résistance de l'argile au remoulage est faible, généralement moins de 1% de la résistance originale dans les argiles locales (Crawford, 1961). A cause de celà l'argile se liquéfie à la moindre perturbation, s'écoulant vers le bas des pentes en emportant le sol de couverture, ainsi que des arbres et de larges blocs d'argile non-dérangée. Il en résulte des cicatrices caractéristiques en forme de croissant dont l'ouverture pointe vers le bas dans la direction de l'écoulement.

La vallée de l'Outaouais est marquée par des glissements de terrain récents et anciens dont les cicatrices individuelles atteignent jusqu'à 15 milles carrés près de Hawkesbury, Ontario. Dans la région cartographiée ces cicatrices sont fréquentes le long des ruisseaux Chelsea, Breckenridge et Leamy. Le glissement le plus important est situé au nord du ruisseau Chelsea près de la limite nord-est de la carte et recouvre une superficie d'environ 135 acres. Un glissement bien moindre s'est produit le long du ruisseau Breckenridge à 2 milles et demi à l'ouest de la côte Larriault, en 1963 (Crawford et Eden, 1967) renversant une petite tour de relais électrique auxiliaire et causant ainsi un petit incendie de broussaille.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La plupart des roches consolidées de la région cartographiée sont précambriennes et dénotent une certaine texture résultant du dernier métamorphisme régional pendant l'orogenèse de Grenville, datant de 900 à 1,100 millions d'années. On les a cartographiées en six unités métamorphiques (1-6) et cinq unités faiblement métamorphiques probablement d'origine ignée (7-11).

ROCHES MÉTAMORPHIQUES PRÉCAMBRIENNES (UNITÉS 1 À 6)

Des gneiss riches en diopside et amphibole (1) sont des roches vert-foncé dans lesquelles des dykes et filons-couches granitiques roses font intrusion. Les affleurements de gneiss à diopside dans la région du lac Black — Camp Fortune contiennent beaucoup de pegmatites et sont cartographiés suivant le type de roche qui prédomine. Le contenu minéral du gneiss varie de façon considérable. Le minéral ferromagnésien primaire est du diopside salitique qui peut être changé en hornblende, bien qu'une partie de l'amphibole soit peut-être primaire. La phlogopite est commune. Le feldspath caractéristique est l'oligoclase, avec microcline abondant localement. Le sphène est toujours présent en petites quantités. Une roche massive, grossière, sombre (1c) qui contient typiquement de la salite, de l'andésine et une quantité variable de scapolite est aussi comprise dans cette unité. Un bon exemple de cette roche s'étend vers le sud à travers la partie est du domaine Mackenzie King et se termine à un marais situé à 3,500 pieds au sud du lac Kingsmere.

A l'est du lac Pink, de l'aplite (2) grise à blanche composée de quartz, microcline, plagioclase et de quantités variables de diopside et d'actinote forme un horizon repère bien défini. Près du chemin de la Mine les minéraux ferromagnésiens sont altérés et la roche est cisaillée.

Du gneiss gris ou brun à biotite (3) est commun mais les seuls assemblages vraiment pélitiques n'ont été trouvés qu'à l'extrémité sud-est de la région, là où le gneiss à biotite et almandin prédomine. Le gneiss à sillimanite est bien développé près du lac Pink et au sud-est. Du gneiss à hypersthène et grenat se trouve localement dans la région ainsi qu'aux abords d'Old Chelsea et à l'extrémité nord-ouest du lac Meach. Du gneiss à cordiérite a été identifié à plusieurs endroits au nord et à l'est du lac Pink, mais il n'est pas commun. Le plagioclase est généralement de l'oligoclase passant à de l'andésine dans les gneiss à sillimanite et hypersthène. L'albite-oligoclase est le plagioclase commun dans le gneiss à biotite au-dessous du belvédère Champlain; le microcline et rarement l'orthose sont les feldspaths potassiques.

Il y a deux principaux types de quartzite: l'un finement stratifié avec beaucoup de diopside et de trémolite, l'autre à lits plus épais généralement avec feldspath et phlogopite. Le type finement lité est en transition avec une roche calcaro-siliceuse et forme avec celle-ci l'unité 6f. Le type à lits épais (4) est apparenté plus intimement au gneiss à biotite, mais parce qu'on l'en distingue facilement sur le terrain il est classé comme unité distincte.

La majorité du marbre (5) est à calcite. Les grands massifs de marbre au nord d'Old Chelsea, au sud du lac Kingsmere et près du lac Pink contiennent presque uniquement de la calcite, du quartz, du microcline-orthose et du graphite. Phlogopite, diopside, actinote et serpentine se trouvent par endroits. On ne peut suivre la dolomie ou le marbre dolomitique sur de longues distances. On en trouve par exemple au Champ Dawson, environ 3,000 pieds au sud d'Old Chelsea et le long de la rive nord-ouest du lac Meach. Les minéraux accessoires caractéristiques sont: serpentine, spinelle, phlogopite et minéraux du groupe de la chondrodite et forstérite.

On trouve de petits dépôts de marbre à brucite (5f) à plusieurs endroits dans la partie ouest de la région cartographiée. Les nodules de brucite ont généralement une couronne de dolomite, les seuls autres constituants importants sont la calcite et la chondrodite intersticielles.

Des roches calcaro-siliceuses à grain grossier vert ou violet (6) sont composées principalement de diopside avec des quantités variables d'actinote, phlogopite, feldspaths et scapolite. On trouve de vraies métapyroxénites (>90% clinopyroxène) au nord du lac Fortune et à l'est de l'extrémité inférieure du chemin Notch.

ROCHES IGNÉES ET MÉTA-IGNÉES PRÉCAMBRIENNES (UNITÉS 7 À 14)

La syénite, qui est sous-jacente à une grande partie de la région, (7) forme l'extrémité sud du batholite de Wakefield s'étendant vers le nord au-delà de la région cartographiée jusqu'au lac Lapêche et St. Pierre de Wakefield. Elle est rose marbré ou plus rarement verte ou grise à grain moyen ou grossier et souvent porphyrique. Des prophyroïdes de mésoperthite sont entourés par une matrice grenue de microcline et d'oligoclase avec augite, hornblende et biotite séparés en niveaux mal définis et sont ordonnés suivant un arrangement linéaire sub-parallèle. De la magnétite à couronne de sphène est visible au microscope. Comme variante de cette syénite on trouve une syénite à bonne foliation avec biotite chloritisée (près du chemin de la Montagne sous l'escarpement Eardley), une syénite massive à microcline tabulaire à mâcle de Carlsbad (près de la zone de brucite au sud du lac Meach), une syénite alcaline à microcline albite-oligoclase et aegirine-augite (bord sud de la zone de syénite) et une syénite quartzifère (au nord-ouest de la grande masse aplitique). Une roche massive à salite-andésine (1c) peut être en partie une phase dioritique de la syénite.

Trois zones de roches granitoïdes riches en quartz, à grain moyen, grises (8) sont présentes: au nord et au sud du lac Pink, et au nord-est d'Old Chelsea. Le massif d'Old Chelsea est différencié, montrant un centre de diorite quartzifère entouré de granodiorite, et de monzonite quartzifère à la périphérie. Le massif au nord du lac Pink est formé par une monzonite quartzifère et diorite quartzifère tandis que celui au sud du lac Pink semble être surtout de la granodiorite altérée. Dans chaque massif le minéral ferromagnésien commun est la biotite. Une faible foliation ne peut être discernée que dans certaines parties du massif d'Old Chelsea.

Le granite (9) est généralement pegmatique avec des parties aplitiques distribuées irrégulièrement. La plupart des pegmatites sont des sills comme ceux de la région du Camp Fortune — lac Black qui ne sont généralement pas zonés et qui contiennent microcline, albite, oligoclase et quartz. La plupart des pegmatites sont roses, mais on en trouve de petites masses dans le marbre et les roches calcaro-siliceuses qui sont généralement grises. Les minéraux foncés sont rares, les plus communs étant l'andradite, la tourmaline et l'augite (Kasowski et Hogarth, 1968). Dans le cas de certaines pegmatites on peut établir un âge relatif pré-aplite, celles-ci étant recoupées par cette dernière, mais quelques-unes sont poste-aplites. Elles tendent à couvrir les sommets topographiques proéminents tels que la crête McKinstry, la montagne King, certaines des pentes de ski de Camp Fortune et la colline O'Brien. Du granite à pyroxène affleure dans les champs sous l'escarpement Eardley.

De l'aplite rose à composition d'alaskite (10) est présente dans une région de 0.8 mille carrés au sud du lac Meach et peut être le mieux observée dans le champ McCloskey. Les minéraux mafiques se bornent à des cristaux rayonnants, des structures orbiculaires et des veines d'amphibole sodique vert bleuâtre.

Dans l'aplite et les massifs de syénite, on trouve des intrusions isolées de roches carbonatées de composition surtout dolomitique et à texture grossièrement cristalline (11). Ces masses de carbonate recoupent la foliation de la syénite qui est elle-même parallèle à la foliation régionale. Certaines recoupent des lentilles d'aplite. Elles comprennent généralement des fragments de roche encaissante et peuvent passer imperceptiblement à des brèches, zones fracturées et finalement roches encaissantes non fracturées. Les contacts de ces masses de carbonate sont soulignés par de la phlogopite et de l'amphibole sodique (Hogarth, 1966).

Deux petits massifs de péridodite noire verdâtre, à grain grossier (12) affleurent près du chemin Dennison, un demi mille au sud-ouest de la mine Forsyth. Ils contiennent environ 50% d'actinote, le reste étant formé de proportions à peu près égales de forstérite, de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Ils ont été très serpentinisés.

La diorite (13) et le diabase (14) sont les seules roches à texture ignée distincte. Au sud de Kingsmere et ailleurs on trouve des filons de diorite ayant jusqu'à 5 pieds de largeur. Ils sont formés de hornblende, d'augite et d'oligoclase sodique tandis que certains filons recoupant la syénite de Wakefield ont de l'andésine comme feldspath. Tous indiquent faiblement des effets de métamorphisme rétrograde. Trois filons de diabase sont les témoins du dernier épisode intrusif de l'histoire précambrienne de la région, datant peut-être de 700 à 800 millions d'années*. Les deux filons nord ont en moyenne 75 pieds de large tandis que le filon sud est large de 200 pieds. Ils sont formés d'augite et de labrador avec un peu de magnétite et de chlorite sporadique probablement pseudomorphe d'olivine. On ne relève pas d'autres effets rétrogrades.

* L'âge déterminé au K/Ar est de 450 millions d'années équivalent à l'ordovicien moyen. Cet âge est difficile à accorder avec l'observation géologique. La concentration de filons est bien développé auprès des roches paléozoïques, cependant on n'a pas encore observé qu'ils recoupent celles-ci et aucune coulée volcanique équivalente n'a été observée à la base des roches paléozoïques.

MÉTAMORPHISME DES ROCHES PRÉCAMBRIENNES

Dans la plupart des cas, la suite minérale pélitique indique que le métamorphisme régional produisit les assemblages du sous-faciès granulite à hornblende (faciès granulite) mais quelques roches de la région du lac Pink suggèrent un faciès amphibolite supérieur et certaines au nord d'Old Chelsea suggèrent un sous-faciès granulite à pyroxène (faciès granulite). Le métamorphisme de la dolomie impure généralement n'a pas dépassé le stade du diopside bien que les marbres à forstérite parsèment la région. Près du lac Pink le quartz co-existe généralement avec la calcite.

Superposés au métamorphisme régional on trouve des effets de contact locaux tels que la présence de wollastonite et vésuvianite dans le marbre côtoyant la syénite de Wakefield. A 15 pieds du diabase l'angle optique du microcline diminue, devenant presque nul au contact, indiquant une température élevée. Le marbre rose fait place au marbre noir près de ces filons, indiquant une réduction partielle de la calcite à inclusions d'hématite en graphite et magnétite.

ROCHES SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES (UNITÉS 15 À 17)

Les roches paléozoïques (Ordovicien moyen) affleurent uniquement dans les vallées et ont été déposées sur une surface extrêmement irrégulière. Le grès Népéen non-fossilifère (15) ne contenant que du quartz et un tout petit peu de pyrite apparaît en plusieurs petits affleurements sur un bras du ruisseau Chelsea au nord du chemin de la Mine. Des calcaires arénacés peu fossilifères et des roches silteuses calcaires de la formation de Rockcliffe (16) sont observables dans les parties sud-ouest et sud-est de la carte. Dans la région sud-est il y a une quantité considérable d'andésine détritique d'origine inconnue. Les calcaires de Black River et de Trenton de la formation d'Ottawa (17) sont très fossilifères et relativement purs mais deviennent généralement arénacés et non fossilifères près de la faille Eardley. Ceci indique peut-être la présence d'un escarpement au cours de l'Ordovicien et la destruction des fossiles par des failles ultérieures. Cependant il faut noter que les affleurements de calcaire de Trenton et Black River sont rares; les affleurements mis en évidence lors de l'élargissement du chemin de la Montagne en 1961 ont été recouverts par la suite.

GÉOLOGIE STRUCTURALE DES ROCHES PRÉCAMBRIENNES ET PALÉOZOÏQUES

Les plis dans les roches précambriennes de la partie nord de la région tendent à être isoclinaux. La plupart ont des plans axiaux très redressés. Au nord d'Old Chelsea, les plans axiaux sont orientés vers le nord tandis qu'au sud du belvédère Champlain ils sont orientés vers l'est (voir carte). La direction des plans axiaux s'oppose de façon marquée à celle des plis situés immédiatement à l'est (à l'ouest du lac Black) et dont les plans axiaux sont orientés N 20° E. Des directions également variables sont trouvées au nord du lac Meach. En partant vers le sud et l'est depuis Kingsmere, les plis s'ouvrent avec des plans axiaux orientés vers le nord-est. En général les linéations des minéraux sont parallèles aux principaux axes des plis qui varient de est-ouest, avec plongement faible, à nord-est, avec plongement de 45 degrés. Un deuxième système de plis aux axes orientés N 50° W et plongeant de 40 à 60 degrés dans cette direction semble être postérieur car il recoupe le système d'orientation nord-est.

Les roches paléozoïques s'inclinent en pente faible vers le nord-est, bien que le pendage s'accentue près des failles importantes. Par exemple à l'extrémité sud-est de la carte, on trouve des pendages atteignant jusqu'à 50° E; la direction du pendage est rarement renversée.

Des caractères linéaires proéminents, certains au moins d'âge post-précambrien recoupent transversalement la crête précambrienne et ont une direction N 55 – 85° E. Le plus important contient le lac Mud et traverse les pentes Marshall et Slalom à Camp Fortune. Il comprend plusieurs zones de broyage cimentées par de la calcite, du quartz et de la chlorite. Sa prolongation en ligne droite peut être suivie vers l'est jusqu'à la rivière Gatineau et encore 10 milles au-delà jusqu'à la rivière Petite Blanche. Il est intéressant de noter qu'une structure linéaire de cette importance n'indique qu'un faible déplacement horizontal.

De larges failles, d'orientation N 50 – 70° W, sont marquées par des zones broyées discontinues tantôt ouvertes, tantôt cimentées par de la calcite grossière et de la barytine. Certaines sont à l'origine des zones de chlorite et de mylonite dans les roches environnantes. La plupart recoupent le système N 55 – 85° E et sont au moins en partie post-Trenton. La faille Eardley peut être tracée le long du chemin de la Montagne sur 1.7 mille avec une extension possible vers l'ouest réapparaissant après 1.2 mille et continuant sur 800 pieds. La faille Eardley est affaissée sur son flanc sud tandis que la faille Hull-Gloucester au sud-est est affaissée sur son flanc nord. Cette dernière peut être suivie vers le nord à travers le lac des Fées jusqu'au Boulevard Gamelin, mais son extension sur un autre mille et demi est déduite de la topographie et de la distribution des roches du Précambrien et du Paléozoïque. Un autre système de failles, peut-être post-Trenton également, s'étend sur 3,000 pieds au nord-ouest depuis Old Chelsea le long de la route du lac Meach. Une seconde vallée plus au nord-ouest et contenant les lacs Meach, Harrington et Philippe peut marquer une extension de cette zone. La distribution des gneiss à diopside et roches calcaro-siliceuses suggère un décrochement horizontal apparent de 4,000 pieds. L'escarpement Eardley qui continue en échelon vers le nord-ouest peut être le résultat de la combinaison des deux systèmes de failles.

PLÉISTOCÈNE ET RÉCENT

Les éléments caractéristiques de grande échelle indiquant une origine glaciaire indiscutable sont rares. Il y a de petites zones éparses de till comme celles situées aux environs du lac Kingsmere, mais pas d'eskers. Une traînée de blocs non triés, étroite et longue, peut être suivie depuis l'extrémité sud-ouest du lac Meach le long de la rive sud de lac Harrington et est probablement une moraine.

Vers la fin du Pléistocène, la région Ottawa-St. Laurent fût très déprimée sous le poids d'une couverture de glace, et les vallées de la rivière Outaouais et Gatineau inférieure furent inondées par de l'eau salée lors de la récession des glaciers. Cette mer, la mer Champlain, atteint une profondeur de plusieurs centaines de pieds par endroits. Les datations au radiocarbone indiquent des âges de 11,500 ans à 8,500 ans pour cette invasion marine.

Des plages soulevées et terrasses marquant l'ancien rivage de la mer Champlain sont nombreuses et particulièrement bien développées sur les régions plates des flancs de l'éperon précambrien. La ligne de plage la plus élevée (690 pieds d'altitude) est au bord ouest du Champ Penguin 3/4 de mille au nord-est du lac Kingsmere (Johnston, 1917, pp. 17-18). Un nombre de plages plus basses, dans la vallée conduisant au lac Kingsmere depuis l'est, sont aussi notées par Johnston. Des terrasses sont visibles sur le chemin Freeman aux altitudes de 255 et 310 pieds. Au sud du chemin Pink, des plages sont établies à des altitudes de 305, 315 et 350 pieds. D'épais sédiments non-consolidés (surtout de l'argile) de la mer Champlain occupent la région située au sud et à l'est d'Old Chelsea. Gadd (1962) indique la possibilité d'un remaniement ultérieur de ces sédiments par des lacs. Des puits profonds près du chemin Freeman indiquent une profondeur d'au moins 200 pieds d'argile. Un autre fossé profond contenant des sédiments Champlain semble sous-jacent à un petit ruisseau au cours parallèle au chemin de la Montagne et s'écoulant vers l'ouest dans le lac de la Montagne. Une extension de ce fossé vers le nord atteint une épaisseur de 400 pieds, mesurée par forage. Ici et là des masses en forme de lentille de sable et gravier sont exposées dans des gravières.

Des pélécypodes fossiles tels que *Macoma balthica* (Linn.), *Hiatella arctica* (linn.) et *Yoldia arctica* (Gray) ont été trouvés dans de nombreuses gravières de la région et sont spécialement abondants dans la gravière Proulx. Il semble probable qu'ils ont été transportés jusqu'à leur site actuel. On trouve aussi des pélécypodes dans les sédiments Champlain le long du ruisseau Chelsea, dans le ruisseau Leamy, près du chemin Dennison et en de nombreux autres endroits.

Près du glissement de terrain du ruisseau Breckenridge et dans un ruisseau tributaire s'écoulant vers le sud à un mille au nord-ouest, on trouve des concrétions dont quelques unes contiennent des poissons fossiles *(Mallotus Villosus* (Müller)).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

On trouve des dépôts de mica (phlogopite) dans les unités 1 à 9 mais aucun n'a été trouvé dans les unités 10 à 14, ni dans les roches post-précambriennes. Ils sont surtout communs dans les roches calcaro-siliceuses (unité 6). Beaucoup de dépôts de mica ont des accumulations d'apatite et certains, tels que ceux situés près du chemin de la Montagne, au-dessous du belvédère Champlain, ont plus d'apatite que de mica.

Les mines de mica étaient petites (de Schmid, 1912) et furent surtout exploités à partir de puits à ciel ouvert et de tranchées bien que quelques puits et galeries aient été creusés. La veine la plus large fut suivie sur environ 500 pieds et était large d'environ 6 pieds; l'exploitation la plus profonde était d'environ 150 pieds sous la surface du sol. La plupart des gîtes sont indiqués sur la carte.

La production d'apatite atteignit son maximum vers 1890 et celle de mica vers 1910. Aucune mine n'est actuellement en opération mais certaines des vieilles mines de mica (par exemple la mine McConnell près du lac Meach, la mine Headley près du chemin Notch et la mine du lac Pink) ont été réouvertes après 1945.

La magnétite a été exploitée de manière sporadique depuis 1850 dans les mines Forsyth et Baldwin. Une exploration souterraine considérable a été poursuivie à la mine Forsyth depuis 1957. Les dépôts de fer sont actuellement la propriété de Corgemines Ltd.

On trouve de la molybdenite près du belvédère Champlain où un nombre de tranchées fut creusé par la National Molybdenite Co. pendant la première guerre mondiale. De petites quantités de barytine, de feldspath et de roche concassée pour revêtement routier (diabase) ont été exploitées dans le district. Du calcaire est actuellement exploité dans deux carrières près du chemin Cook et l'on tire du sable et du gravier de plusieurs gravières au sud du chemin de la Montagne.