

MC82  
.8C21gF  
no.1  
pt.1  
OCCS

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES  
BUREAU RÉGIONAL DE VENTE DE CARTES  
1535, CHEMIN STE-FOY, QUÉBEC

CANADA GIS 2P1  
MINISTÈRE DES MINES *épuisée*  
OUI CODERRE, MINISTRE A. P. LOW, SOUS-MINISTRE  
COMMISSION GÉOLOGIQUE  
R. W. BROCK, DIRECTEUR 8/71

LIVRET-GUIDE N° 1

**EXCURSION**  
*— dans —*  
*l'Est de la province*  
*de Québec*  
*et les provinces*  
**Maritimes**

PREMIÈRE PARTIE



OTTAWA  
IMPRIMERIE DU GOUVERNEMENT  
1914

LIVRET—GUIDE No 1

## EXCURSION

DANS

# L'Est de la province de Québec et les provinces Maritimes

(EXCURSION A 1.)

## PREMIÈRE PARTIE.

PUBLIÉ PAR LA COMMISSION GÉOLOGIQUE.

OTTAWA  
IMPRIMERIE DU GOUVERNEMENT  
1914

19577-L.

1.—Bk. 1.—Pt. 1.

This document was produced  
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une  
numérisation par balayage  
de la publication originale.





## TABLE DES MATIÈRES.

## PREMIÈRE PARTIE.

	PAGE
Introduction générale.....	11
GÉOLOGIE, Par G. A. Young.....	11
PHYSIOGRAPHIE. Par J. W. Goldthwait.....	16
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: MONTRÉAL À LÉVIS.	
Par G. A. Young.....	25
QUÉBEC ET ENVIRONS. Par Percy E. Raymond.....	27
Introduction .....	27
Formation Lorraine (Francfort).....	29
Formation Utica .....	29
Formation Trenton.....	30
Formation de Québec.....	30
Formation de Lévis .....	31
Formation de Sillery.....	32
Notes historiques .....	32
Explication probable de la structure géologique ....	34
Bibliographie .....	35
Description détaillée.....	36
LÉVIS: Les schistes et les conglomérats des formations	
Lévis et Sillery.....	36
De Lévis aux Chutes Montmorency .....	41
Les chutes Montmorency: (A) Haut de la chute,	
côté occidental.....	42
Les chutes Montmorency: (B) Haut de la chute,	
côté oriental.....	42
Les chutes Montmorency: (C) Pied de la chute....	43
Points Intéressants: Ville de Québec.....	43
1. Rue sous le Cap et Champlain.....	43
2. Face nord des falaises qui séparent la ville	
haute de la ville basse.....	46
Points intéressants: Lévis.....	48
QUÉBEC ET VOISINAGE: NOTES PHYSIOGRAPHIQUES.	
Par J. W. Goldthwait.....	50
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE LÉVIS À LA RIVIÈRE	
DU LOUP. Par G. A. Young.....	55
RIVIÈRE DU LOUP. Par G. A. Young.....	59
Introduction .....	59
Description détaillée.....	62
Bibliographie .....	69
RIVIÈRE DU LOUP: La submersion marine post-glaciaire.	
Par J. W. Goldthwait.....	70

	PAGE
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE LA RIVIÈRE DU LOUP À BIC. Par G. A. Young.....	71
BIC. Par G. A. Young.....	73
Introduction .....	73
Description détaillée.....	75
Bibliographie.....	81
BIC: La submersion marine post-Glaciaire. Par J. W. Goldthwait.....	82
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE BIC À MATAPÉDIA JUNCTION. Par G. A. Young.....	83
DALHOUSIE ET LA PENINSULE DE GASPÉ. Par John M. Clarke .....	90
Introduction.....	90
Plissements.....	93
Ordre de succession.....	89
Paléogéographie.....	97
ORIGINE DU GOLFE DE ST-LAURENT .....	98
Phénomènes glaciaires et post-glaciaires.....	100
Description détaillée.....	100
Percé.....	101
Vue de Percé du sommet de la route qui passe sur le Cap Blanc.....	101
Roche Percée.....	101
Cap Barré .....	103
Le mur rocheux entre les plages du nord et du sud .....	103
Mont Ste-Anne.....	105
Cap Blanc ou Whitehead .....	100
Ile Bonaventure .....	106
L'Ordovico-silurien du cap Blanc sud à Corner-of-the-Beach nord .....	108
Relations géologiques.....	102
Epaisseur relative des anciennes roches paléozoïques à Percé.....	110
Gaspé .....	111
GRANDE GRÈVE ET LE FORILLON.....	111
Discordance entre les calcaires dévoniens et les ardoises du Cap Des Rosiers .....	113
Relations entre les calcaires et les grès de Gaspé .....	115
Flore du grès de Gaspé. Par David White .....	115
Prolongement vers l'ouest des séries calcaires du Dévonien.....	116
Bibliographie .....	116
Section du Silurien à Black Cape.....	116
Bibliographie.....	119

	PAGE
BAIE SCAUMENAC.....	120
Bibliographie.....	122
DALHOUSIE.....	123
Bibliographie.....	125
BAIE DES CHALEURS: Notes physiographiques. Par J. W. Goldthwait .....	126
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DALHOUSIE À NIPISIGUIT JUNCTION. Par G. A. Young.....	128
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE NIPISIGUIT JONC- TION AUX MINES DE BATHURST. Par G. A. Young.....	131
MINES DE BATHURST. Par G. A. Young.....	132
Bibliographie .....	137
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE NIPISIGUIT JONC- TION À HALIFAX. Par J. A. Young.....	137
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: D'HALIFAX À WINDSOR. Par G. A. Young.....	130
HORTON-WINDSOR. Par W. A. Bell.....	143
Introduction.....	143
Pénéplaines crétacées et tertiaires .....	144
Basses terres triasiques.....	144
Plateau du sud.....	145
Montagne du nord.....	145
Basses terres carbonifères .....	146
Vallée d'Annapolis-Cornwallis .....	146
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: WINDSOR À AVONPORT.	147
Section à Horton Bluffs.....	148
Description générale.....	148
Âge géologique des séries Horton.....	150
La Flore d'Horton. Par David White.....	152
Les sections Windsor.....	154
Description générale.....	154
Âge géologique des séries Windsor.....	157
Notes industrielles.....	158
Bibliographie.....	159
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: WINDSOR À TRURO. Par G. A. Young.....	160
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: HALIFAX À ENFIELD. Par G. A. Young .....	164
LES SÉRIES AURIFÈRES DE NOUVELLE-ÉCOSSE. Par E. R. Faribault.....	166
Introduction .....	166
Les séries aurifères.....	168
Formation de Goldenville.....	169

	PAGE
Formation d'Halifax.....	170
Faciès métamorphiques.....	170
Tectonique.....	171
Age.....	175
Intrusions granitiques.....	176
Intrusions basiques.....	177
LES GITES AURIFÈRES.....	178
Caractère général et distribution.....	178
Veines interstratifiées.....	181
Veines plissées.....	184
Epaisseur des veines interstratifiées.....	185
Veines transversales ou de cassure.....	186
"Bull Veins".....	188
Veines obliques.....	188
Distribution du minerai.....	188
Zone d'exploitation.....	192
Origine.....	193
Production.....	200
Bibliographie.....	201
VUE DU DISTRICT AURIFÈRE D'OLDHAM. Par E. R. Faribault.....	202
Introduction.....	202
Emplacement.....	202
Géologie.....	203
Caractère du dépôt aurifère.....	204
Production.....	206
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: D'ENFIELD À L'EXTRÉ- MITÉ OCCIDENTALE DU DISTRICT AURIFÈRE D'OLDHAM.....	207
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DISTRICT AURIFÈRE D'OLDMAN.....	208
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: D'ENFIELD À TRURO. G. A. Young.....	216

## DEUXIÈME PARTIE

	PAGE
Le Groupe Riversdale-Union à Truro et dans la section typique le long du chemin de fer Intercolo- nial à l'est de Truro.....	225
Introduction. Par G. A. Young.....	225
Bibliographie.....	230

Caractère et faune de la formation Riversdale-Union Par J. E. Hyde.....	231
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE TRURO À CAMP- BELL'S SIDING.....	232
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE CAMPBELL'S SI- DING A NEW-GLASGOW. Par G. A. Young	235
LE CONGLOMÉRAT DE NEW-GLASGOW. Par G. A. Young	239
Introduction.....	239
Description détaillée.....	244
Bibliographie.....	249
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE NEW-GLASGOW A SYDNEY. Par G. A. Young.....	250
Bassin houiller de Sydney.....	252
Introduction. Par G. A. Young.....	252
NOTE SUR LA FLORE DES BASSINS HOUILLERS. Par David White.....	259
LES SECTIONS CARBONIFÈRES DU PORT DE SYDNEY. Par J. E. Hyde.....	261
Introduction.....	261
Descriptions détaillées.....	264
Division de base de la série Windsor.....	264
Faune de la série Windsor.....	266
Du bureau de poste de Point Edward à la station de la quarantaine à Point Edward.....	268
La formation de Point Edward.....	269
Section du Millstone Grit et du Houiller productif au voisinage de North Sydney.....	270
Bibliographie.....	271
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE SYDNEY À LA STA- TION DE GEORGE RIVER. Par G. A. Young	272
GEORGE RIVER. Par G. A. Young.....	275
Introduction.....	275
Description détaillée.....	280
Bibliographie.....	286
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE LA STATION GEORGE RIVER A ANTIGONISH. Par G. A. Young..	286
ARISAIG. Par W. H. Twenhofel.....	298
Introduction.....	298
Travaux précédents.....	299
Tableau des formations.....	390
D'Antigonish au ruisseau McAra.....	302
Le ruisseau McAra et la section du rivage à l'est de la pointe d'Arisaig.....	302
Description de la succession géologique.....	305

	PAGE
Les faunes d'Arisaig et les faunes associées .....	318
Bibliographie.....	322
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: D'ANTIGONISH À MAC- CAN JUNCTION. Par G. A. Young.....	323
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE MACCAN JUNCTION À JOGGINS. Par G. A. Young .....	336
LA SECTION CARBONIFÈRE DE JOGGINS. Par W. A. Bell .....	336
Introduction.....	336
Caractères physiques .....	337
Géologie générale.....	339
Notes historiques.....	340
Description détaillée.....	341
Tableau des formations.....	341
Partie inférieure de la section jusqu'à Lower Cove	342
Partie moyenne de la section: De Lower Cove au ruisseau McCarren.....	345
Partie supérieure de la section: Du ruisseau Mc- Carren en gagnant l'ouest.....	352
Faune de Joggins.....	354
Flore de Joggins.....	355
Notes industrielles.....	356
Bibliographie .....	357
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE MACCAN JUNCTION À MONCTON. Par G. A. Young.....	358
MONCTON, MINES ALBERT. Par G. A. Young.....	362
Introduction.....	362
Description détaillée.....	368
De Moncton au bassin pétrolifère de Stony Creek	368
Bassin pétrolifère et gaz naturel de Stony Creek	369
Du bassin pétrolifère de Stony Creek aux carrières de gypse d'Hillsborough.....	372
La dépôt de gypse d'Hillsborough .....	374
Mines Albert.....	376
Bibliographie.....	378
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE MONCTON À ST-JEAN Par G. A. Young.....	378
ST-JEAN ET VOISINAGE. Par G. A. Young.....	379
Introduction.....	379
Section Cambrienne et Pré-Cambrienne à St-Jean...	386
Suspension Bridge.....	394
Description générale.....	394
Description détaillée.....	397
De Suspension Bridge au Parc Seaside (Fern Ledges)	399

	PAGE
FERN LEDGES. Par Mary C. Stopes.....	400
Bibliographie .....	405
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE : DE ST-JEAN A GRAND FALLS. Par G. A. Young.....	406
GRAND FALLS, RIVIÈRE ST-JEAN. Par G. A. Young..	409
Introduction.....	409
Description détaillée .....	411
Bibliographie .....	415
DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DE GRAND FALLS À LA RIVIÈRE DU LOUP. Par G. A. Young.....	415

## ILLUSTRATIONS DE LA PREMIÈRE PARTIE.

### CARTES.

Itinéraires des Excursions A1, A5, A6, et A7...	11
Québec et environs.....	30
Lévis.....	36
Chutes Montmorency.....	42
Rivière du Loup.....	62
Bic.....	76
Partie orientale de Gaspé.....	112
Percé et environs..... (En pochette)	
Percé, Gaspésie.....	104
Le Forillon, Gaspésie.....	112
Fond de la baie des Chaleurs.....	118
Baie Scaumenac, Québec.....	118
Dalhousie.....	124
Mine de fer de Bathurst..... (En pochette)	
Colline de Windsor Horton..... (En pochette)	
District aurifère d'Oldham et environs.....	200

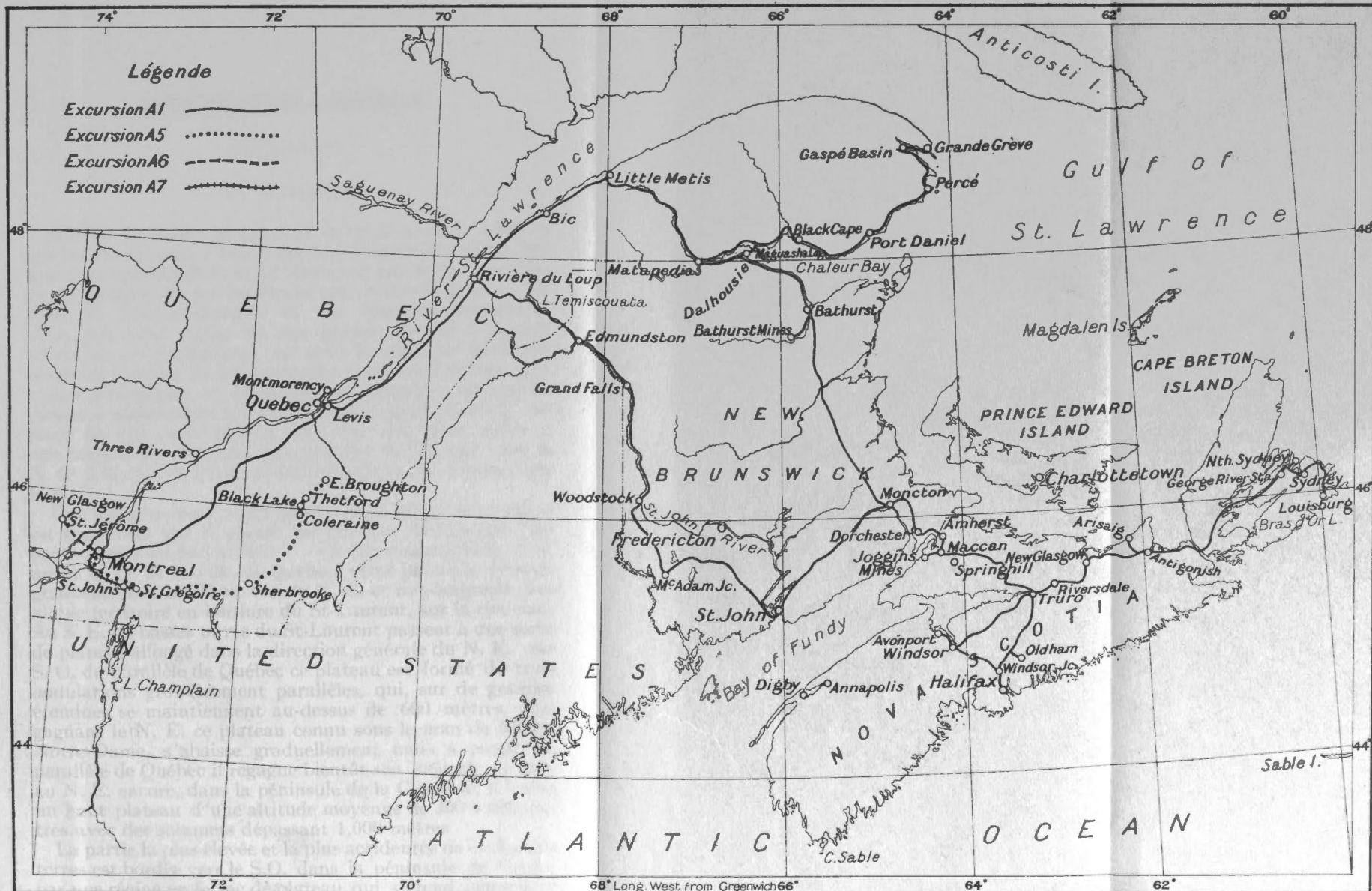
### DESSINS ET SECTIONS.

Section d'ensemble à travers la vallée du St-Laurent	28
Axes orogéniques des Appalaches. Golfe du St-Laurent.	99
Dessin panoramique de la côte à Percé.....	102
Section nord-sud à travers la péninsule de Forillon de la Grande Grève au Cap DesRosiers, montrant le charriage du Dévonien inférieur sur l'Ordovicien-cambrien.....	112
La section silurienne à Black Cape, baie des Chaleurs..	117
Reconstitution d'après Pattern du Bothriolepis Canadensis, Whiteaves, de la baie Scaumenac.	121
Section du Dévonien marin à Stewart's Cove, Dalhousie, N. B.....	124
Sections de Ponts de Windsor à la Pointe Maxner.....	155



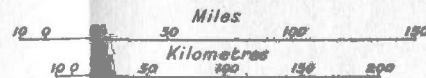
## PHOTOGRAPHIES.

Anticlinal dans le calcaire du Shumardia. Rue Davidson, Lévis.....	39
Contact du Trenton et du Précambrien, sommet des Chutes Montmorency.....	44
Conglomérats écrasés avec cailloux fossilifères. Côte de la montagne, Québec.....	47
Collines Micmac et terrasse à Bic, Québec.....	83
Panorama de Percé vue du sud.....	102
Mine de fer de Bathurst. Gisements No. 1, août, 1912..	135
Anticlinal dans la formation schisteuse d'Halifax montrant les plans de sédimentation et de clivage les veines interstratifiées et obliques en même temps que l'axe de l'anticlinal plongeant de 5°, à l'extrémité orientale du dôme. District aurifère d'Ovens, N.E. 1909.....	167
Mur plissé de quartzite avec veines intercalées sur le flanc sud du dôme anticlinal. Mont Uniacke, N.-E., 1909.....	179
Veine sinueuse et feuilletée au milieu de bancs de quartzite en haut et de bancs de schistes en bas, sur le flanc occidental d'un dôme anticlinal. Mine Tourquoy, Moose River, N.-E.	183
Branche nord de la veine en forme de selle de Richardson, à la profondeur de 400 pieds, montrant la structure zonée et plissée. Des veines obliques entrent par le bas et sortent par le haut. Mine Richardson, Isaac's Harbour, N.-E., 1905.....	187
Zone riche dans le filon Lake dans la formation schisteuse d'Halifax à une profondeur verticale de 1,000 pieds, Caribou, N.-E., 1904.....	190
Partie anticlinale de la veine Borden dans un plissement secondaire de schistes interstratifiés dans des quartzites. Mine West Lake, Mont Uniacke, N. E.....	194
Filon du nord au niveau de 200 pieds, 20 pieds au-dessus du synclinal dans un plissement secondaire. Ce filon est formé par des veines obliques qui pénètrent par le mur, le long des plans de clivage. Mine Dufferin, N.-E., 1904	196
Zone riche Hardman dans la veine Dumback montrant une coupe et le sommet des petits plissements. Oldham, N.-E., 1897.....	215



Geological Survey, Canada.

Itinéraires des Excursions A1, A5, A6, et A7:





## INTRODUCTION GENERALE.

### GÉOLOGIE.

G. A. YOUNG

A l'est du fleuve St-Laurent et en aval de la ville de Québec, le Canada s'étend sur une largeur d'environ 800 km. et comprend de l'est à l'ouest une partie de la province de Québec et les provinces de Nouvelle-Ecosse, de l'île du Prince-Edouard et du Nouveau-Brunswick. Bien que cette région ait une grande variété d'aspects physiques et géologiques, on peut la regarder dans son ensemble comme un tout complet dont les diverses provinces géologiques et physiques en lesquelles on peut la diviser, s'aligneraient dans la division générale du N. E. Au point de vue structural on peut dire que cette région a une largeur de 595 km. comptés, du St-Laurent, vers le N. O. à la côte de l'Atlantique de la Nouvelle-Ecosse, vers le S. E.

Une des provinces physiques les plus nettes de la région est constituée par la plaine qui borde le St-Laurent "les basses terres du St-Laurent." Un fait remarquable, c'est qu'au S. O. de la ville de Québec, cette plaine se rétrécit graduellement en allant vers le N. E. et ne comprend plus que le territoire en bordure du St-Laurent, sur la rive sud. Au S. E. les basses terres du St-Laurent passent à une sorte de plateau allongé dans la direction générale du N. E. Au S. O. du parallèle de Québec ce plateau est formé de trois ondulations grossièrement parallèles, qui, sur de grandes étendues se maintiennent au-dessus de 600 mètres. En gagnant le N. E. ce plateau connu sous le nom de Monts Notre-Dame, s'abaisse graduellement mais à partir du parallèle de Québec il regagne bientôt son altitude et plus au N. E. encore, dans la péninsule de la Gaspésie, il forme un haut plateau d'une altitude moyenne de 300 à 600 mètres avec des sommets dépassant 1,000 mètres.

La partie la plus élevée et la plus accidentée de ces hautes terres est bordée vers le S.O. dans la péninsule de Gaspé, par une région en forme de plateau qui s'étend jusqu'à la côte de la baie des Chaleurs et qui a une altitude d'environ 300 mètres. Ce plateau se prolonge dans la direction du

S.O., traverse le Nouveau-Brunswick, et atteint au sud la vallée de la rivière St-Jean; mais en cet endroit l'altitude est beaucoup moins grande et descend au-dessous de 300 mètres.

Dans le Nouveau-Brunswick, ce plateau vient buter au S.O. contre une région beaucoup plus accidentée renfermant de nombreux sommets dépassant 600 mètres. Ce territoire accidenté et semi-montagneux occupe la partie centrale de la province. Il est bordé vers le S. O. par une plaine d'environ 26,000 km. carrés dont l'altitude générale n'atteint pas 150 mètres. Cette plaine s'étend à l'est jusqu'au golfe St-Laurent; elle recouvre toute l'île du Prince Edouard et on la retrouve en Nouvelle-Ecosse jusqu'au versant nord des collines Cobequid. Dans le Nouveau-Brunswick, cette plaine se termine au sud par les Monts Calédonia dont la chaîne s'élève brusquement et domine les rives N. O. de la baie de Fundy. Cette chaîne recouvre un grand territoire dont l'altitude moyenne est d'environ 360 mètres. En Nouvelle-Ecosse, la chaîne des collines Cobequid forme la lisière sud des grandes plaines. Cette chaîne court de l'est à l'ouest à partir du fond de la baie de Fundy. Son altitude varie de 180 à 270 mètres. Vers le sud elle s'abaisse et se termine au bassin de Minas qu'on peut considérer comme un prolongement oriental de la baie de Fundy.

La péninsule de la Nouvelle-Écosse est constituée dans son ensemble par de hautes terres ayant une direction d'allongement général du S.O. au N.E. et présente le long de son axe une altitude moyenne d'environ 300 mètres. Vers le S.E. ce plateau descend graduellement jusqu'à l'Océan. Vers le N. O. la descente se fait beaucoup plus brusquement et par endroit on rencontre des plaines entourant les collines Cobequid et se prolongeant dans l'ouest jusque dans le Nouveau-Brunswick. L'île du cap Breton forme le prolongement N. E. du plateau central de la Nouvelle-Ecosse. Dans cette île ce plateau se disloque en chaînes isolées dont l'altitude maximum est de 450 mètres.

C'est le grand chenal du St-Laurent qui forme vers le N.O. la frontière naturelle de cette région. Au N. O. de ce fleuve s'étend l'immense région précambrienne du "Bouclier Canadien" qui s'élève brusquement à partir de la côte jusqu'à 300 mètres et davantage. De loin en loin, sur la côte N.O. dans l'île d'Anticosti et dans quelques autres petites îles, on rencontre des bancs presque hori-

zontaux ou légèrement inclinés dont l'âge varie de l'Ordovicien inférieur au Silurien supérieur. Ces bancs reposent sur le Précambrien et viennent butter contre le bord du plateau du Bouclier Canadien.

Le long de la côte S. O. du St-Laurent, les couches ont une direction N. E.; elles sont très étroitement plissées et généralement retournées. De nombreuses failles les traversent et souvent des couches venant du S. E. ont été charriées sur les couches du N. O. Ces couches vont de l'Ordovicien supérieur au Cambrien; elles appartiennent au groupe de Québec et au point de vue lithologique et paléontologique, elles diffèrent des couches presque horizontales que l'on rencontre sur les îles et sur la côte nord du St-Laurent. Ces deux séries de terrains sont d'ailleurs séparées par une grande faille ou zone de failles, qui se dirige du S.O. au N.E. au milieu du fleuve St-Laurent. Cette faille se retrouve dans le voisinage de Québec et on la suit avec la même direction générale jusqu'au-delà du lac Champlain.

Les terrains du groupe de Québec qui bordent le St-Laurent en aval de Québec affleurent avec une largeur de 10 à 56 km. Au S. E. ces roches sont bordées par une grande étendue de terrains qui dans l'ensemble vont du Dévonien au Silurien. Ces terrains formant la plus grande partie de la péninsule de Gaspé, s'étendent vers le S. O. jusqu'au fond de la baie des Chaleurs et recouvrent la partie N.O. du Nouveau-Brunswick. Sur leur lisière N. O. ces terrains recouvrent par endroits les couches du groupe de Québec, en d'autres points, ils ont été charriés sur les couches de Québec, tandis que l'on rencontre le long des axes montagneux de la péninsule de Gaspé une zone étroite de roches ignées paléozoïques et de couches déformées qui sont peut-être d'âge précambrien.

Les couches de cette région essentiellement silurienne et dévonienne sont plissées le long de certaines lignes axiales qui au S. O. se dirigent vers le N. E. mais qui dans la péninsule de Gaspé prennent une direction orientale. Dans certains districts, les couches forment de grand plis ouverts mais il est probable que dans la plus grande partie de la région, les plissements sont plus serrés et par endroits les couches sont écrasées et disloquées.

En Gaspésie, les couches siluriennes et dévoniennes couvrent un territoire d'environ 110 km. de large; au S. O. dans le Nouveau-Brunswick elles s'étendent sur environ 240

km. de large. Dans le S.E. du Nouveau-Brunswick, on trouve également de l'Ordovicien dont certaines couches sédimentaires sont recoupées des roches volcaniques extrusives et intrusives et par des massifs batholitiques de granit. Cependant la plus grande partie de la région est recouverte par des sédiments marins qui représentent un Silurien presque complet et le Dévonien inférieur. Dans la péninsule de Gaspé se trouvent de grandes régions de Dévonien supérieur riches en débris de végétaux.

Ainsi que nous l'avons déjà dit, la portion S. E. de la région déjà décrite est caractérisée au Nouveau-Brunswick par la présence des couches siluriennes, dévoniennes et ordoviciennes, de roches volcaniques et de grands massifs de granite. Cette zone de bordure se poursuit au S. O. dans le Nouveau-Brunswick où on la suit depuis la baie des Chaleurs jusqu'à la frontière du Maine sur une distance de 281 km. et avec une largeur d'environ 65 km. Vers l'extrémité S. O. ce complexe se retourne vers l'est jusqu'à la côte de l'Atlantique où il a une largeur totale d'environ 145 kil. Il est probable que cette zone de Silurien et de terrains plus anciens associés à des roches volcaniques et plutoniques, s'étend avec une largeur d'au moins 160 km. jusqu'au golfe du St-Laurent, mais aux environs des frontières du Maine, ces roches disparaissent en partie sous un manteau de terrains carbonifères qui occupent une région basse de forme triangulaire dont la superficie est d'environ 26,000 km. carrés.

Les terrains carbonifères de cette région sont surtout formées de Millstone grit (Carbonifère-moyen) Ces terrains sont horizontaux et très peu disloqués sauf peut-être en certains points vers le sud. Ils consistent principalement en grès et schistes contenant des couches relativement minces de charbon. Le long de la lisière sud de cette région carbonifère, on trouve des représentants carbonifères, plus anciens, qui sont fortement plissés et disloqués en certains points. On retrouve les mêmes terrains horizontaux dans la direction de l'est, dans l'île du Prince Edouard et en Nouvelle-Ecosse sur la côte qui regarde l'île du Prince Edouard, mais dans ce district oriental, les terrains non disloqués appartiennent au Carbonifère supérieur et au Permien inférieur.

La grande région triangulaire de terrains carbonifères du Nouveau-Brunswick est limité au N. O., à l'extrême ouest et au sud par du Silurien et par des couches plus an-



ciennes envahies par des roches volcaniques et plutoniques. Mais dans la moitié orientale de la lisière sud de cette région carbonifère, les roches carbonifères viennent butter contre un district essentiellement précambrien mais renfermant cependant des sédiments cambriens et même postcambriens. Ce complexe forme une autre des zones orientées du S. O. au N. E. si caractéristiques de la région qui nous occupe. Ce district essentiellement précambrien se trouve en bordure de la baie de Fundy contre laquelle il s'arrête brusquement. En certains endroits le long de la côte de la baie de Fundy, cette zone de terrains précambriens renferme des franges de couches carbonifères et il est possible que le chenal de la baie de Fundy ait été creusé surtout dans des terrains carbonifères ou plus récents que le Carbonifère.

La province de la Nouvelle-Ecosse se trouve au S.E. du Nouveau-Brunswick dont elle est presque complètement séparée par la baie de Fundy. La province de la Nouvelle-Ecosse en y comprenant la terre ferme et l'île du Cap Breton au N. E. a une longueur d'environ 580 km. du S. O. au N. E. et une largeur moyenne d'environ 95 km. Dans cette province les caractères géologiques sont moins nettement et moins régulièrement dessinés que dans la région du N. O. et il n'est pas aussi facile d'en faire une description générale.

Le S. O. de la péninsule de la Nouvelle-Ecosse est presque entièrement recouvert de séries sédimentaires très largement plissées, d'âge précambrien supérieur et recouvertes par de grands batholithes de granite d'âge dévonien. Ces roches affleurent d'une façon continue le long de la côte atlantique de la péninsule de la Nouvelle-Ecosse, soit sur 435 km. environ, mais vers le N. E. leur largeur diminue graduellement. Au S.-O. ces roches sont bordées au N.-E. sur une distance d'environ 190 km. par de petits bassins siluriens et dévoniens inférieurs qui à leur tour viennent butter contre une bande étroite de couches triasiques qui forment le rivage de la baie de Fundy. Au N.E. cependant, les sédiments précambriens avec leur granite intrusif sont limités par des couches carbonifères qui renferment des lambeaux isolés, grands et petits, de sédiments paléozoïques plus anciens et de roches ignées; ces couches carbonifères rejoignent vers l'ouest la grande région carbonifère du Nouveau-Brunswick. Au N. E. l'île du Cap Breton



est, dans son ensemble, recouverte par d'anciens terrains précambriens qui affleurent en bassins isolés entourés et recoupés par des terrains carbonifères.

## PHYSIOGRAPHIE.

J. W. GOLDTHWAIT.

L'est de la province de Québec et les provinces maritimes se trouvent à l'extrémité N. E. du système montagneux des Appalaches qui se suit dans tout l'est des Etats-Unis et du Canada. Bien que cette région n'apparaisse pas actuellement comme très montagneuse, elle possède cependant une structure si complexe et si disloquée qu'il faut bien admettre l'action de phénomènes de diastrophismes. En effet, tous les sédiments cambriens, ordoviciens et siluriens ont été étroitement plissés et ont été soumis à un métarmorphisme régional bien caractéristique de la région de sorte qu'il est certain qu'il y avait là aux époques paléozoïques un district très montagneux. Bien que les roches mésozoïques aient été beaucoup moins déformées, elles montrent cependant que de grands phénomènes de diastrophisme ont eu lieu à la fin du Jurassique. Il est donc probable qu'au début du Crétacé toute région était recouverte de hautes chaînes montagneuses. À la fin du Mésozoïque cependant, le diastrophisme semble avoir fait place à des phénomènes de dénudation continue. Les montagnes s'usèrent lentement mais sûrement et firent place peu à peu à une plaine de bas relief ou pénéplaine. On trouve des restes de cette grande surface horizontale d'âge crétacé tout le long du système appalachien, depuis le Nouveau-Brunswick jusqu'à l'Alabama. En certains points dans des districts loin de la côte et là où des roches plus dures se faisaient jour à travers le niveau de base crétacé, le travail d'usure fut incomplet, et quelques résidus de montagnes ou "monadnocks" furent épargnés. Dans l'ensemble, cependant, la transformation de pénéplaines fut très complète et les roches dures disparurent aussi bien que les roches tendres.

Ce cycle presque complet de dénudation se termina au commencement de l'ère tertiaire par un soulèvement régional. Tout le long de l'ancienne chaîne apalachienne aux Etats-Unis et au Canada, la pénéplaine crétacée subit

un mouvement général de soulèvement accompagné de mouvements de bascule plus ou moins prononcés qui convertirent l'ancienne plaine en un haut plateau. Ce mouvement semble avoir atteint partout son maximum d'intensité à l'intérieur des terres et son minimum près des côtes. Les rivières qui couraient vers la mer reçurent une nouvelle jeunesse, et un nouveau cycle d'érosion commença. Là où le haut plateau était formé de terrains friables comme par exemple dans les districts carbonifères du Nouveau-Brunswick et dans les districts triasiques de la Nouvelle-Ecosse et du sud de la Nouvelle-Angleterre, les phénomènes de dénudation entrèrent activement en jeu et au milieu de l'ère tertiaire de larges plaines avaient déjà été nivelées. Là au contraire, où les roches résistaient bien aux intempéries, on vit se creuser des vallées étroites qui découpèrent le plateau et le transformèrent en une région à collines arrondies. C'est au moment où ce deuxième cycle de dénudation était presque achevé que se produisit un deuxième soulèvement de la région accompagné comme le premier par des mouvements locaux de bascule. Les anciennes plaines furent creusées à nouveau par les cours d'eau et l'ancienne surface topographique tertiaire prit un relief doux.

Tous ces événements se passaient avant l'époque glaciaire. Lorsque, au début du Pléistocène une calotte glaciaire se mit à recouvrir tout le nord du continent américain, une série de phénomènes eurent lieu dont la nature exacte et les conséquences sont encore maintenant généralement difficiles à expliquer, du moins en ce qui concerne les provinces maritimes. La plus grande partie de la région en question fut tôt ou tard envahie par une nappe continentale de glace et reçut un dépôt ou manteau de "drift." Il est possible que certaines parties de la péninsule de Gaspé et de la Nouvelle Ecosse aient échappé aux phénomènes de glaciation. Encore maintenant personne ne peut dire d'une façon certaine si la glace qui recouvrait toute cette région venait d'un centre situé à l'est de la baie d'Hudson ou venait de deux ou plusieurs centres distincts de rayonnement qui se trouvaient dans les limites des provinces maritimes. Après 20 ans d'études sur le terrain, feu le Dr Robert Chalmers arriva à la conclusion que la glace qui recouvrait les parties les plus orientales de la région devait provenir uniquement de l'intérieur du Nouveau-Brunswick et de la péninsule de Gaspé, au contraire, selon lui, le sud de

la province de Québec fut seul à être envahie par les glaciers venant de la baie d'Hudson.

On ne connaît pas non plus d'une façon bien certaines les changements de niveau des côtes qui se produisirent pendant le Pléistocène. Quelles que soient les régressions ou les transgressions marines qui se sont produites au début du Pléistocène, c'est par la côte sud du St-Laurent inférieur et par la vallée du Champlain que les glaciers battirent en retraite. A cette époque les terres avaient une altitude moyenne inférieure de plusieurs centaines de pieds à l'altitude actuelle. De même les côtes de la Nouvelle-Angleterre et du Nouveau-Brunswick étaient profondément submergés. Le mouvement de soulèvement des côtes jusqu'à leur position actuelle semble avoir commencé aussitôt après le départ des glaciers et s'être continué d'une façon continue et rapide. Ce soulèvement fit apparaître successivement à des altitudes de 15 à 180 mètres au-dessus du niveau de la mer, les anciens rivages marins où l'on peut voir des coquilles fossiles caractéristiques de la faune arctique. Bien que ce fut un mouvement différentiel, il s'opéra d'une façon remarquablement uniforme sans aucun plissement ni dislocation de la surface du géoïde. Même à l'altitude relativement récente qu'elles possèdent aujourd'hui, les côtes se trouvent actuellement à un niveau beaucoup plus bas qu'au début du Pléistocène, attendu que les grandes vallées du St-Laurent, de la Restigouche et du Miramichi ne sont que des estuaires profondément enfouis sous la mer. Plus récemment il se produisit des changements de lignes du rivage de moins d'importance. Sur le St-Laurent, à l'est de Québec sur une distance de 640 km. il s'est produit un soulèvement de 6 mètres sans aucune trace de gauchissement. Ce mouvement a mis à nu un plateau sous-marin étroit surmonté par de vieilles falaises qui constituent l'exemple le plus remarquable du travail des vagues que l'on connaisse dans la province. D'un autre côté, on a trouvé, au fond de la baie de Fundy trois souches profondément enterrées dans des dépôts marécageux lagunaires qui indiquent un récent affaissement de la côte. On n'a pas encore pu relier d'une façon satisfaisante ces deux phénomènes. A l'heure actuelle, la côte est généralement très rapidement découpée par la mer et elle ne semble ni s'élever ni s'enfoncer.

*Plateau du N.O. du Nouveau-Brunswick.* Du fond de la baie des Chaleurs et de la péninsule de Gaspé se détache

vers le S. O. un grand territoire en forme de plateau qui traverse l'angle N. O. du Nouveau-Brunswick et qui se continue dans le Maine. Par sa structure, il appartient au grand plateau appalachien du nord de la Nouvelle-Angleterre. Il est formé surtout de schistes calcarifères et de calcaires d'âge silurien. Cette région et la région voisine de la Province de Québec furent ramenées à l'état de plaine basse pendant une des périodes de longue dénudation continue qui marquèrent l'ère tertiaire; au contraire, la région qui se trouve immédiatement à l'est et qui forme les Hautes Terres centrales du Nouveau-Brunswick résistèrent davantage à cause de la plus grande dureté des terrains. Ces terrains ne gagnèrent l'altitude qui en fait aujourd'hui une sorte de plateau que bien plus tard, alors que la pénéplaine fut soumise à un mouvement général de relèvement qui affecta également les Hautes Terres voisines. Depuis cette époque, ces terrains furent profondément découpés par les cours d'eau. Les sommets de ce plateau ont 240 à 300 mètres au-dessus du niveau de la mer. Quelques massifs montagneux résiduels, comme par exemple, la colline Mars dans le Maine à cinq milles à l'ouest de la station Upper Kent s'élèvent de plusieurs centaines de pieds au-dessus de la pénéplaine.

La période glaciaire n'a pas encore été étudiée dans ce district, mais on a remarqué que le glacier continental coulait vers le sud et vers le S. O. en le traversant en biais; quand au centre de rayonnement, on ne peut guère le déterminer actuellement; peut-être se trouve-t-il au nord du St-Laurent, peut-être existe-t-il un centre local sur les hautes terres apalachiennes du S. E. de Québec. A la fin de la période glaciaire, les grandes vallées, notamment celles de la rivière St-Jean se remplirent de débris, mais ce remplissage cessa immédiatement après que les glaciers eurent quitté leurs bassin et à l'heure actuelle, les rivières se sont frayé un chenal profond au milieu de ces anciens sédiments. Dans ce travail de creusement, les rivières ont dû serpenter d'un bord à l'autre de la vallée pour venir butter contre les roches profondes; il en est résulté une série de rivages successivement abandonnés qui donnent actuellement une succession de terrasses en forme de gradins.

*Les Hautes Terres centrales du Nouveau-Brunswick—*  
Immédiatement à l'est du pays que nous venons de décrire se trouve un grand district qui occupe la partie centrale

du nord du Nouveau-Brunswick. C'est une région abrupte et sauvage connue sous le nom de Hautes Terres centrales (Central Highland). Son altitude élevée provient de la résistance particulièrement grande des granites et gneiss qui la constituent et qui apparaissent fréquemment à la surface. Dans l'ensemble, on peut voir là un reste de plateau d'environ 515 mètres d'altitude surmonté par des sommets de forme généralement adoucie atteignant parfois 760 mètres. Les collines et les chaînes de hauteur se dirigent du S.O. au N.E. et suivent la structure générale des terrains. Tout autour de ces Hautes Terres apparaît une ceinture de contreforts et de collines d'un relief assez faible constituée par des grès durs et des ardoises. Il est probable que ces Hautes Terres représentent une partie imparfaitement usée de la grande pénéplaine crétacée de la Nouvelle-Angleterre qui a gardé des formes montagneuses adoucies. Les parties les plus élevées des montagnes du New-Hampshire et le Mt. Ktaadn dans le Maine, présentent les mêmes aspects.

*Plaines de l'Est du Nouveau-Brunswick et du N.O. de la Nouvelle-Ecosse*—Par leur structure et leur histoire, les plaines carbonifères de l'est du Nouveau-Brunswick ne sont pas autre chose que le prolongement des plaines cambriennes de la Nouvelle-Ecosse. Leur superficie est cependant beaucoup plus grande que celle des plaines de la Nouvelle-Ecosse et le relief dans les parties les plus éloignées de la côte est plus grand. Entre Newcastle et Bathurst, le point le plus élevé atteint par le chemin de fer est la station de Bartibog, 158.5 mètres. Dans ce district, les vallées sont étroites et profondes et leurs flancs sont maintenus abrupts par une usure latérale. Le plateau se continue à une altitude relativement uniforme. Par contre, à l'ouest et au S. O. de Bathurst, là où des couches épaisses ordoviciennes et siluriennes et où de grands massifs granitiques apparaissent à la surface, le plateau est plus élevé et plus accidenté. C'est le long de la côte, dans le comté de Gloucester, à l'est de Bathurst, que l'on trouve la pénéplaine tertiaire par excellence. Là, le plateau est extrêmement uni. Les vallées qui le découpent en tout sens sont larges et peu profondes, elles tournent en serpentant en courbes gracieuses et se bifurquent sans cesse dans toutes les directions. L'usure de cette partie de la pénéplaine est complète. Une submersion semble avoir eu lieu au début du Pléistocène, en tout cas,

il est évident que certaines vallées plus durent être profondément submergées que maintenant bien avant la fin de la période glaciaire alors que l'intérieur de la province était encore entièrement couverte de son manteau de glace. Au-dessous du niveau de 45 mètres la côte est très fréquemment couverte d'un manteau de sables résiduels qui reposent sur des grès pourris. Au-dessus de ces matériaux-meubles on trouve quelques pouces de sédiments lavés par la vague et quelques plages isolées de galets subangulaires et de cailloux striés. Il est évident que cette partie décomposée de la pénéplaine a échappé à l'érosion du glacier continental alors qu'elle se trouvait enfouie sous les eaux. Cependant des icebergs voyageaient le long de la côte et abandonnaient des débris glaciaires de place en place sur cette pénéplaine immergée. On trouve donc là un exemple du véritable "drift" glaciaire tel que Sir Charles Lyell l'a défini. L'étendue de cette submersion des côtes se mesure d'une façon grossière par les plages graveleuses qui apparaissent entre 45 mètres à New Castle et 60 mètres à Bathurst.

*Le Plateau du Sud du Nouveau-Brunswick*—En bordure de la côte de la baie de Fundy dans la province de Nouvelle-Ecosse, se trouve un autre district élevé, le plateau du sud, d'origine et de forme générale analogues à celles des hautes terres centrales. Son altitude moyenne est cependant plus faible et se tient aux environs de 300 mètres.

*Rivières du Nouveau-Brunswick*—Le profil en travers de la rivière St-Jean, depuis sa source dans les hauts plateaux du N. O. du Nouveau-Brunswick à travers les Hautes Terres centrales les plaines carbonifères et le plateau du sud jusqu'à la baie de Fundy montre une extraordinaire indépendance vis-à-vis de la structure et de la topographie actuelle. Il est difficile d'expliquer comment se sont creusées les gorges profondes que suit la rivière dans les hauts plateaux si on ne suppose pas que le creusement a été fait dans la pénéplaine à l'époque crétacée. La direction S. E. dans laquelle la rivière coule dans son ensemble correspond à la pente du plateau lui-même qui part de l'altitude 515 mètres sur les Hautes Terres centrales, traverse la plaine intermédiaire, longe le niveau de 300 mètres du plateau du sud et atteint la baie de Fundy pour longer le niveau de 150 mètres sur le plateau de la Nouvelle Ecosse. D'autres rivières qui égoutent les

Hautes Terres centrales, comme par exemple, la rivière Miramichi, commencent par couler parallèlement à la rivière St-Jean puis tournent brusquement vers le N. E. en entrant dans la région des terrains carbonifères et descendent enfin vers le golfe en suivant la pente de la plaine. Ces phénomènes semblent dûs à des captures généralisées qui se produisirent dans la région carbonifère après le soulèvement de la pénéplaine crétacée. Lorsque la plaine tertiaire inférieure eut pris naissance dans cette région de roches tendres à direction transversale, les cours d'eau qui coulaient vers le S. E. furent envahis par les eaux sans cesse plus puissantes des rivières de basses terres, et il n'y eut que la rivière St-Jean qui resta intacte. Le large et profond estuaire de la rivière Petitcodiac qui se trouve au fond de la baie Shepody occupe peut-être l'embouchure d'une de ces rivières principales ou du début de l'ère tertiaire dont le cours supérieur se déverse maintenant dans la rivière Miramichi.

L'envahissement par la mer, des embouchures de ces grandes rivières montre qu'un mouvement d'affaissement se produisit sur toute la partie nord du continent. La côte parsemée de fiords du Maine est un prolongement de la côte déchiquetée des Hautes Terres du sud. La date exacte de cette submersion n'est pas connue, mais on a des preuves, cependant, qu'à la fin de la période glaciaire la côte se trouvait à un niveau d'à peu près 60 pieds inférieur à sa situation actuelle.

*Plateaux de Nouvelle-Ecosse* — La plus grande partie de la péninsule de la Nouvelle-Ecosse est formée par un complexe de roches anciennes. Presque partout on y trouve des affleurements anguleux de bancs très épais de quartz associés avec un groupe aussi important mais plus ancien de quartzites. Au début de l'ère paléozoïque, ces terrains furent plissés et broyés et acquirent des structures si complexes que l'on doit croire à l'existence, à cette époque, d'une haute chaîne de montagnes. A la même époque les parties profondes de la chaîne furent percées et disloquées par d'énormes amas de granite. Cette chaîne de montagnes, une fois formée, fut soumise à l'érosion et disparut peu à peu pour faire place à une plaine de bas relief. Là où existait autrefois une topographie alpine, on ne rencontre actuellement que des collines et des chaînes de hauteur à formes adoucies et d'une altitude variant de 180 à 300 mètres. L'uniformité des sommets de ces col-

lines quoique imparfaite est cependant suffisante, surtout si l'on considère la structure d'ensemble pour que ce plateau puisse être regardé comme une ancienne plaine de dénudation subaérienne analogue aux hauts plateaux du sud du Nouveau-Brunswick et à la pénéplaine du sud de la Nouvelle-Angleterre avec lesquels il est d'ailleurs contemporain. La surface du plateau descend peu à peu mais d'une façon continue vers la mer, du N. O. au S. E. à la suite du soulèvement régional qui a affecté toute la région à partir de la période d'établissement du niveau de base.

Ce plateau présente également des entailles de creusement dans tous les sens et les vallées qui circulent au-dessous de sa surface sont trop nombreuses pour être comptées. Dans la partie la plus élevée du nord de la péninsule, par exemple, au nord d'Arisaig et d'Antigonish les vallées sont profondes et ont des formes de gorges. Plus au sud, là où le plateau est plus bas, les vallées sont moins profondes et sont obscurcies par un remplissage de drift glaciaire. Ici comme dans d'autre partie du système appalachien, le burinage de la pénéplaine crétacée soulevée a été profond et net dans l'intérieur, au contraire, près de la côte, le creusement a été plus lâche et moins profond.

La montagne Cobequid que le chemin de fer Intercolonial traverse à peu près à moitié chemin entre Amherst et Truro peut être regardée comme un anneau de liaison entre le plateau de la Nouvelle-Ecosse et le plateau du sud du Nouveau-Brunswick. Là, la surface de la pénéplaine crétacée qui se trouvait formée d'une masse isolée de roches cristallines dures, a résisté à l'érosion alors que les sédiments voisins ont été usés profondément.

*Basses-Terres de Cumberland et Colchester.* — La région occupée par les sédiments relativement tendres, d'âge carbonifère permien et triasique et notamment l'isthme qui relie la Nouvelle-Ecosse au Nouveau-Brunswick et le district du fond de la baie de Fundy sont des basses terres à demi noyées par la mer. À la suite du soulèvement de la pénéplaine crétacée les rivières rajeunies se mirent à user ces districts à roches friables avec une rapidité beaucoup plus grande et donnèrent naissance à une pénéplaine secondaire tandis que les districts de structure plus résistante qui se trouvaient à l'est et à l'ouest restèrent sous forme de plateau profondément découpé. Cette pénéplaine récente, et plus basse d'âge tertiaire s'étend au N. O. le long du golfe, couvre l'est du Nouveau-



Brunswick et passe dans l'Ile du Prince-Edouard. De même que la péninsule plus ancienne, ces basses terres d'âge tertiaire ont été soulevées et découpées. Mais leur histoire ne s'arrête pas là, car postérieurement à ce découpage, probablement pendant le Pléistocène, ces basses terres furent envahies par la mer, du moins dans leurs parties les plus basses et les larges vallées principales s'ennoyèrent et formèrent des estuaires de marée.

Il est extrêmement probable que cette côte vit d'autres changements de niveau depuis le commencement de la période glaciaire, mais les preuves de ces oscillations récentes n'ont pas encore été entièrement recueillies et classées. On connaît de grandes étendues de sable et d'argile stratifiés qui recouvrent les 30 mètres inférieurs de la région côtière, plus spécialement au point où les rivières se jetaient autrefois dans la mer. Il semble qu'on ait là des dépôts marins ou d'estuaire qui se seraient formés à une époque de submersion plus grande que la submersion actuelle. Cependant les falaises creusées par les vagues et les plages marines que l'on trouve quelquefois sont d'interprétation trop obscure pour qu'on puisse en tirer aucune conclusion sur l'importance de la submergence maximum d'âge post-glaciaire. La grande variabilité des marées complique d'ailleurs le problème. Une question plus intéressante encore est celle de la stabilité ou de l'instabilité actuelle. Les marins salants de Sackville et de Dorchester permettent d'étudier ce problème. A Fort Lawrence, près d'Amherst, on peut voir à marée basse une forêt enterrée sous 9 mètres de boue de marécages et à 2 m. 40 sous le niveau des marées moyennes. Bien qu'il y ait là une preuve indiscutable d'un abaissement des lignes du rivage il est possible que cet abaissement se soit produit immédiatement après le départ des glaces et qu'on n'en puisse tirer aucune conclusion sur la stabilité ou l'instabilité actuelle.

*Cap Breton.* — L'Ile du Prince-Edouard n'est séparée de la Nouvelle-Ecosse que par un détroit d'environ 1 km. 5 de largeur, le détroit de Canso. Elle forme une partie de la province que nous venons de décrire. On y retrouve le plateau crétacé et les basses terres tertiaires que nous avons déjà étudiées dans la péninsule, mais les deux variétés de terrains tendres et durs qui ont donné naissance aux deux aspects physiographiques que nous avons décrits, sont distribués si irrégulièrement dans l'île que les districts

à plateaux et les districts à plaines se mêlent d'une façon très intime.

Il existe cependant deux districts dans lesquels les roches métamorphiques et les massifs granitiques ont donné naissance à des plateaux; ce sont d'une part le large bras nord de l'île qui comprend la plus grande partie du comté de Victoria et d'autre part la lisière S. E. de l'île à l'est du lac Bras d'Or et au sud de Sydney. D'un autre côté la partie centrale de l'île, qui part du district de Sydney, qui traverse le lac Bras d'Or et qui se dirige vers le N. O. pour aboutir au golfe est formée surtout de sédiments carbonifères et apparaît sous forme d'une plaine ondulée. Les parties centrales de ces basses terres découpées ont été comme la côte des comtés de Cumberland et Colchester en Nouvelle-Ecosse, envahies par la mer qui forme la série des lacs Bras d'Or. Le plus grand de ces lacs n'est séparé de l'océan, vers son extrémité sud que par une bande étroite de terrain d'un mille à peine de large. Les grands axes de ces lacs ainsi que ceux de la péninsule qui les séparent s'allongent parallèlement à la direction respective des roches sédimentaires tendres d'âge paléozoïque d'une part, et aux chaînes granitiques et métamorphiques plus résistantes d'autre part. Le grand lac Bras d'Or a une profondeur de 106 mètres, le petit lac Bras d'Or a une profondeur de 215 mètres. Il n'est pas nécessaire d'attribuer ces profondeurs uniquement à l'abaissement des lignes de rivage postérieurement à l'érosion tertiaire; en effet, l'île a été soumise à la glaciation et l'érosion qui en a résulté a pu produire en dessous du niveau de la mer, des différences de niveau très considérables.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### MONTRÉAL À LÉVIS.

G. A. YOUNG

Milles et  
kilomètres

0. ml.

0. km.

**Montréal.**—En quittant Montréal, le chemin de fer intercolonial qui emprunte jusqu'à Ste-Rosalie la voie du Grand Tronc traverse le St-Laurent et se dirige vers le N. E. en passant au milieu d'un district formé de terrains paléozoïques

Milles et  
Kilomètres.

généralement ordoviciens, ce district fait partie de la plaine des basses terres du St-Laurent qui s'étendent beaucoup vers l'ouest en remontant la vallée du St-Laurent et qu'on retrouve jusqu'aux grands lacs. La partie N.O. de cette plaine est formée d'une série apparemment concordante de couches ordoviciennes plongeant sous de faibles angles vers le S.E. C'est en bordure de la région précambrienne vers le N.O. qu'affleurent les plus anciens terrains; au contraire c'est vers le centre de la plaine qu'apparaissent les terrains les plus récents. Bien qu'il puisse y avoir des discordances, on trouve probablement là une section complète du système ordovicien.

La partie S. E. de la plaine est formée de couches ordoviciennes et peut-être aussi cambriennes disloquées et très étroitement plissées. Au point de vue lithologique et paléontologique, ces couches redressées ne ressemblent pas en général aux couches horizontales et probablement contemporaines de la partie N. O. du district. Elles appartiennent à la province géologique qui comprend les plateaux du S. E. et qui est formée de terrains allant du Précambrien au Dévonien et qui a été envahie par des roches ignées d'origine volcaniques ou profondes.

La limite entre les couches peu inclinées de l'Ordovicien du N. O. et les couches disloquées et particulièrement métamorphisées du S. E., ne se révèle pas à la surface par des caractères topographiques spéciaux bien qu'on sache qu'elle traverse les basses terres dans leur longueur. La plaine s'étend d'une façon ininterrompue de part et d'autre de la zone de faille connue sous le nom de faille St-Laurent et Champlain. Cette zone de faille a une direction presque rectiligne du S. O. au N. E.; elle part du lac Champlain atteint le St-Laurent quelques milles en amont de Québec puis descend le chenal du St-Laurent. Cette faille ou zone de faille qui a été découverte par Sir W. E. Logan, a probablement une longueur d'environ 1450 km.

162. 8m. **Lévis.** (En face de la ville de Québec.)  
262 km

## QUEBEC ET VOISINAGE.—(1)

PERCY E. RAYMOND.

### INTRODUCTION.

Les énormes rochers qui font de Québec "le Gibraltar de l'Amérique" ont été une énigme pour les géologues dès leur début de la science géologique en Amérique. "Le groupe de Québec" fit l'objet pendant de nombreuses années en même temps que le "Taconique" et la "Théorie des Colonies" d'une controverse fort vive à laquelle le monde entier prit part. Toute une série de savants comme Lyell, Ligsby, Logan, Billings, Marcou, Selwyn, et Hunt ont escaladé tour à tour les rochers de Québec et ont donné chacun au monde les explications les plus diverses au sujet de leur âge et de leur position relatifs. Barrande entra dans ce combat scientifique et Lapworth fut un des premiers à donner le fil qui débrouilla l'écheveau. Bien qu'il y ait encore beaucoup à apprendre, la découverte de fossiles et l'étude attentive de la structure des terrains ont éclairci les caractères principaux du district. Dans les travaux récents, il faut citer l'œuvre de Walcott, d'Ells, de Weston et d'Ami.

La ville de Québec se trouve presque entièrement sur un promontoire élevé et étroit qui domine la rive nord du St-Laurent. Au nord de la ville elle-même se trouve une large vallée actuellement occupée par la rivière St-Charles, mais qui, il n'y a pas très longtemps, formait la vallée principale du St-Laurent.

Québec occupe donc l'extrémité orientale d'une longue et étroite arête rocheuse dont l'extrémité orientale se trouve au cap Rouge, à 8 milles en amont de la ville. Au sud de cette arête se trouve la gorge étroite occupée actuellement par le St-Laurent, et au nord la large vallée occupée en partie par la rivière St-Charles. Au nord et à l'est de cette vallée apparaissent les Hautes Terres précambriennes bordées par une bande étroite de sédiments ordoviciens. Au sud du St-Laurent se dressent les falaises de Lévis. Les sédiments qui reposent sur le précambrien, au nord de la rivière St-Charles vont du Trenton (Ordo-

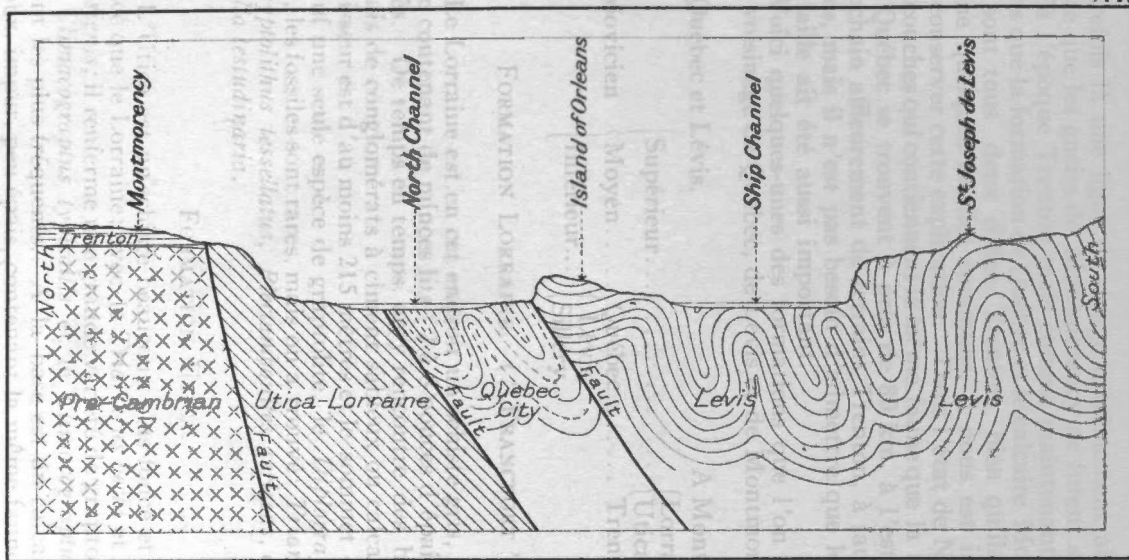
(1) Voir Carte Québec et environs.

vicien moyen) au Lorraine (Ordovicien supérieur). Le promontoire sur lequel la ville de Québec est bâtie est formé de schistes et de calcaires appartenant au Trenton moyen et les couches au sud du St-Laurent sont d'âge Beekmantown (Ordovicien inférieur).

En général la direction de toutes ces couches est N.E. S. O. magnétique, et les couches sont étroitement plissées et présentent une série d'anticlinaux et synclinaux couchés plongeant sous de grands angles vers le S. E. On connaît trois failles principales parallèles à la direction des couches; deux d'entre elles sont des failles inverses avec un grand rejet vers le N. O. et la troisième est une faille normale avec rejet vers le S. E. La première de ces failles occupe le lit du St-Laurent entre Québec et Lévis, mais on la retrouve le long de la rive nord de l'île d'Orléans où on peut voir la formation de Lévis rejetée sur la formation de Québec. La deuxième faille part du cap Rouge et longe le flanc nord de l'arête qui va du cap Rouge à Québec; elle traverse ensuite la vallée de la rivière St-Charles et passe dans le St-Laurent où elle se continue, entre l'île d'Orléans et Montmorency, sur la rive nord. Cette faille a rejeté la formation de Québec sur les formations Sillery et Lorraine. La troisième faille est très facile à voir à Montmorency, on constate là que par une chute d'environ 180 mètres, la formation Lorraine est tombée au niveau des formations précambriennes.

La section d'ensemble qui est dessinée ci-contre montre la structure générale et les failles à travers la vallée du St-Laurent.

Faute de renseignements détaillés, on ne peut faire que des hypothèses sur la grandeur des déplacements latéraux qui correspondent à ces failles. Ces déplacements ont dû être cependant très grands car les formations de Sillery, de Lévis et de Québec n'appartiennent pas à la même province de sédimentation que les formations de Trenton, Utica et Lorraine. Dans la région qui se trouve au nord du St-Laurent, le Trenton repose sur le Précambrien et renferme des éponges et coraux qui adhèrent aux gneiss dans la position même qu'ils avaient pendant leur vie ce qui montre que le contact n'est pas dû à une faille. Et cependant, à un mille de distance seulement, sur l'île d'Orléans, on rencontre une épaisseur considérable de roches plus anciennes appartenant à l'ordovicien inférieur. Logan expliquait ce phénomène en admettant qu'il y avait



Geological Survey, Canada.

Generalized section across St. Lawrence Valley



autrefois là une ligne de rivage extrêmement abrupte de sorte que les gneiss de Montmorency ne furent submergés qu'à l'époque Trenton mais comme maintenant nous savons que la formation de Québec et le calcaire Montmorency sont tous deux d'âge Trenton, bien qu'ils aient à peine quelques fossiles communs, il nous est impossible de conserver cette explication. Dans l'état de New-York, les couches qui contiennent la même faune que la formation de Québec se trouvent à près de 80 km. à l'est du plus prochain affleurement de terrains Trenton, à faunes typiques, mais il n'est pas besoin d'admettre que le rejet de la faille ait été aussi important.

Voici quelques-unes des formations que l'on rencontre au voisinage de Québec, de Lévis et de Montmorency.

A Québec et Lévis.

A Montmorency.

Ordovicien	{	Supérieur.....	{	Lorraine.
		Moyen.....		Utica.
		Inférieur...	{	Québec..... Trenton.
			{	Lévis.
			{	Sillery.

#### FORMATION LORRAINE. ( " FRANCFORT " )

Le Lorraine est en cet endroit un schiste gris, fin et tendre contenant de minces lits ( 2 à 8 pouces d'épaisseur ) de grès. De temps en temps, on y rencontre des bancs plus épais de conglomérats à ciment sableux ou calcaire. L'épaisseur est d'au moins 215 mètres et le sommet est caché. Sauf une seule espèce de graptolite, le *Diplograptus pristis*, les fossiles sont rares, mais on a trouvé: *Triarthrus becki*, *Cryptolithus tessellatus*, *Plectambonites sericeus*, et *Dalmanella testudinaria*.

#### FORMATION UTICA.

L'Utica est un schiste beaucoup plus foncé et moins micacé que le Lorraine; avec le *Triarthrus becki* et *Leptobolus insignis*; il renferme une grande variété de graptolites, dont le *Climacograptus typicallis* et le *Climacograptus bicornis* sont les plus fréquents. A la base est un calcaire en blocs, impur, peu épais, contenant la même faune en même temps que quelques survivants du Trenton. L'épaisseur de l'Utica est d'environ 60 mètres.



## FORMATION DE TRENTON.

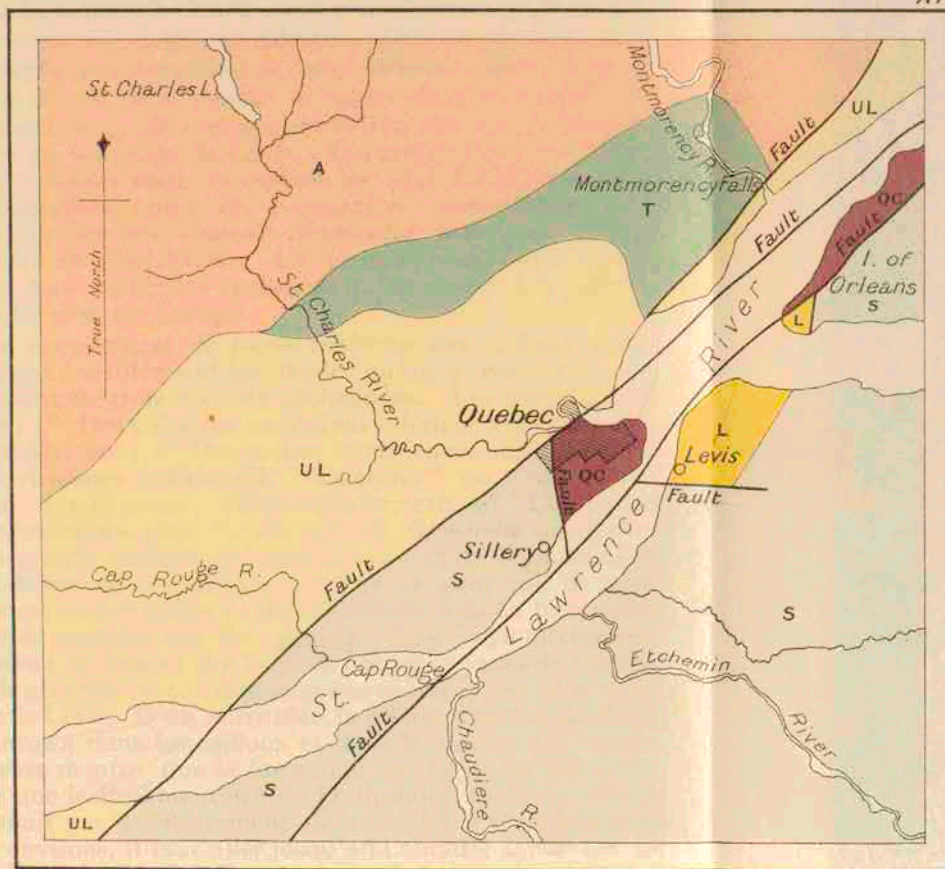
Le Trenton est formé de calcaires bleus foncés en lits minces séparés par des lits schisteux. On l'exploite beaucoup en carrières pour divers usages depuis la pierre de construction jusqu'aux matériaux d'empierrement.

Paléontologiquement on peut diviser le Trenton en quatre zones qu'on peut suivre de Québec jusque dans le New-York central et dont quelques-uns se retrouvent encore dans le Minnesota. Les fossiles caractéristiques de la zone supérieur sont *Prasopora simulatrix* et *Dinorthis meedsi*. Les principaux fossiles de la zone suivante sont: *Criptolithus tessellatus* et *Triplecia nuclea*. La zone qui suit a une faune de nautilus avec *Trocholites canadensis*. Finalement à la base apparaît quelques pieds d'un banc avec *Parastrophia hemiplicata*. La première faune s'étend sur les quatre-cinquièmes de la formation, et les trois dernières sur l'autre cinquième. L'épaisseur totale est d'environ 150 mètres.

## FORMATION DE QUÉBEC.

La formation de Québec comprend des calcaires durs à grains fins et des schistes très sombres accompagnés de bancs plus ou moins épais d'un conglomérat à ciment calcaire. Les schistes sont généralement plus ou moins décomposés et présentent des clivages secondaires; quelquefois ils renferment des graptolites assez bien conservés parmi lesquels on reconnaît le *Corynoides calycularis*, le *Climacograptus bicornis* et le *Clyptograptus tricornis* qui correspondent au Trenton moyen. On a trouvé quelques autres fossiles en dehors de ces graptolites mais sous forme de petites coquilles n'ayant aucune valeur chronologique.

Les cailloux des conglomérats sont très fossilifères et contiennent entre autres le *Plectambonites pisum*, *Tretaspis diademata*, *Lonchodomas hastatus* et le *Nidulites*. Ce sont tous des êtres qui manquent dans le Trenton normal. On sait actuellement qu'il existe des couches à fossiles identiques dans l'est de la Pennsylvanie et en Virginie; on les trouve là dans la portion de l'ordovicien connue sous le nom de Black River et de Trenton inférieur. On ne connaît pas l'épaisseur de la formation de Québec.



### Legend

- |   |    |   |
|---|----|---|
|  | UL | Utica and Lorraine                      |
|  | T  | Trenton                                 |
|  | QC | Middle Trenton<br>Quebec City formation |
|  | L  | Beekmantown<br>Levis formation          |
|  | S  | Beekmantown<br>Sillery formation        |
|  | A  | Pre-Cambrian                            |
|  |    | Hypothetical Fault                      |

Geological Survey, Canada

### Quebec and Vicinity





## FORMATION DE LÉVIS.

La formation de Lévis consiste surtout en schistes durs, gris, verts ou rouges, en calcaires bleus ou gris clair et en bancs plus ou moins épais de conglomérats à ciment calcaire. On ne connaît ni le sommet ni la base de la formation dont on peut voir un affleurement d'environ 300 mètres de puissance au voisinage de Lévis. Les schistes ont une faune de graptolites dont les espèces les plus fréquentes sont: *Phyllograptus typus* et *Tetragraptus quadribanchiatus*. Les calcaires contiennent *Shumardia granulosa*, *Phyllograptus* et *Dictyonema*. La formation de Lévis correspond donc au dépôts analogues qu'on trouve à la base de l'Ordovicien en Europe.

Le conglomérat de Lévis renferme des cailloux extrêmement fossilifères et les fossiles qu'on y rencontre proviennent de trois niveaux géologiques. Les cailloux sont donc: 1° Des calcaires cambriens inférieur avec *Olenellus*, *Salterella*, etc.; 2° Des roches cambriennes supérieures ou ordoviciennes inférieures, "Tremadoc" ou "Ozarkian" avec *Symphysurus*, *Dikelocephalus*, etc. 3° Des roches Beekmantown avec *Lloydia saffordi*, *Gamarella calcifera* et une grande variétés de brachiopodes et de céphalopodes. En dehors de ces cailloux calcaires, on peut voir de nombreuses roches ignées et des quartzites mais en bien moins grande quantité que les calcaires. Ces conglomérats renferment également des cailloux rouges et verts de schistes et de grès Sillery, ce qui montre que le Sillery est plus vieux que le Lévis. D'un autre côté, la présence de fossile Beekmantown dans les cailloux et dans le ciment des conglomérats montre que la formation de Lévis est du même âge que le Beekmantown de Philipsburg, Québec. On ne connaît pas d'affleurement de calcaires à *Olenellus* dans les environs, il faut aller jusqu'au Labrador à 800 km. au N. E. de Lévis. L'affleurement le plus voisin de calcaires à *Dikelocephalus* se trouve à Whitehall, N. Y. à 400 km. au S. O. et le plus proche affleurement de Beekmantown fossilifère se trouve à Bedford Québec, à 240 km. au S. O. de Lévis. Cependant le grand nombre et la dimension souvent considérable des cailloux du conglomérat indiquent que les calcaires anciens affleuraient non loin du bassin où les schistes de Lévis se déposèrent et il semble très probable que des bancs analogues doivent exister quelque

part au S. E. de Lévis, mais qu'ils ont été entièrement ensevelis sous les schistes charriés par les mouvements tectoniques.

### FORMATION DE SILLERY.

La formation de Sillery est la plus ancienne que l'on puisse voir et on en sait fort peu de chose. Elles comprennent des schistes rouges et verts renfermant des masses lenticulaires de grès rouges et verts. De même que la formation de Lévis, le Sillery a été comprimé, étroitement plissé et déjeté et il contient si peu de bancs durs qu'il est pratiquement impossible d'en étudier la structure en détail. Sauf le petit brachiopode inarticulé, le *Linarssonina pretiosa*, les fossiles sont presque toujours absents. Les quelques espèces de graptolite qui ont été trouvées comme le *Phyllograptus* montrent que la faune est très voisine de celle de Lévis. Le Sillery renferme également quelques couches de conglomérats calcaires, mais les cailloux diffèrent des conglomérats de Lévis en ce qu'ils contiennent presque uniquement des fossiles cambriens inférieurs bien qu'on ait trouvé en un certain point un spécimen qui correspondait à la faune à *Dikelocephalus*. On ne connaît pas l'épaisseur du Sillery.

### NOTES HISTORIQUES.

Le plus ancien travail qui ait été fait sur les roches des environs de Québec et de la pointe de Lévis apparaît dans un mémoire publié en 1827 par le Dr J. Bigsby (1). Bigsby divisait les roches en trois séries, les gneiss, les calcaires coquillers et une série schisteuse à conglomérats et rangeait ces séries sédimentaires dans le Carbonifère. Logan (2) en 1843 crut d'abord que les couches de Lévis étaient plus anciennes que les calcaires du nord du St-Laurent, mais finalement il admit que ces couches étaient plus récentes et correspondaient par conséquent à l'Hudson River et au Lorraine de l'état de New-York. En 1855, Logan (3) pensait que le Sillery était la plus jeune des formations présentes et le reliait au Silurien inférieur, au "Shawangunk ou conglomérat de Onéida" de l'état de New-York.

En 1857, James Hall (4) fit un travail sur les graptolites de la pointe Lévis et rattacha les schistes de cette région au groupe d'Hudson River. Billings se mit alors à étudier les

fossiles trouvés dans les conglomérats de la Pointe Lévis et Logan (5) annonçait en 1860 que Billings avait identifié ces fossiles comme d'âge Chazy et Calcifère (Beekmantown) et que par conséquent les couches de Lévis devaient se ranger à la base du Silurien inférieur. C'est dans ce mémoire que l'on employa pour la première fois le terme de groupe de Québec et que l'on traça la faille St-Laurent Champlain. Marcou (6) en 1862 abandonna les idées de Logan et relia les couches de la Pointe Lévis aux schistes de Georgie (Cambrien inférieur) du Vermont. Marcou expliqua la présence de fossiles plus jeunes dans le conglomérat en se basant sur la doctrine des colonies de Barrande.

Billings (7) répondit à Marcou en 1863 et rapprocha les couches de la partie fossilifère du groupe de Québec, des couches de Llandeilo d'Angleterre et d'Australie, en même temps qu'il rapprochait le Calcifère et le Chazy d'Amérique.

Dans la géologie du Canada de 1863 Logan (8) étudia le groupe de Québec en grand détail, et décrivit les affleurements bien connus de l'est et du S.O. de la Pointe Lévis ou l'on pensait que les terrains avaient été transformés en une série complexe de roches cristallines. A cette époque-là, il croyait encore que le Sillery se trouvait au-dessus de Lévis, pourvu, ajoutait-il qu'il n'y ait pas renversement des séries. Logan donnait également une carte montrant la structure des terrains à la Pointe Lévis et divisait la formation Lévis en 17 zones ayant une épaisseur totale de 1530 mètres. Il estimait l'épaisseur de Sillery à 600 mètres.

En comparant des sections au Canada et à Terre-neuve, Billings (9), en 1865 fut amené à penser que les schistes de la Pointe Lévis se trouvaient au moins à 600 mètres au-dessus du Calcifère (Beekmantown).

Lapworth (10) en 1866 détermina un certain nombre de graptolites recueillies par T. C. Weston, et relia la faune trouvée à Pointe Lévis avec celle qu'on rencontre dans l'Arenig d'Angleterre. Il étudia également la faune à graptolites qui avait été recueillie dans la ville de Québec et fixa comme âge probable de cette faune, Black River ou Trenton inférieur. Depuis lors ces correspondances ont été universellement adoptées.

Ells (11) en 1888 donna un excellent résumé de tous les travaux qui avaient été faits avant lui en même

temps qu'une description détaillée des diverses formations de cette région, il traça plusieurs listes nouvelles de fossiles qu'avait déterminés Mr H. M. Ami.

### EXPLICATION POSSIBLE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE.

Si l'on remarque que la direction générale de toutes les roches sédimentaires de la région est N.-E.-S.-O., et que le pendage est généralement vers le S.E., on peut supposer tout d'abord, comme on l'a fait dans les premiers temps que les couches formaient une série régulière ascendante depuis les gneiss de Montmorency jusqu'aux schistes rouges attribués au Silurien supérieur de Sillery, au sud du St-Laurent. La découverte de fossiles, cependant, a montré que cette première explication était inexacte et à chaque découverte de fossiles nouveaux, on s'est aperçu que la structure était plus compliquée qu'on n'avait cru tout d'abord.

En l'état actuel de notre connaissance de la distribution des faunes, il semble qu'à Montmorency on se trouve près de la lisière sud d'un grand bassin de roches Trenton qui s'étendait autrefois très loin vers le nord sur les Hautes Terres Laurentiennes. On a rencontré, en effet, des vestiges disloqués de cette grande région calcaire au lac St-Jean à 320 km. au N.-E. de Québec et en divers autres endroits au nord du St-Laurent. Ce calcaire ne semble pas s'être étendu très loin au sud du St-Laurent et il est probable qu'il y avait à l'époque Trenton une barrière au sud de laquelle s'étendaient une mer contenant le facies Atlantique de la faune Trenton (Formation de Québec). Au sud de cette barrière, des sédiments d'âge Cambrien inférieur et supérieur, Sillery et Lévis, se déposèrent également, mais après la période Trenton, cette barrière a dû disparaître sous les eaux de sortes que les schistes de Lorraine et de Richmond ont pu se déposer aussi bien sur le Trenton que sur le Québec.

On admet généralement que les phénomènes de pression qui donnèrent naissance à la chaîne des Apalaches provenaient en grande partie des régions océaniques, et que par conséquent, les forces qui poussèrent les redressements et les charriages à Québec venaient du S.-E. ce qui correspond au fait que les forces qui agissent sur les énormes accumulations de couches cambriennes et ordoviciennes inférieures du sud du St-Laurent agissent différemment suivant la nature des terrains. Les calcaires cambriens



inférieurs et supérieurs restèrent en place; au contraire, les schistes tendres de Sillery se disloquèrent le long d'un plan de faille de telle sorte qu'une grande épaisseur de roches Sillery, Lévis et Québec furent charriées vers le N.-E. et arrachées de leur emplacement primitif. Les frottements qui se produisirent à la base d'un tel lambeau de charriage tendirent à ralentir l'extrémité antérieure de sorte que les couches se plissèrent en un anticlinal. En arrivant contre l'escarpement des failles normales qui s'étaient développées dans le pays, le front de cet énorme bloc s'arrêta brusquement, l'anticlinal se renversa complètement et des failles inverses secondaires se développèrent de telle façon que dans le bloc les couches inférieures furent amenées sur les couches supérieures. Si l'on admet que la plus grande partie de cette anticlinal retourné et disloqué disparut par l'érosion, on arrive à la succession de formation qui représente la carte géologique ci-jointe de la région de Québec. On explique ainsi d'une part le fait que les sédiments les plus anciens, le Sillery, sont en réalité les plus élevés dans la section et d'autre part, l'absence complète des couches cambriennes qui donnèrent naissance aux cailloux de Sillery et de Lévis, on se rend compte aussi pourquoi le Sillery et le Lévis sont beaucoup plus écrasés et plissés que le Québec. Cette dernière formation étant beaucoup élevée dans le bloc a été davantage épargnée par la friction lors du transport. On voit pourquoi le Québec et le Lévis n'apparaissent qu'en bandes étroites, le long du fleuve alors que le Sillery couvre de grandes étendues vers le sud.

### BIBLIOGRAPHIE.

1. Bigsby J. T.                      Geol. Soc. London, vol. 1, p. 27, 1827.
2. Logan, Sir W. E.                Geol. Rept., pp. 18, 19, 1843.
3. Logan, Sir W. E.                Esquisse Géologique, 1855.
4. Hall, James.                    Can. Naturalist, Vol. 111, 1858.
5. Logan, Sir W.E.                Can. Naturalist, Vol. V, p. 301, 1861.
6. Marcou, Jules.                Sur les roches Taconiques du Canada, 1862.
7. Billings E.                      Can. Naturalist, Vol. VIII, p. 19, 1863.



8. Logan, Sir W. E. Géologie du Canada, p.
9. Billings E. Fossiles palozoïques du Canada  
Vol. I, 1865.
10. Lapworth, C. Transactions Royal Soc. Canada,  
Vol. IV, Sect. 4, p. 167, 1886.
11. Ells, R. W. Rept. on Part of Province of Que-  
bec: Part K, Ann. Rept. for  
1887-1888.

Les graptolites de la Pointe Lévis ont été décrits dans le mémoire suivant:

Hall, James.—Com. Géol. du Canada. Dessins et descrip.  
de restes organiques canadiens. Décade  
11, Graptolites du groupe de Québec. 1865.

### DESCRIPTON DÉTAILLÉE.

#### LÉVIS: SCHISTES ET CONGLOMÉRATS DES FORMATIONS DE LÉVIS ET DE SILLERY. (1)

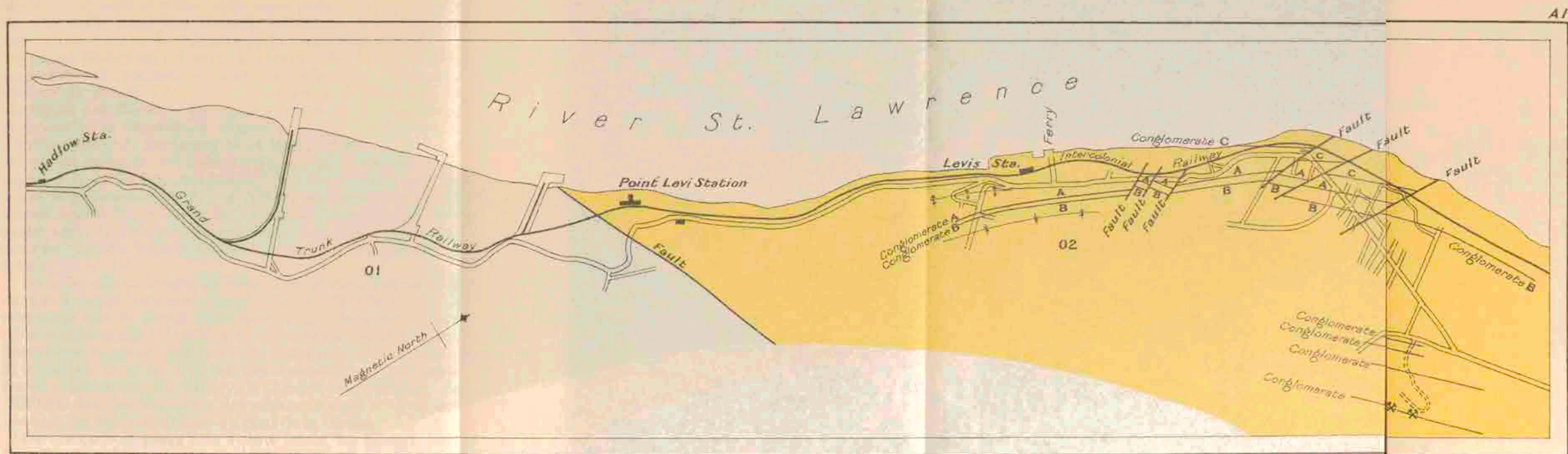
La falaise qui forme le sud de la grande rue de Lévis et qui part de la gare du chemin de fer Intercolonial pour se diriger vers le S. O. est formée de schistes, de calcaires et de conglomérats calcaires de la formation de Lévis. Cette formation se suit jusqu'au tournant de la pointe Lévis; à partir de là, on n'aperçoit que les schistes rouges et gris et les grès de Sillery.

La route de Hadlow traverse une section de grès de Sillery dans laquelle on peut voir les bancs de grès repliés sur eux-mêmes de telle façon qu'il semble qu'on ait devant soit une épaisseur considérable de sédiments. Mais à quelques pieds en arrière dans un ravin creusé dans la falaise on retrouve le même grès mais avec une épaisseur réduite d'environ trois mètres.

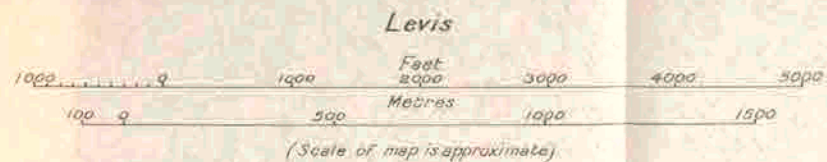
À quelques mètres plus loin vers le S. E. immédiatement au-delà du ravin affleurent les schistes rouges et verts de la formation de Sillery.

De cet endroit, on a vue ininterrompue de la falaise qui forme au nord du fleuve les pentes de la ville de Québec. Les structures et les formations que l'on rencontre dans cette falaise sont du plus haut intérêt géologique. L'église qui se trouve sur la falaise un peu en amont et à gauche,

(1) Voir carte de Lévis.



Geological Survey, Canada



### Legend

- |             |    |                  |
|-------------|----|------------------|
| Beekmantown | 02 | Levis Formation  |
|             | 01 | Silery Formation |
|             | ↑  | Anticline        |
|             | ↓  | Syncline         |
|             | X  | Quarry           |

8. I  
9. I

10. I

11. F

Le  
mém  
Hall,

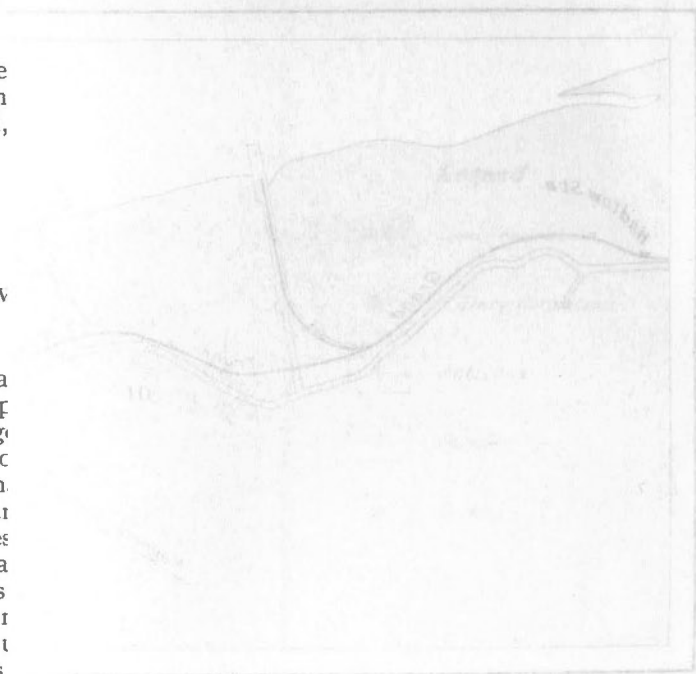
LÉV

La  
qui p  
dirige  
de co  
form  
à par  
et les

La  
dans  
eux-r  
soit u  
ques  
on re  
d'en

A  
ment  
de la  
De  
forme  
Les s  
cette  
qui s

(1)



Plan de la ville de Lévesque

est Sillery, le village qui a donné son nom à la formation. On voit parfaitement bien à la pointe Sillery la couleur rouge des falaises; quant aux schistes rouges eux-mêmes, ils s'étendent en aval jusqu'à la baie boisée qui se trouve presque en face de Hadlow. C'est dans cette baie boisée que l'armée de Wolfe débarqua, aussi l'appelle-t-on baie de Wolfe. On peut voir une faille dans cette baie et à partir de cette faille jusqu'à la citadelle les falaises sont formées de schistes durs et de calcaires de la formation de Québec. Le grand édifice qu'on voit de l'autre côté de la rivière, au sommet des rochers est la prison de la ville. A la gauche de la prison s'étendent les Plaines d'Abraham, le champ de bataille de 1759. A peu près à mi-chemin, entre la prison et la citadelle se trouve une salle d'exercices et c'est en faisant la fondation de ce dernier édifice que l'on a trouvé les graptolites si bien conservés qui ont permis d'assigner à la formation de Québec l'âge de Trenton moyen. Dans le prolongement de cet édifice se trouve un grand rocher appelé le cap Diamant, à partir duquel, en se dirigeant vers l'est, les terrains sont beaucoup plus massifs que ceux de l'ouest. On n'y rencontre d'ailleurs presque aucun fossile.

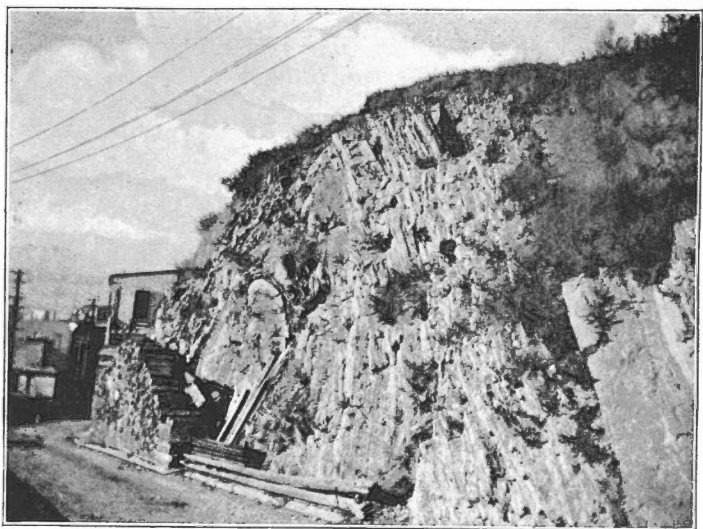
Dans les affleurements de Sillery qui se trouvent du côté de Lévis immédiatement au N.E. du ravin d'Hadlow on remarque que la partie inférieure de la falaise est formée d'un schiste rouge vif tacheté et traversé de traînées vertes tandis que la partie supérieure est formée de schistes verts. Il n'est pas rare de trouver des échantillons, des seuls fossiles fréquents du Sillery le *Linarssonina pretiosa* de Billings, dans les fragments des schistes rouges et verts qui forment un talus de débris au pied de la falaise.

De cet endroit jusqu'à la Pointe Lévis, les falaises sont formées des schistes rouges et de limaces sablonneux.

A la Pointe Lévis, on remarque que les schistes rouges et verts vont jusqu'à un petit ravin voisin de l'embranchement des tramways et font place à des schistes gris plus durs. Au tournant, derrière la dernière maison, vers la droite, apparaissent des schistes gris renfermant parfois des lits rouges, mais plus loin il n'y a plus que des schistes gris durs et des calcaires. A première vue, il semble que le Sillery se trouve au-dessus des schistes gris appartenant à la formation de Lévis et que le passage entre ces deux formations se fasse par une succession de lits rouges et gris. Mais en étudiant plus attentivement la falaise et la succes-

sion des lits sur le plateau du sommet de la falaise, on s'aperçoit qu'il y a en réalité un changement très net le long de la direction et qu'il doit y avoir là une faille entre le Lévis et le Sillery. En fait, on peut voir un petit glissement des terrains en arrière de la dernière maison à l'est et on retrouve des traces de dislocation dans le petit ravin dont nous avons déjà parlé.

On peut voir entre la Pointe Lévis et le pied de la rue Davidson plusieurs plissements dans le calcaire dur qui forme la falaise de la grande rue.



Anticlinal dans le calcaire du Shumardia, rue Davidson, Lévis

A l'est de la rue Davidson à une petite distance au nord de la grande rue et un petit peu avant d'arriver au tournant de la route, on peut voir dans une tranchée, la voute d'un anticlinal déjeté. Les terrains sont là des calcaires en lits minces et des schistes. Les calcaires contiennent *Dictyonema*, *Shumardia* et d'autres fossiles et on les désigne dans la région sous le nom de calcaires à Shumardia. On voit très distinctement le renversement des couches qui plongent uniformément vers le S.E. sous un angle de  $50^\circ$  sauf toutefois à une petite distance du centre de l'axe de l'an-

clinal. On voit également très clairement que certains lits, notamment des lits épais de schistes, ont été écrasés.

Au sommet de la colline, en arrière de la petite maison du coin apparaissent des couches épaisses de calcaires qui renferment entre elles des lits schisteux à graptolites, dont le *Tetragraptus*

En remontant la rue Davidson pour aller à la côte du Passage, on rencontre, en travers de la rue et sur une petite distance le long d'une ruelle, un banc épais de conglomérat calcaire flanqué de chaque côté de schistes rouges et verts. Comme entre ce conglomérat et l'axe de l'anticlinal, on suit d'une façon presque complète la série des terrains avec le même prolongement, on est conduit à penser que le conglomérat est situé au-dessus du calcaire du Shumardia. Entre ces deux terrains, il existe environ 53 mètres de schistes et de clacaires.

En suivant ce conglomérat que nous appellerons le conglomérat A, vers l'est jusqu'à la rue suivante on trouve à une petite distance du sommet de l'ascenseur en ruine, mais au coin de la rue, immédiatement au-dessus un mauvais affleurement d'un conglomérat tout différent que nous avons marqué B sur la carte si-jointe. Descendant la côte du Passage, on retrouve dans les tranchées les mêmes schistes et les mêmes calcaires que l'on a observés au-dessus de l'anticlinal. L'axe de cet anticlinal se trouve au tournant de la route et les couches d'aval que l'on rencontre sont l'exacte répétition des couches d'amont. Noter l'épaisseur des lits de calcaires gris au pieds de l'ascenseur et comparer avec ceux qui affleurent dans la tranchée du sommet de la colline.

A partir du pied de la côte du Passage et de la rue Davidson, on peut voir en remontant vers le N.-E. de la grande rue les bancs de calcaires Shumardia en lits minces; ces bancs se suivent sur tout le flanc de la falaise jusqu'aux escaliers de bois. Là les calcaires disparaissent sous le niveau de la rue et l'axe de l'anticlinal traverse la rue et passe du côté du fleuve. Entre les deux maisons voisines du S.-E. à 150 mètres des escaliers, une faille abaisse les conglomérats A presque jusqu'au pied de la falaise tandis que les conglomérats B se trouvent tout à fait en haut.

A cet endroit, le conglomérat B est en majorité formé de calcaires en lits minces encaissés entre deux petits bancs de conglomérats en haut et en bas. Au niveau de la petite pointe qui se trouve immédiatement au-delà des deux mai-



sons, une deuxième faille ramène les conglomérats au pied de la falaise et met en contact les deux conglomérats. On peut voir d'autres déplacements de moins d'importance, sur la pointe même.

C'est au-delà de la pointe que se trouvent les meilleurs affleurements du voisinage de Lévis. Le conglomérat A qui a 4 m. 5 d'épaisseur au niveau de la faille se suit jusqu'aux fours à chaux du pied de la falaise on le voit distinctement dans la face de la falaise où il s'amincit jusqu'à former un banc d'à peine deux pieds. Au-dessus de lui apparaît nettement une couche de calcaires en lits minces, plus haut encore apparaissent les calcaires en lits minces du conglomérat B. Ce dernier banc est très fossilifère et contient en cet endroit *Phyllograptus anna*, *Dictyonema*, *Shumardia granulosa*, *Lingula quebecensis*, et d'autres fossiles. Au milieu de la falaise au-dessous du conglomérat A, on peut voir un calcaire en lits encore plus minces que l'on doit rattacher par ses fossiles aux calcaires de Shumardia. Ce calcaire ne semble pas avoir été plissé et on ne retrouve pas avec lui les calcaires gris qui l'accompagnaient à la rue Davidson. A trois mètres en-dessous de ce calcaire, on peut voir un schiste gris dur avec *Dawsonia*; *Phyllograptus*, *Dichograptus* et des brachiopodes.

En suivant la rue qui se détache vers le sud de la grande rue, au sommet de la colline, on peut étudier dans tous ses détails, le conglomérat B. A première vue, il semble qu'on ait affaire au conglomérat A, mais en le suivant pas à pas à la surface on s'aperçoit qu'il s'engage dans un calcaire à lits minces jusqu'au sommet dans la falaise. En retournant à la route, on retrouve en place le conglomérat A, au-dessous du conglomérat B. Cette tranchée sur la route permet de faire très facilement une étude détaillée du conglomérat. Plusieurs des cailloux sont gros et atteignent parfois plus d'un pied de diamètre; généralement ils sont assez peu arrondis, et ont des contours plus ou moins rectangulaires. Les intervalles entre les cailloux sont remplis de petits cailloux et il y a très peu de ciment proprement dit. La plupart des cailloux sont des calcaires et beaucoup d'entre eux sont fossilifères. Les fossiles qu'on y trouve sont surtout d'âge Beekmantown. Quelques-uns des cailloux proviennent eux-mêmes de conglomérats, tandis que d'autres sont formés de calcaires oolithiques. A côté de ces cailloux calcaires, on peut voir dans ces affleurements des cailloux de gneiss, de quartzites, de grès, et de schistes.

## DE LÉVIS AUX CHUTES MONTMORENCY.

Lorsqu'on va sur le ferry boat de Lévis à Québec, on a une excellente vue de Québec. Le point le plus élevé est occupé par la citadelle; à moitié chemin, sur le flanc de la falaise se trouve le Chateau Frontenac et la terrasse Dufferin. Les roches qui forment la falaise sont des calcaires et des schistes durs de la formation de Québec (Trenton moyen).

En quittant la gare du tramway de la Québec Railway Light & Power Co., on traverse par le tramway électrique la rivière St-Charles et on s'avance sur une plaine basse qui longe la rive du St-Laurent.

A Beauport (4. km. 5) on quitte la plaine et on peut voir une carrière dans le calcaire de Trenton. Les bancs sont en lits minces, la roche est saine, d'un bleu noir et séparée par de minces lits schisteux, elle appartient au Trenton moyen. Immédiatement au-delà de cette carrière, le tramway abandonne la ligne principale et commence à faire l'ascension de la terrasse. Dans cette ascension assez raide, la voie traverse une tranchée pratiquée dans les schistes d'Utica. Ces schistes ont un prolongement très marqué vers la rivière alors que les couches de Trenton de la carrière étaient horizontales. C'est qu'il existe une faille très visible à Montmorency qui passe entre la tranchée et la carrière. Le chemin de fer longe alors la terrasse à flanc de coteau mais très près du sommet. A ce moment-là la voie est parallèle à la route de Beauport-Montmorency et on ne cesse pas de la voir jusqu'à Montmorency. La présence du calcaire de Trenton se manifeste par de nombreuses petites carrières et par des fours à chaux, au nord du chemin de fer. Quant à la voie elle-même, elle est établie sur les schistes Utica et Lorraine jusqu'à quelques perches avant d'arriver à Kent House, aux chutes Montmorency. La route est bordée de chaque côté par de coquettes maisons canadiennes dont les terres longues et étroites s'étendent jusqu'à la rivière d'un côté et jusqu'aux collines laurentiennes de l'autre.



CHUTES MONTMORENCY: SOMMET DES CHUTES, CÔTE  
OCCIDENTAL (1)

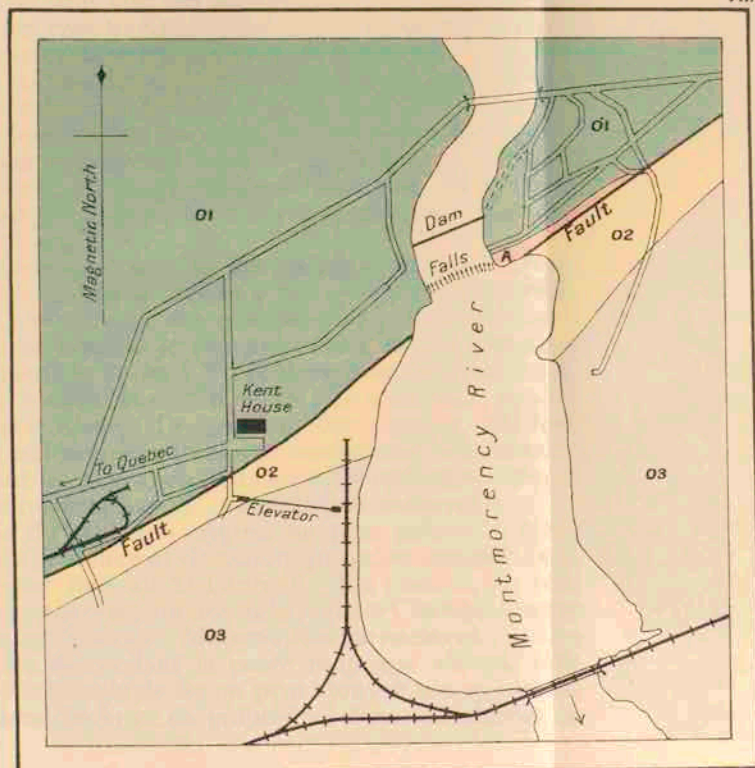
De ce point on a une belle vue d'ensemble. Le sommet de la chute est à 83 m. 5. au-dessus du niveau de la mer et l'observatoire du sommet de l'édifice qui domine la digue est à 97 mètres 5. Le lit de la rivière est un gneiss précambrien et de l'autre côté de la rivière on peut voir le calcaire de Trenton reposant en discordance sur le gneiss mais avec un plongement parallèle à la pente de la surface du soubassement. En dessous des chutes se trouve une grande épaisseur (215 mètres) de schistes micacés en lits fins de formation Lorraine inférieure (Francfort); plus bas apparaissent les schistes noirs d'Utica (60 mètres.) Ces schistes au lieu d'être presque horizontaux comme les calcaires du sommet de la chute, plongent vers le S.-E. sous un angle d'environ 40°. Le plan même sur lequel coule la chute est un plan de faille et le sommet du Trenton qu'on trouve au bas de la chute est à 82 mètres en dessous de la base de Trenton et qui forme le sommet de la faille, ce qui indique un rejet vers le sud d'environ 180 mètres. Les berges occidentales de la rivière sont formées de calcaires de Trenton en lit minces très fossilifères. On les voit près de l'observatoire et à l'extrémité ouest du pont de voitures. La faune est une faune à Trinucleus et appartient au Trenton inférieur.

De l'autre côté du chenal nord du St-Laurent apparaît l'île d'Orléans et les plaines qui forment la côte visible de cette île sont formées de couches à graptolites de la formation de Québec, les couches ont à peu près la même direction et le même pendage que les couches Lorraine de la rive nord du St-Laurent ce qui ne peut s'expliquer que par la présence d'une faille dans le lit du St-Laurent.

CHUTES MONTMORENCY: (B) SOMMET DES CHUTES, CÔTÉ  
ORIENTAL.

En traversant le pont qui domine les chutes, noter les berges de gneiss qui bordent la rivière en amont et en aval du pont. Ces berges ont une surface inégale qui montre le caractère de la surface topographique antérieure au Tren-

(1) Voir carte Chutes Montmorency.



**Legend**

- 03 Lorraine
- 02 Utica
- 01 Trenton
- A Pre-Cambrian
- Fault

Geological Survey, Canada

**Montmorency Falls**



(Scale of map is approximate)

## CHUTE

De ce p  
de la chur  
l'observa  
est à 97 :  
cambrien  
le calcaire  
mais ave  
face du s  
une grand  
lits fins  
plus bas  
tres.) C  
comme le  
le S.-E. s  
lequel co  
Trenton  
en dessou  
de la fail  
180 mètr  
formées c  
res. On  
ouest du  
nucleus e

De l'a  
l'île d'Or  
cette île s  
tion de Q  
tion et le  
rive nord  
la presen



## CHUTES

En tra  
berges de  
du pont.  
le caractè

(1) Voir ca

ton. A l'extrémité est du pont, suivre un sentier qui mène à un affleurement sur la berge de la rivière immédiatement en dessous de la digue en béton et juste au dessus du seuil des chutes. Là l'érosion a mis à nu le fond de la mer Trenton et on peut voir des *Solenoporas* attachés au sol sur lequel ils ont grandi; une boue calcaire remplit des trous et des crevasses dans les gneiss et de temps en temps on trouve des cailloux de gneiss enchassés dans les couches inférieures du calcaire. On remarquera que les couches se plient aux irrégularités du fonds de l'ancienne mer et bien que la lacune corresponde à tout le Cambrien et à l'Ordovicien inférieur, les conglomérats de base sont en quantité insignifiante ce qui indique qu'on se trouve à quelque distance du rivage.

En cet endroit ce sont les lits les plus anciens, mais au pied du barrage qui se trouve à peu près à un demi-mille en amont, on aperçoit des couches plus anciennes contenant la faune Trenton la plus ancienne que l'on connaisse et notamment: la faune à *Trocholites canadensis* et à *Parastrophia hemiplicata*. Tous ces lits sont plus récents que le Black River. Les surfaces décomposées qui font suite à cet affleurement en amont renferment beaucoup de fossiles dont les plus abondants sont *Trinucleus concentricus* et *Eheirocrinus logani*. (En plaques seulement.)

A partir du seuil des chutes, on peut suivre la berge orientale de la rivière et descendre jusqu'au sommet de la falaise faisant face au St-Laurent. En chemin, on rencontre des graviers fossilifères de la période Champlain avec *Mya truncata*, *Saxicava*, *Macoma*, des barnacles et d'autres fossiles. En descendant la pente raide qui aboutit près de la voie du chemin de fer on peut trouver des spécimens de *Triarthrus becki* et de graptolites dans les schistes de Lorraine.

#### CHUTES MONTMORENCY: (C) PIED DES CHUTES.

En descendant par l'ascenseur jusqu'au bassin du pied des chutes, on a une belle vue des deux côtés de la rivière sur les schistes de Lorraine. Lorsqu'on remonte la rivière dans la direction des chutes, on voit les schistes d'Utica et les gneiss affleurer dans le lit même de la rivière. En cet endroit, on a une excellente vue du gneiss précambrien, le long du plan de faille; en regardant dans la direction de Kent House, on constate que le Trenton horizontal repose

sur les gneiss. A une petite distance le long de la berge, en remontant et du même côté se trouve une zone de broyage dans des roches précambriennes qui indique un mouvement de déplacement parallèle à la faille générale, mais les calcaires horizontaux supérieurs traversent ce plan de faille sans interruption ce qui montre que la faille est antérieure au Trenton.

De l'autre côté du cours d'eau se trouve un petit couloir en forme de ravin dont le flanc nord est en gneiss et dont



Contact du Trenton et du Précambrien, sommet des Chutes Montmorency.

le fond est formé de calcaires Trenton supérieurs surmontés par un calcaire à *Triarthrus becki* et à graptolites. La plus grande partie du flanc sud du ravin est cependant formée de schistes et on voit très bien le contact entre l'Utica et le Lorraine, le schiste d'Utica étant de beaucoup le plus foncé des deux. Ce contact est très irrégulier mais cette irrégularité ne correspond probablement pas à une discordance, elle provient plutôt de ce que les pressions qui ont donné naissance à la grande faille ont fait glisser légèrement la Lorraine sur l'Utica. La pointe rocheuse

qui est toujours éclaboussée par la chute est en schiste d'Utica et la partie de cette pointe qui regarde la chute renferme des graptolites en grande quantité surtout *Climagraptus bicornis* et *Climacograptus typicalis*. Les schistes de Lorraine ne sont pas en général très fossilifères mais certaines couches renferment une certaine quantité de graptolites et des spécimens incomplets de *Triarthrus becki*.

#### POINTS INTÉRESSANTS À VISITER : QUÉBEC.

##### 1. Rues Sous le Cap et Champlain.

La rue Sous le Cap est une rue extrêmement étroite et peu agréable qui longe la base du rocher et qu'on montre habituellement aux visiteurs comme la rue la plus étroite du continent américain ou comme la rue la plus étroite du monde. En passant à côté du rocher, on peut jeter un coup d'oeil de temps en temps vers le nord sur les schistes et calcaires de la formation de Québec. La rue Sous le Cap se termine à la rue St-Jean; là en tournant dans la rue du Sault aux Matelots et en prenant la Côte de la Montagne, on peut voir sur les pentes rocheuses des conglomérats disloqués et écrasés. Les cailloux de ce conglomérat sont très fossilifères et contiennent la faune du Trenton inférieur avec *Nidulites*, *Ampyx*, *Tetraspis* et d'autres fossiles du facies Atlantique.

Il est certain qu'il faut attribuer en grande partie à des failles la structure des terrains en cet endroit et à première vue, il semble que l'on n'ait pas affaire à un véritable conglomérat, mais que les cailloux proviennent d'une dislocation de couches régulières. Cependant en comparant cet affleurement avec d'autres qu'on rencontre autour de la ville, on arrive à conclure que c'est véritablement là un conglomérat qui a été disloqué et écrasé par les énormes pressions qui accompagnèrent la formation des failles.

En traversant à nouveau la Côte de la Montagne et en tournant dans la rue Notre-Dame, on passe devant l'église de Notre-Dame des Victoires bâtie en 1668. Au deuxième coin, prendre la rue du Cul de Sac, qui fut autrefois les quartiers généraux des riches prêteurs sur gages du régime français et aller jusqu'à la rue Champlain. À la sortie du Cul de Sac, la place qui se trouve à gauche est l'ancien marché Champlain. Au-delà du Marché Champlain, vers le nord, au-dessus de la rue, remarquer que les calcaires presque verticaux de la formation de Québec et tout en haut,

le Terrasse Dufferin. A l'extrémité la plus éloignée de la terrasse, on peut voir encore les traces du grand éboulement de 1881. En cet endroit, les couches plongent d'une façon très raide dans le rocher. L'extrémité supérieure de ces couches surplombait autrefois la route, mais finalement elle cêda et tomba sur les maisons qui bordaient la route en les écrasant et tuant un grand nombre de personnes.

Plus loin des schistes et des calcaires en bancs presque verticaux forment un grand rocher qui domine la route du côté nord. Par endroit les schistes ont un clivage secondaire. Bien qu'on ait cherché souvent des fossiles dans ces rochers, tout ce qu'on a pu trouver après plusieurs années de recherches ce sont des graptolites très mal conservés.

Une plaque placée sur le flanc de ce rocher marque l'endroit où un engagement eut lieu le dernier jour de 1775. Les troupes des colonies révoltées d'Amérique qui assiégeaient Québec furent défaites par la garnison et perdirent leur commandant en chef le général Montgomery.

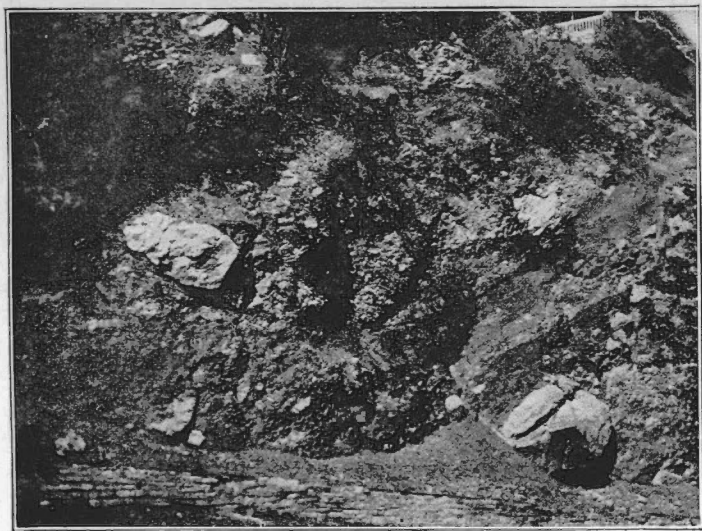
Au-delà de cette plaque, la route continue à suivre le pied de la falaise qui atteint sa hauteur maximum au Cap Diamant. Là, la route tourne légèrement et les terrains passent à des schistes noirs à lits minces contenant des grès interstratifiés; à cet endroit se trouvent des escaliers qui mènent au sommet des falaises. Les schistes n'ont donné que quelques graptolites mal conservés, ce qui les fait classer dans la formation de Lorraine.

2. *Face Nord de la falaise qui sépare la ville haute de la ville basse.*

On peut aller voir les affleurements de ce rocher en partant de la gare de la Québec Railway, Light & Power Co., en traversant la rue St-Paul et en prenant une rue presque parallèle à la rue St-Paul, la rue St-Valier. En suivant la rue St-Valier et en se dirigeant vers l'ouest, on traverse d'abord la Côte du Palais, près de l'emplacement de l'ancienne barrière du Palais, puis la route longe le pied du mur qui supporte la ville haute. A droite de la construction en pierre qui forme le coin du mur se trouve l'emplacement du Palais des anciens gouverneurs français de Québec. A gauche, près de la rue St-Roch, on peut voir des calcaires, des schistes et des conglomérats de la formation de Québec. Un peu plus loin, le long de la rue St-Valier, le long d'un escalier sur la Côte à Cotton on peut étudier en détails les

terrains; les conglomérats calcaires sont particulièrement faciles à voir près du sommet de l'escalier immédiatement à la base du mur de soutènement. Beaucoup des cailloux de ce conglomérat sont fossilifères et avec une faune semblable à celle des cailloux de la Côte de la Montagne.

On a aussi une bonne vue des terrains, sur l'escalier en fer qui se trouve à gauche de l'église St-Pierre. A peu de distance au-delà de cet escalier, à la Côte d'Abraham,



Conglomérats écrasés avec cailloux fossilifères. Côte de la montagne, Québec.

on rencontre un bon affleurement de conglomérats qui a donné à plusieurs reprises un grand nombre de fossiles.

On retrouve encore la formation de Québec à la Côte de la Négresse, mais au-delà les rochers disparaissent partiellement sous les maisons et sous la végétation, par contre au-dessous de la tour Martello et jusqu'au Boulevard Langelier on voit des affleurements de schistes gris mica-cés en lits minces d'âge Lorraine; ces lits ont à peu près la même direction et le même pendage que la formation de Québec. Au sommet de la colline au-dessus des schistes, les schistes durs et les calcaires de la formation de Québec ont



été mis à jour dans des tranchées de travaux et tout semble indiquer en cet endroit que la formation de Québec a été charriée sur la formation de Lorraine au lieu d'avoir été simplement déplacée et de se trouver côte à côte comme dans une faille normale. La formation de Lorraine a donné en cet endroit de nombreux spécimens de *Diptograptus pristis* et de petits brachiopodes du genre *Damanella*.

En continuant à suivre la rue Arago on peut faire l'ascension du rocher à la Côte Sauvageau; là les schistes tendres forment un contraste marqué avec les schistes et les calcaires durs de la Côte à Cotton et de la Côte d'Abraham.

Après avoir monté la Côte Sauvageau jusqu'au point de rencontre avec la Côte du Réservoir, on peut descendre cette dernière côte pendant 60 mètres; on rencontre alors des schistes gris micacés en lits minces d'âge Lorraine. Certaines couches dans ce district renferment un grand nombre de graptolites.

A une centaine de pieds plus bas le long de la côte apparaissent des grès rouges durs et à partir de cet endroit vers l'ouest le rocher est formé de schistes et d'argiles Sillery. On se trouve là probablement au point de sortie de la faille qui pénètre dans le rocher à la baie Wolfe sur le flanc du promontoire qui regarde le St-Laurent.

En remontant la côte, on trouve à main droite un sentier formée par la réunion de deux rues en pente: on peut voir là un lit mince de conglomérats calcaires compris entre deux couches de schistes. Il est assez rare de rencontrer un conglomérat calcaire dans le Lorraine et il est probable qu'on n'en a jamais rencontré en dehors de cet endroit.

En ce point, on a une belle vue de l'ancien chenal du St-Laurent qui se présente sous forme d'une vallée plate et large; c'est par là qu'autrefois passait un bras du St-Laurent qui contournait la ville au nord.

#### POINTS INTÉRESSANTS A VISITER: LÉVIS.

Lorsqu'on longe la Grande Rue en se dirigeant vers l'est à partir de la gare de Lévis qui se trouve au pied de la falaise, on voit disparaître les conglomérats à 600 mètres environ de la gare. Cependant, à gauche de la voie, on aperçoit un conglomérat (marqué C. sur la carte) partiellement submergé à mer haute qui se dirige vers la voie du chemin de fer et qui la traverse au niveau de la première tranchée dont il forme la paroi nord. Ce conglomérat est

très différent d'aspect de ceux que l'on peut voir le long des rochers qui bordent la Grande Rue; il contient plus de ciment et moins de cailloux, il se décompose en prenant une couleur brune particulière, il est parsemé de veinules de calcite et contient une grande quantité de sable.

A la fin de cette petite tranchée ce gros conglomérat disparaît. A gauche de la voie, les couches sont très disloquées et sauf deux lentilles de conglomérat rouillé la masse principale du conglomérat a disparu. A main droite une petite croupe se détache de la colline et on peut voir sur ses pentes un conglomérat semblable au gros conglomérat dont nous venons de parler. Au sommet de la colline près de la route St-Joseph, en face de l'extrémité de la Côte des Pères on retrouve ce conglomérat mais il est impossible de le suivre plus loin. Il semble que le conglomérat rouillé ait été charrié par une autre faille transversale qui se trouvait un peu au sud.

A 120 mètres environ plus loin de la voie se trouve un autre groupe qui renferme également un conglomérat rouillé qui semble avoir été charrié vers le sud, ce conglomérat traverse cette fois la voie au niveau d'une petite tranchée puis disparaît.

Cette tranchée renferme un des meilleurs gisements de graptolites des environs et la situation de ce lit à graptolites dans la section présente par conséquent un intérêt considérable. Au-dessus du lit à graptolites, environ à 30 mètres, on peut voir dans la colline un banc de conglomérats qu'on a pu suivre heureusement avec une grande netteté et qu'on a pu relier avec le plus bas des deux bancs de la section d'ensemble de la colline (Conglomérat A. Voir plus haut guide de Lévis). Le problème se pose toujours évidemment de savoir si ces lits à graptolites appartiennent au point de vue stratigraphique aux 30 mètres qui se trouvent au-dessous du conglomérat A, ou aux 6 mètres qui se trouvent au-dessous du conglomérat rouillé. Il semble que la première alternative soit la plus probable car d'abord on trouve une zone de schistes à graptolites et ensuite la faune est semblable à celle que l'on trouve dans les schistes de la colline et dont les espèces les plus caractéristiques sont *Dichograptus octobrachiatus* et *Phollograptus anna*.

Audelà de cette tranchée un sentier conduit jusqu'au sommet de la colline à travers des taillis. Près du sommet de la colline se trouve un conglomérat presque semblable

à celui qui affleure dans la rue au-dessous de la rue St-Joseph. Ce conglomérat contient des lits minces de calcaires. Il est très épais mais cette épaisseur anormale correspond à un repliement anticlinal. En continuant le sentier vers le sud jusqu'à la grande route puis en tournant le chemin St-Joseph jusqu'à la rue Bégin et en remontant cette rue, on ne rencontre aucun affleurement rocheux mais prenant une ruelle, on arrive à des carrières taillées à flanc de côteau. A l'entrée même de la ruelle, on peut voir un banc de conglomérat calcaire; un autre apparaît un peu plus loin et un troisième forme un petit mamelon immédiatement au nord des carrières qui ont d'ailleurs été ouvertes dans le conglomérat.

Dans les deux carrières qui ont été ouvertes dans le mamelon le plus élevé, on peut voir deux grands amas de calcaire dont un a 10 mètres de diamètre. Il est difficile de considérer ces calcaires comme des blocs charriés, de plus ces deux grandes masses calcaires contiennent les mêmes fossiles d'âge Beekmantown que le ciment qui se décompose en brun. D'autres fossiles dans les mêmes carrières contiennent des fossiles cambriens supérieurs et on peut voir notamment vers la gauche de la carrière orientale, quelques gros cailloux de grès. Le mamelon est donc formé de conglomérat mais la plus grande partie des matériaux qui le composent semble provenir d'une couche de calcaires qui a été démantelée sur place. Le premier mamelon au nord contient de grandes masses analogues de calcaire avec des fossiles Beekmantown et on pense que les deux conglomérats sont identiques et forment l'arche d'un anticlinal retourné et abrasé. Les deux conglomérats qui affleurent au nord de la ruelle se retrouvent dans le cimetière qui est en arrière du mamelon.

Ce mamelon est le "mamelon nord du cimetière St-Joseph" mentionné par Ells et c'est là que Walcott trouva pour la première fois des fossiles dans le ciment et fut à même de relier d'une façon nette ces terrains avec le Beekmantown de Philipsburg.

## QUEBEC ET VOISINAGE: Notes Physiographiques.

(J. W. GOLDTHWAIT.)

La position privilégiée de la vieille ville de Québec sur un promontoire qui commande le St-Laurent, permet d'observer dans des conditions excellentes les grands traits caracté-

ristiques de la plaine du St-Laurent. Lorsqu'on regarde l'estuaire vers l'aval du haut de la terrasse Dufferin ou de la citadelle, on voit vers la gauche les formes massives des Monts Laurentiens qui apparaissent au loin à une grande distance de la côte nord. Les gneiss précambriens qui forment ces montagnes disparaissent le long d'une ligne sinueuse sous les bancs fortement redressés des schistes et calcaires paléozoïques. On voit comment les roches cristallines qui se dressent à plusieurs centaines de pieds au-dessus des sédiments voisins ont résisté aux longs et continus phénomènes de dénudation de l'ère tertiaire. Au milieu de l'estuaire du St-Laurent apparaît l'île d'Orléans qui forme un plateau élevé d'environ 76 mètres au-dessus des eaux du fleuve. Cette île constitue un anneau de liaison entre la plaine étroite qui s'étend au pied des montagnes d'un côté et les larges plaines connues sous le nom de basses terres du St-Laurent, de l'autre. Ces basses terres donnent une ligne d'horizon extrêmement douce et c'est au milieu d'elles que le fleuve et ses affluents ont creusé leurs chenaux profonds. Au point le plus étroit de l'estuaire du St-Laurent, c'est-à-dire entre les plaines d'Abraham au nord et les collines de Lévis au sud, le fleuve est bordé par des rochers abrupts qui se dressent à 90 mètres au-dessus des hautes mers. A partir du St-Laurent, la plaine s'élève lentement vers le sud et atteint à une vingtaine de km. une première chaîne de hauteur. Ces basses terres du St-Laurent se montrent à nous comme une pénéplaine semblable à celle des basses terres du Cumberland, de Colchester et de l'est du Nouveau-Brunswick; cette pénéplaine provient de l'usure des sédiments de paléozoïques tendres qui s'étendaient entre les gneiss durs des Laurentides vers le nord et les grès solides des chaînes apalachiennes au sud. Comme toutes les autres basses terres, cette pénéplaine a été soulevée au milieu de l'ère tertiaire puis profondément découpée par le système de rivières de l'époque puis finalement submergée. Actuellement la marée remonte le St-Laurent jusqu'au Lac St-Pierre à 128 km. en amont de Québec. Pendant une partie au moins de la période Pléistocène, la vallée du St-Laurent était encore plus profondément submergée.

D'après Chalmers, la glaciologie de cette région est très compliquée et il semble qu'il y eut trois systèmes de glaciers: un premier glacier semble avoir rayonné des hautes terres apalachiennes du sud de Québec et du New-Hamp-

shire et avoir coulé vers le nord jusqu'au St-Laurent; une deuxième invasion glaciaire semble ensuite être venue d'un centre de rayonnement situé à l'est de la baie d'Hudson; ce deuxième glacier aurait traversé le St-Laurent à l'est de Québec mais ne semble pas avoir été plus loin; finalement on croit avoir retrouvé la trace d'un écoulement glaciaire vers le S.O. provenant des Monts Laurentiens. Les glaciers locaux ont dû descendre de ces montagnes à la fin l'ère glaciaire alors que l'estuaire beaucoup plus profond et beaucoup plus large à cette époque que maintenant charriait des glaces flottantes. On trouve des traces de ces glaces flottantes en divers endroits de la côte sud. Les preuves de ces diverses stages ou époques de glaciation ne peuvent pas être regardé actuellement comme assez nettes pour qu'on puisse en tirer des conclusions.

A la fin de la dernière époque glaciaire, les environs de Québec se trouvaient à 180 mètres plus bas par rapport au niveau de la mer, que maintenant. A la suite d'un mouvement différentiel, les anciens sédiments marins et les lignes de rivage furent soulevées jusqu'au niveau qu'ils occupent actuellement. Le caractère assez obscur de ces terrasses surélevées montre que les terres avaient commencé à s'élever alors que la calotte glaciaire était en train de disparaître par fusion et que le mouvement de soulèvement se continua d'une façon constante mais plutôt rapide jusqu'à ce que les terres eurent atteint leur altitude actuelle. Derrière Château-Richer, à 24 km. à l'est de Québec, on trouve des plages de graviers au sommet de terrasses abruptes de 179 mètres de haut. On retrouve une limite supérieure analogue pour les plages marines sur la route qui part de St-Joachim à 16 km. plus à l'ouest (174 mètres). A St-Gervais à 24 km. au S.E. de Québec on peut voir une barre très nette de graviers à 193 mètres au-dessus du niveau de la mer. Ces chiffres correspondent bien à ceux des plages surélevées que l'on trouve le long du St. Laurent où dans l'ensemble le plan des anciennes lignes de rivage s'élève constamment dans la direction de Québec à partir du Petit Métis. Bien que l'on n'ait trouvé de coquilles marines qu'à mi-hauteur de ces terrasses comme par exemple à 114 mètres à Portneuf, à 50 km. à l'ouest de Québec, il semble certain que les graviers que l'on trouve à 180 mètres de haut sont d'origine marine.

Le long du tramway électrique qui va de Québec à Ste-Anne de Beaupré, on voit très bien les récifs Micmac qui

correspondent à la plus forte et à la plus continue de toutes les anciennes lignes de rivage du bas St-Laurent. Dans la ville de Québec même, la terrasse de 20 pieds est cachée par les rues et les maisons de la basse ville. Du côté de Lévis on en voit plusieurs fragments. Après avoir traversé les alluvions du delta qui encombrent l'embouchure de la rivière St-Charles, près de Beauport, la ligne de tramways longe à peu de distance le pied des falaises abruptes de l'ancienne ligne de rivage. On suit ces falaises depuis Beauport jusqu'à St-Anne et St-Joachim, c'est-à-dire jusqu'au terminus de la ligne: ces falaises sont continues et la voie ne s'en écarte jamais. Elles forment un escarpement de 6 à 15 mètres de hauteur couvert de gazon d'une façon continue. Cet escarpement n'est pas droit et forme des courbes larges. Il ne présente aucune irrégularité bien marquée, ni promontoire saillant ni baie profonde. C'est le type d'une ligne de rivage arrivée à maturité. A partir du pied de l'escarpement, les terres descendent lentement pendant plusieurs centaines de pieds jusqu'au niveau des hautes mers, puis elles se continuent sous forme de terrains marécageux à demi submergés par les eaux et d'une étendue à peu près égale à celle des terrains secs. La largeur totale de ces plaines basses varie de 0 km. 8 à 2 km. 4. De l'autre côté du chenal sur la côte nord de l'île d'Orléans, on retrouve les mêmes escarpements qui d'ailleurs peuvent se suivre sans interruption tout autour de l'île.

Dans un certain nombre de points le long du chemin de fer on peut voir que la tranchée a non seulement atteint le drift glaciaire, mais le roc. Par exemple, à l'église de Beauport, on remarque dans les tranchées fraîches qui ont été pratiquées dans la colline de Micmac, des schistes tendres qui plongent vers la mer sous de grands angles et qui sont presque parallèles à la pente de la colline elle-même. Si l'on s'en tenait à cette seule observation, on pourrait croire que cet escarpement n'est pas une falaise creusée par les vagues mais simplement une falaise tectonique. De même aux chutes Montmorency, les schistes rouges très décomposés apparaissent derrière la falaise le long des flancs du ravin. La chute elle-même coule à la limite entre les schistes et les gneiss plus résistants sur lesquels la rivière supérieure s'est maintenue tandis qu'elle creusait les schistes et y pratiquait une gorge profonde. Jusqu'à Château-Richer le chemin de fer suit le bord antérieur de la terrasse Micmac et passe non loin de carrières

qui ont été ouvertes sur une colline formée de calcaires au lieu de schistes. Il est évident que cette ligne de collines a été découpée en côtes sans que ni le pendage ni la direction des roches ait joué aucun rôle.

Au-delà, la terrasse s'élargit et on peut la suivre sans interruption pendant plusieurs kilomètres.

Cette ligne de rivages de Micmac présente deux caractères extrêmement importants: 1° D'abord sa vigueur eu égard au faible espace que les vagues avaient pour se développer entre l'île d'Orléans et la côte nord. Les vagues ont en effet entamé les terres à partir de la côte sur une distance aussi grande que la largeur du plateau sous marin, soit sur plus d'un demi-mille. Ensuite l'altitude du fond marin au voisinage de Québec est presque actuellement la même que celle qu'on trouve à 500 kil. plus bas dans l'estuaire et dans l'intervalle, il n'y a aucune trace de mouvements de bascule. Cette émergence récente de la côte du bas St-Laurent dont nous avons donné les limites se fit par un soulèvement général parfaitement uniforme.

L'étude de la flore de la terrasse Micmac à Ste-Anne de Beupré montre qu'il y eut le long de la ligne des hautes mers un curieux mélange de plantes lagunaires marines et de plantes d'eau douce. Cela peut s'interpréter en disant que les marais d'eau douce gagnaient sur les lagunes d'eau salée et que les plantes des marais intérieurs avançaient sur les terrains marécageux de haute mer au fur et à mesure que la côte se soulevait. D'un autre côté on peut donner une autre explication: les plantes marines auraient envahi des marécages primitivement à eau douce pendant une période de légers enfoncements de la côte. On peut enfin expliquer ce mélange des deux flores comme résultant de conditions saisonnières (hautes mer ou précipitations pluviales exceptionnelles): certaines étendues de terrains auraient été tantôt envahies par des eaux salées et tantôt envahies par des eaux douces. En l'état actuel de nos découvertes, il est impossible de dire si le plateau marin de Micmac continue à émerger lentement de la mer, s'il est stationnaire ou s'il s'enfonce lentement. En général, les renseignements qui ont été recueillis récemment sur la côte du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Angleterre tendent à faire admettre qu'il ne s'est produit aucun changement de ligne du rivage pendant ces quelques derniers milliers d'années.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

## DE LÉVIS À LA RIVIÈRE-DU-LOUP

(G. A. YOUNG)

Milles et  
kilomètres  
0. ml.  
0. km.

Lévis: (En face de Québec). Alt. 15 pds. (4 m50.)  
A la sortie de Lévis, le chemin de fer Intercolonial suit pendant une petite distance le rivage du St-Laurent puis s'écarte du fleuve et au sortir du bassin de la formation de Lévis il s'engage sur une pente assez raide et atteint une sorte de haute plaine ondulée formée de schistes rouges et verts et de grès de la formation de Sillery. On a l'habitude de ranger ces terrains dans le Cambrien supérieur bien qu'ils soient probablement d'âge ordovicien.

Le Sillery affleure sur une zone dont la largeur varie de 10 à 23 km. et borde le St-Laurent depuis les environs de Québec jusqu'au-delà de la rivière du Loup soit sur 150 km. de longueur.

Au S.-E. les terrains Sillery se terminent contre une zone plus étroite de schistes noirs et de quartzites qui succèdent en concordance au Sillery. Ces schistes et quartzites sont plus anciens que le Sillery mais les deux formations ont été fortement plissées le long d'axes dirigés presque parallèlement au cours général du St-Laurent. Les plis sont dissymétriques, les flancs N.-O. étant plus voisins de la verticale que les flancs du sud. La plupart du temps, les plis ont été retournés et ont pris un pendage vers le S.-E. généralement avec des angles de 75° ou davantage.

Au milieu de la zone relativement large des terrains Sillery qui bordent le St-Laurent se trouvent des lambeaux détachés et allongés de quartzites et de conglomérats qui composent la formation du Kamouraska. Ces lambeaux ont des longueurs variant de 1 km. à 10 km. Leur grand axe correspond à peu près à la direction générale du Sillery environnant. Ces lambeaux de Kamouraska se rencontrent presque uniquement dans une zone d'environ 72 km. de longueur non loin du St-Laurent



à peu près à moitié chemin entre Québec et la Rivière du Loup.

La formation de Kamouraska apparaît sous forme de petites collines détachées qui s'élèvent rarement à plus de 90 mètres au-dessus du pays environnant. Les couches sont fortement plissées en anticlinaux légèrement inclinés vers le N. O. dont les flancs penchent vers le N.E. et le S.O. Par endroit le conglomérat renferme des cailloux calcaires à faune cambrienne et parfois probablement aussi à faune ordovicienne inférieure. Certains auteurs ont fait entrer la formation Kamouraska dans le Sillery. J. A. Dresser a cependant donné plusieurs raisons qui tendent à montrer que la formation de Kamouraska gît en discordance sous le Sillery.

Sur la plus grande partie du chemin entre Québec et la Rivière du Loup, la large bande Sillery est affecté par une série de failles inverses avec rejet vers le N.O. Cette zone de faille est reconnaissable sur une longueur de 105 km. par un escarpement bien défini qui à son maximum de développement s'élève de 215 à 300 mètres au dessus du niveau de la plaine à une distance de 1.5 km. à 2.5 km. Cet escarpement de faille commence non loin de la ville de Québec et se continue le long d'une ligne irrégulière et onduleuse dans la direction du N.E. à peu près parallèlement au St-Laurent et à une distance de la rive variant de 5 à 13 km. Entre le pied de l'escarpement et la rive du St-Laurent s'étend une plaine assez unie et agrémentée seulement de quelques mamelons à pente assez raide. A partir du sommet de l'escarpement vers le S.E. s'étend un plateau ondulé de 24 à 32 km. de large.

De place en place on peut voir du chemin de fer la lisière du haut plateau Laurentien qui borde le nord du St-Laurent. Ce plateau qui constitue le protaxe précambrien du continent, surgit brusquement à partir de la côte et atteint une hauteur moyenne de 300 à 600 mètres. Bien que par endroits, ce plateau soit assez accidenté et ait un caractère montagneux, bien qu'il soit recoupé en tout sens par des vallées profondes en général, il

offre tous les caractères d'un plateau ondulé. De loin en loin, les abords immédiats de la côte sont recouverts d'une frange étroite de terrains paléozoïques mais partout ailleurs les roches précambriennes viennent jusqu'au fleuve.

Monsieur J. W. Goldthwait a préparé la note suivante concernant les phénomènes glaciaires et post-glaciaires du district traversé par le chemin de fer entre Lévis et la Rivière du Loup.

"Au voisinage de Lévis le bord oriental de la plaine du St-Laurent se trouve environ à 21 km. au S.E. Au-delà le pays est traversé par une série de collines qui vers le N.E. s'approchent peu à peu de la rive du St-Laurent. C'est cette ligne de crêtes qui forma la ligne de rivage marin pendant la période de submersion qui suivit la période glaciaire. Du train, il est possible de voir de temps en temps que certaines de ces collines renferment des terrasses horizontales et des lignes d'escarpements bas se détachant sur une pente boisée. Ces terrasses et ces escarpements ressemblent assez à certaines terrasses attaquées par les vagues que l'on trouve en bordure des anciens Grands Lacs de l'Ontario. Cependant les terrasses qui dominent la plaine marine sont non pas sableuses mais rocheuses; elles ne fournissent généralement aucune preuve de l'action des vagues et on ne sait pas encore d'une façon certaine si la mer est restée assez longtemps au même niveau avant la période Micmac pour pouvoir entamer de telles falaises. L'altitude des sédiments marins supérieurs a pu être cependant déterminée d'une façon assez satisfaisante par l'observation de lambeaux de plages qui dans l'ensemble se répartissent sur un plan légèrement incliné dans la direction du N.E. ainsi que les mesures suivantes le démontrent: St-Georges, 13 km. au sud de St-Charles Junction, 192 mètres; Montmagny, 165 m. 5; L'Islet, 157 mètres; St-Jean Port Joli, 156 mètres 40. En certains endroits au-dessus du niveau de la submersion marine, on trouve des surfaces d'érosion glaciaires qui indiquent que la glace remontait le long de l'estuaire dans la direction du S. O. La surface de la plaine est parsemée de blocs erratiques cristallins

Milles et  
Kilomètres.

- provenant des Monts Laurentiens. Au-dessus du niveau de la submersion marine, on trouve des moraines écrasées, des roches moutonnées et d'autres traces de glaciation qui semblent indiquer un mouvement vers l'est des glaciers."
- 13.5 ml. **St-Charles Jonction** Alt. 293. 5 pds. (89 m. 5.)  
24 km.14. Au-delà de St-Charles Junction, en descendant la pente qui aboutit à la rivière Boyer, on peut voir de temps en temps les sommets de la ligne de crêtes du S.E. qui apparaît dans le lointain bleuté. Le flanc de cette ligne de hauteurs correspond à la zone de failles qui traverse la formation Sillery.
- 23.4 ml. **Station St-Valier** — Alt. 156 pds. (47 m. 5.)  
37 km.7. A mesure qu'on approche de St-François, la ligne de hauteurs qui limite la plaine ondulée que traverse le chemin de fer se rapproche graduellement de la voie avec des altitudes sans cesse croissantes. Près de St-François, les schistes rouges de Sillery apparaissent dans une tranchée de chemin de fer.
- 28.5 ml. **Station de St-François**—Alt. 134 pds. (40 m. 80.)  
45 km.8.  
36.7 ml. **Station de Montmagny**—Alt. 55 pds. (16. m. 80.)  
59 km.1. Au sortir de Montmagny, le chemin de fer traverse la Rivière du Sud et s'approche de la rive du St-Laurent. Au S.E., le pays s'élève rapidement pendant 5 à 6 kil. et forme une succession de lignes accidentées jusqu'à ce qu'on atteigne la lisière d'un haut plateau dont l'altitude générale varie de 180 à 300 mètres.
- 59.1 ml. **Station de St-Jean-Port-Joli** — Alt. 176 pds.  
95 km.1.(53 m. 6.)  
La ligne de hauteurs que l'on continue à voir au S.E. et tout proche de la voie, est en partie formée d'assises Kamouraska.
- 66.1 ml. **Station Ste-Louise** — Alt. 119 pds. (36 m. 30.)  
95 km.1. Au-delà de la station St-Louise, on voit se dresser du côté N. O. de la voie, des collines abruptes de terrains Kamouraska.
- 78.0 ml. **Station de St-Pacôme** — En arrivant à St-Pa-  
125. km. côme, on peut voir dans les tranchées des schistes et des grès Sillery.

Milles et  
Kilomètres.

79.8 ml. **Rivière-Ouelle** — Altitude 14 m. 60.

128. km. 6

94.8 ml. **Ste-Hélène** — Altitude 98 m. 40.

152. km. 5

Entre Ste-Hélène et la Rivière-du-Loup, le chemin de fer traverse une région relativement plate qui s'élève peu à peu vers l'intérieur des terres. Les lignes abruptes et isolées de terrains Kamou-raska ont disparu vers le sud, et la ligne d'horizon est basse.

102.7 ml. **Station St-Alexandre** — Altitude 112 m. 80.

165. kil. 4

La station ne se trouve qu'à 20 pieds au-dessous de la plage marine la plus élevée et la pente douce que présente la plaine vers la mer, son ouverture vers le nord, constituent des conditions extrêmement favorables pour la construction d'une plage marine à ce niveau. Du chemin de fer, en sortant de la station, on peut voir au sud dans les champs qui longe la voie, deux plages graveleuses basses mais très constantes qui courent parallèlement à la ligne du chemin de fer pendant un peu plus d'un mille. La large chaîne de hauteurs sur la pente de laquelle ces plages se trouvent, n'est pas une terrasse marine, ce sont des roches anciennes couvertes de terres." (Note fournie par J. W. Goldthwait.)

114.5 ml. **Rivière-du-Loup**. — Altitude 97 m.

184. 3 km.

## RIVIERE-DU-LOUP.

(G. A. YOUNG.)

### INTRODUCTION.

La Rivière-du-Loup et les régions voisines sont situées dans un district de couches plissées et faillées d'âge douteux, qui se trouve en bordure de la rive sud du St-Laurent et du golfe de St-Laurent et qui s'étend depuis une petite distance en amont de Lévis jusqu'à l'extrémité de la péninsule de Gaspésie, soit sur une distance d'environ 560 km. Ces couches appartiennent à un ensemble de formations assez mal

définies connues sous le nom de Groupe de Québec. Ce groupe de Québec s'étend au-delà de Lévis, au S.O. jusqu'au-delà de la frontière des Etats-Unis et dans ce prolongement S.O. du groupe, il a été possible, en s'aidant notamment de renseignements paléontologiques, de mettre en lumière l'existence de plusieurs formations dont l'âge varie du Précambrien au Dévonien. Au N.E., au contraire, en bordure du St-Laurent en aval de Lévis, il ne semble pas que la complexité soit aussi grande car on admet presque généralement que les couches appartiennent dans leur ensemble à un seul sous-groupe qui comprend certains termes du Précambrien et peut-être des termes d'âge Ordovicien inférieur.

On n'a jamais décrit en détails, les couches des environs de la Rivière du Loup. Logan (4, page 259) dit seulement qu'entre la côte de la Rivière du Loup et le Lac Témiscouata, " sur une distance d'environ 48 km. soit toute la largeur occupée par le groupe de Québec en cet endroit, on ne voit affleurer aucun terrain appartenant à un horizon inférieur à celui des bancs de quartzite qu'on place généralement sous le Sillery. Pour Logan (4, page 233) le groupe de Québec apparait d'âge ordovicien inférieur. Les quartzites qu'on supposait être au-dessus du Sillery ont été rencontrés dans d'autres districts accompagnés de conglomérats à cailloux calcaires. On essaya alors de ranger le Sillery dans la partie supérieure du groupe de Québec.

Dans un rapport subséquent (5, page 4) Logan divisa définitivement le groupe de Québec en trois horizons qui de bas en haut reçurent le nom de Lévis, Lauzon et Sillery. On rangeait alors la formation de Sillery à peu près au niveau du calcifère supérieur (Beekmantown).

En 1867 et 1868 James Richardson fit la carte géologique d'un grand district au sud du St-Laurent qui s'étendait depuis un pont situé un peu en amont de Lévis jusqu'au-delà de la Rivière du Loup. Dans ce district, Richardson trouva qu'à côté des formations appartenant au groupe de Québec il y avait également un certain nombre de terrains qui supportaient en discordance le groupe de Québec c'était à ces vieux terrains qu'il donna le nom de Potsdam (Cambrien supérieur), (6, page 120). Dans ce Potsdam, on fit entrer les quartzites, etc., que Logan avait décrits comme se trouvant au-dessous du Sillery, dans le district de la Rivière du Loup et ailleurs. Richardson

divisa le Potsdam en trois horizons: l'horizon supérieur comprenant un quartzite clair qui passait par endroits à un grès quartzeux gris et qui en d'autres endroits renfermait des schistes noirs interstratifiés; à la base, on rencontrait une épaisseur variable de conglomérats à cailloux calcaires. On représentait (6, page 128), cette division du Potsdam comme traversant la Rivière du Loup en une bande étroite immédiatement au-dessous de la grande chute et on la faisait suivre en aval par une division inférieure de cette même formation Potsdam. L'escarpement sur lequel coulait la grande chute était rattaché au Lauzon du groupe de Québec et on admettait que la base de l'escarpement renfermait probablement un peu de Lévis. On disait que l'ensemble de ces terrains recouvrait le quartzite de la bande étroite du Potsdam qui se trouvait en aval des chutes (6, page 132). On décrivait le Lauzon comme formé de schistes rouges et verts contenant des bandes de grès gris et de lits de conglomérats calcaires. Ces assises calcaires passaient pour être fossilifères en certains endroits notamment dans un affleurement qui se trouve sur les berges de la Rivière du Loup près de la station du chemin de fer.

Entre 1868 et 1888, divers savants se mirent à étudier les problèmes que soulevait le groupe de Québec dans toute la longue zone en bordure du St-Laurent le long de laquelle il affleurait. A la suite de ces travaux longs et continus, il se produisit un changement radical dans la conception générale de la nature et de la composition de groupe. R. W. Ells (6) a donné un résumé des conceptions que l'on se fit successivement en ce qui concerne le district qui se trouve au N.E. de Lévis et les conclusions principales auxquelles on aboutit furent que le Sillery n'était pas plus ancien mais était plus jeune que le Lévis; l'horizon Lauzon disparut dans le Sillery; le Sillery fut rattaché au Cambrien supérieur et le Lévis à l'Ordovicien inférieur (antérieur au Trenton). On reconnut également l'existence dans le même district d'ensemble, d'une division du Cambrien plus ancienne que le Sillery. Cependant dans les environs de la Rivière du Loup les subdivisions de Richardson furent abandonnées et tout le groupe sédimentaire fut rattaché au Sillery. (3, pp. 66 & 70). Les terrains ainsi réunis comprirent les quartzites dont Logan et Richardson avaient fait une division spéciale au-dessous du Sillery.

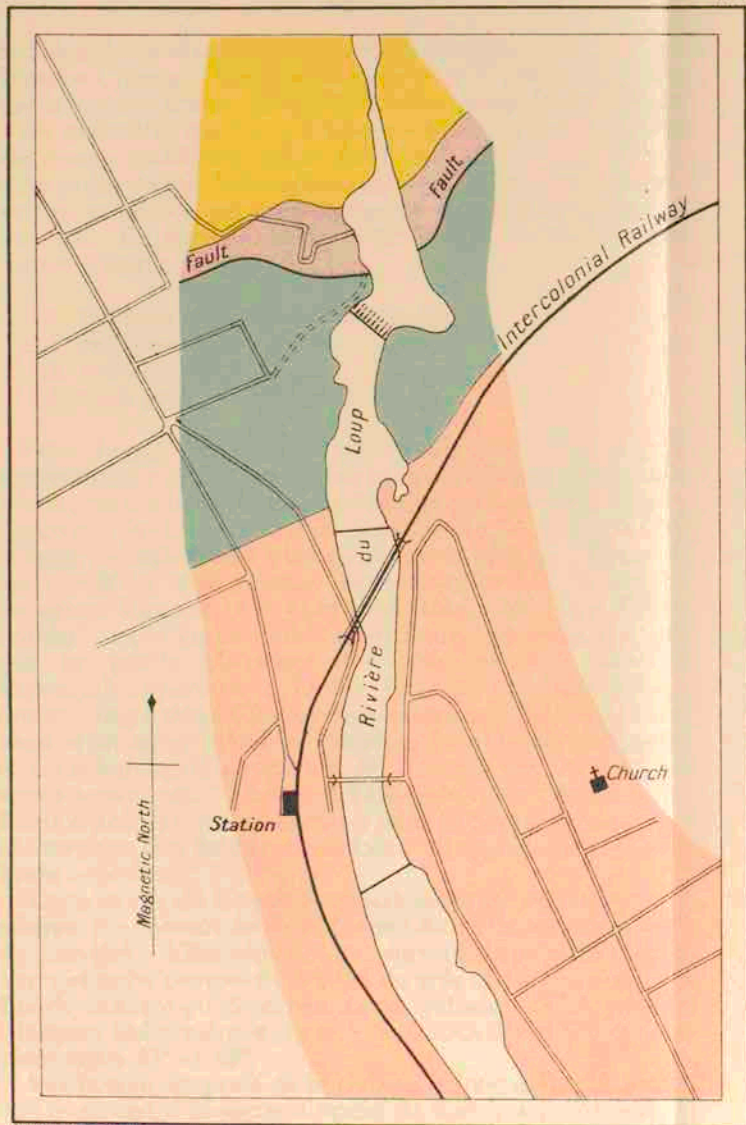
Dans un rapport récent, L. W. Bailey et W. McInnes

(1) ont décrit le caractère et la structure des terrains du groupe de Québec tels qu'on les trouve sur une grande étendue à l'est et au N.E. de la Rivière du Loup et il conclut que pratiquement tous les terrains appartiennent au Sillery et se présentent en plis renversés avec des plongements généralement vers le sud et disloqués par des failles inverses. Ces géologues déclarent nettement (1, p. 22), qu'il n'y a aucune raison apparente pour séparer sous le nom de Potsdam, certains terrains des environs de la Rivière du Loup et pour en faire un horizon spécial.

Récemment en 1908 J. A. Dresser a fait un relevé géologique de la plus grande partie du district du groupe de Québec qui se trouve entre Lévis et la Rivière du Loup. Les résultats de son travail ont été reportés sur une carte (2) qui ne renferme pas cependant les environs immédiats de la Rivière du Loup. Cependant il est évident d'après la conception que se fait Dresser de la structure géologique générale de la région que dans les environs de la Rivière du Loup, les terrains sont surtout du Sillery. Dans la légende géologique de la carte de Dresser, le Sillery est rangé dans dans le Cambrien. En général, les terrains de Sillery se présentent en lambeaux isolés de quartzites et conglomérats à cailloux calcaires, etc. Ces roches sont classées à part sous le nom de formation de Kamouraska et Dresser les considère comme plus anciennes que le Sillery et supportant peut-être le Sillery en discordance. D'une façon générale, les lambeaux de la formation Kamouraska tels que les a représentés Dresser correspondent à l'une des divisions du Potsdam introduites par Richardson; c'est le niveau dans lequel Richardson faisait rentrer le banc de quartzites qui traversait la Rivière du Loup en aval des Grandes Chutes. Il faut croire cependant que Dresser n'avait pas l'intention de rattacher le quartzite qui affleurerait la Rivière du Loup à la formation Kamouraska.

#### DESCRIPTION DÉTAILLÉE

Dans ce qui précède, nous avons représenté dans leur ensemble les théories qui avaient été émises précédemment sur l'âge des terrains qui apparaissent à la Rivière du Loup au voisinage immédiat des Grandes Chutes. Dans ce qui suit nous allons décrire comment et avec quelle structure les couches affleurent dans une section générale qui suivrait les deux berges de la Rivière du Loup depuis les



**Legend**

- Red, green and black shale
- Black shale and grey sandstone
- Black shale
- Grey sandstone

Geological Survey, Canada

**Rivière du Loup**

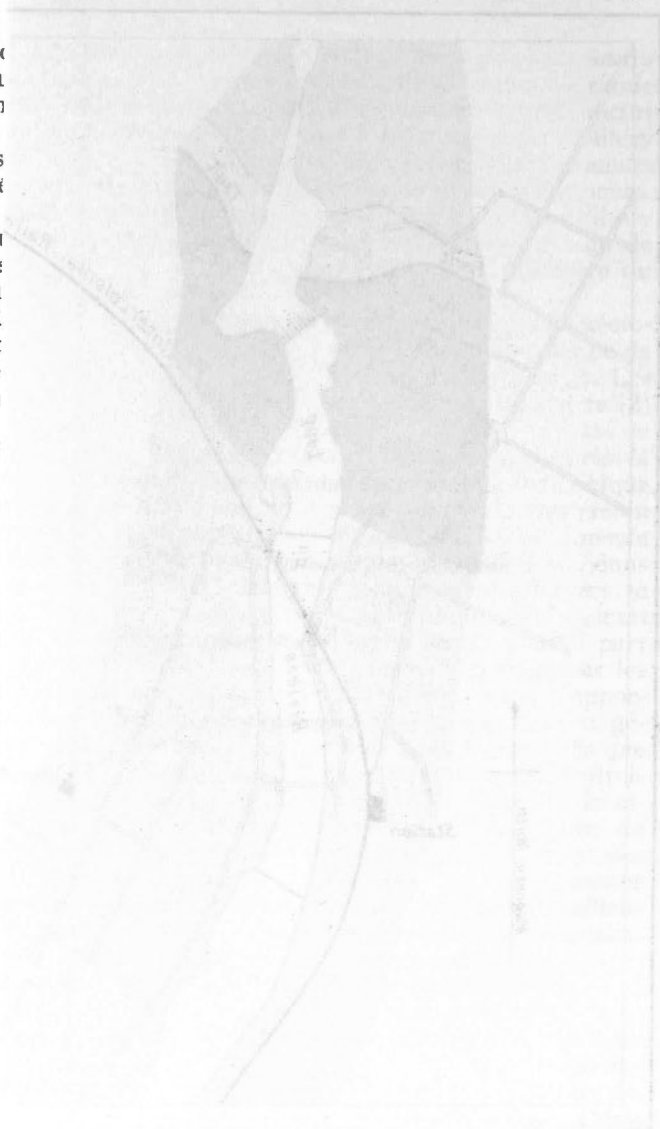


(Scale of map is approximate.)



(1) c  
grou  
éten  
que  
et s  
géné  
Ces  
a ar  
Pots  
Lou  
R  
giqu  
Qué  
résu  
qui  
la F  
conc  
géné  
Lou  
géol  
dan  
prés  
à ca  
sous  
cons  
tant  
néra  
les  
sion  
vea  
qua  
Gra  
n'a  
rait

L  
ense  
mer  
Lou  
ce q  
ture  
suiv



environs de la station du chemin de fer jusqu'en aval des Grandes Chutes. Cette section montre d'une façon générale la nature d'une partie du groupe primitif de Québec et les difficultés qu'il y a à trouver une solution complète aux divers problèmes qui se présentent.

Au point de vue lithologique comme au point de vue tectonique la section qui nous occupe peut se diviser en quatre niveaux. En descendant de la Rivière, on rencontre dans l'ordre suivant: —

- 1 Schistes rouges, verts et noirs.
2. Schistes noirs et grès.
3. Schistes noirs.
4. Grès gris.

Pour Logan les trois premiers niveaux (Nos 1 à 3) appartenaient au Sillery et étaient rangés dans l'Ordovicien inférieur attendu qu'à cette époque, on pensait que le Sillery recouvrait le Lévis. Logan pensait que le grès gris (No 4) était probablement plus vieux que le Sillery. Richardson réunit les trois premiers niveaux (Nos 1 à 3) dans la formation Lauzon (qui était une subdivision du Sillery primitif), mais étant donné la structure générale, il admit que la partie inférieure des trois niveaux (Nos 1 à 3) pourrait appartenir au Lévis. Ces trois premiers niveaux furent rangés dans l'Ordovicien inférieur tandis que le niveau 4 fut rangé dans le Potsdam (Cambrien supérieur) et on admit qu'il supportait en discordance les trois niveaux supérieurs. Plus tard Ellis, puis Bailey et McInnes firent entrer les quatre niveaux dans le Sillery qu'on pense maintenant être inférieurs au Lévis et appartenir au Cambrien supérieur.

Les couches du niveau 1 apparaissent au voisinage de la station du chemin de fer et le long de certaines rues à l'est de la rivière. Elles sont formées surtout de schistes rouges, verts et noirs contenant des lits de grès et parfois aussi des lits de calcaire ou de conglomérat calcaire. Ces couches plongent uniformément vers le S.E. sous des angles qui varient entre 45° et 80°.

Sur la rive orientale de la rivière, le long de la rue qui se dirige au sud à la sortie du pont de voitures jeté sur la rivière, on traverse des affleurements de schistes zonés rouges et noirs accompagnés de lits minces de schistes gris foncé et de grès gris. Les couches plongent S. 30° E., sous un

angle de 70°. (1). Plus loin en arrivant à la première rue qui tourne vers l'est, on peut voir des bancs relativement larges de schistes rouges qui alternent avec d'autres bancs d'un gris foncé. A ces bancs fait suite une zone de 20 pieds d'épaisseur de lits minces de calcaires alternant avec des schistes sombres.

Le long de la rue qui se dirige vers l'est et audelà de la première route qui se détache vers le nord affleurent des schistes zonés rouges, verts et pourpres sombre. Les couches plongent S. 35° E. Sur la deuxième route qui va vers le nord, aucun affleurement n'apparaît jusqu'en face de l'église. Mais à partir de cet endroit et jusqu'à la fin de la rue vers le nord, on peut voir une longue suite d'affleurements ayant le même caractère général.

De cet endroit, on a une vue splendide des Monts Laurentiens qui bordent la rive nord du St-Laurent à 30 km. au loin. Les couches que l'on aperçoit le long de la rue précédente entre l'église et l'extrémité de la route plongent en général vers le S.E. sous des angles qui varient entre 50° et 70°; c'est-à-dire qu'en admettant que les couches n'aient pas été renversées, elles se montrent à nous dans un ordre descendant lorsqu'on se dirige du sud au nord. Les premiers affleurements sont formés de grès durs d'un gris clair en bancs dont l'épaisseur varie de 15 à 45 centimètres. Plus loin apparaissent les schistes rouges, verts et noirs avec la variété rouge dominante. Par endroits la couleur change très rapidement d'un lit à l'autre; en d'autres endroits, au contraire, la couleur reste la même dans des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur. A l'extrémité de la rue, à l'endroit où elle rencontre la route qui longe la rivière et va jusqu'au pont, les couches sont plissées et semblent faire partie d'une zone de faille.

Les schistes zonés affleurent entre l'extrémité de la rue et la voie du chemin de fer le long de laquelle on peut les suivre dans une longue tranchée. Les couches qui apparaissent dans la tranchée du chemin de fer sont formées de schistes rouges, verts et gris foncés accompagnés de quelques lits minces de grès qui plongent vers le S.E. sous des angles variant de 45° à 65°. En deux points dans la tranchée on peut voir des conglomérats calcaires contenant des cailloux calcaires. En un de ces deux points, le conglomérat forme une sorte de lentille mince; à l'autre point, c'est un

1 Toutes les directions sont prises par rapport au méridien magnétique.

lit d'environ 8 centimètres d'épaisseur. Il existe un conglomérat à peu près semblable sur la berge ouest de la rivière en face de la station du chemin de fer. On trouve là un lit d'environ 10 centimètres d'épaisseur accompagné de schistes noirs et rouges. Ce même conglomérat se trouve le long du chemin de fer au sud de la station. Le Dr Percy E. Raymond a préparé les quelques notes suivantes concernant certains fossiles que l'on trouve dans ces conglomérats.

*Note sur les fossiles de la Rivière du Loup, Qué. Par P. E. Raymond* — "Au milieu des schistes rouges et verts de la Rivière du Loup apparaissent de minces couches de conglomérats dont les cailloux sont en grande partie formés de calcaires gris. On trouve des fossiles dans ces cailloux en deux localités au moins, l'une sur la berge ouest de la rivière environ à 30 mètres au sud du pont, l'autre sur le côté ouest de la voie du chemin de fer juste au sud du dépôt des locomotives. Les cailloux fossilifères sont très petits et les fossiles sont plissés et peu nets. On trouve assez fréquemment dans les deux gisements des morceaux de deux espèces d'Orthoïdes et également des fragments de tiges de quelques *Pelmatozoan*, plus probablement un crinoïde qu'un cystide. Les échantillons les plus importants qu'on ait recueillis sont deux fragments de trilobite, genre *Illaenus*. Ces fragments appartiennent à un genre et à une espèce qui n'ont pas été décrits, mais on connaît une forme semblable dans le Cambrien supérieur du Missouri. On a trouvé la même espèce dans un conglomérat semblable à St-Philippe de Néri à 50 km. à l'ouest de la Rivière du Loup, mais à cet endroit le plus grand nombre des cailloux renfermaient des fossiles d'âge Cambrien inférieur tandis qu'à la Rivière du Loup on n'a pas trouvé de fossiles appartenant exactement au Cambrien inférieur. En fait, tous les fossiles que l'on a rencontrés là à la Rivière du Loup, indiquent que les cailloux du conglomérat sont d'âge Cambrien supérieur. Il y a un certain nombre d'années, Richardson a trouvé des graptolites d'âge Beekmantown (Lévis) dans des schistes de St-Pascal qui ressemblent beaucoup aux précédents."

Ainsi les fossiles tels que les décrits le Dr Raymond montrent que les couches du niveau 1, ne sont pas plus anciennes que le Cambrien supérieur et qu'elles sont probablement d'âge Beekmantown.

La limite entre les couches du niveau 1 et du niveau 2 qui affleurent le long de la rivière en aval du pont a été fixée d'une façon assez arbitraire. On peut voir de la route qui part de la station du chemin de fer et qui se dirige vers le nord en longeant la rivière, les affleurements de la berge orientale de la rivière formés des mêmes schistes rouges et des mêmes roches associées que l'on rencontre le long de la tranchée du chemin de fer. De cette route également, mais au-delà du passage à niveau, on peut jeter de temps en temps un coup d'œil sur les schistes rouges qui apparaissent le long de la rivière en dessous de la voie du chemin de fer. A une petite distance en-dessous de la digue les couches rouges disparaissent brusquement pour faire place à des roches sombres qui appartiennent au niveau 2 et dont les affleurements se continuent sur les deux côtés de la rivière jusqu'en aval des chutes.

Les couches de la division 1, qui affleurent sur la berge orientale en aval du pont du chemin de fer sont formées de schistes sombres, de lits de grès et de bandes de schistes rouges qui plongent vers l'amont sous de grands angles. On a pris comme ligne de séparation entre les niveaux 1 et 2, une sorte de faille secondaire qui limite une bande de schistes rouges. Au nord de cette faille, les couches du niveau 2 sont formées de schistes sombres presque noirs accompagnés de lits minces de calcaires gris de 10 à 25 millimètres d'épaisseur, plongeant vers l'amont sous un angle de  $60^{\circ}$ . Par endroits les calcaires minces sont disloqués et forment des lentilles. Plus en aval et jusqu'au seuil des chutes les couches sont formées, sauf quelques petites bandes de schistes rouges, de schistes sombres interstratifiés avec des lits de grès quartzeux d'une couleur clair et d'un grain fin. Au commencement de la section, les lits de grès sont minces et on généralement de 10 à 40 millimètres d'épaisseur tandis que plus loin en aval, les lits de grès s'enflent beaucoup et atteignent par endroits des épaisseurs de deux mètres. En général, les couches plongent vers l'amont sous des angles assez faibles, mais par endroits, elles sont crénelées.

C'est dans les flancs de la gorge de la rivière, en amont des chutes, que l'on peut voir le plus facilement le caractère général du niveau 2 et ses relations avec les autres niveaux. Pour aller aux pieds des chutes, il faut traverser le village dans la direction du nord puis prendre une rue latérale et gagner un chemin tortueux qui descend dans la berge de

la rivière. Dans cette partie du village aucun affleurement rocheux n'apparaît mais il est probable qu'on trouverait là les couches du niveau 2. Le chemin tortueux qui descend aux chutes se dirige d'abord vers le sud contre un escarpement bas dont la base rocheuse et dénudée est formée de schistes sombres presque horizontaux accompagnés de lits de grès clair. Ces terrains appartiennent au niveau 2. Ils reposent sur les couches du niveau 3, mais en sont séparés par un plan de failles presque horizontales qu'on aperçoit presque au pied de l'escarpement.

Au premier tournant du chemin, en face de l'escarpement et aussi un tout petit peu plus loin, on voit affleurer des grès quartzeux d'un gris verdâtre assez clair qui plongent vers le S.E. et rentrent dans l'escarpement sous un angle d'environ  $30^{\circ}$ ; ces grès appartiennent au niveau 4; quant aux couches du niveau 3, elles doivent se trouver dans l'intervalle sans affleurements qui s'étend entre les affleurements du niveau 4 et la face de l'escarpement.

Les couches du niveau 3 apparaissent le long du chemin près du deuxième affleurement de grès non loin du point où le chemin aboutit à la berge de la rivière. Dans les premiers affleurements les couches plongent vers le sud sous des angles d'environ  $45^{\circ}$ . La roche est formée de schistes sombres contenant des lits minces de grès de 10 à 40 millimètres d'épaisseur. Au fur et à mesure qu'on descend le long du chemin on peut voir dans le grand escarpement rocheux la trace d'un plan de faille le long duquel les couches du niveau 2 ont été transportées par dessus les couches du niveau 3. Ce plan de faille plonge vers le sud sous un angle d'environ  $20^{\circ}$ . En haut, les couches du niveau 2 sont presque horizontales; en bas, les couches du niveau 3, sont très inclinées et dans le voisinage de la faille sont émiettées et tordues.

Le Dr Raymond a ramassé dans les schistes du niveau 3, des fossiles d'une seule espèce sur lesquels il a rédigé la note suivante: "Les petits fossiles ovales et aplatis sont des *Caryocaris curvilineatus*, Gurley. Le genre et l'espèce auxquels ce fossile appartient ne se trouvent dans cette région générale que dans les roches d'âge Lévis. La même espèce a été trouvée à Pointe Lévis, à Deepkill, près d'Albany, N.-Y., et dans le Nevada. Des fossiles du même genre ont été trouvés aussi dans les schistes Skiddaw d'Angleterre et d'Australie."

La découverte et l'identification de ces fossiles confirment

dans une certaine mesure l'hypothèse de Richardson suivant laquelle, les couches en-dessous du plan de faille appartiendraient au Lévis. Il faut dire cependant que l'hypothèse de Richardson se fondait comme on le croyait généralement sur l'idée erronée que l'on se faisait des âges relatifs des couches supérieures et inférieures.

Du bord de la rivière, on peut voir sur les rochers qui forment la rive opposée les traces du plan de glissement. Les couches supérieures de la division 2 ont été très visiblement entraînées par des forces qui les ont plissées à petits plis. Ces plissements sont accentués par le caractère zoné des terrains; ils sont très réguliers et d'axe en axe, ont de 1 à 2 mètres en moyenne. On les voit apparaître sur toute la hauteur de l'escarpement rocheux. Lorsqu'on suit cette face rocheuse en se dirigeant vers l'amont, ces ondulations disparaissent peu à peu et au fond de l'espace d'amphithéâtre rocheux, les couches plongent régulièrement vers le sud sous des angles de  $35^{\circ}$  à  $45^{\circ}$ . Les couches du niveau 2 qui affleurent ainsi au fond du cirque en forme d'amphithéâtre sont séparées par environ une trentaine de pieds sans affleurements des schistes rouges et verts foncés du niveau 1 qui apparaît dans les longues tranchées rocheuses de la voie du chemin de fer.

Les couches du niveau 3 sont formées surtout de schistes noirs qui affleurent sur les berges de la rivière pendant environ 60 mètres, c'est-à-dire jusqu'au point où le chenal de la rivière commence à se rétrécir. À cet endroit apparaissent des grès quartzeux clairs interstratifiés avec des schistes qui plongent vers le sud sous un angle de  $35^{\circ}$ . On atteint là la ligne de séparation septentrionale hypothétique du niveau 4. Plus en aval, sur environ 200 pieds de longueur, on voit apparaître des grès en bancs épais interstratifiés avec des schistes sombres. Au-delà, les affleurements disparaissent et on n'en retrouve plus sur une grande distance. Les grès sont au point de vue lithologique tout à fait semblable aux grès qui accompagnent les conglomérats calcaires de Bic et ressemblent aux grès et conglomérats associés de plusieurs autres localités.

Les grès du niveau 4 succèdent probablement en concordance aux schistes du niveau 3. Si, comme l'unique espèce de fossiles que l'on a trouvée semble l'indiquer, les schistes sont d'âge Lévis, les quartzites sont aussi d'âge Lévis. Les couches des niveaux 1 et 2 semblent se suivre en concordance bien qu'en certains endroits, une cassure

semble les séparer. Les fossiles recueillis dans le niveau 1 indiquent que les couches ne sont pas plus anciennes que le Cambrien supérieur: elles ont peut-être le même âge que les niveaux 2 et 4.

Si l'on tient compte de la structure des couches du niveau 2 dans les rochers qui se trouvent en aval des chutes: savoir, le passage progressif de la position inclinée à une position presque horizontale, l'existence d'une zone de plissements qui ne semble avoir aucune relation nette avec le plan de glissements il faut admettre que ces couches font partie d'un grand pli anticlinal déformé et renversé dont le sommet se serait ondulé sous l'influence de efforts tectoniques. Si donc, les choses se sont passé de cette façon et si l'on tient compte de l'existence d'une faille à rejet et de l'uniformité du pendage des couches aussi bien au-dessus qu'au-dessous de la faille, il faut admettre que la faille à rejet ne s'est développée qu'après le retournement de l'anticlinal qui aurait rejeté la partie supérieure du pli couché de l'anticlinal sur le flanc inférieur mais retourné, de telle sorte que les couches qui devraient se trouver stratigraphiquement en bas, se trouve maintenant au-dessus. Cette conclusion générale semble se confirmer par les assez maigres traces fossilifères que l'on a recueillies. Si les hypothèses précédentes sont exactes, il s'en suit que les quartzites du niveau 4 sont les plus jeunes couches de la section et ne sont pas les plus anciennes, comme on le croyait autrefois. Si l'on se base sur les considérations générales précédentes, le véritable ordre des couches de la section est de haut en bas.—

Niveau 4, grès quartzeux gris avec schistes gris foncés interstratifiés.

Niveau 3, schistes gris foncés.

Une série de couches qui n'est représentée à cause de l'existence d'une faille à rejet.

Niveau 1, schistes rouges, gris et bruns avec lits de conglomérats calcaires, de calcaires et de grès.

Niveau 2, schistes gris bruns et grès calcaires interstratifiés.

## BIBLIOGRAPHIE.

1. Bailey, L. W. et } Comm. Géol. Can., Rapport annuel,  
McInnes, W... } vol. 5, 1890-91, partie M.
2. Dresser J. A..... Comm. Géol. Can. Carte 34 A.



3. Ells, R. W. .... Comm. Geol. Can. Rapport annuel, vol. 3, 1887-88, partie K.
4. Logan, W. E. .... Comm. Geol. Can. Géologie du Canada, 1863.
5. Logan W. E. .... Comm. Geol. Can. Rapport des Travaux, 1863-66.
6. Richardson, J. .... Comm. Geol. Can. Rapport des Travaux, 1866-69.

## RIVIERE DU LOUP.

### LA SUBMERSION MARINE POST-GLACIAIRE.

(G. W. GOLDTHWAIT.)

A la Rivière du Loup, les terrasses et les berges qui apparaissent à divers niveaux sur les pentes schisteuses des collines offrent très peu de renseignements certains sur l'étendue de la submersion marine. On peut cependant, dans la partie S.O. du village, suivre à travers les terres deux plages de graviers peu accentuées qui se trouvent à une hauteur de 372 pieds. Comme cette altitude à la Rivière du Loup correspond avec celles que l'on observe en d'autres endroits le long de la côte et qu'elles se trouvent toutes sur le même plan incliné, on peut accepter ce chiffre comme une limite supérieure de la submersion. Ces chiffres sont d'ailleurs parfaitement d'accord avec les déterminations que fit le baron De Geeri en 1892. (1) Immédiatement au-delà de l'atelier de réparations des wagons, on a trouvé au mois d'août, 1912, dans un fossé qui longeait la voie de l'Intercolonial une très jolie couche coquillière située à 340 pieds au-dessus du niveau de la mer. Ce n'est pas seulement le gisement le plus élevé de coquillages marins Pléistocène que l'on connaisse à l'est de Québec mais c'est un des rares exemples de coquillages marins voisins de la limite supérieure de la submersion. La grandeur exceptionnelle du *Saxicava arctica* et la profusion avec laquelle on trouve cette espèce dans les vieilles alluvions de marées qu'on rencontre à l'embouchure de la Rivière du Loup indiquent qu'il y avait là des conditions de vie extrêmement favorables. On a trouvé dans ce gise-

(1) De Geeri. Sur les changements du niveau Pléistocène dans le N. de l'Amérique. Compte rendu de la société d'histoire naturelle de Boston, vol. 25, 1892, pp. 455-477 et American Geologist, vol. 2, 1893, pp. 22 and 24.

ment plusieurs autres types de coquilles, mais au moins 95% sont des Saxicava. Non loin de la station du chemin de fer, et dans la rivière même, on trouve d'épais bancs de graviers appartenant à l'ancien delta, mais entièrement dépourvus de fossiles.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### RIVIÈRE DU LOUP À BIC.

(G. Q. YOUNG.)

Milles et  
Kilomètres.

0 ml.

0 km.

**Rivière du Loup**—Alt. 315 pds. (96 m.). De la Rivière du Loup à Bic, le St-Laurent est bordé par une large zone de terrains présentant la même succession générale de couches. Ces terrains sont formés surtout de schistes rouges, verts, noirs et gris accompagnés de bancs généralement peu étendu de grès quartzeux. En même temps, on rencontre quelques lits de grès et de conglomérats renfermant des cailloux et des blocs de calcaires. En général, les couches courent parallèlement à la ligne du St-Laurent, mais partout, elles sont très plissées et très tordues; en plusieurs points, on rencontre des plis couchés et des failles. Dans l'ensemble, ces couches sont rangées généralement dans le Cambrien. Au voisinage de la côte, Logan en a fait une formation supportant le Sillery. Sauf les fossiles provenant de fragments calcaires dans les conglomérats, le seul fossile que l'on ait trouvé dans les couches mêmes dans le district est *Obolella pretiosa*. Ces terrains s'étendent à l'intérieur des terres à la Rivière du Loup sur 50 kilomètres environ. Plus loin à l'est, la zone diminue de largeur et à Bic elle n'a que 7 milles environ. Ces terrains cambriens et ordoviciens sont limités au sud par des couches formées surtout de schistes bruns très irrégulièrement plissés.

Au sortir de la Rivière du Loup, et pendant un certain nombre de kilomètres, le chemin de fer longe l'escarpement abrupt qui limite les plaines basses formant la rive du St-Laurent. Vers le sud; le pays s'élève graduellement et dans l'in-

Milles et  
Kilomètres.

térieur des terres prend un aspect ondulé et accidenté.

29 mls. **Station des Trois-Pistoles**—Alt. 112 pds. (34 m.)

43. km. 5 Sur le rivage à Trois pistoles, on peut mesurer une section de 213 mètres de terrains qui comprennent 48 mètres environ de grès calcaires gris et de conglomérats. Le conglomérat se présente en neuf bancs qui ont de 0. m. 30 à 5 mètres d'épaisseur. Les cailloux arrondis du conglomérat sont surtout du calcaire, ils pèsent d'une livre à une tonne.

35.6 mls. **Station de St-Simon**—Alt. 296 pds. (90 m. 20.) Le

57. km. 3 chemin de fer passe dans une série de vallées relativement larges dont les chaînes de hauteurs qui les limitent prennent de plus en plus d'importance. Ces chaînes de hauteur sont probablement formées en grande partie de grès quartzeux résistants. Les chaînes du nord sont parallèles entre elles, mais en empiétant légèrement les unes sur les autres. Il est probable que ce phénomène provient directement de l'existence de plans de failles dans les bancs résistants de grès quartzeux.

En approchant de St-Fabien, on peut voir dans les tranchées rocheuses des schistes zones rouges, gris et bruns. Ces schistes sont écrasés et plissés.

45.5 mls. **Station de St-Fabien**—Alt. 445 pds (135 m. 60.) De

73. km. 2 St-Fabien à Bic, on peut voir une ligne de hauteurs abruptes qui se dresse au N.E. de la vallée traversée par le chemin de fer. En arrivant à Bic, on remarque très bien du chemin de fer que ces plaines sont raides du côté de la mer tandis que leurs pentes sont douces du côté de l'intérieur des terres. Le contour général de ces plaines semble avoir été déterminé par la direction générale du pendage de ces couches vers le sud.

En certains endroits, le long du chemin de fer il existe des affleurements de schistes et de grès quartzeux.

54.8 mls. **Bic**—Alt. 82 pds. (25 m.)

88. km. 2

## BIC.

G. A. YOUNG.

## INTRODUCTION.

Bic, comme la rivière du Loup, se trouve le long de la grande zone du groupe de Québec qui s'allonge en bordure du St-Laurent depuis Lévis jusque presque à l'extrémité de la péninsule de Gaspé. Bic et quelques autres points des environs ont été autrefois fréquemment cités dans les travaux géologiques à cause de la présence de conglomérats dont les cailloux calcaires renferment par endroits des fossiles. Des conglomérats analogues se retrouvent en divers horizons du groupe de Québec et de place en place dans toute l'étendue de la zone qui va de Lévis à Gaspé. Ces gisements de conglomérats diffèrent entre eux: dans certains cas les fossiles des cailloux représentent probablement un assemblage de plusieurs faunes distinctes allant de l'Ordovicien inférieur au Cambrien inférieur; dans d'autres cas, les fossiles correspondent à une seule faune générale comme par exemple dans les conglomérats de Bic où on n'a trouvé que des fossiles cambriens inférieurs.

Tous les horizons de conglomérats fossilifères que l'on connaît ont un trait caractéristique commun; l'origine des couches fossilifères n'en a pas pu être établie et bien que les régions à assises laurentiennes précambriennes soient très proches, on n'a rencontré que très rarement des cailloux ou des blocs de roches laurentiennes typiques et même la plupart du temps, les conglomérats ne renferment absolument aucun caillou laurentien.

Charles D. Walcott nous a communiqué les renseignements suivants au sujet de la faune qui se trouve dans le conglomérat des environs de Bic.

"La faune des cailloux et blocs du port de Bic est la même que celles des horizons supérieurs du Cambrien inférieur de Terre-Neuve et de la vallée du St-Laurent; on la retrouve aussi dans certains horizons plus anciens du Cambrien inférieur. Elle est caractérisée par la présence d'*Olenellus thompsoni*, qui se rencontre dans ces derniers horizons à la fois, au détroit de Belle-Isle et dans la vallée du lac Champlain. La présence de *Hyolithellus micans*, *Microdiscus lobatus* et *M. speciosus* indique qu'il existe

là aussi une partie d'une faune un peu plus ancienne que celle de l'*Olenellus thompsoni*"

"On ne connaît pas l'origine des cailloux à faune à *Olenellus*. Il y a une ressemblance marquée aussi bien lithologique que paléontologique entre ces cailloux et les calcaires cambriens inférieurs de Topsail head et de la baie Conception à Terre-neuve, ce qui montre qu'il y eut dans ces deux régions des conditions semblables de sédimentation et de vie. Dans l'île d'Orléans, j'ai retrouvé la tête d'un *Olenellus* qui est du même type que l'*Olenellus broggeri* (M) de Terre-neuve. Il est tout à fait possible que les terrains dont les conglomérats dérivent s'étendaient autour de la côte de Terre-neuve à l'ouest et au nord puis suivaient la lisière du Bouclier précambrien, pour se diriger vers les Monts Adirondacks de l'Etat de New-York. Il est possible également que les bouleversements qui se produisirent à la fin de la période précambrienne dans la vallée du St-Laurent provoquèrent un soulèvement des côtes cambriennes inférieures et amenèrent leur dénudation et leur démantèlement pendant le Cambrien supérieur et l'Ordovicien inférieur."

"On a trouvé les espèces fossiles suivantes dans le conglomérat du port de Bic, de Trois Pistoles et de St-Simon:

*Lingulella caelata*  
*Iphidea bella*,  
*Kutorgina cingulata*,  
*Obolella crassa*,  
*Obolella circe*,  
*Obolella gemma*,  
*Orthis*, 2 n. sp.,  
*Platyceras primaevum*,  
*Scenella retusa*,  
*Stenotheca rugosa*,  
*Hyalolithes americanus*,  
*Hyalolithes communis*,  
*Hyalolithes princeps*,  
*Hyalolithes micans*.

*Agnostus* sp?  
*Microdiscus lobatus*,  
*Microdiscus speciosus*,  
*Olenellus thompsoni*,  
*Olenoides marcoui*,  
*Olenoides levis*,  
*Ptychoparia adamsi*,  
*Ptychoparia teucer*,  
*Ptychoparia* (?) *trilineata*,  
*Ptychoparia*, sp. indt.  
*Agroulas strenuus*,  
*Prototypus senectus*,  
*Prototypus senectus*, var. *parvulus*.

" Cette liste prouve clairement qu'il y avait une faune nombreuse et variée cambrienne inférieure dans les calcaires qui fournirent les cailloux des conglomérats de Bic. On voit que cette faune est essentiellement la même que celles du lac Champlain et du cours supérieur de la rivière Hudson dans l'est de l'Etat de New-York."

Les conglomérats qui ont tant d'importance à Bic et dans les environs au S.O. et au N.E. n'apparaissent le long de la côte que sur une bande relativement étroite. Ils forment une ligne de crêtes bien visible, entourée ou interrompue en certains endroits par des plaines de schistes et d'ardoises. Le relief avec lequel apparait ces conglomérats, leur caractère si intéressant et leur situation le long de la côte ont naturellement attiré l'attention des géologues, mais malgré toutes les études qu'on en a faites, on n'a que relativement peu de renseignements précis à leurs sujets.

Comme les fossiles de ces conglomérats ne se trouvent que dans des cailloux, il est clair qu'au point de vue paléontologique, on n'a qu'une limite inférieure de l'âge de ces terrains attendu que le conglomérat ne peut pas être plus ancien que la faune représentée dans les cailloux et les blocs. De sorte que si l'on veut essayer de déterminer d'une façon plus précise l'âge des conglomérats, on doit se baser sur d'autres observations.

James Richardson dans deux premiers rapports (2, pp. 126-7, p. 149; 3, p. 130) place stratigraphiquement les conglomérats de Bic au-dessous du Sillery. Dans un rapport ultérieur, L. W. Bailey et W. McInnes (1) placent ces conglomérats dans la partie supérieure du Sillery (Cambrien). On a remarqué (1, p. 22) qu'en général, les conglomérats apparaissent le long d'axes synclinaux ou anticlinaux. La succession générale des couches a donc été fixée dans l'ordre suivant, de haut en bas.

(a) Grès ou quartzites à grains fins qui passent peu à peu à la partie inférieure à,

(b) Conglomérats et grès qui passent graduellement à la partie inférieure à,

(c) Conglomérats relativement grossiers reposant sur,

(d) Schistes rouges, verts et pourpres.

Cette succession est celle qu'on trouve à Bic où le banc principal de conglomérats est accompagné de petits bancs de moins d'importance.

#### DESCRIPTION DÉTAILÉE.

Aux environs de la rivière Bic et de l'extrémité orientale du port de Bic, (voir la carte géologique ci-contre.), les terrains sont formés de bandes ou zones de grès quartzeux et de conglomérats alternant avec des bandes de schistes ou d'ardoises. D'une façon générale, les couches vont de

l'est à l'ouest et sont recoupées par une série de failles allant un peu à l'ouest du nord. Ces plans de failles sont probablement verticaux ou voisins de la verticale et dans toutes les failles que l'on a pu observer, les terrains de la lèvre occidentale ont été déplacés vers le nord par rapport aux terrains de la lèvre orientale. A côté de ces failles à peu près nord-sud et faciles à voir, on trouve également d'autres failles est-ouest.

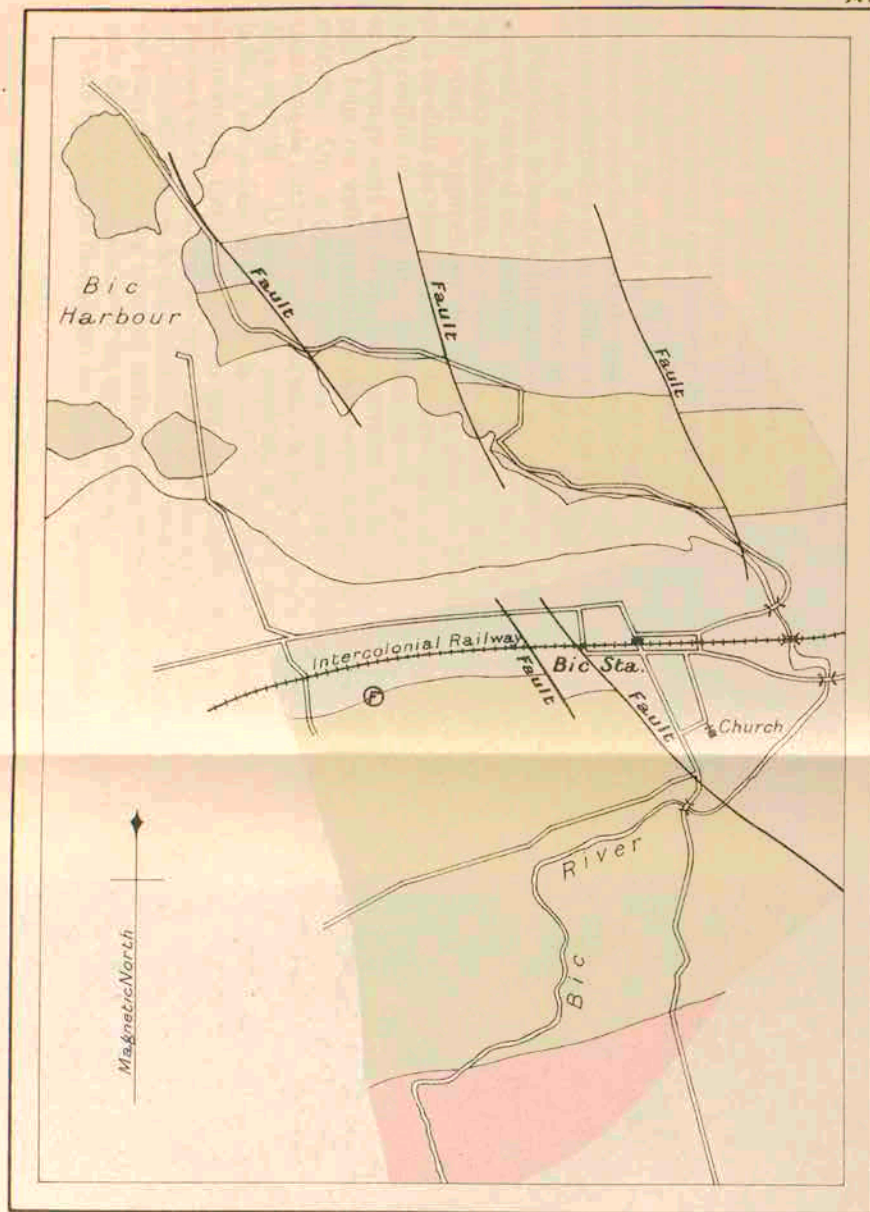
Les couches de la zone de quartzites et de conglomérats que traverse la Rivière Bic ont été, du moins dans leur partie nord, entraînées dans un plissement synclinal ouvert et ces quartzites et conglomérats surmontent les schistes sombres qu'on voit affleurer le long du chemin de fer. Il est possible que les deux bandes de quartzites qui se trouvent au nord de l'estuaire de la Rivière Bic représentent des plis extrêmement serrés du même niveau de quartzites mais les observations ne sont pas très concluantes à ce sujet. Quant à la portion sud de la large bande de quartzites et de conglomérats qui se trouve au sud du chemin de fer et au sud du synclinal dont nous avons déjà parlé, il semble qu'elle ait été plissée en anticlinal et le long de la lisière sud de cette zone on peut voir que les quartzites plongent avec de grands angles sous des schistes bruns interstratifiés avec des grès clairs à grains fins.

On trouve des fossiles dans le conglomérat de Bic en de nombreux endroits. Le gisement le plus facile à atteindre se trouve à une petite distance à l'ouest de la station de Bic, au sud du chemin de fer. La première bande de conglomérats, au sud de la voie contient là de nombreux cailloux calcaires fossilifères et les espèces les plus communes sont *Olenellus thompsoni*, *Protypus senectus* et *Microdiscus*.

La structure géologique générale et la nature des diverses divisions stratigraphiques s'observent bien en allant par la route qui part de la station de Bic et qui va vers le sud jusqu'à la Rivière Bic ou encore en suivant jusqu'à son extrémité la route qui se dirige vers le N.O. en longeant la rive est du port de Bic.

A une très petite distance de la station de Bic, et immédiatement au sud du chemin de fer se trouve une ligne de hauteurs partiellement boisées qui s'étend sur une certaine distance à l'ouest de Bic, mais qui se termine brusquement à l'est immédiatement au sud de la station de Bic. Cette chaîne de hauteurs est formée de bancs alternants de quartzites fins et grossiers et de conglomérats qui plongent soit





### Legend



Slate



Quartzite and Conglomerate



Slate and Sandstone



Fossils

Geological Survey, Canada

**Bic**



(Scale of map is approximate)





verticalement, soit sous de très grands angles vers le sud. Au pied du versant nord, les quartzites et les conglomérats sont interstratifiés avec des schistes noirs; au contraire, le long de la voie du chemin de fer, les couches sont entièrement formées de schistes noirs. L'interstratification des quartzites et des schistes sur la ligne de séparation des deux divisions et l'absence de tout signe de discordance structurale indiquent que la série ardoisière et la série de quartzites se suivent en concordance. D'un autre côté, l'uniformité du pendage vers le sud des couches qui forment le flanc est des collines et le pli synclinal ouvert qu'on trouve vers le sud font penser que la série des quartzites surmonte le niveau des schistes noirs.

Lorsqu'on suit la route qui part de la station de Bic et qui se dirige vers le sud, on monte d'abord légèrement pendant un certain temps, puis on passe à quelques centaines de pieds de l'extrémité abrupte de la ligne de la colline de quartzites. Le long de la route, on peut voir des lits presque verticaux dirigés de l'est à l'ouest de schistes bruns se décomposant en pourpre; à l'extrémité sud de l'affleurement, ces schistes contiennent de minces lits (2 centimètres à 15 centimètres) d'un grès à grain fin qui plonge vers le sud sous un angle de  $60^{\circ}$ . Ces schistes se dirigent exactement vers les bancs de quartzites qui affleurent sur les pentes orientales de la colline, et il est évident qu'entre ces deux terrains, il doit y avoir un plan de faille.

Plus loin, le long de la route, on ne rencontre aucun affleurement, mais si on continue vers le sud, on s'aperçoit que les bancs saillants de quartzites blancs qu'on apercevait à l'ouest s'approchent de plus en plus de la route. Un peu au-delà du chemin qui se détache de la route pour aller à la rivière on voit un affleurement de schistes grisâtres se décomposant en brun; au tournant de la route, un peu plus loin, on voit apparaître des quartzites et des conglomérats. On suppose que ces deux affleurements se trouvent de part et d'autre du plan de faille que nous avons déjà signalé. D'une façon générale, à l'est du plan de faille c'est-à-dire le long de la rivière, au-delà de la ligne de hauteurs, qui longe la rive sud de la rivière et un peu partout d'ailleurs, on ne rencontre que des schistes bruns et leurs lits minces de grès associés. Au contraire, à l'ouest du plan de faille les terrains sont presque entièrement formés de quartzites clairs et de conglomérats.

Vers le pont de la rivière, les bancs de quartzites appa-

raissent au sommet d'un anticlinal. Le long de la rivière en aval du pont, les quartzites plongent vers le sud sous des angles de  $20^{\circ}$  à  $30^{\circ}$ , tandis que les quartzites d'amont plongent sous de faibles angles, vers le nord. An aval comme en amont du pont, ces terrains schisteux bruns sont interstratifiés avec des quartzites et souvent semblent sortir de dessous les quartzites, aussi pense-t-on que les schistes correspondent au sommet de la série schisteuse qui supporte les quartzites. Au sud du flanc sud de l'anticlinal les quartzites et conglomérats plongent sous de grands angles vers le sud, ou sont verticaux. A la limite méridionale de la région à quartzites, les couches plongent vers le sud sous des angles de  $60^{\circ}$  à  $80^{\circ}$ , et disparaissent sous une série de schistes sombres à grès interstratifiés. Au nord de la rivière, les couches du flanc nord de l'anticlinal plongent sous de petits angles vers le nord, mais au-delà de la route qui va de l'est à l'ouest, les terrains forment un synclinal et entre la route et le sommet nord de la colline, le plongement des couches se fait vers le sud.

Les schistes bruns qui se trouvent à l'est de la grande faille dont nous avons parlée apparaissent le long de la Rivière Bic jusqu'au passage à niveau du chemin de fer. On en trouve un petit affleurement en face de l'Eglise paroissiale et partout le plongement se fait vers le sud sous de grands angles. Ces terrains semblent donc appartenir au flanc septentrional d'un synclinal mais il est possible aussi qu'ils forment le flanc d'un anticlinal renversé. Si les schistes qui apparaissent à la fois à l'est et à l'ouest de la grande faille appartiennent au même horizon, l'hypothèse la plus simple et que nous adoptons d'ailleurs est que ces terrains forment le flanc nord d'un synclinal.

De la place de l'église, on aperçoit, vers le nord, de l'autre côté du chemin de fer et au-delà d'une grande terre cultivée, une série de petites hauteurs formées de roches claires et séparées par une plaine d'une chaîne de hauteurs beaucoup plus importante. Ces deux chaînes de hauteurs vont de l'est à l'ouest et sont constituées par des quartzites et des conglomérats. La plaine qui s'étend entre elles est formée de schistes bruns.

Il n'y a aucun affleurement rocheux, le long de la route qui va de l'église au chemin de fer, non plus que sur une assez grande distance le long du chemin qui côtoie la rive orientale du port de Bic. Aux chutes de la rivière Bic, à la hauteur du pont du chemin de fer, on peut voir des schistes

bruns accompagnés de lits minces de grès qui plongent vers le sud sous un angle de  $55^{\circ}$ . Les chutes elles-mêmes sont causées par la présence d'un récif rocheux constitué par un banc de conglomérats calcaires de 10 pieds d'épaisseur. Sur le chemin qui longe la rive au nord du pont sur la Rivière Bic, les premiers affleurements qu'on rencontre sont du conglomérat. Lorsqu'on examine ces conglomérats sur leur face décomposée, on voit un amas de fragments tantôt arrondis tantôt anguleux mais toujours de couleurs claires, empâtés dans un ciment sombre ressemblant à un grès quartzeux grossier ou à un quartzite. Dans l'ensemble, on ne peut relever presque aucune trace de stratification. Les fragments empâtés varient de quelques centimètres à 30 centimètres ou même davantage: Lorsqu'on peut les détacher de la pâte qui les entoure, ils apparaissent avec des contours doux et arrondis indiquant l'action des eaux. Dans cet affleurement comme dans d'autres d'ailleurs, on peut discerner divers bancs, les uns caractérisés par l'uniformité et la petitesse des cailloux, les autres par la grandeur relativement considérable des cailloux. Ces fragments sont formés surtout de calcaire, généralement d'un calcaire compact gris bleuâtre, mais on trouve également des cailloux et blocs de grès de quartzite, de conglomérats quartzeux ou calcaires de conglomérats gréseux, etc.

A l'extrémité ouest de cet affleurement de conglomérats et en contact avec lui, on peut voir le long de la route, un petit massif de schistes bruns. Ces mêmes schistes bruns ou ardoises apparaissent à l'ouest, le long de la rive. On se trouve probablement là sur le contact du conglomérat et des grosses assises schisteuses qui s'étendent vers le sud. Si l'hypothèse que nous avons faite que le conglomérat forme le flanc nord d'un synclinal est exacte, il en résulte que les conglomérats et les quartzites du nord appartiennent à un niveau inférieur à celui des roches analogues qui constituent l'ossature des plaines au S.O. de la station de Bic. A l'ouest de cet affleurement de conglomérats, la route suit à peu près la ligne de séparation entre les conglomérats et les quartzites du nord et les schistes du sud. Cette ligne du contact est très irrégulière en détails. La raison doit en être cherchée dans les formations qui eurent lieu lors du plissement et des failles qui disloquèrent les terrains; à ce moment les schistes formaient dans leur ensemble un massif relativement plastique tandis que les

conglomérats et les quartzites formaient un noyau cassant. On peut voir le long de cette partie de la route des lits de quartzites associés avec des conglomérats, mais les quartzites constituent la plus grande partie de la formation. Ces quartzites sont généralement à grain fin, mais par endroits, leur grain est assez grossier pour qu'on puisse leur donner le nom de grit; ils sont formés presque exclusivement de grains arrondis de quartz enchâssés dans un ciment siliceux.

Après avoir passé une tranchée dans le conglomérat, la route tourne vers l'est et longe une plaine basse sans présenter aucun affleurement rocheux. Les quartzites et les conglomérats de cette plaine sont verticaux ou plongent sous de grands angles vers le sud. Il est probable donc que ces terrains appartiennent également au flanc nord d'un anticlinal.

A une courte distance vers le nord, la route tourne de nouveau vers l'ouest et rencontre plusieurs affleurements; au sud, ce sont des conglomérats, au nord, ce sont des schistes bruns. Un peu plus loin se trouve un petit monticule ou l'on peut voir un contact, les conglomérats et les schistes plongeant tous deux très fortement vers le sud. La route semble suivre la lisière nord de la bande de conglomérats et quartzites.

A l'endroit où la route touche à la côte pour tourner ensuite vers le nord, on peut voir sur le côté est de la route plusieurs mamelons de conglomérats qui semblent indiquer la présence d'une faille nord-sud qui recouperait les terrains immédiatement à l'est des conglomérats. En continuant à suivre la route vers le nord, mais un peu avant d'arriver au quai, on aperçoit un affleurement unique de schistes bruns qui semblent être dans le prolongement de la faille précédente: cette faille apparaît dans les couches visibles à mer basse qui forment la côte à l'est du quai.

Immédiatement à l'est du quai affleurent des conglomérats et des quartzites extrêmement brisés et traversés par des veines de calcite. Ce sont ces roches qui forment la ligne de hauteurs qui borde la côte et qui se prolongent pendant plusieurs milles vers l'est. On retrouve des roches analogues dans l'île sur lequel repose le quai; les affleurements y sont nombreux et on peut y étudier dans des conditions excellentes le caractère général de ces conglomérats et quartzites.

Sur l'île les couches plongent vers le nord sous des angles relativement petits, aussi pense-t-on que les couches des collines en bordure de la côte font partie d'un anticlinal déformé par une faille; dans ces conditions la bande des conglomérats et quartzites plongerait sous la première zone de schistes noirs du sud et les schistes noirs eux-mêmes plongeraient sous les couches de la bande suivante de quartzites et de conglomérats.

On peut alors dresser la succession suivante des terrains qu'on rencontre dans les environs immédiats de Bic, de haut en bas:

- (a) Schistes bruns et grès interstratifiés.
- (b) Quartzites avec conglomérats interstratifiés.
- (c) Schistes bruns s'altérant par endroits en pourpre, de temps en temps quelques lits relativement minces de conglomérats calcaires.
- (d) Quartzites et conglomérats interstratifiés.
- (e) Schistes bruns.
- (f) Conglomérats et quartzites.

L'épaisseur totale de cette série doit être considérable et doit se tenir aux environs de 1000 mètres, mais ce chiffre n'a aucune certitude. En ce qui concerne son âge, on peut dire qu'elle est postérieure au Cambrien inférieur attendu que les cailloux calcaires des conglomérats ont une faune de cet âge. Il est probable que ces terrains doivent être rangés dans le Cambrien moyen et peut-être plus haut encore. Il est bon de noter qu'au point de vue lithologique, les quartzites sont identiques aux quartzites ou grès quartzeux que l'on trouve en aval des grandes chutes de la rivière du Loup. Les quelques restes fossilifères que l'on a pu recueillir à la rivière du Loup, indiquent que ces quartzites sont d'âge Ordovicien inférieur; il est possible que les séries de Bic soient à peu près du même âge.

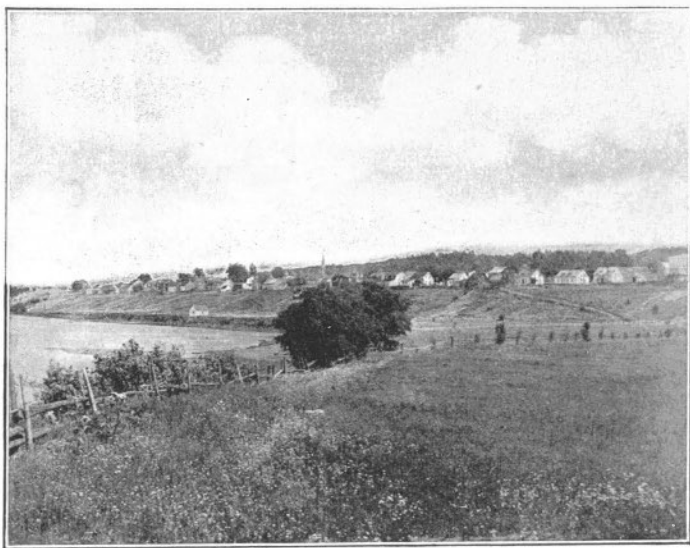
## BIBLIOGRAPHIE.

1. Bailey, L. W., et } Comm. Géol. Can. Rapport annuel,  
McInnes, W. L..... } vol. 5, 1890-91, Part M.
2. Richardson, J..... Comm. Géol. Can. Rapport des  
travaux, 1858.
3. Richardson, J..... Comm. Géol. Can. Rapport des  
travaux, 1866-69.

## BIC: LA SUBMERSION MARINE POST-GLACIAIRE.

(J. W GOLDTHWAIT.)

Immédiatement à l'ouest de la station de Bic, Chalmers a cru reconnaître des preuves de l'existence d'un glacier marchant vers le nord et provenant des hautes terres Appalachiennes. A côté de la voie, on peut voir une roche



Collines Micmac et terrasse à Bic, Québec.

moutonnée bien caractéristique dont le flanc sud est extrêmement poli tandis que le flanc nord est rugueux. Il existe au milieu des bancs de calcaires et de conglomérats, qui se dressent sur les pentes des collines, au sud de la voie, des plages isolées très nettes. Les schistes qui forment en grande partie la plaine du St-Laurent se brisent et s'écaillent sous l'influence des vagues; au contraire, les calcaires démantelés par les vagues marines fournissent en abondance d'excellents matériaux pour les plages. On se trouve donc là en un des endroits les plus propices de toute

la côte du St-Laurent pour déterminer la hauteur à laquelle la mer a attaqué autrefois le continent. Un mille ou deux au S.E. de la station la limite supérieure des anciens rivages marins se traduit très distinctement par une série de terrasses de graviers qui s'arrêtent brusquement 95 mètres. Un peu au-dessus de ce niveau, on trouve de nombreux fragments de calcaires sur les bancs rocheux, mais aucun d'eux ne semble avoir été arrondi ou classé. On n'a jamais trouvé de fossiles marins dans ces hautes terrasses. En fait, il est très rare de rencontrer des coquilles à la limite extrême de la submersion marine. On a pu recueillir cependant des espèces fossiles d'une faune sub-arctique dans les argiles épaisses du niveau 36 m. 50 à 2 milles à l'est de la station, sur la route de la baie Hattie. Au nord du chemin de fer le chemin de Bic s'étend jusqu'au port de la vieille falaise Micmac qu'on retrouve là avec toute sa fraîcheur et sa vigueur caractéristiques. On se rend bien compte de la longue durée du stage Micmac lorsqu'on compare ces grandes falaises marines avec les berges basses et marécageuses qui suivent la ligne actuelle des hautes mers. Les derniers 6 mètres de l'ensemble des 94 m. 80 qui constituent le soulèvement total de la côte à Bic ne semblent avoir été gagnés qu'après plusieurs siècles de stabilité à faibles enfoncements de la côte; si l'on se base sur le peu de travail que font les vagues actuelles, il est possible que ce dernier stade de soulèvement se continue encore maintenant.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### De BIC à MATAPÉDIA JUNCTION.

(G. A. YOUNG.)

Milles et  
Kilomètres  
0 ml.  
0 km.

**Bic** — Alt. 82 pieds. (25 m.) De Bic à Matapédia Junction ou plus exactement jusqu'à Petit Métis, le chemin de fer Intercolonial suit le St-Laurent tantôt près de la côte tantôt à une distance de quelques kilomètres de la côte. Sur tout ce parcours, le chemin de fer traverse une partie du grand bassin cambrien qui forme la bordure du St-Laurent depuis Lévis. De même que précédemment, les couches sont surtout formées de schistes rouges, gris et noirs accompagnés



Milles et  
Kilomètres.

de bancs calcaires et renfermant par endroits des grès quartzeux ou des conglomérats à cailloux calcaires fossilifères. Ces terrains ont une direction générale parallèle au St-Laurent, mais sont fortement plissés et faillés. Cette zone cambrienne est limitée au sud par une grande région de calcaires siluriens.

A Petit Métis le chemin de fer quitte le St-Laurent et tourne à l'est en traversant dans toute sa largeur la zone de terrains cambriens; il pénètre alors dans la région silurienne et dévonienne des montagnes Shickshock en se dirigeant d'abord vers le S.E. puis vers le sud en traversant la chaîne le long de la vallée de la Matapédia. Les couches siluriennes et dévoniennes des montagnes Shickshock recouvrent la plus grande partie de la péninsule de Gaspé et au Canada s'étendent depuis l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé jusqu'au delà de la rivière Témiscouata, sur une distance d'environ 400 kilomètres. Ces terrains vont au moins du Niagara au Dévonien supérieur et forment probablement une série continue. Le Silurien est surtout constitué par des ardoises gris foncés et des ardoises calcaires, mais on rencontre des calcaires à divers niveaux et plus spécialement vers le sommet de la série. Le Dévonien inférieur comprend surtout des ardoises calcarifères et des calcaires. Le Dévonien supérieur comprend des schistes gris foncés et des grès contenant par endroits un grand nombre de restes de plantes. A l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, les couches vont en général à peu près au sud de l'est; au centre de la péninsule, la direction générale est est et ouest; à l'ouest dans la vallée de la Matapédia la direction générale est à peu près sud-S.-O.; plus à l'ouest encore, la direction générale est S.-O. Sur une grande partie de la péninsule, les couches se présentent en plis largement ouverts, mais sur de grands districts, les terrains sont étroitement disloqués.

Au sortir de Bic, le chemin de fer longe de très près la rive et près de Sacré-Coeur, on voit apparaître des schistes foncés à faibles plongements.

Milles et  
Kilomètres.

6.3 mls.  
10.km. 1

**Station du Sacré-Coeur.** — Alt. 20 pds. (6 m.)

“ La grande terrasse ou falaise Micmac est très intéressante près du Sacré-Coeur. A gauche de la voie, on aperçoit la falaise abrupte taillée par les vagues dont la base est à peu près à 6 mètres au-dessus du niveau des marées moyennes. Les schistes qui affleurent sur le flanc de cette falaise montrent que les vagues ont eu autrefois une action puissante et continue pendant de longues périodes. De l'autre côté, s'étend la terrasse de graviers autrefois balayée par les vagues et maintenant hors de portée de la mer; cette plage va jusqu'au bord de l'eau et disparaît peu à peu sous les plaines marécageuses envahies par les marées actuelles qui s'étendent à perte de vue. La boue marécageuse est si mince en certains endroits qu'elles laisse apparaître les tranches arrondies des bancs de schistes; on peut voir ainsi combien la mer de la période Micmac qui venait buter contre la falaise rocheuse avait profondément entamé la côte pour donner naissance à un grand plateau d'abrasion. La limite actuelle de l'action des grandes vagues est à moitié cachée par une végétation marécageuse saline; elle constitue une ligne de rivage mal définie et sans expression qui contraste vivement avec les grandes falaises marines du niveau de 6 mètres. Les grandes terres marécageuses qui encombrant toute la rive sud depuis Québec ne sont évidemment pas autre chose qu'une partie encore submergée du plateau d'abrasion d'âge Micmac et ne correspondent pas au travail actuel des vagues sauf peut-être pour quelques sédiments boueux qui de place en place recouvrent, à peine la surface et sauf aussi un certain nombre de blocs charriés par les glaces qu'on rencontre disséminées par paquets en certains endroits où la côte est particulièrement peu profonde. Les plages marines supérieures qu'on ne peut pas voir du chemin de fer mais qui se trouvent sur le plateau au-dessus de l'ancienne falaise rocheuse sont aussi assez peu distinctes. La plus élevée se trouve à 89 m. 60. C'est à trois-quarts de mille au-delà de Sacré-Cœur que la falaise Micmac atteint son plus grand développe-

Milles et  
Kilomètres.

ment; elle s'élève brusquement à 100 pieds au-dessus du plateau d'abrasion sur lequel repose la voie du chemin de fer. Il est important de remarquer que dans toute la région l'altitude de cette terrasse est constante et conserve la même valeur jusqu'à Québec." (Note fournie par J. W. Goldthwait.)

En approchant de Rimouski, le chemin de fer passe dans les tranchées taillées dans des schistes sombres.

10.5 m. **Station de Rimouski**—Alt. 54 pds. (16 m. 50.)

16.km. 9. Après Rimouski le chemin de fer s'écarte de la côte et traverse une région basse et un peu ondulée, limitée à l'intérieur par une série de lignes de hauteurs parallèles. En arrivant à Ste-Flavie, le pays devient plus accidenté; les collines de l'intérieur sont plus hautes et à l'horizon des collines encore plus élevées apparaissent.

28.5 m. **Station de Ste-Flavie** — Alt. 266 pds. (81 m.)

48.km. 5 "La station de Ste-Flavie se trouve à quelque centaines de mètres de la limite supérieure de la submersion marine; cette limite se révèle par une plage sableuse peu nette, visible dans une ruelle au S.E. de la voie; elle se trouve à 82 m. 90 au-dessus du niveau de la mer. Plus loin et un peu plus haut, sur les pentes de la colline, la configuration générale de terrains montre que la submersion n'a pas dépassé le niveau précédent. Entre la plage de 82 m. 90 et la côte du St-Laurent se trouve un certain nombre d'autres plages de graviers. A 3 milles au-delà de Ste-Flavie, le chemin de fer traverse la vallée de la Rivière du Grand Métis qui est fermée vers l'amont par une chaîne de haute collines. Les terrains bas dans lesquels coule la rivière ne sont pas autre chose que le sommet d'un très grand delta qui s'est formé lors du soulèvement des lignes du rivage. Son altitude qui est d'environ 79 m. 20 au-dessus du niveau de la mer correspond exactement à l'altitude de la plus haute plage de Ste-Flavie. A Priceville où se fait un gros commerce de bois, au pied des chutes de la Rivière Grand Métis, on peut voir du pont du chemin de fer que les graviers du delta contiennent des milliards de

Milles et  
Kilomètres.

coquilles de moules à une altitude d'environ 53 mètres." (Note fournie par J. W. Goldthwait.)

Après avoir traversé la Rivière Grand Métis, le chemin de fer s'engage dans des tranchées de schistes sombres puis s'élève peu à peu et longe le bord d'un escarpement assez raide qui borde la plaine basse de la côte du St-Laurent. En cet endroit on peut jeter un dernier coup d'oeil sur le plateau Laurentien qui se trouve à une cinquantaine de kilomètres de l'autre côté du St-Laurent.

Finalement le chemin de fer tourne à l'est et en entrant dans la vallée du Petit Métis, il traverse la bande de Sillery et de roches associées qui se suit sans interruption depuis Lévis à 300 kilomètres au S.O. et qui se poursuit pendant 250 kilomètres encore au N.E. jusqu'à l'extrémité de la péninsule de Gaspé. Dans la partie N.E. de cette bande, les schistes à graptolites d'âge Utica (Ordovicien supérieur), ont été entraînés dans le plissement des terrains plus anciens.

38.6 ml. **Station de Petit Métis.**—Alt. 569 pds. (173m. 40.)

62 km. 1 La station de petit Métis est assez élevée sur les pentes de la vallée de Petit Métis. Au sortir de la station, le chemin de fer continue à remonter la vallée en passant pendant quelques milles dans de nombreuses tranchées rocheuses d'ardoises rouges et noires et de grès. Dans quelques une de ces tranchées, les couches sont très fortement plissées.

Le chemin de fer traverse un pays sauvage et accidenté.

42 ml. **Station de Kempt**—Alt. 688 pds. (209 m. 70.) Au-

68 km. delà de Kempt, le chemin de fer s'engage dans des tranchées rocheuses à ardoises rouges et noires puis il remonte une petite vallée secondaire dont les flancs sont en ardoises sombres.

50.5 ml. **Station de St-Moïse**—Alt. 540 pds. (195 m.)

81 km. 3 Aux environs de St-Moïse, on a une belle vue au N.E. sur une région basse mais accidentée; au premier plan on aperçoit une colline assez élevés. La voie du chemin de fer a été ouverte dans des tranchées d'ardoises rouges et noires et elle franchit un col local (Alt. 235 mètres) à quelques kilomètres à l'est de St-Moïse; de là, elle descend

sur les bords d'un petit lac qui se jette dans le lac Matapédia. A peu de distance après ce petit lac le chemin de fer franchit la dernière tranchée de schistes "Cambriens" noirs et entre dans une région relativement plate recouverte par des couches siluriennes presque horizontales. Cette plaine est bordée à l'ouest par les hautes plaines de Shickshock ou Monts Notre-Dame qu'on peut voir du chemin de fer. Les couches Siluriennes surmontent en discordance le "Cambrien." Les lits inférieurs sont des grès blancs et roses et ont une épaisseur d'environ 18 mètres. Ils sont recouverts par des calcaires fossilifères gris foncés, d'âge probablement Niagara.

57.9 ml. **Station de Sayabec** — Alt. 178 pds. (176 m. 20)  
93 km. 2 Sayabec se trouve à peu près à un mille au sud de la tête du lac Matapédia. A quelques milles après avoir passé Sayabec le chemin de fer s'approche de la rive du lac et on peut voir le long de la rive S.O. du "Cambrien" presque horizontal. Au contraire, de l'autre côté vers la tête du lac, ce sont des couches "Cambriennes" plissées qui affleurent; quant au pied du lac, il est formé de roches métarmophiques, probablement d'âge précambrien.

A partir du pied du lac et pendant un certain nombre de kilomètres, la vallée de la Matapédia s'élargit et il n'y a plus aucun affleurement rocheux.

72.9 ml. **Station d'Amqui.** — Alt 532 pds. (162 m. 10.)  
115, km. 7 Après Amqui le chemin de fer passe dans des tranchées de schistes sombres accompagnés de quelques lits de grès fins et de quelques lits minces de calcaires. Généralement les couches ont un faible plongement mais parfois, elles sont très inclinées.

Avant d'arriver à Causapschal, on traverse la rivière et on passe sur le flanc est de la vallée qui commence alors à se rétrécir.

Milles et  
Kilomètres.

86.3 ml. **Station de Causapscal**—Alt. 454 pds. (138 m. 40.)

138 km. 9 Après Causapscal, la vallée s'élargit de nouveau et traverse une bande de 6 milles de largeur de grès jaunâtres et grisâtres et de schistes arénacés. Ces terrains représentent la série de grès de Gaspé et sont probablement d'âge Dévonien. Ils forment le flanc très incliné d'un pli anticlinal. Ces terrains disparaissent à quelques milles à l'ouest de la rivière. Au contraire dans la direction de de l'est, ils s'étendent d'une façon continue pendant 240 kilomètres jusqu'à l'extrémité de la péninsule de Gaspésie. En divers endroits dans l'intérieur de la Gaspésie, les grès dévoniens reposent en discordance sur le Silurien. A Matapédia Logan a cru reconnaître que le Silurien et le Dévonien se suivaient en discordance.

92.8 ml. **Station de Beau-Rivage**—Alt. 365 pds. (111 m. 60)

149 km. 4 Au-delà de Beau-Rivage, le bassin silurien apparaît de nouveau et on peut le voir en place dans de nombreuses tranchées coupées dans des ardoises calcarifères d'un gris foncé et d'un pendage très prononcé, notamment le long du chemin de fer à Matapédia Junction, au confluent des rivières Matapédia et Restigouche.

En aval de Beau-Rivage, la vallée de la rivière se resserre peu à peu et les collines qui la bordent s'élèvent de plus en plus. Les divers affluents de la rivière Matapédia occupent tous des vallées profondes et quelque soit leur importance ils rejoignent tous la vallée principale de niveau. La jonction de la vallée Matapédia avec la large vallée de la Restigouche se fait également de niveau. La large et profonde vallée de la rivière Restigouche n'est pas autre chose que le prolongement à l'intérieur des terres de la grande vallée de la Baie des Chaleurs.

120.9 ml. **Matapédia Junction**.—Alt. 53 pds. (16 m. 20.)

194 km. 6

## DALHOUSIE ET LA PENINSULE DE GASPE.

(JOHN M. CLARKE.)

### INTRODUCTION.

La région que nous avons à décrire comprend le fond de la Baie des Chaleurs et la grande péninsule de Gaspé. La Baie des Chaleurs est un bras dirigé de l'est à l'ouest du golfe St-Laurent, elle a en environ 160 kilomètres de longueur et forme la frontière maritime entre la province du Nouveau-Brunswick, au sud et la province de Québec, au nord. Elle fut découverte par Jacques Cartier qui lui donna son nom en 1534. La rivière principale qui se jette dans la Baie est la rivière Restigouche qui constitue dans sa partie inférieure le prolongement de la frontière entre les deux provinces. Elle alimente de grandes pêcheries. L'embouchure de la rivière Restigouche et par suite la tête de la Baie ont été fixées d'une façon toute conventionnelle à Dalhousie, N. B., au sud et à Maguasha Point, P. Q., au nord; en cet endroit la largeur de la baie est d'environ 5 km. 4 Campbellton se trouve sur la rivière Restigouche à 27 kilomètres en amont de Dalhousie. Là la rivière n'a plus que 1 m. 3. En face de Campbellton sur la rive nord (Québec) se trouvent à Restigouche, la Réserve et la Mission des Sauvages Micmacs.

Les terrains dévoniens et les roches volcaniques associées des environs de Dalhousie ont été pour la première fois étudiés par Hind, Bailey et J. W. Dawson; plus tard ce fut Ells qui réunit les éléments des cartes géologiques officielles de la région et qui étudia en détail les relations géologiques des diverses roches. C'est Billings qui fit la première identification de fossiles, mais ce n'est que plus tard que les fossiles coralliens furent étudiés minutieusement par Lambe et ce n'est que récemment que la faune marine dévonienne et la stratigraphie générale de ces terrains ont pu être décrites en détails par Clarke. Les roches dévoniennes des environs de Campbellton ont été également envahies et altérées par des roches volcaniques. Elles ont pris un grand intérêt lorsque Ells et Foord y ont découvert il y a une trentaine d'années des restes de plantes et de poissons;

aussi c'est vers l'étude de ces fossiles que tous les travaux géologiques ont été dirigés en ce point là.

La péninsule de Gaspé est bornée au sud par la Baie des Chaleurs, au nord par la Rivière St-Laurent et à l'est par le Golfe du St-Laurent, elle couvre une superficie d'environ 28,600 kilomètres carrés. Elle est plus grande que le Royaume de Saxe et 2 fois plus grande que l'Etat de Massachusetts. L'intérieur de cette grande péninsule est couverte de collines sauvages très boisées et il n'y a que la région côtière qui sur une largeur maximum de 18 kilomètres ait été ouverte à la colonisation. C'est le long des côtes de la mer que l'on peut voir le mieux sa structure géologique et à ce point de vue, on connaît des affleurements remarquables. Cette péninsule constitue l'extrémité septentrionale du grand système de rides apalachiennes. Ces rides y dessinent un S très caractéristique, elles passent de la direction S.O.-N.O. qui domine vers le sud à la direction N.O.-S.O. en faisant un arc vers le nord, qui se termine au Cap de Gaspé. En tant que partie du système Appalachien, la péninsule de Gaspé est presque exclusivement formée de roches paléozoïques. Les Montagnes Notre-Dame ou Shickshock (1) qui constituent les hautes montagnes de la péninsule (900 à 1,200 mètres) se trouvent au nord et renferment des districts de micaschistes, de jaspilites et de gneiss à épidotes qui constituent évidemment le soubassement des schistes cambriens mais jamais on n'a pu démontrer que ces terrains métamorphiques étaient d'âge précambrien. On y trouve également de nombreux massifs de péridotites et de serpentines. D'une façon générale, la Gaspésie est une région de plissements appalachiens réguliers et d'immenses charriages des anciennes couches paléozoïques. Ces charriages sont très fréquemment masqués par un manteau de terrains dévoniens et carbonifères (Grès et conglomérats presque horizontaux).

C'est Sir William Logan qui a étudié pour la première fois la géologie de la Gaspésie en 1845. A cette époque, Sir William Logan venait d'organiser la Commission Géologique du Canada et la Gaspésie fut son premier terrain d'études; néanmoins son rapport sur la région reste encore la base de toutes nos connaissances. Plus tard le pays fut étudié par Bell, puis surtout par Ellis et Low qui en 1878-1882 refirent le relevé topographique de la péninsule et

(1) Notre-Dame est le nom donné par Champlain et Shickshock est le nom des Indiens Micmacs.



publièrent une série complète de cartes de la région. Dernièrement Clarke a étudié la région côtière au point de vue spécial de sa stratigraphie et de la corrélation des faunes.

Le long des côtes de la péninsule, on rencontre des affleurements de Cambro-ordovicien, de Silurien, de Dévonien et Dévono-carbonifère (Bonaventure). Toutes ces formations ne se sont pas déposées dans le même bassin. Il est facile de voir sur le terrain que les bassins les plus anciens de sédimentation se trouvaient sur un large bras de mer correspondant à un ancien chenal St-Laurent ayant la direction S.-O.-N.-O. parallèle aux axes orogéniques actuels. Ce bras de mer était bordé au nord par le continent cristallin du Bouclier du Labrador et au sud par un continent qui se trouve en grande partie en dehors des limites de la région qui nous occupe. On peut dire que jusqu'à un certain point, les baies actuelles de la côte du golfe, par exemple la baie de Gaspé, Malbaie, se trouvent dans d'anciens synclinaux qui remontent au Dévonien supérieur. Cependant il faut admettre que l'érosion marine a été très profonde puisque le plateau sous-marin qui se trouve dans le St-Laurent, au nord de la péninsule est bordé par une plateforme rocheuse taillée par les vagues, ayant par endroits 14 km. 4. de large et enfoncée à 90 mètres au moins au-dessous du niveau actuel des eaux. C'est là où la courbe des rides apalachiennes est la plus prononcée, c'est-à-dire dans la petite presqu'île de Forillon entre la Rivière St-Laurent et la Baie de Gaspé, que l'on trouve la trace extrême du système appalachien. Il existe en effet au large de la presqu'île de Forillon, à une quinzaine de kilomètres de la côte, un banc de pêche connu sous le nom de banc américain qui ne présente que quelques brasses de profondeur, ce banc de pêche est exactement dans le prolongement S.-E. de la ride. On s'en est rendu parfaitement compte en draguant des roches sur ce banc.

On admet que le cours de la Rivière St-Laurent a été déterminé par une grande faille de rejet qui s'est produite entre les terrains paléozoïques du sud et le Bouclier Canadien du nord. Cette hypothèse est beaucoup plus facile à démontrer dans la partie inférieure du fleuve, aux environs de la côte de Gaspésie, que plus loin en amont; car jamais on n'a trouvé en Gaspésie, un seul lambeau de terrains cristallins qu'aurait pu lasser la rivière, si elle avait traversé le Bouclier Cristallin. Cette ligne de faille si significative a été signalée, il y a bien longtemps par Sir William

Logan, et elle est connue généralement sous le nom de faille de Logan. C'est le long de ce plan de faille que les terrains paléozoïques du sud ont été poussés et charriés contre le Bouclier Cristallin du nord. Dans l'ensemble la poussée a été parallèle à celle qui a affecté toute la chaîne apalachienne sur 3,600 kilomètres de longueur, mais en Gaspésie, elle a pris une forme de croissant très prononcée qu'on ne retrouve nulle part ailleurs. L'île d'Anticosti qui se trouve à 108 kilomètres à l'est-nord-est du cap Gaspé, est un lambeau de terrains siluriens horizontaux qui a échappé aux plissements. C'est un oasis entre le Bouclier Cristallin du nord et les plis apalachiens du sud.

#### PLISSEMENTS.

Les plissements de terrains sont visibles de la côte du St-Laurent à Percé et Logan y a déterminé d'une façon assez nette des axes anticlinaux dont plusieurs autres observateurs ont d'ailleurs également confirmé l'existence. Ces axes semblent être au nombre de cinq qui sont, à partir du nord:

1. Anticlinal de Forillon. (Décrochement).
2. Anticlinal d'Haldimand. L'axe traverse la montagne de Gaspé (Bassin de Gaspé) et pénètre dans la baie au cap Haldimand. Dans le sillon qui se trouve entre les plis 1 et 2 s'étend le fond de la baie de Gaspé et le cours inférieur de la rivière Darmouth ou bras Nord-Ouest.
3. Anticlinal de Tar Point; il se jette dans la baie à Tar Point sur la rive sud de la baie de Gaspé. Entre cet anticlinal et le précédent se trouvent le Barachois de Douglas-town et le cours inférieur de la rivière St-Jean qui y a son embouchure.
4. Anticlinal de St-Pierre, qui disparaît dans la mer à la pointe St-Pierre.
5. Anticlinal de Percé. C'est certainement le plissement le plus serré et le plus considérable de tous; il est fortement disloqué à sa base, là où il disparaît dans la mer. Entre cet anticlinal et le précédent se trouve Malbay, son barachois et sa rivière. Au sud de Percé, les plissements sont cachés par un manteau de terrains Bonaventure d'âge plus récent (Dévono-Carbonifère) qui ont été faiblement plissés à leur extrémité nord mais à une date beaucoup postérieure à celle des plissements fondamentaux. C'est un manteau de roches rougeâtres qui recouvre le

sud et le S.E. de la péninsule et qui repose partout sur la tranche des grandes séries ordovico-siluriennes presque verticales, composées de calcaires gris et bleus. (Le Silurien y domine).

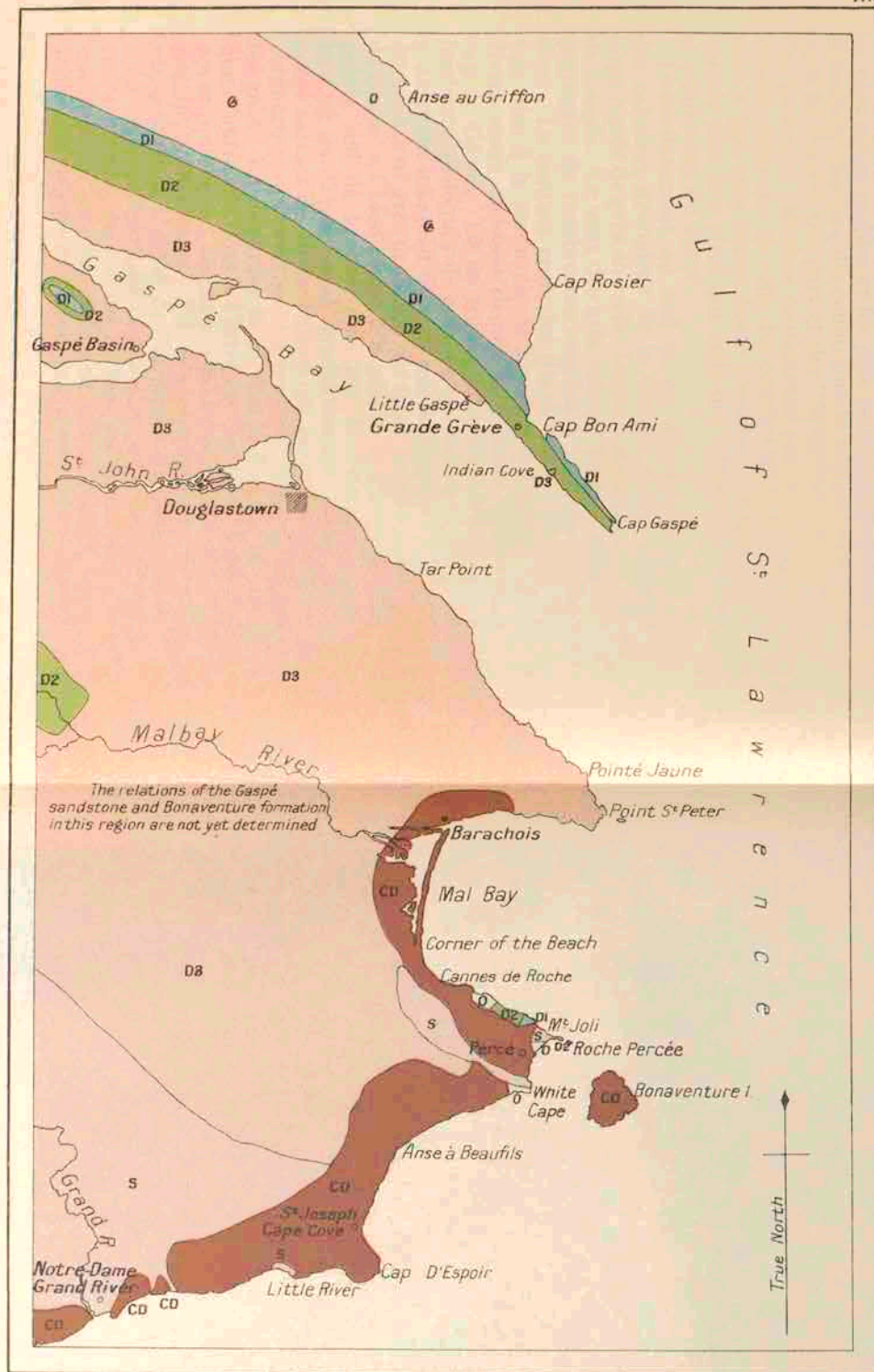
#### ORDRE DE SUCCESSION.

Les roches les plus anciennes de cette succession de terrains apparaissent sur la rive du St-Laurent sous forme d'une bande étroite de schistes noirs cambriens ou cambro-ordoviciens; on les voit bien au cap DesRosiers et également en amont (Schistes DesRosiers). Au sud, (voir la carte pour position et direction de cette bande) ces schistes font place à des escarpements assez raides de terrains dévoniens inférieurs (Couches St-Alban, Bon Ami, et Grande Grève). Lorsqu'on quitte le plateau d'abration sous marin du cap DesRosiers pour monter sur l'escarpement de Bon Ami, on traverse le plan de faille qui forme le contact entre les schistes DesRosiers et les schistes calcaires de St-Alban; c'est le long de ce plan de faille que la plus grande partie de l'Ordovicien et tout le Silurien ont été écrasés sous une épaisseur inconnue. (1)

C'est la faille Forillon qui a produit un charriage sur le flanc sud du cap DesRosiers. Au cap DesRosiers les couches dévoniennes de St-Alban, de Bon Ami et de Grande Grève, toutes concordantes entre elles et toutes uniformément inclinées sous des angles de 25° à 30° vers le S.S.O., reposent sur les schistes DesRosiers d'âge cambro-ordovicien toujours extrêmement disloqués. Il n'est pas actuellement possible d'évaluer l'importance de ce charriage, c'est-à-dire l'étendue du manteau dévonien, mais il doit y avoir là au moins 14 kilomètres de terrains dévoniens se dirigeant vers la mer jusqu'à la profondeur de 50 brasses. S'il est vrai que le Silurien a été enlevé par le charriage, il est probable que cette disparition a porté sur une formation extrêmement épaisse, car au cap Noir (Black Cape) de la baie des Chaleurs, on peut voir une section silurienne complète (C'est la plus complète, en tout cas, que nous connaissons dans la péninsule de Gaspé) qui contient plus de 2,200 mètres d'épaisseur de sédiments.

Les couches St-Alban et Bon Ami sont un peu fossilifères.

(1) On peut expliquer autrement l'abondance de Silurien au nord, en admettant qu'il n'y a pas eu de sédimentation, mais cette hypothèse ne ferait que diminuer la quantité de travail de destruction produite par la faille et non le travail même de la faille.



# Legend

CD	Devono-Carboniferous Bonaventure
D3	Gaspé sandstone
D2	Grande Grève
D1	Cap Bon Ami and St. Alban
S	Silurian
O	Ordovician
C	Cambrian

## Eastern Part of Gaspé



0 1 2 3 4 5



0.5-1.0 m (1.5-3.0 ft)



1.0-1.5 m (3.0-4.5 ft)



1.5-2.0 m (4.5-6.0 ft)



2.0-2.5 m (6.0-7.5 ft)



Legend



res mais ce sont les couches concordantes de calcaire pur de la Grande Grève qui renferment le plus abondamment les espèces typiques de la faune du Dévonien inférieur calcaire c'est-à-dire des formations Helderberg et Oriskany. Aucune de ces deux formations n'apparaît bien nettement au nord, sauf sur la petite presqu'île de Forillon, bien qu'on sache qu'elle se prolonge à l'intérieur vers l'ouest dans les hautes terres boisées de la chaîne montagneuse du nord.

Ce sont deux lambeaux isolés de ce calcaire dévonien inférieur qui forment à Percé, à 17 kilomètres au sud de Forillon les plus remarquables et les plus pittoresques paysages de toute la côte du golfe connu sous le nom de Rocher Percé ou d'île Percé d'une part et des "Murailles" d'autre part. Ces lambeaux calcaires contiennent une petite faune légèrement différente de celle des couches de la Grande Grève mais d'âge sans aucun doute identique. Cette faune est étudiée plus loin ainsi que celle des falaises ordoviciennes et siluriennes de Percé.

Immédiatement au sud et en discordance au-dessus des calcaires dévoniens de la Grande Grève apparaît la large bande de grès auquel Logan a donné le nom de grès de Gaspé. Ce sont des grès massifs rouges, bruns et gris contenant de nombreuses couches à fragments très grossiers. Le contact entre les lits de base et les calcaires se voit bien à la péninsule de Forillon, à Petit Gaspé et en divers autre endroits depuis la Grande Grève jusqu'au cap de Gaspé. Là on trouve au milieu des calcaires des lambeaux disloqués de grès, ce qui montre qu'autrefois il y avait un manteau de grès qui a disparu. On retrouve des roches de grès de Gaspé sur toute la côte sud de la baie de Gaspé, à Chien Blanc, à la pointe St-Pierre qui forme la pointe sud de la baie puis sur la rive nord de Malbay où ils disparaissent graduellement pour passer aux conglomérats de Bonaventure qui les surmontent en discordance et qui présentent à peu près le même aspect que les grès. En mesurant la section le long de la côte ainsi que d'autres sections à l'intérieur des terres où ces calcaires se prolongent, Logan a trouvé une épaisseur totale dépassant 2,200 mètres. Ils pensent avec raison que ce chiffre est trop élevé à cause de l'existence de failles, mais il lui a été impossible à cause de l'homogénéité des terrains de se rendre compte du nombre de fois que les couches s'étaient doublées par les phénomènes de décrochement le long des failles. Les grès de Gaspé renferment beaucoup de plan-

tes terrestres qui ont été décrites par J. W. Dawson et qui indiquent une flore dévonienne moyenne. La faune marine de ces grès est abondante dans certains niveaux de la base de la formation et les espèces qu'on y rencontre sont des survivants caractéristiques de la faune de la grande Grève à espèces dévoniennes moyennes de la formation d'Hamilton, de New-York. (1)

*Formation Bonaventure.* Sur la rive sud de Malbay commence un grand manteau de conglomérats et de grès rouges qui couvrent toute la région côtière de la région de la baie des Chaleurs, sauf, cependant aux endroits où il a disparu sous l'action de la mer ou par décomposition atmosphérique en laissant apparaître les formations sous-jacentes. Le nom de Bonaventure a été donné par Logan et provient de ce que l'île située au large de Percé est entièrement formée de conglomérat, bien que ce même conglomérat apparaisse à des altitudes beaucoup plus grandes (360 mètres) dans la montagne Ste-Anne, à Percé. Cette formation de conglomérat est presque partout à peu près horizontale, mais dans le nord on connaît de belles ondulations, notamment dans la large montagne aux flancs arrondis de Ste-Anne. Cette formation Bonaventure est en partie d'origine nettement continentale, mais il est certain que les gros conglomérats ont du prendre naissance le long d'une côte accidentée semblable à celle que baigne actuellement le golfe. La plus part du temps, ces conglomérats sont formés de blocs de roches fossilifères inférieures (cambriennes, siluriennes et ordoviciennes). Fréquemment les blocs sont énormes et on en a rencontré qui pesaient jusqu'à huit tonnes et dont les angles étaient très bien conservés, ce qui indique qu'ils ont dû tomber d'une falaise en surplomb. On pense que la formation Bonaventure correspond au dernier stage du Dévonien et au commencement du carbonifère; en fait c'est dans cette formation Bonaventure qu'il faut faire rentrer tous les terrains carbonifères que l'on connaît dans la péninsule. C'est également la formation la plus récente de tout Gaspé. Les premiers observateurs l'avaient rangée entièrement dans le carbonifère et la rattachaient aux grès rouges de la

(1) Parmi les localités fossilifères du grès de Gaspé, on peut dire que celles qui ont été étudiées avec plus de détails se trouvent en arrière (à l'ouest) de la première colline au fond de la baie de Gaspé puis au nord de L'Anse-aux-Cousins puis à la pointe Naveau, sur la rivière Darmouth. On connaît d'autres gîtes de fossiles à Friday's bluff sur la rivière St-Jean à 50 milles environ à l'ouest de Douglastown et le long du ruisseau Mississipi et de certains autres affluents de la rivière York à 63 milles.



Nouvelle-Ecosse, de l'île du Prince-Edouard et des îles de la Madeleine qu'on sait être maintenant d'âge Permien. Ce fut Ells qui reconnut le premier une différence dans la composition de ces conglomérats et qui les distingua stratigraphiquement en donnant le nom de conglomérats calcaires ou conglomérats dévoniens aux bancs inférieurs et en rangeant dans le Carbonifère les bancs supérieurs qui renfermaient moins de cailloux calcaires et plus de cailloux cristallins. Cette distinction n'est d'ailleurs pas facile à faire en beaucoup d'endroits.

Les conglomérats calcaires de la base sont très faciles à voir aux environs de Percé et à Percé; quant aux couches supérieures, elles forment le sommet de la montagne Percé. Dans les affleurements du rivage de la baie des Chaleurs, la distinction est peu nette et les grès et conglomérats rouges à cailloux de jaspe reposent partout sur la tranche des schistes siluriens gris, en produisant souvent de pittoresques oppositions de couleurs. L'épaisseur totale des couches Bonaventure est inconnue. A la montagne Ste-Anne, à Percé, on les trouve à 370 mètres de hauteur et elles apparaissent à peu près à la même altitude dans les Mts Carleton, à Carleton, baie des Chaleurs. On n'y a jamais rencontré de débris d'animaux mais on y a trouvé des débris de plantes encore indéterminées et même quelques minces couches de charbon notamment dans les grès fins à Cannes-des-Roches (Malbay).

#### PALÉOGÉOGRAPHIE.

Nous avons déjà esquissé l'ancienne géographie de la région aux époques cambriennes, ordoviciennes et siluriennes; un large chenal marin très simple, limité par de vieux continents au nord et au sud faisait communiquer librement les grandes mers Atlantiques du nord avec les eaux du bassin intérieur des Appalaches. A l'époque silurienne notamment, ce chenal qui recouvrait le synclinal appalachien était presque aussi large que la péninsule de Gaspé et il n'y a aucune raison de croire actuellement qu'il ait été d'un passage difficile en l'état actuel de nos connaissances, les faunes siluriennes aussi bien que les faunes ordoviciennes, ont un aspect nettement atlantique. Au début du Dévonien, les terrains furent entraînés dans des plissements qui produisirent un nouveau chenal plus étroit, mais ce chenal fut toujours ouvert et il y eut toujours une



correspondance très étroite entre leurs faunes et les faunes de l'intérieur.

En ce qui concerne les chenaux dévoniens, on peut dire:

(1) Il existait au début du Dévonien (Helderbergien) un passage net et facile entre la Gaspésie et le bassin appalachien du sud par l'Etat de New-York. A ce moment, une faune abondante se déposa dans les bancs de St-Alban ayant toutes les caractéristiques de la faune d'Helderberg.

(2) Un chenal ouvert existait d'une façon analogue à peu près à la même époque entre ce qui constitue les couches Dalhousie du nord du Nouveau-Brunswick et le bassin du sédimentaire Helderbergien de l'intérieur.

(3) Ces deux chenaux semblent s'être réunis à l'ouest et au sud, car bien que chacun deux renferment surtout des espèces Helderberg il y a relativement peu d'espèces communes.

(4) Dans les derniers stages représentés par les calcaires de Grande Grève, le passage du nord s'élargit tandis que le chenal de Dalhousie se comble. A côté de ces chenaux ouverts, venant de l'intérieur, il existait plus au sud, d'autres chenaux dévoniens dont Clarke a mis en lumière les relation avec la mer (11, p. 153-162).

(5) Les grès de Gaspé indiquent un démantèlement général des barrières qui fermaient le chenal du nord; il fut alors possible aux animaux marins de l'intérieur d'émigrer vers le nord (Dévonien inférieur ou moyen) alors que la faune de la Grande-Grève restait stationnaire. Au début de la formation de ces grès, le pays était plat et fréquemment inondé et des barres de graviers se formaient devant les côtes, mais plus tard le pays s'éleva et au milieu et à la fin du Dévonien, la côte devait se présenter dans des conditions à peu près semblables à celles des côtes à rias actuelles.

#### ORIGINE DU GOLFE ST-LAURENT.

Les cartes hydrographiques du golfe indiquent nettement que le cours de l'ancien fleuve du St-Laurent se dirigeait d'abord vers le S.E. à partir de son embouchure actuelle, au large de la côte orientale de Gaspé, passait à l'est des îles de la Madeleine puis de là s'avancait dans l'Atlantique le long du détroit qui s'épare l'île du Cap Breton de Terre-neuve (Détroit de Cabot). Le St-Laurent est un

très ancien cours d'eau et date au moins de l'ordovicien inférieur (Lévis marin) alors qu'il existait un passage qui faisait communiquer les eaux de l'Atlantique avec le golfe apalachien de l'intérieur. Ce cours d'eau acquit une fixité particulière à la suite des mouvements de dislocations qui poussèrent les roches paléozoïques contre le Bouclier cristallin labradoréen du nord. Ces dislocations ont été si profondes que depuis lors il y eut toujours là un chemin de passage pour les eaux, tantôt eaux salées, tantôt eaux douces. La partie du chenal de la rivière qui se trouve actuellement enfouie sous les eaux du golfe n'est pas la plus ancienne,



Axe orogénique appalachien, Golfe St-Laurent

mais au contraire la plus récente partie de la rivière; elle correspond à une vallée qui a été creusée dans des sédiments marins à l'époque où le golfe appartenait à un océans ouvert.

Les axes orogéniques des plissements appalachiens sont doubles dans la région du golfe; ceux du sud, qui traversent la Nouvelle-Ecosse et qu'on retrouve à Terre-Neuve avec une direction rectiligne N.E.-S.O.; ceux du nord qui traversent la Gaspésie en formant un arc convexe vers le nord.

La torsion des plis du nord due à la résistance du Bouclier Canadien produisit un "syntaxe" qui brisa les plissements et disloqua le fond de la région occupée par le golfe le long d'une ligne ayant la direction générale des plissements. C'est alors, qu'à la suite de la cassure du soubassement et du mouvement différentiel des terrains que le St-Laurent pris le cours qu'indique actuellement les cartes hydrographiques. Il est probable que pendant

un certain temps, il y eut un chenal secondaire par le détroit de Belle-Isle et autour de l'île d'Anticosti au nord et à l'est. Ce stade particulier d'écoulement des eaux fut secondaire et date d'une époque postérieure aux soulèvements des roches paléozoïques plissées. Depuis cette époque la région disloquée du golfe a été successivement une rivière, une mer ouverte, un estuaire puis une mer plus ou moins fermée. Après le décrochement du plissement septentrional qui détruisit les régularités de la chaîne montagneuse et qui isola le lambeau des sédiments horizontaux de l'île d'Anticosti vint une période où les côtes présentèrent une série de rias abruptes taillés le long des extrémités disloquées des plis appalachiens; en même temps le fond de la mer se recouvrit du manteau de conglomérats Bonaventure. A cette époque, les eaux marines s'étendaient beaucoup plus vers l'ouest qu'aujourd'hui et le chenal de la rivière qui se trouve au sud de la latitude de Percé était profondément enfoui. Cette période se termina par une diminution de profondeur du bassin de sédimentation qui amena la formation des estuaires de la période carbonifère. De temps en temps cependant avaient lieu des retours offensifs de la mer: Plus tard le fond du golfe se souleva encore davantage et sur de grandes étendues le long des côtes, des sables se déposèrent; le climat était reactivement aride et on vit s'accumuler les sables permians rouges de Nouvelle-Ecosse de l'île du Prince-Edouard et des îles Madeleine avec leurs cortèges de blocs sculptés par le sable. A la fin du Paléozoïque, le chenal inférieur de la rivière qui traverse la région du golfe était sur-élevé, et étroitement serré entre les montagnes de l'est et de l'ouest de sorte que c'est le chenal actuellement enfoui dans les eaux du golfe qui servait de passage réel à la rivière. C'est au début du Mésozoïque que se produisit le découpage du pays et la formation des côtes accidentées que l'on connaît actuellement et des îles isolées qui apparaissent au large; la submersion du chenal de la rivière a commencé également à cette époque.

#### PHÉNOMÈNES GLACIAIRES ET POST-GLACIAIRES.

La péninsule de Gaspé semble avoir échappé aux grands glaciers continentaux. Les phénomènes glaciaires sont dispersés et ne correspondent qu'à des écoulements de glaciers à partir des montagnes de l'intérieur. Partout les

dépôts glaciaires sont obscurcis par des dépôts dûs aux glaces flottantes; c'est ainsi que chaque roche arrondie que l'on trouve au nord a pu être apportée par les glaces flottantes. Les îles au large de la côte, c'est-à-dire l'île du Prince-Edouard et les îles de la Madeleine n'ont pas subi la glaciation.

On connaît des plages élevées en divers points de la péninsule, mais ces plages sont très dispersées et montrent l'existence de gauchissements d'âge Pléistocène analogue à ceux que révèlent les terrasses du bassin de Gaspé.

## DESCRIPTION DÉTAILLÉE.

### PERCÉ (1)

*L'Anse-au-Beaufils*, qui est la gare de Percé, se trouve sur la côte à 9 kilomètres au sud.

On peut voir de l'Anse-au-Beaufils, l'île Bonaventure qui a donné son nom à la formation et les montagnes de Percé au nord. Le chemin qui mène à Percé se dirige au nord et traverse le cap Blanc.

*Vue de Percé du sommet du Cap Blanc.*—Le village de Percé qui est le chef-lieu du comté de Gaspé se trouve sur un plateau rocheux triangulaire dont le Mont-Joli, en face de Roche Percée, constitue le point culminant. Au large, on voit l'île Bonaventure qui a 3 km. 6 de long par 5 km. 4 de large; à gauche, c'est le Mont St-Anne (370 mètres); plus loin ce sont les falaises déchiquetées connues sous le nom de "Les Murailles" qui bordent Malbay; au nord de Malbay se trouve la Pointe St-Pierre avec l'île Plateau et à l'horizon, à droite, on aperçoit le cap Gaspé. Au-delà, c'est le St-Laurent.

*Roche Percée.*— Cette falaise détachée de la terre ferme est remarquable. Au début de la colonisation, elle était connue sous le nom d'île Percée et c'est elle qui a donné son nom à la côte voisine. L'île Percée, le Rocher Percé, Pierced Rock ou Split Rock, comme on l'appelle indifféremment a 646 mètres de long depuis la pointe jusqu'à l'obélisque qui la termine en arrière; elle a 91 mètres de large au maximum et 87 pieds de haut à sa pointe; elle est percée en forme d'un arceau ayant 20 mètres de haut. En plan

(1) Voir cartes—Percé et environs—et Percé.

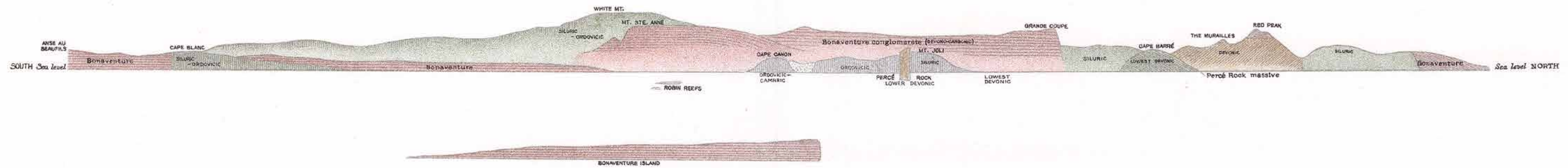
elle forme une sorte de Z et vue de face elle ressemble à un immense steamer entrant au port.

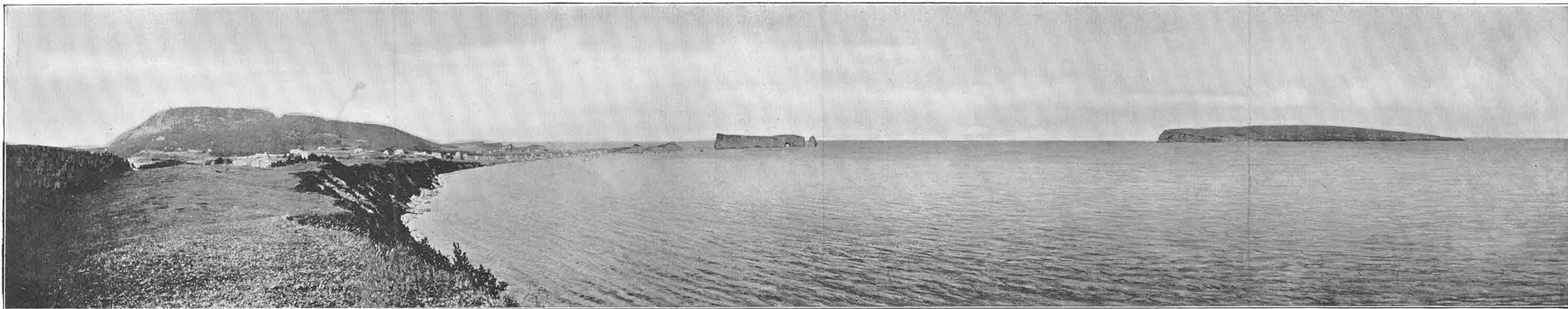
L'obélisque qui se trouve en arrière est le piedroit extérieur d'un deuxième arceau qui s'est écroulé en 1845. Au début du dix-septième siècle, il dut y avoir deux autres arceaux du côté de la mer et l'île devait se terminer d'une façon plus effilée. C'est par l'écroulement de ces arches que le démantèlement des rochers s'est surtout produit dans la période historique connue. Il existe encore, dans le rocher, un autre arceau qui traverse l'obélisque parallèlement à l'axe principal de l'île. L'action destructive des vagues est assez faible sur la roche Percée et le gel et le dégel sont des agents de destruction beaucoup plus efficaces. En réalité pendant ces dix dernières années il est tombé extrêmement peu de chose sous l'action de ces forces combinées et le contour de la falaise n'a presque pas changé dans les 150 dernières années. A marée haute, la Roche Percée est isolée, mais à mer basse une batture de sable la relie au pied du Mont Joli et permet d'accéder très facilement à la pointe et à la côte sud de la falaise. La côte nord n'est accessible que par bateau. Les flancs de la roche sont si verticaux que leur ascension est extrêmement dangereuse et un arrêté municipal l'interdit.

Les terrains de l'île renferment beaucoup de fossiles répartis le long de couches minces séparées par des bancs stériles. Les fossiles correspondent par leur caractère et leur association avec ceux de la faune encore plus riche des calcaires de Grande-Grève; aussi rattache-t-on le massif de la roche Percée à la formation de Grande-Grève (Voir précédemment). On a décrit 44 espèces dont 31 se trouvent également dans les bancs de Grande-Grève; les espèces caractéristiques sont: *Dalmanites (Probolium) biardi*, *D. perceansis*, *Phacops logani*, *Chonetes canadensis*, *Chronostrophia complanata*, *Spirifer arenosus*, *S. murchisoni*, *Leptocoelia flabellites*, *Rensselaeria ovoides*.

Dans les environs de roche Percée, on ne trouve aucune couche ni aucune faune analogue à celle de la roche Percée sauf, "Aux Murailles" c'est-à-dire le long des falaises qui font face à la Malbay et qui se trouvent au-delà de la plage du nord (North Beach). Le promoteur gris du Cap Barré qui marque le commencement des "Murailles" est suivi par un massif disloqué et charrié de couches à couleurs vives plongeant S.E. 20° et butant contre les bancs du Cap Barré. Ce massif contient quelques rare fossiles des

# PANORAMA SKETCH OF THE SEA FRONT AT PERCÉ







couches de Roche Percé. Ses bancs inclinés s'élèvent jusqu'au sommet des murailles mais à leurs parties supérieures, ils sont recouverts en discordance par une couche de conglomérats calcaires de la série Bonaventure.

Le visiteur ne manquera pas de visiter la colonie d'oiseaux de mer qui a établi ses nids sur la calotte de verdure qui couronne l'île Percé. Cette colonie est formée uniquement de goélands à harengs (*Larus argentatus*) et de Cormorants (*Phalacrocorax carbo*); cette association d'oiseaux se trouvent sur les falaises de la péninsule de Forillon à 30 kilomètres au nord (Voir plus loin la note sur la colonie d'oiseaux de l'île Bonaventure).

Roche Percée est entièrement formée de calcaires dévoniens inférieurs redressés presque jusqu'à la verticale (Plongement 80° S.E.) et très fortement colorés par le fer en jaune, rouge et pourpre. Les couches sont parsemées de veines de calcite blanche rouge, et brun foncé contenant parfois d'intéressantes cristallisations. Le mélange de ces couleurs de roches avec le vert du gazon du sommet produit un effet pittoresque qui varie avec les conditions atmosphériques et la position du soleil. (1)

**Cap Barré.** — Ce cap forme l'extrémité sud des Murailles et termine la plage du nord. Il est formé de couches minces, sableuses, de schistes bleus gris et de calcaires plongeant de 30° à 40° au nord. Il butte le long d'un plan de faille contre les roches rouges du massif de Percé. Le Cap Barré n'a donné que quelques fossiles, tous d'âge Dévonien inférieur (*Spirifer cf. modestus*, *Leptostrophia oriskania* *Conularia cf. lata*), le plus intéressant étant une espèce de tribolite *Dicranurus (D. limenarcha)*. On ne connaît que deux autres espèces de ce tribolite tous deux d'âge Dévonien inférieur, un a été trouvé en Bohême et l'autre dans l'Etat de New-York.

Ces couches se nont pas développées nettement ailleurs dans la région elles semblent correspondre à un niveau Dévonien inférieur à celui de Roche Percé.

**Le Mur de roche entre les plages du Nord et du Sud.** — Au pied même du quai des bateaux à vapeur sur la plage du nord, on a trouvé récemment dans des excavations actuellement comblées, des schistes gris très redressés contenant des *Dipterus*. Ces schistes n'ont jusqu'à présent donné aucun autre fossile et on les considère comme appartenant

(1) Voir Clarke (9) pour l'histoire de Roche Percée, pour ses changements de forme, la rapidité de démantèlement, la faune fossile complète, etc.

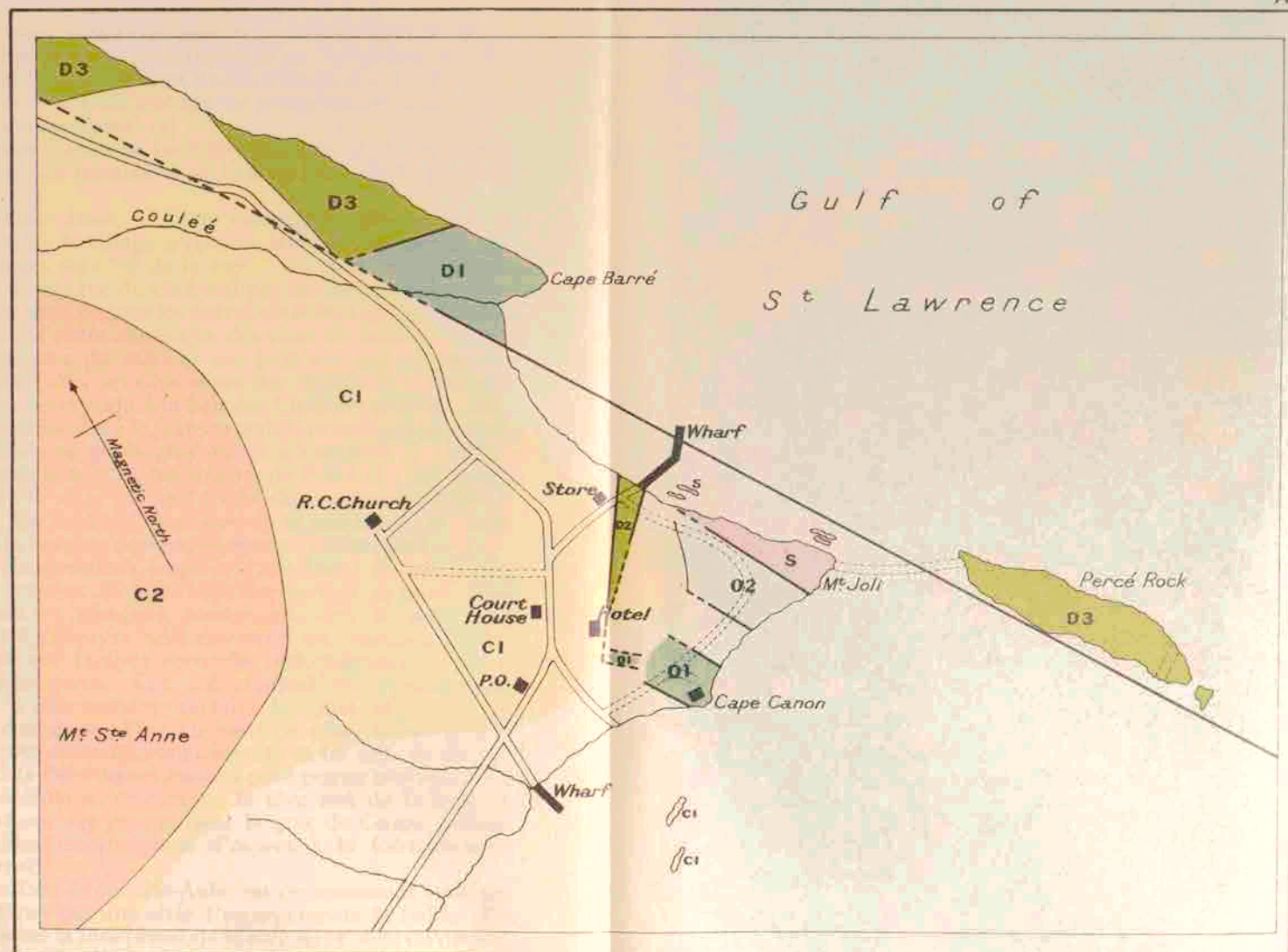


à un Dévonien inférieur à celui du massif de Percé. Ils semblent butter contre le Silurien au sud, le long d'un plan de faille et se terminer au nord par le plan de faille de la plage. Lorsqu'on suit la rive en allant vers le sud le premier affleurement est constitué par les calcaires gris et les schistes redressés du Mont Joli. Ces affleurements commencent par des récifs visibles à mer basse environ à 400 pieds au large puis se continuent par la falaise du Mont Joli dont la longueur est d'environ 211 mètres. Les couches ont le même pendage qu'à Roche Percée ce qui permet d'estimer à 335 mètres l'épaisseur totale de la formation. Sur toute l'épaisseur les caractères géologiques sont assez constants mais on distingue nettement l'existence d'un déplacement qui a permis de diviser le massif au point de vue géologique en un flanc nord et un flanc sud. Les couches du flanc nord ont fourni d'admirables exemples de diaclasses et de ripple marks et on a trouvé dans les deux bancs des fossiles répartis en couches particulièrement riches séparées des bancs stériles. Dans le flanc nord on a distingué les coraux *Duncanella*, *Zaphrentis*, *Streptelasma* et *Pleurodictyum*, le graptolite *Monograptus* cf. *clintonensis*, les brachiopodes *Dalmanella*, *Leptœna* (*Rhomboidalis*), *Strophœodonta*, *Spirifer* (cf. *niagarensis*, *modestus* et un phacops incertain: tous ces fossiles caractérisent le Silurien.

Dans le flanc sud du Mont Joli sont des tribolites *Ampyx*, *Tretaspis*, *Calymmene*, *Trinucleus*, *Pterygometopus*, *Ptychopyge* et *Illaenus*, les brachiopodes *Dalmanella*, *Rafinesquina*, *Strophomena*, *Parastrophia*, *Zygospira*, dont la réunion indique un stage ordovicien moyen ou fin de l'Ordovicien inférieur. Ces couches semblent traverser les montagnes et aboutir sur l'autre rive près du magasin du quai.

Ces affleurements se terminent brusquement au sud sous une petite plage qui recouvre une faille; au-delà apparaît le Cap-au-Canon, massif d'ardoises noires argillacées et calcaires d'une couleur sombre, écrasées et lustrées. Le plongement général de ces couches n'est pas très différent de celui du massif du Mont Joli mais l'existence d'une plage qui se prolonge dans l'intérieur des terres par une dépression marécageuse indique qu'il y a là une solution de continuité.

A peu de distance de la falaise dans l'intérieur des terres se trouve un mamelon isolé de conglomérats calcaires qui semblent faire partie du même massif, mais leur caractère



Geological Survey, Canada.

Percé, Gaspé



## Legend

- |                 |  |  |
|-----------------|--|--|
| Bonaventure     | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #f8d7da; border: 1px solid #c6c8ca;"></span> C2 | Upper jasper conglomerate (Carboniferous?) |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #fff3cd; border: 1px solid #ffeeba;"></span> C1 | Lower limestone conglomerate (Devonian)    |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #d4edda; border: 1px solid #c3e6cb;"></span> D3 | Lower Devonian Percé massive               |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #fff3cd; border: 1px solid #ffeeba;"></span> D2 | Lower Devonian with <i>Dipterus</i>        |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #d1ecf1; border: 1px solid #bee5eb;"></span> D1 | Lowest Devonian with <i>Dicranurus</i>     |
| Pre-Bonaventure | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #f8d7da; border: 1px solid #c6c8ca;"></span> S  | Silurian                                   |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #fff3cd; border: 1px solid #ffeeba;"></span> O2 | Ordovician                                 |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #d4edda; border: 1px solid #c3e6cb;"></span> O1 | Ordovician-Cambrian                        |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border-top: 1px solid black;"></span>                             | Observed fault                             |
|                 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border-top: 1px dashed black;"></span>                            | Probable fault                             |



beaucoup plus calcaire et plus compact indique qu'il y a eu une dislocation et probablement un arrachement suivi d'un déplacement. Aucun fossile bien daté n'a été trouvé dans ces roches, mais leur âge est probablement ordovicien ou ordovico-cambrien. (1)

Le Cap-au-Canon ne peut être traversé qu'à mer basse et c'est lui qui termine la section rocheuse de la plage du sud.

*Mont Sainte-Anne.* — Cette montagne (370 mètres) se dresse derrière le village avec une face abrupte de conglomérats rouges du côté de la mer. On peut faire l'ascension de la montagne du côté sud par un chemin traversant des prairies mais de tous les autres côtés les faces de la montagne ne sont autre chose que des murs de faille. Par un beau temps, on a du sommet une jolie vue qui s'étend sur toute la côte, avec ses caps et ses îles depuis la rivière St-Laurent au nord jusqu'à la baie des Chaleurs au sud. On a une vue également sur le plateau ondulé et sauvage de l'intérieur. Ste-Anne est la plus élevée d'une série de collines connues sous le nom de montagnes de Percé et c'est le seul membre de la série qui soit formé de conglomérats Bonaventure. En faisant l'ascension de la montagne, on passe d'abord à la base sur des conglomérats calcaires puis on arrive à des conglomérats jaspeux. Les bancs de conglomérats sont voisins de l'horizontale au sud mais au nord ils ondulent et plongent doucement vers le nord. Ce conglomérat recouvre uniformément les tranches brisées et érodées des falaises verticales ordoviciennes ou dévoniennes inférieures. Cet affleurement de conglomérats constitue l'affleurement certain le plus septentrional que l'on connaisse. Plus au nord en effet, il est difficile de distinguer entre les conglomérats et les grès de Gaspé, mais il existe de sérieuses raisons pour penser que les sables et conglomérats supérieurs de la rive sud de la baie de Gaspé qui ont été rangés dans le grès de Gaspé passent sans grandes modifications d'aspect à la formation de Bonaventure.

Le massif du Mont Ste-Anne est curieusement isolé des autres collines par une série d'escarpements de faille. Un premier forme la face orientale le long de la mer; un deuxième forme la grande Coupe du nord et un troisième connu

(1) Il y avait autrefois un four à chaux sur ce mamelon, mais le calcaire dont on se servait pour la cuisson provenait du Cap Blanc, et il est possible que les fossiles ordoviciens qu'on a rattachés à cet affleurement proviennent d'une carrière éloignée du Cap-Blanc.

sous le nom d'Amphithéâtre sépare la masse même de la montagne d'une zone de calcaires siluriens qui l'entourent presque entièrement.

Le rejet de ces failles peut se mesurer par ce fait que les couches de conglomérats visibles le long de la côte au sud de la baie du sud puis plus loin encore jusqu'au cap Blanc sont surtout formées des conglomérats moyens et supérieurs à cailloux de jaspe contenant quelques cailloux calcaires fossilifères et quelques cailloux d'ardoises. On calcule ici que le déplacement a été d'environ 300 mètres. (Voir paragraphe du Cap Blanc.)

*Le Cap Blanc ou Whitehead* marque l'extrémité contre la mer de la ligne de crêtes rocheuses qui borde au sud le triangle de Percé. C'est un massif de calcaires ordoviciens gris clairs très redressés (80° S. E.) comme toutes les couches paléozoïques qui sont ensevelies en cet endroit sous la formation Bonaventure. Lorsqu'on arrive par le nord on voit les calcaires s'élever graduellement au-dessus de la mer mais toujours recouverts par les lits inférieurs légèrement inclinés du conglomérat de Bonaventure. Toute la série est non seulement redressée mais retournée, et l'Ordovicien se trouve au-dessus du Silurien. C'est au nord qu'on trouve le Silurien le plus ancien; ce sont les seules roches rouges et vertes de la série mais elles passent bientôt au gris. Il est probable qu'une partie de la couleur rouge de ces terrains provient des conglomérats rouges Bonaventure qui se trouvent au-dessus d'eux. Un peu plus loin, le manteau de conglomérat disparaît et on ne voit plus que des terrains redressés d'où le nom de Cap Blanc à ce promontoire nettement blanc par contraste avec les roches rouges qui l'entourent. Immédiatement après la pointe du cap les calcaires gris se terminent brusquement le long d'une faille contre les couches Bonaventure; ce sont les calcaires qui se sont effondrés ainsi qu'en témoigne la tranche laminée vers le bas du Bonaventure. Il est difficile de s'approcher de la falaise pour en examiner les roches sauf à mer basse et tranquille.

Les bancs rouges verdâtres du haut et du bas de la série contiennent en abondance certains fossiles : *Favosites* (cf. *hisingeri*), *Halysites catenularius typicus*, *Lyellia*, *Callopora*, *Cladopora Lichas*, *Chonetes* (Type de *Nova-scotica*, *Catazyga* ou *Zygospira* : c'est là une faune silurienne bien que la plupart des espèces n'ait pas été déterminées. Les bancs gris qui se trouvent plus au sud renfer-

ment quelques fossiles isolés mais caractéristiques de l'Ordovicien inférieur (Trenton) et qu'on peut comparer à ceux du flanc sud du Mont Joli : — *Phacops primaevus*, *Calymmene senaria*, *Ceraurus pleurexanthemas*, *Camarospira bisulcata*, *Zygospira recurvirostra*, *Bolboporites*, etc.

L'épaisseur totale de ces calcaires est d'environ 300 mètres et le massif ne porte aucune trace de chevauchement. Ces terrains se rapprochent étroitement des terrains du même âge de la section de Mont Joli bien qu'il n'y ait pas identité apparente des espèces de fossiles dans des deux sections.

*Ile Bonaventure.* — Cette île qui a 3 km. 6 de longueur et 2 km. 7 de largeur se trouve à 5 km. 4 au large et est séparée de la terre ferme par un chenal où les courants de marée sont extrêmement puissants. L'île est un ancien poste de pêche qui remonte au seizième et au début du dix-septième siècle alors que les Basques, les Bretons et les Normands venaient chaque année pour pêcher et retournaient en France pour les grands marchés du carême. L'île est entièrement formée de conglomérats Bonaventure mais on n'y voit affleurer que les bancs supérieurs et les conglomérats calcaires de base y sont absents. C'est donc, suivant l'interprétation que l'on donne actuellement, un massif de roches carbonifères. La côte de l'île qui regarde la terre est basse mais la côte qui regarde le large domine la mer par une face abrupte de 120 pieds correspondant à un plan de faille. Les falaises de l'île sont d'ailleurs remarquables à un autre point de vue par la présence d'innombrables nids d'oiseaux marins qui y ont établi une colonie. On ne connaît aucune colonie d'oiseaux d'importance égale dans le golfe, sauf dans les célèbres îles aux oiseaux du groupe des îles de la Madeleine qui appartiennent politiquement au comté de Gaspé mais qui se trouvent à 288 kilomètres au large. Les oiseaux qu'on trouve là sont l'oiseau fou (*Sula bassana*), le Kittiwake (*Rissa tridactyla tridactyla*), le Brunnich Murre (*Uria lomvia lomvia*), le Macareux (*Fratercula artica artica*), le pingouin (*Alca torda*) et peut-être une ou deux autres espèces, c'est une association exactement semblable à celle des Îles aux oiseaux. Dans les eaux de Gaspé, il existe deux autres colonies d'oiseaux de cette espèce ainsi que deux colonies qui ne comprennent que le goéland à hareng et le cormoran. Il est assez curieux que les premières colonies, de beaucoup les plus populeuses et les plus diverses mais toutes de la même nature

ne fassent leurs nids que sur les couches horizontales des grès carbonifères tandis que les colonies de cormorans et de goélands ne s'établissent que sur les couches inclinées des calcaires dévoniens inférieurs.

*La bande d'Ordovico-Silurien qui va du Cap Blanc au sud jusqu'à Corner-of-the-beach, au nord.* — Du Cap Blanc partent des calcaires recouverts d'un épais manteau de grès. Ces calcaires pénètrent dans l'intérieur des terres, longent les pentes méridionales du Mont Ste-Anne, contournent la montagne par derrière puis s'élèvent à une altitude assez grande sur les chaînes accidentées continues sous le nom de montagnes blanches qui entourent presque entièrement le Mont-St-Anne. Ils aboutissent à la mer à Corner-of-Beach, sur la Malbay. On retrouve un lambeau de ces mêmes roches séparées de la masse principale par une faille dans une falaise blanche qui longe la mer en avant des Murailles. Ce lambeau vient butter sous un angle assez vif contre les bancs de Bonaventure. On a encore beaucoup à faire pour connaître la faune de cette longue bande de calcaires.

## RELATIONS GÉOLOGIQUES.

On peut se rendre compte facilement de l'histoire géologique de Percé par la description que nous venons de faire des traits caractéristiques de la topographie et de la géologie de la région. Les vieux sédiments très redressés correspondent à la terminaison vers la mer d'un plissement appalachien de grande amplitude qui a été disloqué de place en place. Tous les lits qui ont été entraînés dans ce plissement ont un pendage uniforme sous 80°-85° S.E; quant au plissement lui-même, il s'incline fortement vers le nord et comprend des terrains qui vont du Cambrien au Devonien inférieur inclusivement.

Les phénomènes tectoniques sont ici compliqués et il n'est pas facile du tout de les débrouiller; en tout cas on peut dire que les mouvements secondaires qui disloquèrent les couches appartiennent à deux époques différentes. Les grands plissements de Percé qu'on ne voit qu'au bord de la mer peuvent être considérés comme le type des plissements appalachiens à poussée vers le nord. Ces plissements sont plus anciens que ceux du nord et ils ne buttent comme eux contre une plateforme de roches cristallines. Les couches siluriennes et ordoviciennes que l'on trouve dans la section



du Mont Joli et que l'on peut voir également à deux milles plus au sud du cap Blanc indiquent qu'il s'est produit un grand charriage le long du plan de faille postérieurement aux plissements qui avaient déplacé vers le sud les terrains déjà inversés. Ce charriage ne peut s'expliquer que par un mouvement de rotation en arrière (vers le sud) autour d'une droite du plan de faille. C'est là une hypothèse raisonnable qui est d'ailleurs confirmée par des essais nombreux. Les déplacements secondaires qu'entraîna cette dislocation des plissements de Percé ont été représentés dans la carte ci-jointe où les placements anciens sont figurés par des lignes simples et des plissements récents n'ayant affecté que la formation Bonaventure, par des lignes doubles. Dans les deux cas les lignes sont pointillées partout où la direction des cassures est incertaine. Roche Percée est évidemment limitée dans le sens de sa longueur et de chaque côté par des failles qui l'ont entièrement détachée des roches dévoniennes visibles au cap Barré et au pied du quai. Ce massif isolé de Dévonien qui se dresse ainsi en face des Murailles a été lui-même faillé ainsi que le représente la carte.

Les dépressions du terrain recouvertes par les plages à la fois au nord et au sud sont sans aucun doute des régions déplacées. La première s'étend entre le Dévonien des Murailles et le Silurien du Mont Joli (North Beach), la deuxième (South Beach) correspond à l'effondrement de la grande voûte.

Les déplacements postérieurs à ceux que nous venons d'étudier n'ont porté visiblement que sur les conglomérats Bonaventure. On peut en dresser une liste: (1) L'escarpement du Mont Ste-Anne qui regarde la mer. L'île Bonaventure semble être un lambeau effondré provenant du mouvement d'ensemble de dislocation "les récifs à Robin" qui se trouvent au large de South Beach étant des vestiges du même massif. (2) Les couches de l'île Bonaventure qui plongent légèrement vers le S.O. et les falaises escarpées de la côte du N.E. correspondent à un plan de faille. Au pied de ces rochers, le fond de la mer descend immédiatement à 30 brasses. (3) La Grande Coupe au nord. (4) L'amphithéâtre en arrière du Mont Ste-Anne.



*Épaisseur relative des anciennes Roches Paléozoïques à Percé.*

Dévonien—	{ Couches de Percé à Roche Percé, 75 à 90 mètres mais probable- ment atteignant aux Murailles..	500 pds.	(153 m.)
		100 pds.	(33 m.)
Siluro—	Couches du Cap Barré.....	1,100 pds.	(339 m.)
Ordozien—	Massif du Mont Joli.....	600 pds.	(200 m.)
		Total 2,300 pds	(725 m.)

Au Cap Blanc où l'on trouve sans aucun doute une répétition des terrains précédents, l'épaisseur de la section est d'environ 300 mètres. On peut alors estimer à 600 mètres environ, sans tenir compte des pertes faites par les failles, l'épaisseur totale des couches antérieures à la formation Bonaventure à Percé (Dévonien inférieur;) Ordozien (Cambrien).

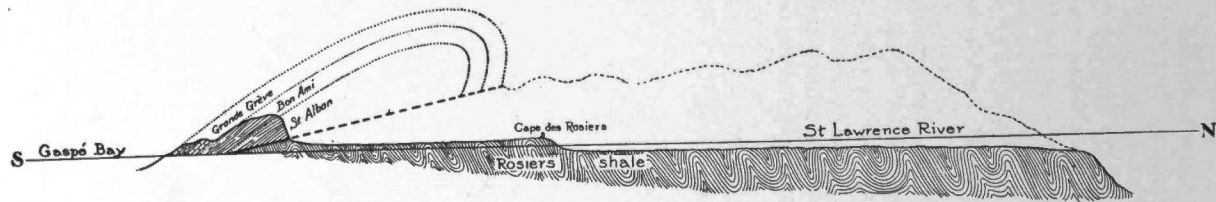
### GASPÉ.

Le chemin de fer se termine à York sur la rive sud du bassin de Gaspé après avoir passé dans une tranchée bien instructive taillée dans les grès de Gaspé (Dévonien moyen). Ces grès ne correspondent pas aux lits inférieurs à fossiles marins, ce sont des couches à restes de plantes qui en cet endroit surmontent probablement les couches marines. En traversant le bassin de Gaspé par le petit ferry-boat pour atteindre la ville de Gaspé, on peut voir en débarquant les grès de Gaspé plongeant sous un grand angle vers le nord. La baie de Gaspé se trouve dans un synclinal dont l'autre flanc est constitué par les pentes des collines qui bordent la baie au nord et qui laissent apparaître des couches plongeant vers le sud. C'est surtout dans les couches en arrière de la montagne de Gaspé et le long de la rivière Darmouth à 3 ou 4 milles au nord du bassin de Gaspé que l'on trouve des fossiles marins. Ces fossiles sont des espèces du Dévonien moyen de l'intérieur, (Golfe de New-York) mélangées à quelques types plus ou moins locaux caractéristiques du Dévonien inférieur et qui ne sont probablement que des survivants des faunes de l'âge de Grande Grève.

### GRANDE GRÈVE ET FORILLON. (1)

Grande Grève, à 22 km. 5 par mer de Gaspé, est un petit poste de pêche sur la presqu'île de Forillon. La pénin-

(1) Voir carte, Le Forillon, Gasue.



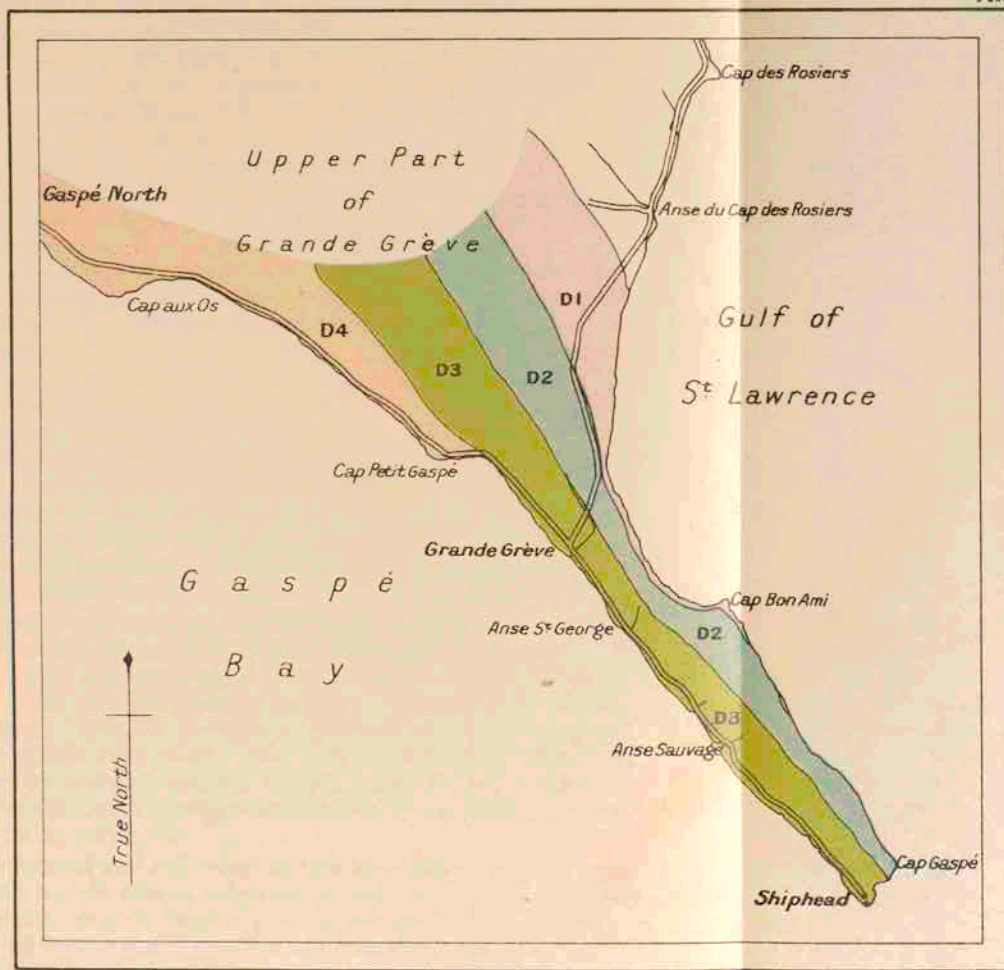
Section nord-sud à travers la péninsule Forillon. De la grande grève au Cap Desrosiers montrant le charriage du Dévonien inférieur sur l'Ordovicien-cambrien.

sule de Forillon se trouve entre la baie de Gaspé et la rivière St-Laurent. A la hauteur du fond de la baie cette presqu'île a une largeur d'au-moins 32 kilomètres mais à Grande Grève et au Cap, soit à 6 km. 4 environ, sa largeur ne dépasse pas 800 mètres. Ainsi que nous l'avons déjà dit le Forillon n'est pas autre chose qu'une ride appalachienne, coupée verticalement en deux le long de son axe. Son extrémité au Cap Gaspé correspond à la terminaison orientale vers la mer du grand système appalachien. A partir de Grande Grève vers l'ouest, les rides deviennent de plus en plus nombreuses par suite de la présence de la falaise d'ardoises venant du nord, mais à l'est de Grande Grève, on ne retrouve que la moitié de la ride scindée, il est vrai, en deux par une dépression qui donne au cap une double pointe: La pointe nord s'appelle Gaspé, la pointe sud, Shiphead.

Il n'y a que la partie sud de la ride qui soit restée en place et le plongement des couches qui est à peu près le même que la pente des collines se fait vers le sud. Au contraire, les falaises qui forment la côte du St-Laurent sont taillées dans la tranche des couches.

Nous avons devant nous ici une série épaisse de calcaires et de schistes de calcaires du début du Dévonien qui repose en discordance et par charriage sur des ardoises cambro-ordoviciennes visibles du nord. Les calcaires supérieurs qui regardent le sud sont extrêmement riches en fossiles mais les affleurements ne sont visibles généralement que le long des petites plages de pêche où la mer a creusé les terrains en forme d'amphitéâtres en s'aidant des plans de diaclase. On n'a pas encore pu retrouver le plan de charriage, c'est-à-dire le plan de base des séries dévoniennes mais il est possible qu'une autre exploration de la face nord des falaises en fasse retrouver la trace.

En partant de la Grande Grève, on traverse dans l'ordre inverse, c'est-à-dire de bas en haut, toute la série sédimentaire. On peut voir là ainsi que le long des plages voisines le niveau supérieur de la formation de Grande Grève (Calcaires fossilifères). A Petit Gaspé, soit à 2 km. 4 à l'ouest, le long de la côte, on tombe sur les lits supérieurs des grès de Gaspé à restes de plantes qui reposent en discordance sur les terrains précédents. La réunion dans une seule série de toutes les assises calcaires de St-Alban, de Bon Ami et de Grande Grève est assez élastique et elle est basée plutôt sur des caractères lithologiques et fossilifères que sur des caractères diastrophiques. L'horizon supérieur de la série des

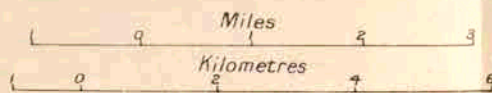


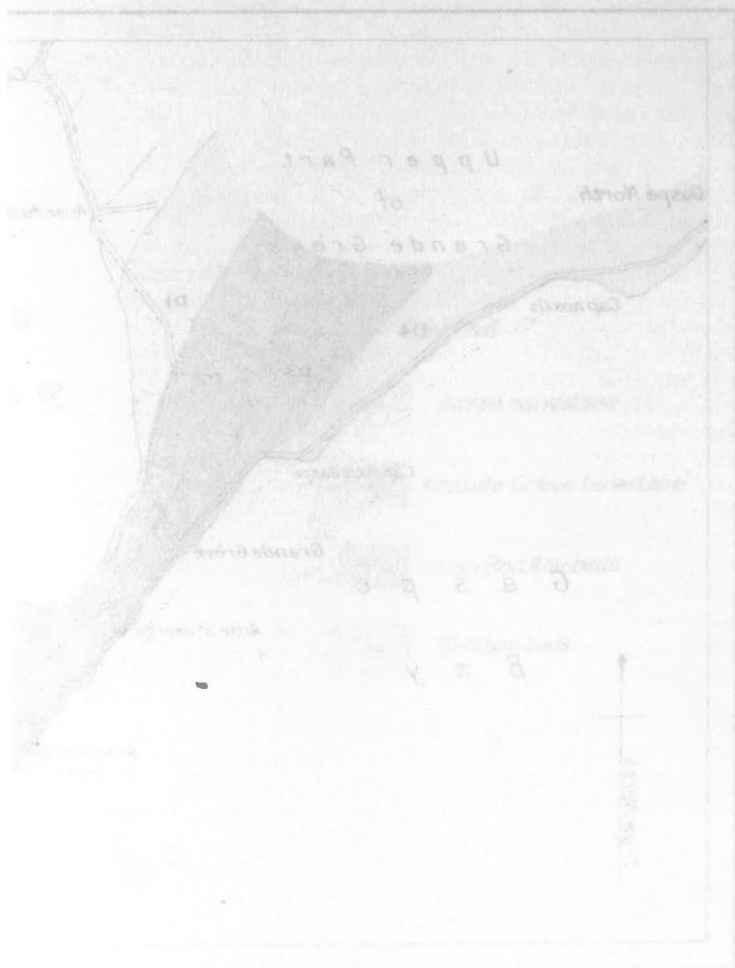
**Legend**

Devonian	D4	Gaspé sandstone
	D3	Grande Grève limestone
	D2	Cap Bon Ami beds
	D1	St Alban beds

Geological Survey, Canada

**The Forillon, Gaspé**





The Grand Gravel

calcaires de Grande Grève peut se diviser également en deux niveaux assez distincts au point de vue de leurs faunes mais dans l'ensemble les espèces de la formation Grande Grève sont éminemment caractéristiques de l'époque Helderberg-Oriskany bien qu'il existe là un certain nombre de représentants de la faune typique du début de l'Onondaga dans l'Etat de New-York. On a décrit en tout 155 espèces fossiles dans les calcaires de Grande Grève et les visiteurs peuvent espérer trouver dans les lits supérieurs de la formation des espèces caractéristiques de tribolites: *Phacops* (*logani*, *gaspensis*,) *Dalmanites* (*phacoptyx*, *dolbeli*, *emarginatus*, etc.) *Probolium*, *Cordania*, *Lichas* et *Gaspelichas*; il trouvera également des céphalopodes, *Kionoceras* et *Orthoceras* des ptéropodes *Hyolitus* et *Conularia*; de nombreux gastéropodes du genre *Platyceras*, *Eotomaria* et *Diaphorostoma*; des pélécy-podes, *Pterinea*, *Megambonia*, *Palaeopinna*, etc.; un nombreux cortège de brachiopodes; *Spirifer arenosus*, *murchisoni* et plusieurs autres; *Rhipidomella logani* *Sirophedontas* *Leptostrophias* *Septocoelia* *flabellites*, *Nuclueospira*, *Rensselaeria ovoides* *gaspensis*, *Megalanteris*, etc, etc. Une grande proportion de ces espèces ont une distribution géographique très étendue et dans l'ensemble, la faune a nettement le caractère américain.

On peut voir les bancs inférieurs de la formation Grande Grève sur la route royale; ils renferment une association d'espèces fossiles qui correspond nettement à l'horizon Oriskany; telles sont *Hipparionyx proximus*, *Rensselaeria ovoides* *gaspensis*, *Spirifer arenosus*, *Chonostrophia complanata*, *Rhipidomella musculosa*, etc. Les calcaires renferment de nombreux nodules siliceux et par endroits des masses de spicules siliceux d'éponges constituent le véritable soubassement de la roche. (1)

Au-dessous des calcaires de Grande Grève apparaît une série de roches moins calcaires et plus magnésiennes mais renfermant peu de fossiles généralement d'aspect malingre. C'est un lambeau qui ne s'est pas formé dans une mer franche mais dans des conditions où la vie marine ne pouvait se développer que difficilement. On le connaît sous le nom de couches Bon Ami et il forme une grande partie de la falaise qui fait face à l'escarpement de la rivière. On peut les examiner sur les pentes du Mont St-Alban au sommet de la route du Roi et au Cap Bon Ami. En cet endroit, contre la face

(1) Clark a écrit en détails les faunes de toutes ces couches dévoniennes.

de la falaise et à la fin de la route du portage, on a placé une échelle qui rend le rocher accessible. Ces terrains constituent la plus grande partie du sommet dénudé du Mont St-Alban. Les quelques fossiles qu'on y trouve sont très nettement d'âge Helderberg.

Au-dessous des couches Bon Ami et en concordance, se trouvent les couches St-Alban à une faune presque entièrement identique à la faune Helderberg (Dévonien inférieur) de l'Etat de New-York. Ce sont des schistes calcarifères compacts qui affleurent sur les côtes de la Crique du Cap DesRosiers, au pied du Mont St-Alban. On a trouvé dans ces roches environ 50 espèces de fossiles dont plus de la moitié ont été signalées également dans les divisions inférieures de l'Helderberg de New-York et c'est à peine si un cinquième de ces espèces ont été signalées dans les calcaires de Grande Grève. Pour atteindre ces affleurements il faut descendre le chemin du Roi sur les pentes du Mont St-Alban puis se diriger à travers champs jusqu'à la côte du St-Laurent.

Sir William Logan a estimé l'épaisseur de ces calcaires à 610 mètres. La ligne de séparation entre ces deux subdivisions n'est cependant pas très nette, mais dans l'ensemble, les couches se montrent avec un aspect un peu différent du Dévonien de Percé. En fait, on ne connaît nulle part ailleurs dans ce grand plissement de Gaspé une série complète des terrains qui superposeraient les calcaires de Roche Percé aux couches de grande Grève, bien qu'au point de vue faune ces deux divisions se succèdent évidemment. L'absence à Percé de la plus grande partie des calcaires dévoniens montre sur quelle vaste échelle les terrains de la formation ont disparu par les failles plutôt que par discontinuité de sédimentation.

*Discordance entre les calcaires dévoniens et les ardoises du Cap DesRosiers.*—C'est d'une façon analogue que l'on a perdu dans les section de Forillon les séries complètes de Silurien et d'Ordovicien visibles dans la section de Percé. (C'était un minimum de 300 mètres). Il faut attribuer cette disparition à un charriage qui a transporté les calcaires dévoniens sur la tranche des ardoises relevées et disloquées du Cap DesRosiers (âge cambrien ou cambro-ordovicien) Faute de preuve contraire nous devons croire que ce charriage du pli Forillon est dû à la résistance opposée par la plateforme cristalline du nord de la rivière St-Laurent (Bouclier Canadien) et la grandeur de cette résistance s'est

manifestée à la fois par les phénomènes de plissements et par la production de la grande faille de Logan qui a imposé son cours à la rivière St-Laurent.

*Relation entre les calcaires et les grès de Gaspé.*—Nous avons vu que les calcaires supportaient en discordance les grès à Petit Gaspé à 2 km. 4 à l'ouest de la Grande Grève, là où la première chaîne de collines calcaires aboutit à la côte. On peut voir également à l'est de la Grande Grève des massifs faillés de ces mêmes grès rouges au milieu des calcaires, ce qui indique qu'il existait autrefois au-dessus des calcaires un grand manteau de grès de Gaspé actuellement disparu.

*Flore des grès de Gaspé.* Par David White.—Gaspé renferme le gîte le plus intéressant de plantes dévonniennes que l'on connaisse au Canada. Les grès de Gaspé sont en effet remarquables par leur abondance de débris de plantes surtout de débris de Psilophyton qui se trouvent en nombre considérable à certain niveaux. En certains points même on a pu trouver en place les plantes avec leurs racines encore implantées dans le sol ancien. La plus grande partie des musées d'Europe et d'Amérique ont d'ailleurs dans leur collections des fragments de ces plantes souvent un peu écrasées. Sir William Dawson a visité deux fois le gisement et en a décrit toutes les espèces. Les couches à Psilophyton apparaissent à divers niveaux dans la section; l'un des plus intéressants se trouve près du ruisseau Watering sur la côte nord de la baie. Plusieurs couches fossilifères ont été décrites par Dawson comme des sols anciens. En même temps que divers autres débris de plantes, on a trouvé de nombreux troncs pétrifiés de l'algue géante (Prototaxites) (Nematophyton). On a signalé entre autres un tronc partiellement découvert dont le diamètre dépassait 90 centimètres.

On a signalé également en un point, à peu près au milieu de la section, un lit de houille de 2 à 8 centimètres d'épaisseur accompagné de schistes très bitumineux riches en débris de plantes et contenant des fragments de crustacés et de poissons.

Cette couche apparaît au milieu de grès gris et de schistes sombres très semblables au Houiller productif habituel. Le charbon qui est brillant et lamelleux ne renferme pas d'argile à sa base et semble avoir été formé par l'accumulation d'une masse pateuse de rhizomes de Psilophyton dont on retrouve actuellement des vestiges entre les lits des schistes bitumineux. Cette mince couche de charbon affleure



près de la pointe au Goudron sur la côte sud de la baie de Gaspé, (le nom de pointe au Goudron a été donné à cause d'un dyke épais de trap qui contenait du pétrole dans de petites cavités.) On suppose que cette couche de charbon s'étend horizontalement assez loin attendu qu'on a relié provisoirement du moins, l'affleurement de la pointe au Goudron avec une couche analogue qui affleure à 6 km. 4 sur la rivière Douglas.

Les plantes décrites par Dawson comme provenant de Gaspé, comprennent *Prototaxites logani*, *Prototaxites* (*Nematoxylon*) *crassum*, *P. tenue*, *Stsigmaria areolata* (cette dernière espèce a été sans doute déterminée d'après les rhizomes de *Psilophyton*) *Didymophyllum reniforme*, *Calamites inornatus*, *Annularia laxa*, *Lepidodendron gaspianum* *Septophleum rhombicum*, *Lepidophloios antiquus*, *Psilophyton princeps*, *Psylophyton robustus*, *Psylophyton elegans*, *Arthrostigma gracile*, *Ciclostigma*, *Cordaites angustifolius* et *Parka* rattachée à la *P. decipiens* d'Ecosse quoiqu'elle soit un peu plus forte.

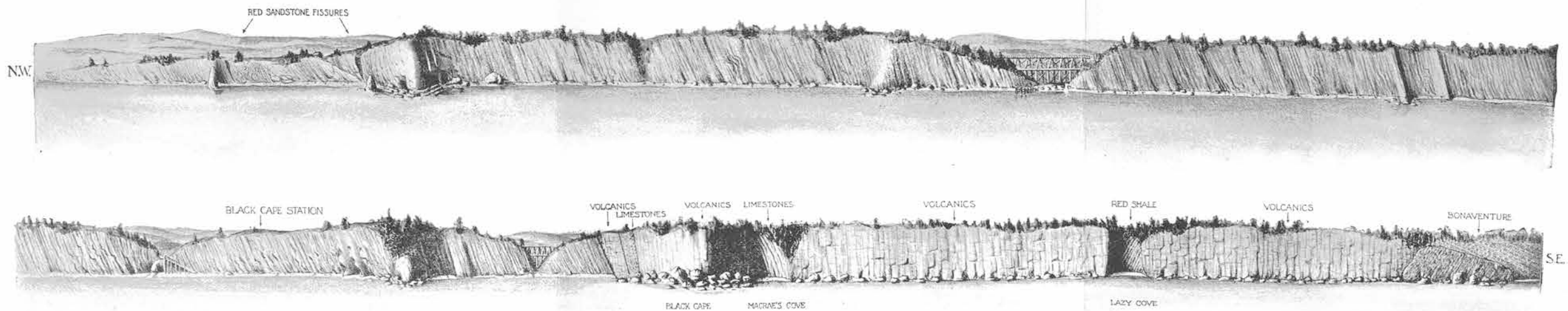
Les plantes de la section de Gaspé représentent la flore à *Psilophyton-Arthrostigma* qui a précédé la flore à *Archaeopteris*. Le genre *Archaeopteris* se trouve pratiquement partout dans les flores du Dévonien supérieur d'Europe et d'Amérique; au contraire le *Psilophyton princeps* typique ou à forme épineuse, le *Psilophyton robustus*, le *Psilophyton grandis* et l'*Arthrostigma* sont caractéristiques d'un horizon inférieur à la fois au Canada et dans l'est des Etats-Unis.

Cette ancienne flore que l'on retrouve dans les grès de Chapman, dans le Maine, ne semble pas avoir beaucoup dépassé le niveau d'Halmilton à partir duquel (et notamment après le Portage) la flore à *Archaeopteris* est devenue prépondérante jusqu'à la fin du Dévonien.

*Prolongements vers l'ouest des séries calcaires dévoniennes.*— Les calcaires ont été suivis dans l'intérieur des terres dans la direction de la chaîne de collines, le long de la rivière Darmouth et plus au sud encore, mais ils n'affleurent généralement que sur les crêtes aux endroits où le manteau de grès a disparu par l'érosion. Leur relation avec le reste des terrains paléozoïques n'est pas encore très claire.

## BIBLIOGRAPHIE

1. Logan, W. E. . Géologie du Canada, 1863.
2. Billings, E. . . . . Descriptions de fossiles dans (1).





3. Ells R. W. .... Rapport sur la Géologie de la péninsule de Gaspé: Rapport de la Comm. Geol. Can., 1880-82.
4. Ells, R. W. .... Rapport sur les relevés faits en 1883 dans Gaspé: Rapport de la Comm. Géol. Can., 1882-84. Pt.E.
- A. P. .... Rapport de la Comm. Géol. Can., 1882-84.
6. Dawson, J. W... Plantes fossiles du Dévonien et du Silurien supérieur du Canada, 1871 et 1882; également Quartely Journal Geological Society de Londres, v. 15, 1859 et v. 19, 1863 (Plantes des grès de Gaspé.)
7. Billings, E. .... Fossiles paléozoïques, v. 2, 1875.
8. Lambe, L.M. .... Contribution à la paléontologie canadienne, v. 4, pt. 2. 1901.
9. Clarke, John M. Le début du Dévonien dans l'est de New-York et dans l'est de l'Amérique du nord, v. 1, 1908. Musée de l'Etat de New-York. Mem. 1X.
10. Clarke, John M. Esquisses de Gaspé, 1908.
11. Clarke, John M. Relation mutuelles des terrains paléozoïques aux environs de Percé. Musée de l'Etat de New-York. Rapport du Directeur, 1911.

## SECTION SILURIENNE DU CAP NOIR.

Le Cap Noir se trouve sur la côte nord de la Baie des Chaleurs, immédiatement à l'est de la petite rivière Cascapédia et à 112 kilomètres de Matapédia. La section géologique qui y est développée présente un intérêt spécial à cause de la puissance extraordinaire de la série silurienne. On peut voir, en effet, le long de la côte depuis l'embouchure de la rivière jusqu'au Cap Noir une série concordante et continue d'au moins 2,100 mètres de puissance.

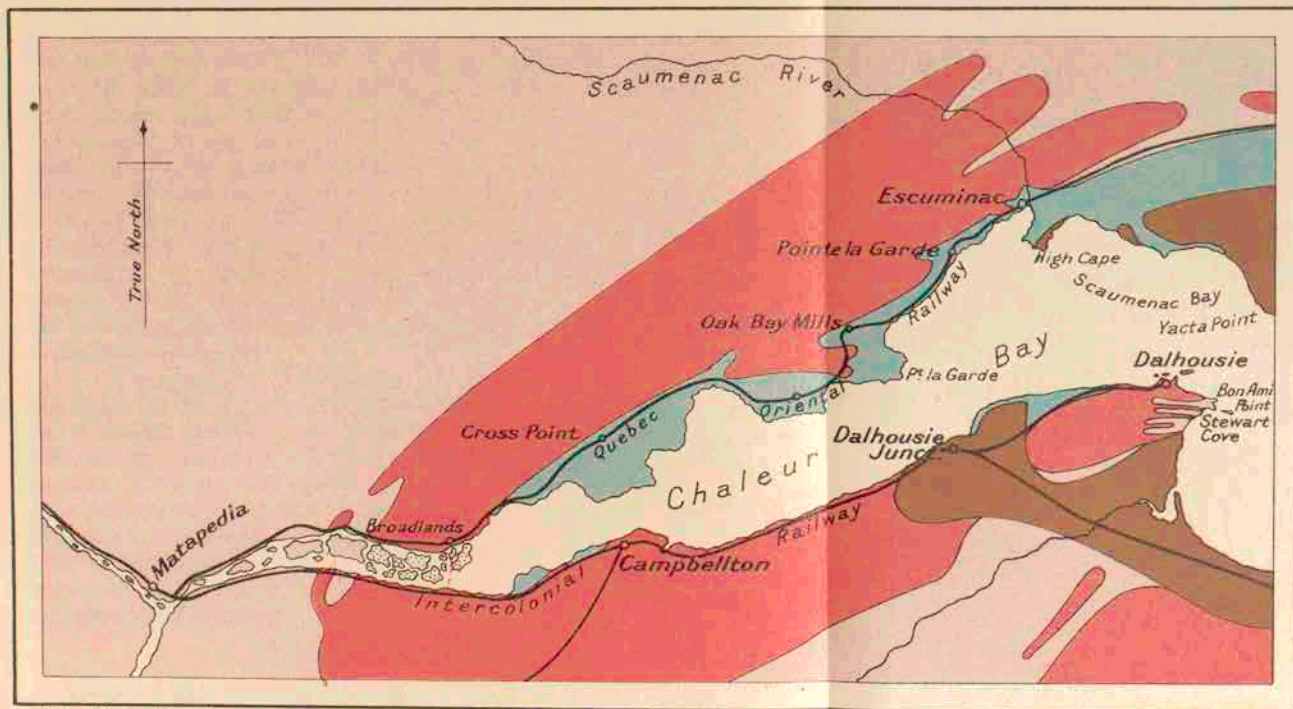
En général, tous les terrains de cette section sont calcari-fères sauf à la partie supérieure où on rencontre des intercalations de schistes rouges. Les couches sont très redressées et plongent actuellement de 60° à 80° au S. E.; le plongement varie légèrement d'un endroit à un autre mais sans discontinuité. En d'autres endroits, les tranches de ces couches redressées sont recouvertes par les grès et conglo-

mérats rouges de la formation Bonaventure; ici au contraire on ne retrouve la formation Bonaventure que sous forme de paquets de sable rouge qui remplissent de grandes fissures des calcaires siluriens. Tous ces phénomènes indiquent que les terrains siluriens furent soumis à une érosion continentale pendant tout le début et le milieu du Dévonien.

En prenant la section par l'ouest, on rencontre d'abord à la base, des schistes verdâtres calcarifères très chargés de nodules. Ils apparaissent sous forme de lits épais et compacts se décomposant en prenant des formes irrégulières et noueuses. Quelques lits sont plus calcaires que les autres et alternent avec des calcaires compacts teintés en rouge vif ou en rouge ocreux. On trouve fréquemment dans ces calcaires compacts de grands *Stricklandinias* (*S. Gaspensis* de Billings) et également des Spirifères du type *radiatus niagarensis* et de temps en temps enfin quelques *Whitfieldellas*. Dans les autres bancs inférieurs, la faune est surtout une faune de Stromatopores et de coraux qui forment des colonies considérables et très variées. On rencontre là des Halysites de différents types mais très précieux au point de vue stratigraphique, des Favosites et Alveolites de grande taille, de nombreuses colonies d'*Heliolites*, de *Syringopora*, d'*Eridophyllum* et enfin des cyathophyllés tels que le *Zaphrentis*. Enfin ces même lits de base contiennent *Calymmene*, *Chonetes*, *Atrypa reticularis* (Type silurien) des *Tentaculites*, des gastéporodes, des cyclostomes, etc.

A peu près à 450 mètres plus haut dans la série, on retrouve les même calcaires raboteux mais avec une faune légèrement différente par suite de la présence de brachiopodes du genre *Camarotoechia*, *Rafinesquina* et de céphalopodes du genre *Orthoceras*, *Trochoceras*, etc. A partir d'Howatson (On se trouve à 450 mètres de hauteur dans la section) on peut suivre les calcaires raboteux jusqu'à la jetée. Plus loin, à 2,000 mètres environ, apparaissent des bancs épais de schistes sableux. Les terrains gardent leurs facies sableux jusqu'à la fin de la section qui se termine brusquement contre le massif volcanique qui constitue le Cap Noir; mais vers le sommet les schistes gréseux sont interstratifiés avec des lits minces de cendres volcaniques et avec des schistes rouges et pourpres. En certains points, on rencontre quelques lits bigarrés qui passent parfois à des bancs calcaires entièrement constitués par des débris de fossiles.

Ces grès et schistes gréseux supérieurs sont remarquablement riches en coraux mais ils renferment des espèces visi-

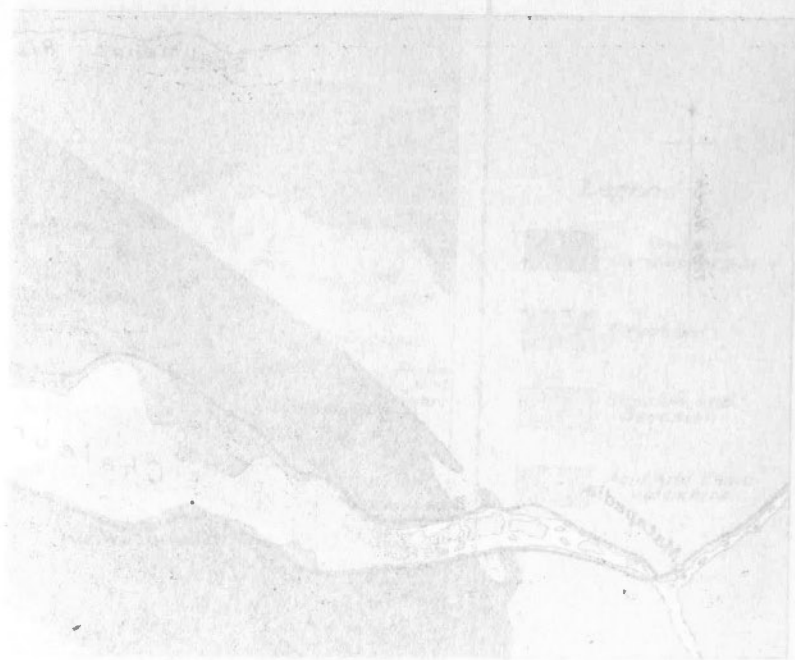


Geological Survey, Canada.

## Head of Chaleur Bay



AL



Head of Chaleur Bay

Geological Survey Canada

blement différentes de celles des lits inférieurs. Le massif volcanique qui constitue le Cap Noir proprement dit et contre lequel les sédiments siluriens viennent buter, s'étend sur 1,400 mètres le long de la mer. Au milieu de ce massif on peut voir deux énormes enclaves de terrains sédimentaires qui ont été arrachés au Silurien voisin. La première de ces enclaves se trouve dans la Crique de Macrae à 180 mètres du contact et la deuxième se trouve à la crique Lasy à 500 mètres plus à l'est. Ces lambeaux sédimentaires sont stratifiés mais on n'a pas encore pu étudier suffisamment leurs faunes pour pouvoir dire s'ils appartiennent à la section silurienne que nous venons de décrire ou s'ils appartiennent à des bancs non représentés. A la crique Macrae l'épaisseur des sédiments enclavés est de 45 mètres et celle de la crique Lazy est de 23 mètres. On peut visiter ces criques en suivant à pied la grève à marée favorable. La falaise volcanique se termine à 800 mètres au-delà de la crique Lazy et vient en contact avec les conglomérats rouges de la formation Bonaventure qui plongent sous un angle d'environ 30 degrés.

Ce qu'on connaît actuellement de la flore de ces terrains nous permet de ranger cette section dans la formation Niagara (Clinton excepté) ou dans les schistes Rochester du Silurien de l'intérieur. Il faut dire cependant que dans l'ensemble, la faune est plutôt riche en types Atlantique ou Européens ce qui rapprocherait la section des autres sections du golfe comme par exemple de celle d'Arisaig ou de celle de l'île d'Anticosti. En tout cas, son épaisseur est considérable et à ce point de vue, elle dépasse toutes les sections connues en Amérique.

### BIBLIOGRAPHIE.

Note. — (La section du Cap Noir n'a été étudiée soigneusement que depuis peu. Elle a fait récemment l'objet de travaux de détails et on a recueilli de nombreuses espèces fossiles dont l'identification et la classification restent encore à faire.)

1. Logan, W. E. . . . Géologie du Canada, p. 447, 1863.
2. Ells, R. W. . . . . Comm. Géol. Can. Rapport pour 1883, E. p. 27. 1884.
3. Clarke, John M. . . Sur une section silurienne remarquable de la baie des Chaleurs. Musée de l'Etat de New-York. Rapport du directeur pour 1911. p. 120-126, 1912.



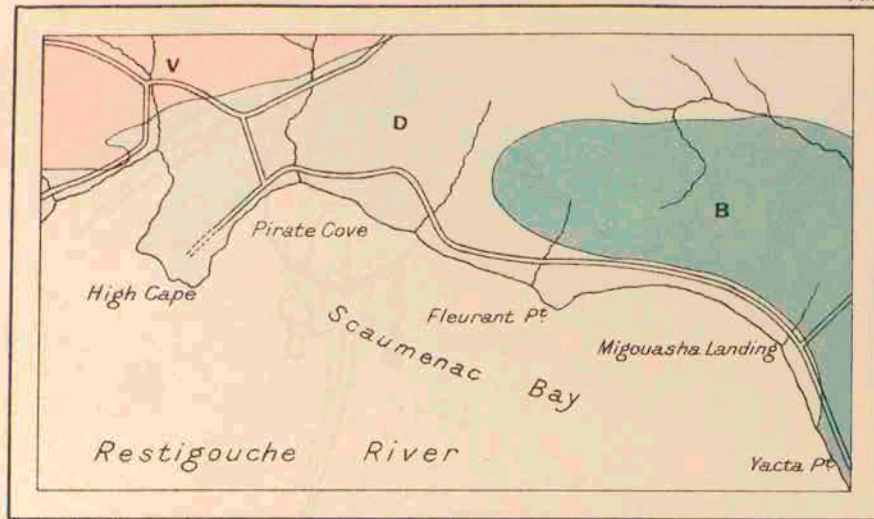
## BAIE SCAUMENAC. (1)

C'est là que se trouvent les grès à poissons que l'on regarde généralement comme appartenant au Dévonien supérieur. Le long de la côte, les bancs de grès apparaissent avec un léger plongement vers l'est et disparaissent à l'est sous les bancs de grès rouges de la formation Bonaventure (Dévonocarbonifère); à l'ouest, ils viennent buter contre des massifs de diabase. On connaît mal le prolongement de ces terrains vers l'intérieur, mais on les a retrouvés avec leurs mêmes fossiles à 36 kilomètres au N.E. de la grande rivière Cascapédia. En ce point là, on a observé qu'ils reposaient sur des dépôts marins à faune du début du Dévonien moyen. Les lits à poissons sont donc généralement parlant, "des Vieux Grès Rouges" ("Old Red-sandstone.")

Le bateau qui part de Dalhousie s'arrête à Maguasha, à 3 km. 6 à l'est. La baie Scaumenac s'étend depuis la pointe Maguasha jusqu'à High Cape et a un développement de 5 km. 4. À l'ouest du quai de débarquement le long de la rive, on peut voir des bancs extrêmement intéressants de cailloux mal cimentés associés à des lits sableux et supportant des couches à poissons. Les cailloux sont surtout du calcaire et contiennent fréquemment des fossiles qui en général appartiennent à une faune marine d'âge Dévonien inférieur. En fait, on n'a jamais trouvé dans les cailloux de fossiles plus récents. Nulle part il n'y a discordance entre ces bancs de conglomérats mal cimentés et les couches à poissons qui les surmontent.

Les couches à poissons forment de hautes falaises atteignant parfois 30 mètres de haut. Ce sont essentiellement des grès et des schistes gréseux gris. Les restes de poissons se trouvent dans des nodules, dans des concrétions et dans des blocs plus durs que les autres lits schisteux. On a trouvé là en grande abondance et dans un état de conservation excellente, des restes de poissons dévoniens, par contre, les genres et les espèces sont peu nombreuses. C'est le *Bothriolepis canadensis* qui a donné les plus nombreux échantillons dont Patten s'est servi pour faire ses reconstitutions extraordinaires. Le *Scaumenacia curta* est assez fréquent en spécimens presque complets dans les nodules. L'*Eusthenopteron foordi* atteint souvent des dimensions de 60 à 90

(1) Voir carte de la Baie Scaumenac, Québec.



### Legend

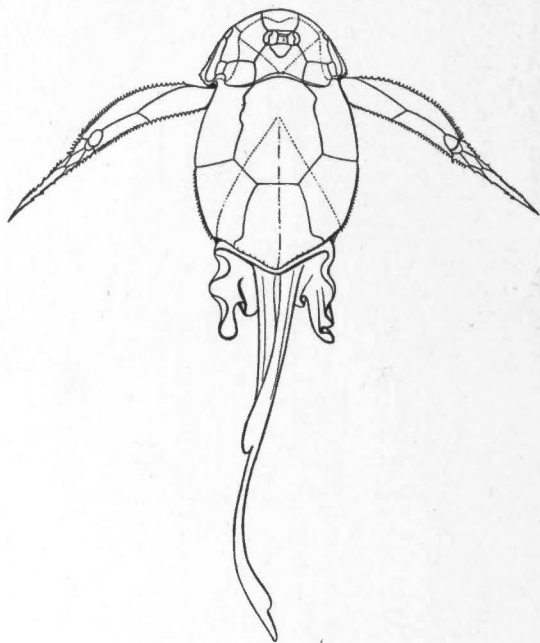
- |   |                       |
|---|-----------------------|
| B | Bonaventure formation |
| D | Devonian fish-beds    |
| V | Volcanics             |

Geological Survey, Canada.

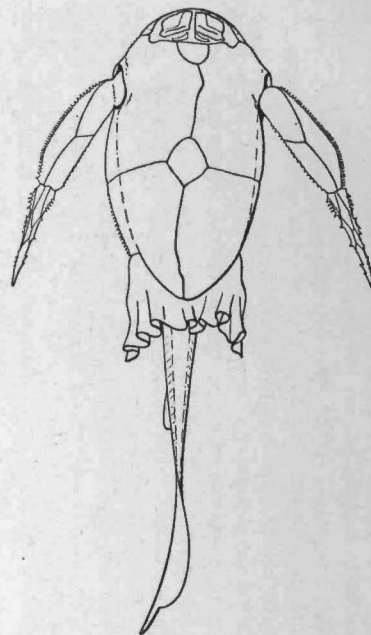
### Scaumenac Bay, Quebec







*Dorsal side*



*Ventral side*

Reconstitution d'après Pattern du *Bothriolepsis Canadensis*, Whiteaves, de la Baie Scaumenac

centimètres; on le rencontre dans les lits schisteux. Le *Cocosteus canadensis* et l'*Acanthodes concinnus* doivent être également rangés parmi les espèces fréquentes. La faune se complète par *Cephalaspis laticeps*, *Euphanerops longevus*, *Diplacanthus striatus*, *D. horridus*, *Holoptychius quebecensis* et *Cheirolepis canadensis*.

En même temps que ces restes de poissons, on a trouvé d'excellents exemples de fougères dévoniennes que Sir William Dawson a décrites.

## BIBLIOGRAPHIE.

### *Stratigraphie.*

1. Ells, R. W. .... Rapport de la Commission géologique du Canada. 1880-82
2. Clarke, John M. .... Musée de l'Etat de New-York, Rapport du Directeur, 1911.

### *Fossiles.*

3. Whiteaves, J. F. .... American Journal of Science, 1880 v. 30.
4. Whiteaves, J. F. .... Naturaliste Canadien, 1881, v. 10.
5. Whiteaves, J. F. .... Société Royale du Canada. Trans. v. 4, s. 4, 1887.
6. Whiteaves, J. F. .... Société Royale du Canada. Trans. v. 6, s. 4. 1189.
7. Woodward, A. Smith. Geological Magazine. 1892.
8. Woodward, A. Smith. Esquisse des vertébrés fossiles.
9. Traquair, R. H. .... Poissons du Vieux Grès Rouge. Monographie. Palaeontogr. Society, 1904.
10. Eastman, Charles R. .... Poissons dévoniens des formations de l'est de New-York. Musée de l'Etat New-York. Mémoire, 10, 1907.
11. Patten, William .... Evolution des vertébrés et leur parenté. 1912, p. 368.
12. Hussakof, L. .... Notes sur les poissons dévoniens de la baie Scaumenac. Musée de l'Etat de New-York. Rapport du Directeur, 1912.

## DALHOUSIE. — (1)

Au sud du village de Dalhousie se dresse la montagne de Dalhousie, masse éruptive partiellement formée de rhyolites d'où se détachent vers l'est des apophyses de diabase plus ou moins puissantes. La côte le long du rivage et les îles qui lui font face au rivage font partie d'un gros prolongement volcanique puissant (apophyse 1.) qui se détache du flanc nord de la montagne. Entre la station et le fort de la pointe Inch Arran, soit sur 2 km. 4 la côte rocheuse est entièrement formée de diabases, les roches de la pointe Inch Arran contenant de très visibles enclaves d'une roche cristalline entourée de plans de cassures rayonnants et de fissures de contraction. On peut suivre à marée basse la diabase de cette apophyse au-delà des îles Bon Ami et de "Gateway", jusqu'à la crique de Stewart ou du Fossile.

La section dévonienne de la crique Stewart s'étend le long de la côte sur 510 mètres environ mais elle est coupée en deux par l'apophyse No. 2 dont la puissance est ici de 280 mètres. Les couches fossilifères viennent buter au nord contre l'apophyse 3, de sorte que l'épaisseur totale actuellement visible en affleurements de ces sédiments est d'environ 130 mètres. Ce sont des schistes calcaires tendres contenant de minces bandes de calcaires, plus épaisses au sommet et plus dures au voisinage de la diabase (Voir contact entre les schistes et l'apophyse 2). Les couches ont un pendage uniforme de 70°-75° N.E.

La section est couronnée par l'apophyse 1., mais le contact est caché par le sable de la grève.

La division comprend en commençant par le nord:

1. Calcaires corallifères avec diverses variétés de  
*Favosites* d'ailleurs très abondantes;  
également *Zaphrentis* et *Halysites*. . . 25 pds. ( 8 m.)
2. Schistes stériles. . . . . 15 pds. (4 m. 5)
3. Lits cendreaux avec *Rensselaeria stewarti* 1 pds. (0 m. 3)
4. Schistes calcarifères avec gastéropodes  
*'idium*) . . . . . 2 pds. (0 m. 6)
- ... cendreaux alternant avec des schistes et calcaires minces très fossilifères. Les lits cendreaux renferment  
*R. stewarti*. . . . . 30 pds. ( 9 m.)
5. Schistes tendres à lamellibranches. . . 10 pds. ( 3 m.)

(1) Voir carte de Dalhousie.

7. Calcaires minces et schistes tendres  
riches en coraux et brachiopodes. .95 pds. ( 29 m.)

*Apophyse 2.* — Au milieu de cette apophyse se trouve un lambeau détaché de schistes dévoniens durcis et glacés à la surface (9 mètres par 4 m. 50;) ces schistes plongent à angle droit par rapport à la normale; cette apophyse 2 se termine au sud contre les lits suivants:

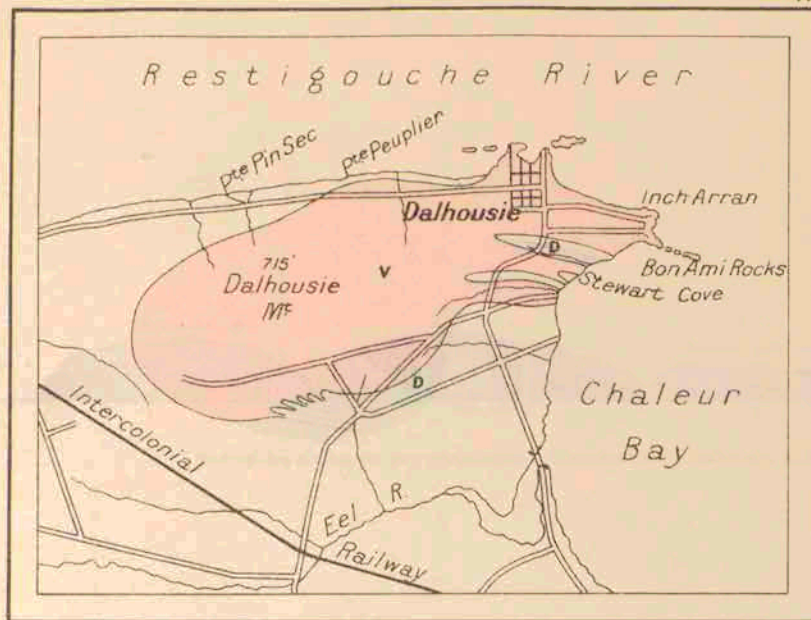
8. Calcaires compacts. . . . . 10 pds. ( 3 m.)  
9. Lits cendreaux grossiers. . . . . 12 pds. (3.6 m.)  
10. Calcaires impurs avec schistes. . . . 165 pds. ( 50 m.)  
11. Schistes calcarifères avec *Sieberella*  
*pseudogateata* et coraux. . . . . 30 pds. ( 9 m.)

Clarke a décrit et dessiné 80 espèces fossiles provenant de ces lits et il en a donné la distribution dans toute la section. La faune est riche en gastéropodes turrilés du genre *Melisso-soa* et *Coelidium*. en lamellibranches du genre *Pterinea*: *Pteronitella*, *Mytilarca*, *Carydium*, *Palaeoneilo*, et contient également de très nombreux brachiopodes *Leptaena*, *Strophodontia*, *Strophonella*, *Spirifer*, *Leptaenisca*, *Orthis*, tous de la faune Helderberg, On y a rencontré enfin des Rensselaeria si répandus au début du Dévonien. On considère que c'est là une faune correspondante à celle de l'Helderberg de l'Etat de New-York et que la mer qui leur à donné naissance communiquait directement avec la mer Appalacheinne de l'intérieur par l'un des chenaux dévoniens parallèles aux axes appalachiens. Le chenal ou sillon de Stewart contient cependant une association d'espèces Helderberg très différente de celle du chenal contemporain de St-Alban dans le nord de Gaspé. (Voir précédemment).

A deux milles au S.E. de cet affleurement sur le chemin qui longe la rivière à l'Anguille, tout près du massif volcanique, on retrouve une deuxième section de ces mêmes sédiments de 60 mètres de longueur environ. On y observe 5 lits interstratifiés de tuffs et de cendres volcaniques contenant par endroits des fossiles.

#### BIBLIOGRAPHIE.

1. Ells, R. W. . . . . Comm. Géol. Can., 1879-80.
2. Ells, R. W. . . . . Rapport sur la géologie du Nouveau-Brunswick du nord et de l'est avec carte; feuille 3, S. W. du Nouveau-Brunswick, 1880-82.



### Legend

- |   |           |
|---|-----------|
| V | Volcanics |
| D | Devonian  |

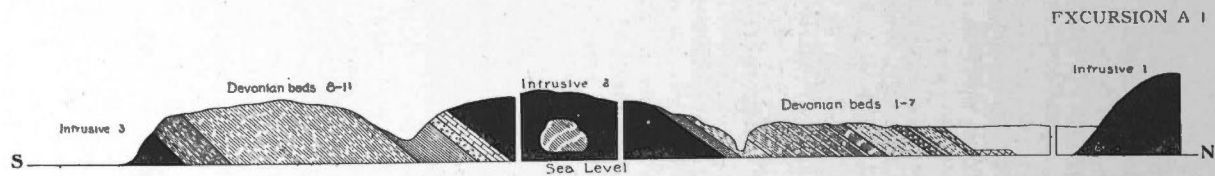
Geological Survey, Canada

### Dalhousie









Section des strates marines dévoniennes à Stewart's Cove Dalhousie, N.B

3. Dawson, J. W. *Géologie Acadienne*, 1891, p. 578.
4. Billings, E. . . . . (Liste de fossiles, idem).
5. Lambe, L. M. . . . Contributions à la Paléontologie du Canada, v. 4, 1901.
6. Ami, H. M. . . . . Esquisse Géol. du Canada, 1902.
7. Clarke, John, M. La formation Dalhousie, Musée de l'Etat de New-York Mem. IX, pt. 2, 1909, p. 1-51, pls. 1-11.
8. Clarke, John M. Contact éruptif dans les couches marines dévoniennes de Dalhousie. Rapport du Directeur. Musée de l'Etat de New-York, 1911, p. 125-128.

## BAIE DES CHALEURS.

### Note Physiographique.

J. W. GOLDTHWAIT

La baie des Chaleurs est comme la rivière Miramichi au sud et le grand fleuve St-Laurent au nord, une large vallée fluviale enfouie profondément dans la mer. Elle se rétrécit à sa tête à l'ouest de Campbellton, au point où elle reçoit les eaux des rivières Restigouche et Matapédia. Le long des côtes, on peut observer d'autres petites baies encaissées: ce sont les estuaires de rivières secondaires, telles que la rivière Nipisiguit à Bathurst et les rivières Nouvelle et Cascapédia sur la rive nord. L'affaissement semble s'être produit pendant la période Pléistocène.

Au fond de la baie des Chaleurs, dans sa partie étroite, on trouve des vestiges de cette submersion mais jamais à une altitude supérieurs à 15 m. 20. Il est probable que la nappe glaciaire s'est attardée un peu plus longtemps ici que sur la côte au-delà de Bathurst et qu'elle couvrait encore le sol pendant la plus grande partie de la période de submersion post-glaciaire. En effet, il n'y a pas d'autre moyens d'expliquer l'absence complète des plages élevées qu'on observe à Bathurst à (60 mètres d'altitude) et la présence au-dessous de 60 mètres de kames dont les flancs semblent trop raides pour avoir pu supporter une invasion marine, si courte qu'elle soit, après le départ des glaces.

D'après Chalmers, les stries des roches et la direction dans laquelle les blocs et les graviers ont été charriés indiquent que la glace qui recouvrait tout le pays aux environs de la Baie

des Chaleurs avait un mouvement convergent à partir du nord, de l'ouest et du sud vers le fond de la baie des Chaleurs qui était alors le siège d'un estuaire glaciaire. Plus tard, les glaciers qui prenaient leurs sources dans les hauts plateaux de l'intérieur de la Gaspésie ne coulèrent plus que dans les grandes vallées comme celle de la rivière Cascapedia et celle de la rivière Nouvelle, alors que la côte était entièrement débarrassée de sa calotte glaciaire. Cette hypothèse se justifie par la présence sur la côte nord de la baie de kames encore très distincts au-dessous du niveau de 60 mètres.

Entre Campbellton et Bathurst, le chemin de fer longe la côte de la baie et permet de jeter un coup d'oeil de temps en temps, sur le plateau accidenté de la Gaspésie. A un mille au-delà du ruisseau Nash, on commence à apercevoir l'extrémité orientale du grand kame de Restigouche; c'est une ride assez continue que l'on peut suivre pendant près de 19 kilomètres, le long de la côte. Le chemin de fer la traverse à l'est de la section de New Mills. Ainsi que les autres kames du fond de la baie des Chaleurs et des vallées Nouvelle et Cascapedia, c'est probablement un dépôt fluviatile qui s'est formé dans le glacier ou contre le glacier lors de son recul dans l'intérieur des terres. Le kame de Restigouche a 53 m. 30 hauteur à son extrémité ouest et 15 m. 20 à son extrémité est. Bien entendu, il est recouvert d'argile marine fossilifère due à la submersion post-glaciaire.

Le long de la rive nord de la baie des Chaleurs, on ne rencontre jamais de plages marines ou de falaises d'abrasion marine au-dessus de 23 mètres, bien que la région ait dû être très propice à leur formation. Ça et là on trouve quelques terrasses en dessous du niveau de 23 mètres et les sables et argiles de ces terrasses ont donné à New-Richmond quelques fossiles marins, mais jamais au-dessus de 12m. 20. En tout cas, jamais on a trouvé des coquilles à une altitude aussi grande que sur la côte de la baie. Tout le long de la côte, depuis la Baie des Chaleurs jusqu'au Cap Gaspé, la mer entame les terres fermes et y creuse des falaises. Il n'y a là rien d'extraordinaire en réalité, mais il est bon de faire la comparaison avec ce qui se passe sur la côte du St-Laurent à l'extrémité de la Gaspésie où on peut voir un ancien plateau d'abrasion à 6 mètres d'altitude dominant la mer pendant 3 ou 4 centaines de milles le long de la côte, ce qui indique une émergence récente d'environ 6 mètres. S'il y a eu récemment un mouvement de la côte sud de la Gaspésie, ce

ne peut être qu'un enfoncement qui abaissa sous les eaux le plateau sous-marin et qui facilite l'attaque des vagues contre les falaises.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### De Dalhousie Junction à Nipisiguit Junction.

G. Q. YOUNG .

Milles et  
Kilomètres.

**Dalhousie Junction.**—Alt. 79 pds. (24 mètres.)—  
0 ml. De Dalhousie Junction à Bathurst, le chemin de  
0 km. fer Intercolonial suit de très près la rive sud de la  
baie des Chaleurs. Sur presque tout ce parcours  
on peut voir au nord de la baie des Chaleurs le haut  
plateau dénudé de la Gaspésie, dont les sommets  
dominent la mer de 300 à 450 mètres.

A partir de Dalhousie, la côte sud de la Baie des  
Chaleurs est basse. Vers l'intérieur, le pays s'élève  
graduellement et atteint des altitudes variant  
de 180 à 275 mètres à une distance variant de 8 à  
16 kilomètres. Plus loin encore dans l'intérieur  
des terres, certains districts atteignent des altitudes  
de 600 mètres et présentent un aspect très accidenté

Jusqu'à Bathurst, le pays que l'on traverse est  
surtout formé de Silurien souvent très fossilifère.  
Il est probable qu'il existe quelques terrains dé-  
voniens inférieurs; en tout cas près de Bathurst, il  
y a un grand district Ordovicien. A ces terrains  
sédimentaires, il faut ajouter diverses variétés de  
roches ignées, volcaniques ou profondes. Les  
terrains sont généralement très étroitement plissés,  
quelquefois même gaufrés le long d'axes dirigés au  
N.E. On a reconnu aussi de nombreuses failles.  
Tout contre la mer se trouve une petite bande très  
étroite et discontinue de la formation de Bonaven-  
ture, d'âge Carbonifère inférieur ou peut-être Dé-  
vonien supérieur. Le Bonaventure est horizontal  
et n'a presque pas subi de dislocation. La pré-  
sence de cette formation Bonaventure dans une  
position presque horizontale sur les deux rives de la  
Baie des Chaleurs, indique que le sillon peu pro-  
fond qui a donné naissance à la baie, date de l'épo-  
que Dévonienne. Après Dalhousie Junction, le

Milles et  
Kilomètres.

chemin de fer s'engage dans une vallée large et peu profonde taillée dans les grès et conglomérats rouges horizontaux de la formation Bonaventure. Au nord s'élèvent les rides des Monts Dalhousie formées de roches basiques.

Le chemin de fer s'approche alors de la côte et suit la mince bande de Bonaventure jusqu'à un mille environ après Charlo.

9.90 ml. **Station de Charlo.**—Alt. 53 pds. (16 m. 1.—Après)

16 km.3. avoir passé Charlo, le chemin de fer traverse pendant environ 19 kilomètres, une zone dans laquelle du Silurien sédimentaire alterne avec des roches ignées et basiques. Les couches Bonaventure ont disparu du rivage mais on les trouve sur l'île Héron à quelques milles à l'est de Charlo. En approchant de Nash Creek, on voit apparaître les roches rouges de l'extrémité orientale, assez basses sur l'eau d'ailleurs de l'île Héron.

22 ml. **Station de Nash Creek.**—A un mille après Nash

35 km.4. Creek les couches Bonaventure apparaissent le long de la rive et on les suit vers l'est sur environ 24 kilomètres.

25 ml. **Station de la rivière Jacquet.**—Alt. 55 pds. (16 m.

41 km.1. 8.) — De la rivière Jacquet, une longue et étroite bande de felsites rouges (rhyolites?) se continue pendant un certain temps vers l'intérieur. On suppose que ces felsites sont d'âge précambrien, mais est-il possible qu'elles soient d'âge silurien ou dévonien, par comparaison avec les massifs analogues qui se font jour dans la grande région Siluro-dévonienne du N.O. du Nouveau-Brunswick.

A l'est de la rivière Belledune, à 14 km. 5 à l'est de la Rivière Jacquet, le chemin de fer traverse une zone d'ardoises noires datant de la fin du Silurien (Guelph?). Le long de la côte apparaissent des calcaires fossilifères rouges, gris et noirs accompagnés de schistes bigarrés, de grès et de conglomérats. Ces terrains vont du Clinton au Niagara et sont peut-être d'âge Guelph. Ils reposent sur des schistes rouges, des grès et des conglomérats qui ont au moins 300 mètres de puissance. L'épaisseur totale des assises Siluriennes est certainement très grande, mais les terrains sont si étroitement plissés et si fortement faillés qu'on ne peut faire

Milles et  
Kilomètres.

aucune estimation certaine de l'épaisseur totale de la section.

34 40 ml. **Station de Belledune.** — Alt. 84 pds. (25 m. 60.)

55 km. 4 Au sortir de la station de Belledune, le chemin de fer traverse un district bien délimité de roches ignées et de sédiments altérés. Les roches ignées apparaissent dans un certain nombre de tranchées, notamment sur deux longues tranchées de part et d'autre sur la rivière Elmtree à 10. km. 5 après Belledune. Ce sont surtout des granits et des diabases. Quant aux terrains sédimentaires, ils sont probablement en partie d'âge Silurien et en partie d'âge Ordovicien et on les trouve en association intime avec les roches ignées. Par endroits les sédiments prennent un facies gneissique par suite de l'injection lit par lit du magma granitique.

Après avoir traversé la rivière Elmtree, le chemin de fer se dirige vers le sud et pénètre dans un bassin de terrains Siluriens extrêmement plissés. Plus au sud le Silurien disparaît et fait place à de l'Ordovicien suivant une ligne de contact qui passe au sud de la rivière Nigadu à 7. km. 2 de la rivière Elmtree. Dans la partie nord du district Ordovicien, les couches comprennent des ardoises claires, des grès et des conglomérats fins qui on dû être autrefois des tuffs. L'ensemble est très étroitement plissé le long d'axes dirigés de l'ouest à l'est et est recoupé par de nombreux dykes de diabase. Un peu après le pont de la rivière Tetagouche, le chemin de fer traverse un district de roches ignées comprenant probablement à la fois des tuffs et des laves.

51 ml. **Rivière Tetagouche.** — Au pont de la Rivière

82.km. 1 Tetagouche de profondes tranchées taillées dans des sables et argiles stratifiés renfermant de nombreuses coquilles caractéristiques des sables Saxicava et des argiles Leda de la vallée du St-Laurent Ces dépôts stratifiés meubles ont une épaisseur d'au moins 30 mètres.

Le long de la rivière Tetagouche, à la hauteur du passage à niveau, on rencontre des ardoises noires renfermant une faune à graptolites d'âge Trenton inférieur (Normanskill). Ces ardoises noires sont accompagnées de grès fins et ont été entraînées

Milles et  
Kilomètres.

dans des plissements étroits qu'on peut suivre le long d'une large bande assez loin vers l'intérieur dans la direction de l'ouest.

54 ml. **Station de Bathurst.**—Alt. 45 pds. (13 m. 70)—A

86 km. 9 Bathurst, le chemin de fer quitte la côte. La ville de Bathurst qu'on voit bien du chemin de fer se trouve au fond d'une baie très fermée dans laquelle se jette la rivière Nipisiguit, une des plus grandes rivières du Nouveau-Brunswick.

Après Bathurst, le chemin de fer remonte la rive occidentale de la petite rivière. On peut voir près du pont jeté sur un affluent de cette rivière et plus loin encore près du pont qui traverse la Petite rivière elle-même, des affleurements de granite à biotite appartenant à un gros massif qui s'est fait jour au travers de sédiments Ordoviciens très métamorphisés à son contact. Ce massif de granit couvre une surface d'environ 80 milles carrés mais il occupe probablement un volume beaucoup plus grand, attendu que vers l'est, une grande partie du granit est caché par un manteau de terrains Carbonifères plus récents.

57.4 ml. **Nipisiguit Junction.**

92 km. 4

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### DE NIPISIGUIT JUNCTION AUX MINES DE BATHURST.

(G. A. YOUNG.)

Milles et  
Kilomètres.

**Nipisiguit Junction.** — A partir de Nipisiguit Junction le chemin de fer Northern New Brunswick and Seaboard se dirige vers le sud pour remonter la vallée de la rivière Nipisiguit jusqu'aux mines de Bathurst qui se trouvent à 27 kilomètres environ. Sur la plus grande partie du parcours, le train passe au milieu de forêts qui masquent la vue de la rivière. Le long de la rivière, on pourrait voir le granit affleurer sur une distance d'environ 10 kilomètres. Entre le massif granitique et les grandes chutes de la rivière Nipisiguit, les couches sédimentaires sur laquelle coule la rivière semblent être d'âge Ordovicien: ce sont des ardoises noires semblables à cel-



Milles et  
Kilomètres.

les de la rivière Tetagouche alternant avec des roches vertes qui sont probablement d'ancien tuffs. Ces couches sont étroitement plissées et fortement disloquées. A la hauteur du quatorzième mille on peut voir du chemin de fer, le grand cours d'eau de la rivière Nipisiguit. Un mille plus loin, on aperçoit la gorge qui fait suite aux grandes chutes. La partie inférieure de la gorge a été taillée dans des ardoises noires qui plongent sous de grands angles vers l'amont; au contraire, la partie supérieure de la gorge est formée de porphyres quartzifères reposant sur les ardoises noires. Aux environs du seizième mille on aperçoit, de la voie, le seuil des chutes et entre les chutes et la mine, le chemin de fer ne cesse de longer la rive en traversant plusieurs fois des tranchées de porphyres quartzifère écrasés.

## MINES DE BATHURST.

G. A. YOUNG

Les gisements de fer qui constituent les mines de Bathurst comprennent trois amas ou groupes d'amas principaux allongés à peu près nord sud. Tous ces gisements se trouvent dans une région limitée, au nord de la rivière Nipisiguit et au voisinage du ruisseau Austin, affluent de la rivière Nipisiguit. L'ensemble des affleurements connus sous le nom de gîte No 2, affleure au N.E. de la vallée du ruisseau Austin et se suit dans la direction du nord sur au moins 360 mètres.

Un deuxième amas connu sous le nom de gîte No 1 se fait jour au S.O. de la vallée du ruisseau Austin, à peu près à 275 mètres à l'ouest du gîte No 2 et il se prolonge vers le sud sur plusieurs milliers de pieds. Quant au troisième groupe d'amas minéralisé qui constitue le gîte No 3, il se trouve à peu près à 730 mètres au nord du gîte No 1.

Au voisinage immédiat de ces gisements, toutes les roches sont d'origine ignée et peuvent se ranger sous trois types principaux, savoir: Un porphyre non quartzifère, un porphyre quartzifère et une diabase. Généralement la roche profonde est couverte de drift et il a été impossible, par conséquent, d'établir clairement les relations qui existent entre les diverses variétés de roches; on pense cependant que les

deux variétés de porphyre sont très voisines l'une de l'autre aussi bien que par leur âge que par leur origine que et la diabase recoupe les porphyres sous forme de dykes ou de nappes.

Le porphyre non quartzifère affleure dans l'est et dans le S.O. du district; le porphyre quartzifère en forme la partie centrale et la diabase règne surtout dans la partie occidentale. Le gîte No 2 suit précisément la zone de contact entre les porphyres non quartzifères de l'est et les porphyres quartzifères du centre. Quant aux gîtes Nos 1 et 3, ils se trouvent sur la lisière occidentale de la zone de porphyres quartzifères près de la zone occupée conjointement par la diabase et le porphyre non quartzifère.

Le porphyre non quartzifère est généralement d'une couleur gris foncé, d'un grain fin, d'une texture compacte et contient de tous petits phénocristaux de feldspath plagioclase. La plupart du temps la roche présente au moins une direction plus ou moins régulière de schistosité et très souvent, elle a été laminée et s'est transformée en un schiste sériciteux ou chloriteux plus ou moins brillant.

Le porphyre quartzifère varie du gris très foncé au gris verdâtre très clair, cette dernière couleur semblant être caractéristique des variétés schisteuses qui passent aux schistes sériciteux. Lorsque la roche n'est pas trop écrasée elle est parsemée de petit fragments de cristaux vitreux de quartz, d'orthoclase blanc et de plagioclase acide.

La diabase est d'un grain fin; souvent elle est presque noire; quelquefois elle passe au gris clair mais elle acquiert alors une schistosité très nette.

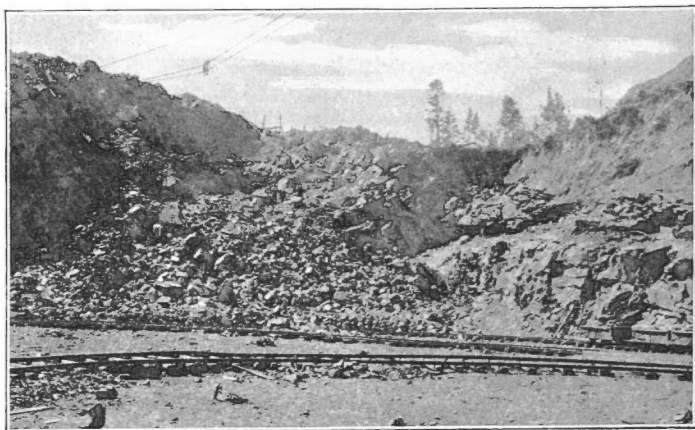
Le minerai présente généralement un clivage ardoisier très visible. Il est d'un grain fin et est formé surtout de magnétite finement granulaire accompagnée d'hématite plus ou moins abondante. Le long d'une bande, le grain varie légèrement, au contraire, d'une bande à l'autre, le grain varie depuis les dimensions microscopiques jusqu'à des tailles considérables surtout fréquentes dans les bandes chargées d'impuretés. En général, le minerai est noir et teinté de gris par suite de la présence de minuscules grains de quartz et de feldspath qui dans certaines bandes sont répartis uniformément mais qui dans d'autres se rassemblent en paquets lenticulaires ou en trainées étroites. Il y a également beaucoup de pyrites qui ont tendance à s'accumuler en masses lenticulaires allongées plus ou moins considérables. Le quartz est relativement abondant sous forme

de veines et veinules. La moyenne d'un grand nombre d'analyses a donné comme composition du minerai :

Fer.....	39,6 à	58,7%
Soufre.....	0,009 à	0,27%
Phosphore.....	0,385 à	1,222%

En plaque minces, au microscope, le minerai est formé de petites bandes très serrées de minerai de fer presque pur ou de minerai de fer chargé de quartz granulaire et de feldspath ; d'autres bandes sont formées de quartz presque pur contenant des quantités variables de feldspath, de minerai de fer, etc.,

En ce qui concerne le gisement No. 2. on ne voit actuelle-



Mine de fer de Bathurst. Gisements No 1, août, 1912.

ment qu'une partie de son extrémité sud et que les épontes est et ouest. La plus grande largeur du gîte reconnue par les tranchées est d'un peu plus de 12 mètres. Les deux épontes sont très nettes et le gîte semble plonger vers l'ouest sous des angles variant entre  $60^{\circ}$  et  $08^{\circ}$ . Le minerai est zoné et renferme un peu de quartz en veines irrégulières assez larges. On ne trouve que peu ou même pas du tout, de pyrites, sauf au voisinage même des épontes.

A peu près à 45 mètres du toit du gîte, le porphyre quartzifère schisteux habituel est criblé de phénocristaux de quartz

et de feldspath. Mais entre le porphyre et le massif même de minerai, la roche a un aspect beaucoup plus schisteux. On retrouve un assemblage analogue au mur du gisement, mais la roche est un porphyre non quartzifère.

L'extrémité méridionale de l'amas a été mise à nu. Elle forme comme une main ouverte dont les doigts s'enfonceraient dans la roche encaissante. Ces prolongements anguleux ont quelques pieds de longueur et sont chargés d'une quantité considérable de quartz.

Dans le gisement No 1 le mur est visible sur une petite longueur. La roche au contact est un porphyre quartzifère schisteux très chargé de pyrites. Le long des plans de schistosité bien marqués, se sont infiltrées des veines de quartz. L'éponte de l'amas est remarquablement nette et semble avoir une direction parallèle à celle des plans de schistosité de la roche du mur et parallèle aussi aux enclaves schisteuses et aux bandes du minerai.

Les gites ont la forme de lits ou de bancs à terminaison brusque, présentant tous une épaisseur assez constante. Partout où les épontes affleurent elles sont très nettes et plongent vers l'ouest sous des angles de  $45^{\circ}$  à près de  $90^{\circ}$ . En ce qui concerne le gite No 1, l'épaisseur de l'amas, à son extrémité nord, est d'environ 32 mètres. Un trou de sonde a rencontré l'amas au niveau 125 mètres comptés verticalement et l'a recoupé sur une largeur de 20 mètres comptés horizontalement. Un relevé magnétique a montré que l'amas avait à peu près une longueur de 610 mètres.

Pour diverses raisons que nous avons énumérées, on pense que les amas minéralisés ont dû se former par substitution partielle du minerai de fer au porphyre quartzifère schisteux le long de certaines zones bien délimitées.

La distribution si caractéristique du minerai en zones, tantôt en zones larges, tantôt en bandes microscopiques (extrêmement régulières, d'ailleurs lorsqu'on les examine au microscope) donne l'impression d'une structure primitive et il ne semble pas que l'arrangement en zones ait pris naissance postérieurement à la formation du gîte.

Le parallélisme des bandes de minerai (qui est probablement une structure primitive,) le clivage schisteux qui l'accompagne, le parallélisme des épontes avec les plans de schistosité de la roche encaissante conduisent forcément à penser que le minerai a pris la place d'une roche schisteuse en conservant la structure qu'il a trouvé en place.

Les grains de quartz fins qui sont disséminés dans tout le

minerai et les grains de feldspath d'ailleurs moins abondants, peuvent certainement être considérés comme représentant les éléments primitifs de la roche schisteuse remplacée qui a pu d'ailleurs être un phorphyre quartzifère écrasé. L'hypothèse que la roche primitive était schisteuse prend corps, par le fait que partout où on a pu l'étudier, la roche encaissante prenait au voisinage des amas un facies de plus en plus schisteux.

D'après cette hypothèse, les quelques bandes étroites de schistes gris foncé qui traversent le gîte No 1 peuvent représenter une variété de roche qui aurait résisté d'avantage à l'action de substitution des solutions métallifères. L'aspect basique de ces bandes et la présence de diabases schisteuses le long de l'éponte ouest du gîte, permettent de croire que ce sont là d'anciens dykes de diabase.

En ce qui concerne les veines de quartz, on a pu voir dans une plaque mince de minerai chargé de veinules de quartz, plissées et reticulées, que les bandes microscopiques de quartz, de quartz imprégné de minerai de fer et de minerai de fer presque pur, se suivaient en lignes presque toujours parallèles aux lignes de plissements compliquées révélées à l'œil nu par le filonnets de quartz. Si l'on admet que le minerai et sa structure proviennent du remplacement d'une roche schisteuse, le petit gaufrage révélé au microscope représente une structure gaufrée existant dans le schiste avant sa transformation en minerai de fer.

L'aspect du minerai dans les coupes minces ne semble pas indiquer que le minerai a pu se briser le long des anciens plans de gaufrage et a pu se charger de quartz en veines infiltrées le long des surfaces de gaufrage; on en conclut que les veines ne sont pas postérieures à la formation du minerai.

L'aspect en coupes minces des bandes ou zones de veines de quartz, et d'une façon générale, du gisement lui-même ne permet pas de supposer que les veines de quartz se sont courbées postérieurement à la formation du minerai.

Il se peut que les veines se soient formées en même temps que le minerai mais d'un autre côté, les rides et les courbes des veines du minerai se retrouvent sur un certain nombre d'affleurement de la roche encaissante au mur du gîte No 1. Il semblerait donc que la roche primitive a été tordue et pliée que les veines de quartz s'infiltrèrent soit avant, soit pendant soit après le plissement mais que cela s'est produit après

que la roche a été remplacée par le minerai qui conserve encore maintenant des traces certaines du gaufrage primitif ainsi que plusieurs, sinon toutes les veines de quartz.

## BIBLIOGRAPHIE.

1. Hardman, J. E..Un nouveau district de minerai de fer dans la province de Nouveau-Brunswick; Jour. Can. Mining Inst, Vol. 11, pp. 156-164, 1908.
2. Lindeman, E. . . Carte. — Relevé magnétique, ruisseau Austin, département des mines, Branche des Mimes.
3. Young, G. A. . . . Comm. Geol. du Can., Mémoire No 18.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### DE NIPISIGUIT JUNCTION À HALIFAX.

(G. A. YOUNG.)

Milles et  
Kilomètres.

0 ml.

**Nipisiguit Junction.** — Le chemin de fer Inter-colonial traverse la rivière Nipisiguit à peu près à un demi-mille, au-delà de la station du même nom et pénètre dans la grande région Carbonifère du Nouveau-Brunswick. Presque toute la moitié orientale de la province, sur une superficie d'environ 26.000 kilomètres carrés, est recouverte d'assises carbonifères, comprenant surtout des grès gris et rouges d'âge Millstone Grit (Pottsville.) Ces assises sont presque horizontales la plupart du temps, et la surface topographique est très unie; c'est à peine si on atteint des altitudes de 150 mètres au-dessus du niveau de la mer.

118.9 ml. **Moncton.**—Alt. 50 pds. (15 m.) mètres.—Moncton  
191km.3 se trouve près de la lisière sud de la région carbonifère du Nouveau-Brunswick. Cette lisière est marqué par une série de hauteurs qui longent la côte de la baie de Fundy et qui est formée de terrains d'âge précambrien ou du début de l'ère paléozoïque envahis par d'énorme massifs ignés. En bordure sud de la région carbonifère, on voit affleurer des terrains carbonifères plus anciens, plissés et disloqués.

Milles et  
Kilomètres.

Après Moncton, le chemin de fer traverse des terrains carbonifères en partie disloqués, qui entourent vers l'est l'extrémité N. E. des hauteurs précambriennes et paléozoïques dont nous venons de parler. Le chemin de fer s'engage alors dans les plaines basses de l'isthme de Chignecto qui réunit le nouveau-Brunswick à la péninsule de Nouvelle-Ecosse. L'isthme est formé de Millstone Grit et d'assises carbonifères plus récentes ou permienes très largement plissées.

Au sortir de l'isthme de Chignecto, le chemin de fer entre dans les plaines de Nouvelle-Ecosse que l'on peut suivre pendant plusieurs milles, le long de la côte du golfe St-Laurent et qui se prolongent dans l'intérieur jusqu'aux collines de Cobequid. Cette région basse est constituée par du Carbonifère et du Permien appartenant à des niveaux différents. Par endroits, les couches sont étroitement plissées et disloquées; ailleurs, elles s'étendent presque horizontalement ou ne sont affectées que par des plissements très larges.

A peu près à 160 kilomètres au-delà de Moncton le chemin de fer traverse les collines de Cobequid. Cette chaîne qui prend naissance au fond de la Baie de Fundy à 160 kilomètres de là, forme un haut plateau avec sommet atteignant 300 mètres. Le chemin de fer la traverse par un col situé à 188 mètres d'altitude. Elle est formée dans son ensemble par un assemblage complexe de roches plutoniques acides et basiques et de schistes divers. En lisière méridionale apparaissent des couches d'âge à peu près carbonifère moyen et des roches ignées qui ont métamorphisé les sédiments à leur contact.

On ne sait pas encore si toutes les roches ignées de la chaîne des Cobequid sont postérieures au Carbonifère moyen.

Au sortir de la chaîne des Cobequid, le chemin de fer traverse une zone de bancs carbonifères disloqués qui forment le flanc sud des Cobequid et pénètre dans une plaine triastique qui entoure en partie le fond de la Baie de Minas. Cette baie n'est que le prolongement oriental de la Baie de Fundy.

Milles et  
Kilomètres.

**TRURO.** — Alt. 60 pds. (18 m. 30.) Truro est situé dans la plaine triasique au fond de la baie de Minas. Les assises triasiques sont surtout des schistes 310,2ml. et grès rouges horizontaux.

499 km. 2 A la sortie de Truro, le chemin de fer roule pendant quelques milles sur cette plaine triasique, puis tourne vers le sud et traverse une petite ligne de partage des eaux qui correspond à une ligne de crête qu'on peut suivre sur 400 kilomètres du N. E. au S. O. Cette ligne de crêtes forme l'axe de la péninsule de la Nouvelle-Ecosse et se maintient à une altitude moyenne variant entre 215 et 300 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le col large que franchit le chemin de fer ne se trouve qu'à 32 mètres d'altitude.

En quittant la plaine triasique des environs de Truro, le chemin de fer s'engage dans un district Carbonifère et peut-être aussi en partie Dévonien; les terrains qu'on y rencontre appartiennent au niveau du groupe Union-Riversdale et à la série Windsor. Plus loin, le chemin de fer pénètre dans une région précambrienne (séries aurifères) qu'on peut suivre sur tout le long de la côte Atlantique de la Nouvelle-Ecosse et qui est criblée de massifs éruptifs d'âge dévonien. Les séries aurifères comprennent environ 10.000 mètres de schistes et de quartzites, les quartzites dominant dans la partie inférieure de la série, et les schistes formant la majeure portion des niveaux supérieurs. Les couches sont engagées dans des plissements dont les grands axes s'allongent du N. E. au S. O. et qui présentent le long de leurs axes des dômes caractéristiques.

372 ml. **HALIFAX** — Halifax, la capitale de la province 597 km. 1 de Nouvelle-Ecosse, est située sur la rive ouest d'un des nombreux fiords qui sont si caractéristiques de la côte Atlantique de la province. La plus grande partie de la ville est bâtie sur des ardoises noires du niveau supérieur de la série aurifère. Les couches sont engagées dans des plissements dont l'axe se dirige à peu près au S.-S.O.; au contraire, la partie nord de la ville et les faubourgs du nord reposent sur les quartzites du niveau inférieur qui forment une série de plis parallèles à ceux du niveaux ardoi-



Milles et  
Kilomètres.

sier. A une petite distance à l'ouest de la ville, ces sédiments viennent buter contre un batholithe de granite. Au contact avec le granit, les ardoises sont très métamorphisées mais conservent leur pendage et leur direction habituels. C'est d'ailleurs un fait caractéristique dans toute la région aurifère que les intrusions granitiques n'ont jamais disloqué les terrains.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

### HALIFAX À WINDSOR.

(G. A. YOUNG.)

0 ml. **HALIFAX.** — En quittant la gare d'Halifax, le  
0 km. chemin de fer Intercolonial s'engage dans des tran-  
tranchées rocheuses taillées dans les ardoises noires  
du niveau supérieur de la série aurifère. Les cou-  
ches plongent vers le S.E. sous des angles variant  
de 20° à 65°.

Peu après, la voie se rapproche du goulet étroit  
qui fait communiquer le port d'Halifax avec le bas-  
sin de Bedford, et entre dans une région formée par  
les quartzites du niveau inférieur de la série aurifère.  
Ces quartzites plongent régulièrement vers le  
S.O. sous des angles variant de 50° à 80° et on les  
voit le long des tranchées de chaque côté de la voie.

40 ml. **Station de Rockingham.** — A un mille de Rock-  
6 km. 4. ingham, à Birch cove, on traverse un sommet anti-  
clinal de quartzites. Au nord de ce sommet,  
les couches qui sont très faciles à observer dans  
les nombreuses tranchées du chemin de fer plongent  
vers le N.O. sous des angles de 20° à 45°.

A deux milles plus loin, à Mill cove, on traverse  
le fond d'un synclinal.

8.60 ml. **Station de Bedford** — Bedford se trouve au fond  
13 km. 8. du goulet que le chemin de fer suit depuis Halifax.  
Ce goulet se prolonge d'ailleurs dans l'intérieur  
des terres par une vallée encaissée entre des colli-  
nes qui s'élèvent à 60 ou 120 mètres de haut. Le  
chemin de fer traverse alors la vallée et s'engage  
dans une région basse mais accidentée, parsemée  
de nombreux petits lacs à contours irréguliers et

Milles et  
Kilomètres.

situés à des altitudes allant jusqu'à 90 mètres et même davantage au-dessus du niveau de la mer.

Le chemin de fer traverse de nombreuses tranchées taillées dans des quartzites qui plongent vers le S.E. sous des angles de 20° à 40°.

A 3 kilomètres 600 après Bedford, le chemin de fer traverse une ligne de partage des eaux peu élevé, à une altitude de 42 m. 60. Au nord de cette ligne, les eaux s'écoulent vers le nord et se jettent dans la baie de Minas.

A 1 kil. 600 au-delà d'un petit lac que traverse le chemin de fer, on arrive à une voute d'anticlinal où se trouve le district aurifère de Waverly (à 800 mètres à l'ouest de la voie).

1390 ml. **Windsor Junction**—Alt. 129 pds. (36 m. 80.) C'est  
22 km. 4 à Windsor Junction que le chemin de fer du Canadian Pacific rejoint l'Intercolonial. A peu près à 1 km. 6 de l'embranchement, le chemin de fer du Canadian Pacific s'engage dans une zone d'ardoises noires du niveau supérieur de la série aurifère. Cette bande à une largeur d'environ 5 km. 6 et renferme 2 plissements synclinaux. Au N.O. de cette bande d'ardoises, on voit apparaître de nouveau le niveau inférieur de quartzites. La limite entre ces deux niveaux traverse le lac Fenerty, longue pièce d'eau étroite que le chemin de fer longe pendant un certain temps.

La bande de quartzites a une largeur de 7 km. 6 et forme un anticlinal allongé du N.E. au S.O. Quant aux couches elles-mêmes elle plongent généralement sous des angles de 50° à 65°. La voie du chemin de fer qui se trouvait à 76 m. 10 au-dessus de la mer le long du lac Fenerty s'engage alors sur une pente et s'élève jusqu'à 139 mètres pour traverser à nouveau la ligne de partage entre les eaux qui se jettent au S.E. dans l'Atlantique et les eaux qui se jettent au N.O. dans la baie de Minas.

A 1 kilomètre environ au-delà de cette ligne de partage des eaux, le chemin de fer entre dans le district aurifère de South Uniacke qui se trouve sur un dôme anticlinal près de la lisière N.O. de la bande de quartzites.

23 ml. 70 **Station de South Uniacke**—Alt. 449 pds. (13 m. 40)  
38 km. 1 La station de South Uniacke est presque à la limite

Milles et  
Kilomètres.

de la bande de quartzites. Après South Uniacke, le chemin de fer traverse une bande d'ardoises de 2,4 kil. de large dont les couches se distribuent en deux plissements synclinaux. Le long de l'anticlinal médian on aperçoit par endroits le niveau inférieur de quartzites.

Le chemin de fer longe alors la rive occidentale d'un petit lac situé sur la lisière de la bande d'ardoises. Plus loin, le chemin de fer pénètre dans une bande du niveau des quartzites qu'on peut voir facilement sur plusieurs tranchées de la voie.

26.80 ml. **Station de Mount Uniacke** — Alt. 509 pds.

43 km.1. (155 m.)—Après avoir traversé un certain nombre de tranchées de quartzites du niveau inférieur de la série aurifère, le chemin de fer longe pendant un certain temps la rive sud d'un lac qui se trouve précisément au contact entre les séries aurifères et un grand massif batholithique de granit. Ce massif s'étend au S.O. sur 160 km. de long et couvre à peu près une superficie de 7,8 km. carrés. Le granit qui est d'âge dévonien, affleure le long des tranchées de la voie. A une petite distance plus loin, en quittant le lac, le chemin de fer traverse pendant 800 mètres environ un petit bassin de quartzites entouré complètement par du granit. Le chemin de fer franchit alors le granit sur une distance d'environ 2.500 mètres puis longe pendant une distance à peu près égale la ligne de contact courbe entre le granit et la série aurifère. Finalement, le chemin de fer abandonne le district granitique, retransverse la ligne de partage des eaux à 125 mètres d'altitude et redescend rapidement le long d'une vallée, jusqu'au niveau de la plaine du nord. Les premières tranchées rocheuses que l'on rencontre sont des quartzites, mais un peu plus loin on passe à l'ardoise. Dans l'ensemble les couches de la série aurifère apparaissent en plissements réguliers, découpés par les batholithes granitiques.

36. 80ml. **Station d'Ellerhouse.**—Alt. 258 pds. (78 m.60.)—

59 km.2. Au-delà d'Ellerhouse, le chemin de fer traverse une bande de quartzites du niveau inférieur des séries aurifères. Les couches sont visibles dans un certain nombre de tranchées et le long des parois de la gorge où coule la rivière Ste-Croix, notamment aux

Milles et  
Kilomètres.

environs du pont du chemin de fer. A 1.200 mètres après avoir traversé la rivière Ste-Croix, le chemin de fer pénètre dans une bande étroite de couches carbonifères formées de schistes, de grès et de conglomérats qu'on a rattachés à la série Horton. Les assises plongent au nord sous d'assez faibles angles et on peut les suivre à l'est et à l'ouest sur environ 9,6 km. Elles sont encaissées entre les séries aurifères précambriennes et leur cortège de granit intrusif d'une part, et les calcaires, schistes, gypses, etc., de la série Windsor Mississipien (1) qui recouvrent la plaine du nord, d'autre part.

39.80 ml. **Station de Newport.**—Alt. 119 pds. (36 m. 3.)—  
64 km. New-Port se trouve à la limite sud de la région relativement basse recouverte par la série de Windsor et qui s'étend sur environ 21 kilomètres jusqu'à la baie de Minas. On peut voir avant d'arriver à Newport et après Newport, des couches de gypse et des carrières en exploitation. A l'ouest et au S.O. on voit se découper dans le ciel le haut plateau formé par les granits dévoniens et les roches précambriennes de la série aurifère. Ce plateau s'élève brusquement au-dessus de la plaine carbonifère à des hauteurs de 180 à 240 mètres au-dessus du niveau de la mer.

45.50 ml. **WINDSOR.**—Alt. 26 pds. (7 m. 9.)—La ville de  
73 km.2. Windsor se trouve sur la rive orientale de la rivière Avon à son confluent avec la rivière Ste-Croix.

## WINDSOR — HORTON. — (1)

(W. A. BELL).

### INTRODUCTION.

Le district de Windsor-Horton présente les trois aspects caractéristiques de la géographie physique des provinces orientales du Canada. On y trouve, en effet, (1°). Les hautes terres pré-Carbonifères (2°). Les plaines carbonifères (3°). Les plaines triasiques de la baie de Fundy. La situation géographique actuelle de ces trois divisions topographiques est due surtout aux phénomènes orogéniques d'âge paléozoïque (plissements et failles) et aux

(1) Voir Carte, Windsor—Horton Bluff.

phénomènes de sédimentation du même âge et ensuite d'une façon secondaire aux phénomènes érosifs ou épirogéniques des ères Mésozoïques, Tertiaires ou Quaternaires qui se sont traduits par une abrasion générale ou par des soulèvements verticaux. Ce sont les actions déformantes des temps paléozoïques qui ont déterminé la direction générale N.E.-S.E. des axes tectoniques; au contraire, ce sont les mouvements différentiels verticaux postérieurs au paléozoïque qui, sans tenir compte en général de la structure, ont donné à la surface topographique son aspect actuel.

### PÉNÉPLAINES CRÉTACÉES ET TERTIAIRES

Le plateau pré-carbonifère comprend les hautes terres du Nouveau-Brunswick, la chaîne des Cobequids et le plateau méridional ou plateau de Nouvelle-Ecosse. Daly (1) a démontré que la surface topographique actuelle de ces diverses régions représente ce qui reste d'une ancienne pénéplaine immense et continue d'âge Mésozoïque. Il a montré que cette pénéplaine avait dû se former au Crétacé en comparant les formes du terrains avec ce qu'il avait déjà observé en Nouvelle-Angleterre et dans le sud de la chaîne des Appalaches. L'argument principal en faveur de cette hypothèse est la discordance remarquable qui existe entre la surface topographique et la structure sous-jacente. Des soulèvements verticaux, des gauchissements, des mouvements de bascule vers le S.E., qui se produisirent au début du Tertiaire, redonnèrent une nouvelle jeunesse aux phénomènes d'érosion; l'ancienne pénéplaine fut entamée à nouveau et en certains endroits, une pénéplaine nouvelle d'âge tertiaire mais taillée dans les roches carbonifères tendres, prit naissance. A côté, des districts formés de roches plus résistantes conservèrent leur niveau de base primitif et c'est ainsi qu'on retrouve encore des traces de l'ancienne plaine crétacée.

### PLAINES TRIASIQUES.

L'histoire de la plaine triasique, c'est-à-dire de la région de la baie de Fundy, fait partie naturellement de celle de la plaine carbonifère, mais aux environs de la Baie de Fundy, il faut faire place à des agents de dénudation spéciaux, tels que les courants marins et les falaises sub-aériennes; de plus, les actions érosives travaillèrent sur des terrains d'une structure particulière, c'est-à-dire sur des terrains disloqués par

une faille monoclinique parallèle aux anciens continents. Le résultat de ces conditions spéciales se traduit par des phénomènes topographiques tels que la chaîne de traps du nord.

#### PLATEAU DU SUD.

C'est un prolongement de la plaine carbonifère qui borde le plateau du sud, au sud et à l'ouest et qui passe doucement au bassin triasique de la baie de Fundy au nord. Il est égoutté par la rivière Avon et ses affluents. On retrouve dans ce district, les caractères typiques des trois grandes divisions physiographiques. Vers le sud, le plateau s'élève brusquement et forme une ligne de crêtes légèrement incurvée et aux pentes boisées. (Altitude moyenne d'environ 152 mètres). Ce plateau présente la surface ondulée caractéristique des régions très usées et est agrémenté, çà et là, de petites collines résiduelles qui se dressent à quelques dizaines de pieds au-dessus du niveau général. Vers le nord, les cours d'eaux rajeunis s'y sont taillé des gorges étroites. Le manteau irrégulier qu'ont abandonné les glaciers a si entièrement modifié le système hydrographique pré-glaciaire que maintenant les lignes de partage des eaux sont parsemées de lacs ou de grands marécages. Les roches du soubassement sont des quartzites et des ardoises de la série aurifère. Elles apparaissent en bancs puissants qu'on range généralement dans le Précambrien; elles sont étroitement plissées et ont été envahies par des massifs granitiques. Vers l'ouest, le district se prolonge par une sorte de plateau qui s'abaisse peu à peu au niveau de la plaine sous forme de petits mamelons; au contraire, vers le sud, le plateau se termine par des pentes raides contre la plaine, et la lisière en est marquée par des roches plus résistantes renfermant par endroits, des marnes tendres et du gypse. Quant au mamelon de l'ouest, ils sont constitués par des assises puissantes de la série Horton.

#### CHAÎNE DU NORD.

On peut considérer comme un lambeau détaché de ce plateau la ligne de hauteurs qui forme la chaîne du nord et qui s'étend sans aucune sinuosité sur une distance d'environ 193 kilomètres à une altitude moyenne de 168 mètres. Cette chaîne a été découpée uniformément dans une troupe

de trap massif et compact d'environ 61 mètres d'épaisseur et dont les bancs inférieurs (trap amygdaloïde) reposent en concordance sur des grès rouges du Trias. La chaîne se termine au sud par un escarpement raide; au nord, au contraire elle descend insensiblement au niveau de la baie.

#### PLAINES CARBONIFÈRES

Les plaines carbonifères qui s'enfoncent dans la région comme autant de petites baies dans le plateau du sud, font partie de l'ancienne pénéplaine tertiaire. Leur surface légèrement ondulée est recouverte presque entièrement par du Carbonifère inférieur (Mississipien) que l'on peut diviser en deux niveaux: le niveau Horton et le niveau Windsor. Les relations mutuelles de ces deux niveaux et leurs relations avec le Carbonifère en général, ont fait l'objet de nombreuses discussions. Le niveau Horton comprend une série de schistes noirs à plantes fossiles interstratifiés avec des grès quartzeux et surmontés en apparence par des arkoses grossières, par des grès quartzeux à angles tranchants et par des schistes d'un rouge brique. Le niveau Windsor, que l'on range au-dessus du niveau Horton, comprend une série de marnes rouges brique et verdâtres, des bancs épais d'anhydrite ou de gypse ou des calcaires fossilifères dolomitiques. Des dislocations postérieures au Carbonifère inférieur (Mississipien) ont plissé et cassé ces assises plus résistantes et on ne trouve sur le terrain aucune bonne section.

#### VALLEE D'ANNAPOLIS-CORNWALLIS

Les basses terres triasiques qui font suite aux couches d'Horton constituent la vallée fertile d'Annapolis Cornwallis. Nulle part dans cette plaine légèrement ondulée, l'altitude ne dépasse beaucoup le niveau de la mer. Le long de la rive de l'estuaire, des lignes arrondies de partage des eaux alternent avec des terrains humides et fertiles. Au sud, le plateau montagneux du sud ou plutôt les contreforts Horton s'élèvent brusquement; au contraire vers le nord la vallée est dominée par l'escarpement de la chaîne du nord. La roche sous-jacente est surtout un grès rouge brique à stratification nettement entrecroisée passant par endroits à un conglomérat grossier et plongeant sous de faibles angles vers le nord ou le N.O., à partir du plateau.

La nature ferrugineuse et surtout très calcaire du ciment, rend ces grès très sensibles à l'attaque des agents atmosphériques et comme résidus de décomposition, le sol contient fréquemment des marnes sableuses rouges qui conviennent particulièrement bien à la culture des fruits.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE

Milles et  
Kilomètres.

### WINDSOR À AVONPORT

0 ml.      **Windsor** — Alt. 26 pds. (7m. 90.) En quittant la  
0 km.      station de Windsor, le chemin de fer du Pacifique  
Canadien se dirige à l'ouest du nord et traverse  
l'embouchure de la baie d'Avon taillée dans le  
niveau Windsor (Mississipien; Carbonifère infé-  
rieur). Ce bassin de terrains Windsor remonte  
la rivière Avon dans la direction du S.O. et ne  
se termine qu'à 8 km. contre le plateau du sud.  
Sur la lisière sud, les roches qui supportent le  
plateau du sud sont surtout du granit et le plateau  
se dresse d'un seul jet au-dessus de la plaine.  
A l'ouest, au contraire, les terrains Windsor font  
place aux terrains Horton qui forment une chaîne  
de contreforts plus ou moins large entre les plaines  
Windsor et une sorte d'éperon du plateau du sud.

Les terrains Windsor apparaissent en sections  
disloquées, le long de la rivière Avon, de chaque  
côté du pont du chemin de fer.

5 ml.      **Station de Mount Denson.** Alt. 40 pds. (12 m. 20)  
8 km.      A 800 mètres au nord de la station de Mount  
Denson, le chemin de fer se rapproche très près  
de la côte et permet d'apercevoir en un point  
particulièrement bas de la côte connue sous le  
nom de plage d'Aberdeen, un affleurement d'anhy-  
drite Windsor. Cette roche est très différente du  
gypse de Windsor; elle est, massive, bien strati-  
fiée, peu disloquée et d'un blanc de neige; elle  
repose dans un synclinal ouvert qui passe au sud  
à un anticlinal plat.

C'est à cet endroit même qu'on quitte le bassin  
étroit des terrains Windsor pour pénétrer dans la  
zone des terrains Horton qui part de l'éperon du  
plateau du sud et qui se dirige vers le N.E. Le  
chemin de fer se rapproche de nouveau de la côte



Milles et  
Kilomètres.

- pour éviter les collines qui apparaissent à l'ouest. C'est dans cet éperon de terrains Horton que la rivière Horton s'est taillé sa vallée en mettant au jour une bonne section géologique.
- 11.90ml. **Station d'Avonport.**—Alt. 57 pds. (17 m. 30.)  
19 km. Avonport se trouve à 1. km. 6. de l'extrémité nord de l'éperon Horton, c'est-à-dire de l'endroit où les terrains Horton disparaissent sous les plaines triasiques de la vallée Cornwallis. C'est un peu à l'est de la station du chemin de fer, sur les bancs de l'embouchure de la rivière Avon, que commencent les affleurements de la série Horton.

## SECTION DES ROCHERS HORTON

### Description Générale.

Les assises Horton, qui s'appuient ici contre le plateau du sud, se suivent en affleurements sur près de 5 kilomètres le long de l'estuaire marin de la rivière Avon et forment la section connue sous le nom de Rochers Horton (Horton Bluffs).

Lorsque de la rive d'Avondale on regarde vers le N.O., on aperçoit le cap Blomidon qui forme l'extrémité ouest de la chaîne triasique de trap du nord. Ce cap se dresse isolé à une hauteur d'environ 150 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le contact entre le trap et les grès sous-jacents se fait à peu près à 60 mètres au-dessus du fond de la vallée. La plaine qui s'étend entre cette chaîne pittoresque et la ville d'Avonport, fait partie du bassin triasique d'Annapolis Cornwallis. Le contact entre le trias et les schistes d'Horton n'est pas visible sur la rive mais on peut voir à 800 mètres au nord, un rocher bas formé entièrement de conglomérat triasique tendre, d'une couleur gris foncé ou chocolat. Ce conglomérat à stratification entrecroisée porte des traces de l'action des vagues et les cailloux très usés qu'il renferme dépassent parfois quatre pouces de diamètre; ce sont des cailloux de grès, de schistes rouges, de quartzites et de quartz enchassés dans une pâte de grains quartzeux subangulaires, le tout consolidé par un ciment ferrugineux et calcaire. Le plongement se fait sous de faibles angles vers le N.O.

Les couches Horton sous-jacentes, reposent dans un synclinal ouvert dont le flanc nord est régulier et peu incliné

mais dont le flanc sud peu disloqué au début s'engage de plus en plus vers le sud dans des plissements et des failles à mesure qu'on s'approche des arkoses qui lui font suite. Au commencement de la section, les bancs inférieurs sont formés de schistes noirs argileux ou calcaires; ce sont ces schistes qui pavent, sous formes de dalles plates, les terrains de mer basse. Leur plongement est en moyenne inférieur à 7°. Il n'est pas rare de rencontrer de nombreuses écailles de mica le long des plans de lit et on y a trouvé assez fréquemment des ripple marks, des traces de gouttes de pluie et des fissures de dessiccation au soleil. Comme reste organique, ce qu'on trouve le plus fréquemment, ce sont des spores d'une espèce de *Lepidodendron*, notamment dans quelques-uns des schistes micacées. Le *Lepidodendron corrugatum* Dn. et l'*Aneimites acadica* Dn. sont les deux plantes les plus caractéristiques du niveau Horton; on les trouve à diverses hauteurs, mais jamais abondamment. Il est assez rare de rencontrer une espèce de *Sphenopteris*. La collection de Dawson renferme également: *Lepidodendron aculeatum*, *L. sternbergi*, *L. dichotomum*, *L. elegans*, *L. tetragonum*, *Strobila*, *Dadoxylon antiquum*, *Cordaïtes*, *Psilophyton plumula*, *Alethopteris lonchitica*, *Stigmaria* et *Cavamites undulatus*.

Au niveau du premier promontoire que l'on rencontre, les lits apparaissent très fortement plissés le long d'un axe anticlinal; plus loin de petits glissements modifient les plongements. Une propriété caractéristique des lits schisteux supérieurs, est de renfermer de nombreuses et irrégulières concrétions de septaria. Au promontoire suivant, apparaît un dépôt épais de chenal formé de grès quartzeux à angles vifs. Plus loin, à 140 mètres environ, on peut voir un banc très intéressant qui renferme des *Lepidodendrons* verticaux. On a pu compter plus de trente plantes sur une longueur de 9 mètres le long de la section. Ce sont toutes de petites plantes ayant moins de 25 centimètres de diamètre. Leurs fossiles ne sont qu'un moule schisteux intérieur et tout vestige d'écorce a disparu. A 140 mètres environ après avoir passé le promontoire suivant, il existe plusieurs bancs remarquables par leur richesse en débris de poissons tels qu'écailles, arêtes, mâchoires, clavicules et dents; ce sont des restes de poissons elasmobranchiaux et ganoïdes tels que et *Strepsodus hardingi*, une espèce d'*Acanthodes* et des écailles de *Palaeonicus* et *Elonichthys*.

Le reste de la section est parfois caché par du drift, mais là où elle affleure, on peut voir que les couches ont le même

plongement tout en étant un peu plus disloquées. Finalement, cependant, le plongement s'accroît et les bancs prennent une attitude presque verticale au voisinage de l'axe d'un anticlinal très serré. Ces phénomènes d'écrasement et de dislocation se retrouvent jusqu'à une grande faille qui casse la section, le long de laquelle les schistes noirs à plongements Nord butent contre des schistes rouges briques et des arkoses grises plongeant vers le sud. En d'autres endroits cette série d'arkoses semble reposer en concordance sur l'Horton normal, ce qui indiquerait qu'il y a là un effondrement vers le sud. On retrouve des arkoses analogues avec schistes interstratifiés à flore Horton le long des ruisseaux au sud de Windsor. Ces arkoses reposent en discordance le long de plans très inclinés, sur des roches cristallines pré-carbonifères. En outre de leur aspect d'arkoses et de la couleur "chocolat" des schistes, ces bancs présentent des caractères curieux: on remarque souvent en effet que des érosions locales ont provoqué des discordances entre les schistes et les grès. A mesure qu'on s'écarte de la faille, les bancs qui étaient très disloqués prennent une allure de plus en plus régulière et plongent vers le nord jusqu'à la crête d'un anticlinal ouvert; puis le plongement change, se dirige vers le sud et les couches disparaissent sous un épais manteau de drift. L'affleurement rocheux le plus voisin se trouve à 4 km. 800 au sud. Il est formé d'une anhydrite blanche régulièrement stratifiée qui appartient à la base du niveau Windsor; il fait partie d'un synclinal ouvert qui passe à un anticlinal allongé S. 61° E. La direction moyenne des couches Horton est d'environ S. 57° E.

L'auteur n'a pu faire qu'une estimation grossière de l'épaisseur des assises Horton. On peut admettre que le flanc sud a environ 312 mètres d'épaisseur et le flanc nord, 122 mètres.

#### AGE GÉOLOGIQUE DES SÉRIES HORTON

Les anciens géologues Brown (7) Jackson, Alger et Geaner, (8) regardaient le gypse ou la série Windsor comme d'un âge équivalent à celui du nouveau grès rouge du Trias. On pensait alors conséquemment que la série Horton n'était qu'un développement du Houiller productif; cette conclusion s'appuyait également sur les restes de plantes. En 1842, Logan (9) visita les affleurements et considéra les assises Horton comme une phase de la série

gypsifère et rangea le tout dans le Trias. Cependant, De Verneuil et le comte de Keyserling à qui il avait envoyé quelques fossiles Windsor, annoncèrent que les espèces recueillies étaient identiques aux espèces provenant des sédiments permien de la Russie, du Zechstein, de l'Allemagne ou du Calcaire Magnésien d'Angleterre. Murchison (10) dans son adresse annuelle à la Société Géologique de Londres, en 1843, appuya également cette théorie. Cependant, Lyell après avoir étudié le terrain en 1843 émit une nouvelle hypothèse. Fort des renseignements stratigraphiques et paléontologiques qu'il avait pu recueillir, il annonça que la formation gypsifère et les bancs d'Horton appartenaient tous deux au Carbonifère inférieur et se trouvait par conséquent de beaucoup antérieur au Houiller productif. Il dit notamment des terrains Horton: (11) "Aussi bien dans le district de Windsor qu'aux environs de Shubenacadie, j'ai trouvé une association intime entre les couches à fossiles calcaires, les masses de gypse et les grès houiller à *Sigillaria* et *Lepidodendron*, mais nulle part je n'ai rencontré de couches de charbon propre." Ces conclusions d'ensemble furent confirmées pleinement par les travaux de Dawson (3). Ce fut Dawson cependant qui donna le premier une division nette de ces terrains en deux formations distinctes: à la base, la série Horton ou Houillier productif inférieur, et au sommet, la série Windsor. Récemment des géologues comme Ellis et Fletcher après avoir étudié la structure et la stratigraphie, etc., firent entrer dans le Dévonien la plus grande partie du Carbonifère de Dawson y compris la série Horton. Cette hypothèse donna naissance à une discussion qui n'est pas encore close et qui remet en question non seulement l'âge des séries qui nous occupent mais encore l'âge des formations de Riversdale et Union en Nouvelle-Ecosse ainsi que les terrains à fougères de St-Jean dans le Nouveau-Brunswick. Fletcher en 1900 a publié un résumé intéressant de cette discussion. (12).

Dans ces dernières années, les plantes fossiles de ces couches furent soumises à Kidston d'Angleterre et à David White, de la Commission Géologique des Etats-Unis et ces deux paléobotanistes confirmèrent sans s'être concertés l'âge de la série Horton, Kidston (13) considère ces séries comme Carbonifère inférieur. Quand à White (14) il déclare que "au point de vue uniquement paléobotanique, les terrains d'Horton se trouvent en dessous du calcaire

carbonifère typique (séries Windsor); mais je ne pense pas qu'il faille descendre jusqu'à l'horizon d'Ursa (limite supérieure du Dévonien) ou au-dessous de la limite généralement admise pour le Carbonifère inférieur (Mississipien)." En le comparant avec le Mississipien de Pensylvanie et de Virginie, White semble porté à placer la formation Horton à peu près au même horizon que le Pocono (Minderhook). Il le regarde également comme un équivalent très voisin des schistes Albert du Nouveau-Brunswick et des grès calcifères d'Ecosse. A. Smith Woodward (15) s'est prononcé également pour l'âge carbonifère de la formation Horton en se basant sur les restes de poissons et finalement L. M. Lambe (16) qui a décrit la faune des schistes d'Albert, pense que les deux formations sont contemporaines ou presque contemporaines et qu'elles équivalent aux grès calcifères que l'on trouve dans le Lothian central et occidental et un peu partout aussi en Ecosse.

#### FLORE DE LA FORMATION HORTON

(DAVID WHITE)

La flore d'Horton comme toutes les flores contemporaines qui se trouvent à la base du Carbonifère dans les régions arctiques de l'Alaska, de Bear Island, du Spitzberg et de la Sibérie comme également la flore carbonifère du sillon appalachien, est remarquable à première vue par le petit nombre des genres et des espèces qu'elle renferme et par l'abondance extrême des deux ou trois plantes dominantes à caractère très variable. Les plantes du genre "fougère," probablement des Cycadofilées, varient nettement d'une région à l'autre dans l'hémisphère nord, mais partout elles conservent un caractère commun nettement carbonifère, de sorte que malgré la diversité des noms génériques qu'on leur a donnés leur consanguinité ne peut pas être niée. C'est ainsi que l'*Aneimites* ("Cyclopteris" et "Adiantites"), *acadicus* qui est si caractéristique de la formation Horton, a des caractères génériques et spécifiques extrêmement voisins de l'*A. bellidula* et des autres formes du même genre dans les régions septentrionales. Il est probable qu'il faut également les rapprocher du genre *Triphylopteris* de la région Virginienne du sillon Apalachien. Quelques formes aberrantes des plantes Horton sont difficiles à

distinguer du *Triphylopteris virginiana* de la formation Pocono, de Virginie bien que dans leur ensemble, les espèces soient différentes. L'*Eremopteris* et peut-être le *Rhacopteris* sont des descendants de cet ancêtre commun.

Les tiges décrites par Dawson sous le nom de *Lepidodendron corrugatum*, l'autre plante qui domine toute cette flore, présente dans son écorce des variations extrêmement irrégulières que le rapport sur "les plantes du carbonifère inférieur et de Millstone Grit du Canada" a très bien décrit. Ce type singulier et nettement lépidodendroïde se rattache à un ancêtre composite du Dévonien connu sous le nom d'*Archoeosigillaria*, dans lequel l'alignement des pédoncules est vertical ou transversal quand la croissance est lente, ce qui produit des côtes verticales semblables à celles du groupe de sigillaires *Rhytidolepis*. Au contraire, quand la croissance est rapide, les cicatrices provenant de la chute des feuilles s'espacent et la tige prend un aspect verticillé. Le type de cicatrice *Archoeosigillaria* qu'on a d'abord observé dans l'*Archoeosigillaria* (*Lepidodendron*) *gaspiana* et dans l'*A. primoeva* (du groupe Portage de l'Etat de New-York) survit dans l'*Eskdalia* et dans le *Bothrodendron*. Il est presque impossible de distinguer l'*Archoeosigillaria* *corrugata* au milieu des Lycopodes extrêmement abondants, décrits par Meek dans la formation de Pocono de l'est des Etats-Unis, sous le nom de *Lepidodendron scobiniforme*. Cette dernière plante présente des variations analogues de cicatrices. L'arbre d'Horton a des correspondants très voisins dans plusieurs espèces arctiques contemporaines telles que *Lepidodendron glicanum*.

Il est évident que les plantes à type cycadofilé et lépidodendroïde du Carbonifère de base de l'Amérique du nord durent être très sensibles aux variations de milieu sur ce continent au commencement de la période carbonifère.

La formation Horton correspond dans le centre du sillon Appalachien, à la formation Pocono ("Vespertine") qui est certainement, en partie au moins, contemporaine des bancs du Cap Dyer dans la région du Cap Lisburne du N.O. de l'Alaska. Elle se rattache également au Carbonifère inférieur productif de houille du Spitzberg, de l'île Bear, du Groenland et probablement à la partie inférieure du grès calcifère d'Ecosse.

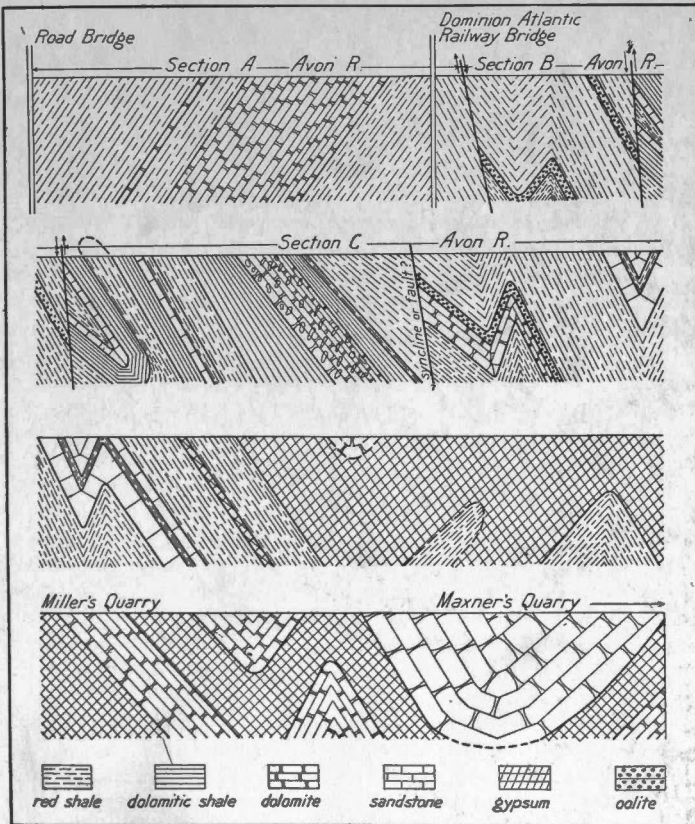
## LA SECTION WINDSOR

## DESCRIPTION GÉNÉRALE

Les terrains des environs de Windsor sont tellement disloqués, épars et recouverts de drifts qu'on n'en peut donner actuellement aucune description sur le terrain. La série comprend plusieurs centaines de pieds de marnes tendres d'un rouge brique ou d'un gris verdâtre interstratifiées avec des gypses et des calcaires qui supportent en discordance des gisements d'âge Riversdale-Union. Quelques bancs calcaires sont très puissants, d'autres au contraire, sont extrêmement minces et sont encaissés entre des schistes ou des gypses. Le gypse qui affleure sur une grande partie d'un district a été exploité en grand depuis plusieurs années. C'est sur la rivière Avon, en aval des ponts de Windsor, que l'on a pris la section typique des calcaires de Windsor. Cette section a pris cependant en stratigraphie, une importance qu'elle ne mérite pas, car les terrains qu'elle renferme sont non seulement plissés mais encore disloqués dans le détail, de sorte que l'on ne peut découvrir leur succession réelle qu'en travaillant dans la boue à marée basse. Le dessin ci-joint essaie de montrer la succession générale des assises. Par endroits les plissements et les failles sont très marqués, les schistes inconsistants ont été entraînés dans de nombreux plis de faible amplitude et ont été fréquemment brisés par de petites failles généralement parallèles à la direction d'ensemble des couches; de leur côté, les lits plus minces de grès ou de dolomie ont cédé aux efforts et ont donné des brèches au sein des schistes voisins écrasés.

Les marnes et les calcaires de la rivière Avon sont séparés par une zone épaisse de gypse des bancs susjaccents de dolomie de la carrière de Miller. A leur maximum d'épaisseur, ces bancs de dolomie ont environ 7 m. 60 et sont encaissés entre deux bancs de gypse. Le contact avec le gypse supérieur est difficile à voir près des ponts, mais on peut l'observer facilement en aval en un point où l'on rencontre 2, m. 70 d'un calcaire marneux gypsifère à faune extrêmement rabougrie. Le calcaire de la carrière de Miller est extrêmement fossilifère avec *Productidés* dominants. Le gypse d'en haut forme également, à la pointe Maxner un synclinal ouvert dont l'axe renferme un

# EXCURSION A I



Sections de Ponts de Windsor à la pointe Maxner



calcaire dolomitique. Les bancs supérieurs de calcaires sont également très riches en fossiles et spécialement en *Beecheria davidsoni*, *Dielasma sacculus*, *Pugnax*, *sp.*, *Parallelidon dawsoni*, *P. hardingi* et *Nautilus avonensis*. Nous donnons ci-dessous une liste des espèces fossiles les plus importantes de la section Windsor.

#### Vers.

*Cornulites? annulatus* Beede. (*Serpulites annulatus* Dawson).

#### Bryozoaires.

*Rhombopora exilis* Beede, (*Stenopora exilis* Dawson).  
*Fenestella lyelli* Dawson.

#### Brachiopodes.

*Beecheria davidsoni* Beede, (*Athyris subtilita* Davidson).  
*Dielasma sacculus* Beede, (*Terebratula sacculus* Davidson).  
*Martinia glabra* Beede, (*Spirifera glabra* Davidson).  
*Spirifer cristatus* Davidson.  
*Camarophoria? globulina?* Davidson.  
*Rhynchonella pugnus?* Davidson.  
*R. ida* Hartt.  
*Productus semireticulatus* Davidson.  
*P. dawsoni* Beede, (*P. cora* Davidson).  
*Centronella anna* Hartt.  
*Pugnax sp.*

#### Pélécyposes.

*Aviculopecten acdicus* Hartt.  
*A. debertianus* Dawson.  
*A. lyelli* Dawson.  
*A. simplex* Dawson.  
*Edmondia harttii* Dawson.  
*E. anomala* Dawson.  
*Cardinia subquadrata* Dawson.  
*Liopteria dawsoni* Beede, (*Bakewellia antiqua* Dawson)  
*Modiola pooli* Dawson.  
*Parallelidon dawsoni* Beede.  
*P. hardingi* Beede, (*Macrodon hardingi* Dawson).

## Gastéropodes.

- Naticopsis howi* Hartt.  
*N. dispassa* Dawson.  
*Plathyschisma? dubium* Dawson.  
*Loxonema acutulum* Dawson.  
*Murchisonia gypsea* Dawson.

## Ptéropodes.

- Conularia planicostata* Dawson.

## Céphalopodes.

- Nautilus avonensis* Dawson  
*Gyroceras harttii* Dawson.  
*Orthoceras dolatum* Dawson.  
*O. vindobonense* Dawson.  
*O. laqueatum* Hartt.  
*O. perstrictum* Hartt.

## Trilobites.

- Phillipsia howi* Billings.

## Ostracodes.

- Beyrichia jonesii* Dawson.  
*Leperditia* sp.

## ÂGE GÉOLOGIQUE DE LA SÉRIE WINDSOR

Avant les travaux de Lyell qui parcourut le pays en 1843, on regardait généralement la série Windsor comme postérieure au Houiller productif en se basant probablement sur la ressemblance des terrains Windsor avec les terrains permien gypsifères de l'Europe. Logan lui-même (9) en 1842, croyait que "les couches gypsifères, les schistes et grès associés et les calcaires fossilifères étaient non seulement postérieurs au Houiller productif mais reposaient sur lui en concordance"; il basait ses conclusions sur l'âge géologique des fossiles. Il déclare en effet, que les fossiles ont un rapport générique très net avec les fossiles du Trias. Gesner (8) faisait rentrer également, en 1843, le Windsor dans le Nouveau Grès rouge. Dans la même année, Murchison (10) en se basant sur les déterminations de fossiles qu'il avait faites en même temps que DeVerneuill et Keyserling admettaient une corrélation avec le Permien. C'est peu de temps après, cependant que Lyell (7) renversa

toutes ces théories en déclarant que le Windsor était d'âge carbonifère inférieur. Il donne d'ailleurs dans ses "Voyages" une courte liste des espèces caractéristiques de fossiles.

Il était réservé à Dawson (3) (pp. 278-314), en 1868, de faire une description complète et exacte de la faune de Windsor; ce fut lui qui montra qu'un grand nombre d'espèces de la faune Windsor se rattachaient aux espèces du Mountain Limestone d'Angleterre; en même temps de Koninck complétait son hypothèse en reliant la formation au Calcaire Carbonifère de Visé en Belgique. Davidson (18) avait décrit auparavant plusieurs des brachiophodes que lui avait envoyés Billings. Enfin How et surtout Hartt ont contribué également par leurs travaux à l'étude de cette faune.

Depuis, cette faune a donné lieu à quelques travaux secondaires. Après plusieurs visites au gisement de Windsor, Schubert (19) déclara en 1910 que "la plus vieille faune de la série à Windsor ne comprend que quelques espèces qui ressemblent à celles de l'époque Kinderhook. Au contraire, dans les dolomies supérieurs de Windsor, apparaît une faune riche, très différente de toutes celles qu'on peut trouver dans le niveau Mississippien d'Amérique et éloignée également de celles des formations analogues d'Europe; de sorte qu'il est difficile d'établir des corrélations. Il semble que ces dolomies doivent se rattacher au Keokuk mais il est possible qu'elles soient plus jeunes attendu que l'on a trouvé un Lithostrotion à Pictou qui n'est pas loin de Windsor." Cette hypothèse a reçu une confirmation par les travaux de Beede (20) qui a décrit une faune analogue trouvée par John M. Clarke dans les îles de la Madeleine.

#### NOTES INDUSTRIELLES

La seule industrie minérale du district de Windsor est l'industrie du gypse. La grandeur des gisements et leur proximité des eaux navigables ont donné naissance à une active industrie et les carrières des environs de Windsor sont ouvertes depuis plus d'une centaine d'années. Dans son "Histoire de la Nouvelle-Ecosse" Haliburton déclare en 1829 que l'on expédiait alors annuellement aux Etats-Unis 100.000 tonnes de gypse utilisé comme engrais. En

1910, l'extraction du gypse dans la province de Nouvelle-Ecosse atteignit 322.974 tonnes dont 10.500 furent transformées sur place en gypse. Le reste de la production fut expédié à l'état brut aux Etats-Unis.

### BIBLIOGRAPHIE

1. Daly, R. A.; Bull. Mus. Comp. Zool., Harvard College, Vol. V. No. 3, 1901.
2. Bailey, L. W.; Trans. Nova Scotian Inst. Sci., Vol. IX, 1894-8, pp. 356-360.
3. Dawson, J. W.; Acadian Geology, 2nd ed., 1868, p. 108.
4. Bailey, L. W.; et Matthew, G. F., Comm. geol. du Canada, Rapport des Travaux, 1870-1, p. 218.
5. Bailey, L. W.; Trans. Soc. Roy. Canada, Vol. 111, 1897, pp. 107-116.
6. Kramm, H. E.; Comm. Géol. du Canada, Rapport Somm., 1911, p. 326.
7. Brown,; La Nouvelle-Ecosse d'Haliburton, 1829.
8. Gesner, A.; Compte-rendu de la Soc. Géol. de Londres Vol. IV, 1843, pp. 186-190.
9. Logan, W. E.; Compte rendu de la Soc. Géol. de Londres, Vol. III, 1842, pp. 707-712.
10. Murchison, R.; Compte rendu de la Soc. Géol. de Londres, Vol. IV, 1843, pp. 124-125.
11. Lyell, C.; Voyages dans l'Amérique du Nord, 2ème ed., Vol. II, 1855.
12. Fletcher, H.; Trans. Nova Scotian Inst. Sci., Vol. XIII, 1900, pp. 235-244.
13. Kidston, R.; Comm. Géol. du Canada, Rapp. Ann., Vol. XII, 1899, p. 203A.
14. White, D.; Can. Rec. Sci., Jan. 1901, pp. 271-275.
15. Woodward, A. S.; Comm. Géol. du Canada, Rapp. Ann., Vol. XII, 1899, p. 203A.
16. Lambe, L. M.; Comm. Géol. du Canada, Rapp. Somm., 1908, p. 177.
17. Lyell, C.; Compte rendu de la Soc. Géol. de Londres, Vol. IV, 1843, pp. 184-186.
18. Davidson, T.; Journ. Soc. Géol. de Londres, Vol. XIX, 1863, p. 158.
19. Schuscert, C.; Bull. Géol. Soc. America, Vol. XX, 1910, p. 551.
20. Beede, J. W.; Bull. Musée de l'Etat de New-York, No. 149, 1910, pp. 156-186.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE

## DE WINDSOR A TRURO

(G. A. YOUNG)

Milles et  
Kilomètres.

0 ml.

0 km.

**Windsor.**—Alt. 26 pds. (7m. 9) Entre Windsor et Truro, le chemin de fer du Pacifique Canadien se dirige vers l'est et traverse un district dont la partie occidentale est formée de couches carbonifères appartenant à la série Windsor. On peut voir sur une large bande, de chaque côté de la rivière Ste-Croix, des affleurements de schistes. On peut les suivre au sud sur environ 4 kilomètres et au nord sur environ 24 kilomètres presque jusqu'à la rive de la baie de Minas. Partout, on constate que les couches sont plissées, écrasées et probablement aussi traversées par de nombreuses failles. Bien que souvent les couches soient verticales ou très redressées, on peut dire en général que le plongement ne dépasse pas 30°.

Au sud, la série Windsor se termine contre un grand district précambrien constitué par les séries aurifères et recoupé par de nombreux massifs granitiques d'âge dévonien. Le chemin de fer traverse ce district précambrien d'Halifax à Windsor. Par endroits le contact entre le Windsor et le Précambrien ne se fait pas directement mais par l'intermédiaire de bandes étroites d'Horton (horizon inférieur du Carbonifère). Les couches de Windsor reposent en discordance sur le Précambrien et reposent aussi probablement en discordance sur l'Horton. Au nord, les couches de Windsor sont limitées par une bande étroite de largeur variable de grès, schistes, ardoises, etc., que Hugh Fletcher a rangée dans le Dévonien en admettant qu'elle supportait en discordance le Windsor. Il est probable qu'au moins une partie de ce soi-disant Dévonien correspond à la série Horton et est par conséquent d'âge carbonifère. Il se peut que l'autre partie de ce soi-disant Dévonien corresponde à la série Riversdale-Union et qu'elle soit par conséquent plus jeune que la série Windsor.

Milles et  
Kilomètres.

A 2 km. 4. à l'est de Windsor, le chemin de fer s'approche de la rive sud de la rivière Ste-Croix qui se jette dans l'Avon à Windsor. Le chemin de fer suit alors la rivière de très près pendant un certain temps et traverse plusieurs tranchées taillées dans le gypse. Un peu plus loin, le chemin de fer passe au-dessus de la rivière Ste-Croix. et s'engage dans la vallée de la rivière St-Hébert, petit affluent de la rivière Ste-Croix. Le chemin de fer passe dans une nouvelle tranchée de gypse puis court pendant un certain temps sur une berge formée de gypses et de calcaires.

6.30 ml. **Station de Brooklyn** — Alt. 33 pds. (10 m.) Le  
1 km.45. chemin de fer remonte la rivière St-Hébert pendant

un mille et demi après Brooklyn puis tourne au nord pour franchir une petite ligne de crête (altitude 49 mètres) pour redescendre dans la vallée de la rivière Kennetcook. Le pays est légèrement ondulé et les vallées sont relativement larges.

12.10 ml. **Station de Mosherville** — Alt. 39 pds. (11 m. 9.)

19 km.1. A partir de Mosherville, le chemin de fer se dirige vers l'est et monte la large et plate vallée de la rivière Kennetcook qui se jette dans l'Avon. Le pays est très uni et marécageux pendant un certain nombre de milles, vers le nord. A mesure qu'on avance vers l'est la vallée se rétrécit graduellement.

18.70 ml. **Station de Clarksville** — Alt. 70 pds. (21 m.) A

30 km.1. peu près à 3 km. 2. après Clarksville, le chemin de fer traverse la rivière Kennetcook (altitude 18 m. 90) A 3 km. 2. environ au sud du pont se trouve la limite sud du bassin sédimentaire Windsor. Au sud de cette limite apparaît le soi-disant Dévonien en bordure d'une chaîne de hauteurs (Précambrien aurifère) qui se termine à quelques milles à l'est. Le "Dévonien" entoure cette chaîne à la façon d'un anticlinal et est bordé sur le flanc sud de la chaîne par une large zone de terrains Windsor. Ces terrains "Dévoniens" sont formés en partie de grès et de schistes contenant quelquefois de minces couches de charbon. Ils semblent supporter les couches de Windsor et

Milles et  
Kilomètres.

c'est pour cela que Hugh Fletcher les a rangés dans le "Dévonien." Si comme l'étude du terrain semble l'indiquer, les couches "dévonniennes" supportent les couches Windsor, il est cependant possible de leur assigner un âge carbonifère et il est probable qu'en partie, au moins, elles correspondent à la série Horton.

16.50 ml. **Station de Kennetcook**—Alt. 97 pds. (29 m. 6) A

26 km. 5 Kennetcook le bassin sédimentaire Windsor se rétrécit et n'a pas plus de 1.600 mètres de large. Il est limité, des deux côtés par les couches "dévonniennes." Au nord, le "Dévonien" forme une chaîne de collines d'environ 17 kilomètres de long et 3 km. 2 de large et semble appartenir à un anticlinal ouvert. Il renferme de minces couches de charbon et ainsi que l'a fait remarquer Fletcher, il ressemble au Millstone Grit, ce qui n'a pas empêché ce géologue de ranger ces terrains dans le "Dévonien." Pratiquement, on ne connaît rien de la paléontologie de ces sédiments, ce qui aurait pu fixer d'une façon précise leur âge. Ainsi que nous l'avons dit, il est très probable qu'une partie de ces sédiments "dévonniens" supportent la série Windsor mais il est possible également que d'autres parties de cette formation soient postérieures au Windsor et doivent se ranger dans le Millstone Grit ou peut-être en partie dans le groupe de Riversdale-Union. L'impossibilité où l'on est de reconnaître la présence des couches pennsylvaniennes dans les affleurements "dévonniens" peut provenir du peu de netteté de la discordance entre le Millstone Grit et le carbonifère ancien; le cas est fréquent dans un certain nombre de districts carbonifères de la Nouvelle-Ecosse.

30 ml. **Station de Patterson**—A partir de Patterson en  
32 km. 1 se dirigeant à l'est, le chemin de fer traverse la bande "dévonienne" qui limite au nord, la zone étroite de sédiments Windsor.

A 3 km. 2 à l'est de Patterson, le chemin de fer pénètre de nouveau dans un autre bassin allongé de sédiments Windsor; à peu près un mille plus loin, il traverse une ligne de partage des eaux (altitude 52m) qui sépare les eaux du bassin

Milles et  
Kilomètres.

de la rivière Kennetcook, des eaux du bassin de la rivière Fivemile. Le chemin de fer descend alors la vallée de la rivière Fivemile jusqu'au niveau de la rivière Shubenacadie.

35 ml. **Station de Burton**—Alt. 141 pds. (42m. 9) Aux  
56 km. 3. environs de Burton, la bande étroite de sédiments Windsor qui s'allongeait en bordure de la rivière Kennetcook se joint à un bassin plus large qui s'étend à l'ouest jusqu'à la rivière Avon à Windsor. A l'est, ce bassin se prolonge le long de la vallée de la rivière Fivemile mais en se rétrécissant continuellement, de sorte qu'à l'embouchure de la rivière Fivemile, on ne retrouve plus qu'un lambeau qui s'écarte de la rivière et qui s'évanouit sous forme d'un ruban étroit, de quelques mètres de largeur.

La vallée de la rivière Fivemile est très étroite. De temps en temps, on y peut voir des affleurements de gypse, de schistes rouges, de calcaires schisteux et de grès rouges.

A un demi-mille en amont de South Maitland, la vallée s'élargit brusquement et le chemin de fer s'engage dans les terrains "dévonien" qui forment la lisière sud du bassin Windsor.

4.1 ml. **Station de South Maitland**—Alt. 32 pds. (9m. 8)  
64 km. 5. En quittant South Maitland, le chemin de fer traverse la rivière Shubenacadie dont la berge ouest laisse apparaître plusieurs affleurements de roches noires "dévoniennes." La rive est de la rivière est au contraire, formée de couches Windsor qui se prolongent vers l'est pendant plusieurs milles. Après avoir traversé la Shubenacadie, le chemin de fer remonte d'abord pendant quelque temps, la vallée d'un petit ruisseau puis se dirige vers le nord et s'élève peu à peu jusqu'au sommet d'un plateau légèrement ondulé (altitude du chemin de fer au sommet 71m. 6).

45.5 ml. **Station de Princeport**—Alt. 212 pds. (64m. 6)  
73 km. 2. Au sortir de Princeport, le chemin de fer traverse la frontière nord du district occupé par les séries Windsor et pénètre dans une région de terrains "dévonien" appartenant à la formation Union.

Au fur et à mesure que le chemin de fer descend jusqu'à la plaine triasique qui borde la baie de



Milles et  
Kilomètres.

Minas, on aperçoit plus distinctement la baie ainsi que la côte de l'autre côté de la baie.

50.8 ml. **Station de Clifton**—Alt. 31 pds. (9 m. 4) Clifton

80 km. 6 se trouve tout près des terrains de mer basse qui bordent l'estuaire de la rivière Salmon au fond de la baie de Minas. De chaque côté de la rivière, affleurent les terrains triasiques presque entièrement formés de schistes rouges, de grès et de conglomérats. Dans les environs, toutes ces assises sont presque horizontales et n'ont subi aucune dislocation. Le Trias apparaît de place en place sur la rive sud du bassin de Minas jusqu'à l'embouchure de la rivière Avon et il n'y a aucun doute qu'on se trouve là en présence d'un prolongement plus de 160 kilomètres à l'est de l'embouchure de la rivière Avon dans la vallée de Cornwallis-Annapolis. On a jamais rencontré de fossiles dans ce Trias mais on a pu établir nettement sa liaison avec la série Newark des Etats de l'Atlantique.

57.8 ml. **Truro**. Alt. 60 pds. (18m.) Truro se trouve en

93 km. lisière sud du district triasique. On peut voir à 800 mètres au sud de la station des affleurements de la formation Union.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE

### D'HALIFAX À ENFIELD

(G. A. YOUNG)

Milles et  
Kilomètres.

0 ml. **Halifax**.—Pour la description de la route d'Halifax à Windsor Junction, voir l'itinéraire du Voyage d'Halifax à Avonport.

11.9 ml. **Windsor Junction**.—Alt. 129 pds. (39m. 3) A

22.4 km. la sortie de Windsor Junction, le chemin de fer Intercolonial longe la rive orientale d'un petit lac. C'est au fond de ce lac que le chemin de fer pénètre dans un district à ardoises noires du niveau supérieur de la série aurifère. Ces ardoises forment une bande d'environ 5 kilomètres de large et ont été entraînées dans deux plissements synclinaux allongés du S.O. au N.E.

Peu après être rentré dans cette zone d'ardoises, le chemin de fer se rapproche du lac Long dont il

Milles et  
Kilomètres.

suit la rive occidentale. Au pied du lac, la rive orientale forme la lisière occidentale d'un massif granitique d'environ 2 km. 8 de diamètre. Ce massif éruptif ne semble pas avoir affecté la structure des sédiments environnants.

En quittant le lac Long, le chemin de fer tourne vers l'est et court parallèlement à la direction des bancs d'ardoises. Il passe en vue du lac Shubenacadie puis traverse un petit ruisseau qui se jette dans le lac. Ce petit ruisseau draine les eaux d'une série de quatre lacs longs et étroits qui se logent dans une étroite vallée N.O.-S.E. bordée par de petites collines d'une altitude de 50 à 100 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le lac du sud de cette série n'est qu'à 28 mètres au-dessus du niveau de la mer et ne se trouve qu'à 4 km. 8 de l'Atlantique; il est séparé par une ligne de faite d'une altitude d'environ 28 m. 9 d'un lac qui s'écoule dans le port d'Halifax.

21.3 ml. **Station de Wellington**—Alt. 76 pds. (23 m. 2)

34 km. 3 Après Wellington, le chemin de fer traverse plusieurs tranchées taillées dans des ardoises noires, mais aux environs du lac Shubenacadie il pénètre dans une large bande de quartzites appartenant à la division inférieure de la série aurifère. Les bancs de quartzites sont plissés et on y a reconnu deux anticlinaux accompagnés de plissements secondaires.

23.1 ml. **Station de Grand Lake**—Alt. 58 pds. (17 m. 7)

37 km. 2 De la station, on peut voir la chaîne de hauteurs (180 à 215 mètres) qui ferme à l'ouest la vallée de Shubenacadie. Pendant un certain temps, le chemin de fer longe le lac Shubenacadie puis traverse un certain nombre de tranchées de quartzites. Le chemin de fer longe alors la rive occidentale d'un petit lac, mais à Sandy Cove, il se rapproche de nouveau du lac Shubenacadie.

25. ml. **Station de Sandy Cove**—Alt. 62 pds. (18 m. 9)

40 km. 2 A une petite distance au-delà de Sandy Cove, le chemin de fer s'écarte définitivement du lac Shubenacadie et pénètre dans la région carbonifère de la vallée de la rivière Shubenacadie qui forme le déversoir du lac du même nom. Les assises carbonifères sont formées de gypses, de

schistes, de calcaires, etc., et appartiennent probablement au niveau Windsor (Mississipien). La limite entre le Carbonifère et la série aurifère se dirige à peu près de l'est à l'ouest et suit pendant un certain temps la rivière Shubenacadie. Le chemin de fer traverse cette rivière un peu avant d'arriver à Enfield.

27.7 ml. **Station d'Enfield**—Alt. 63 pds. (19 m. 2)  
44 km. 5

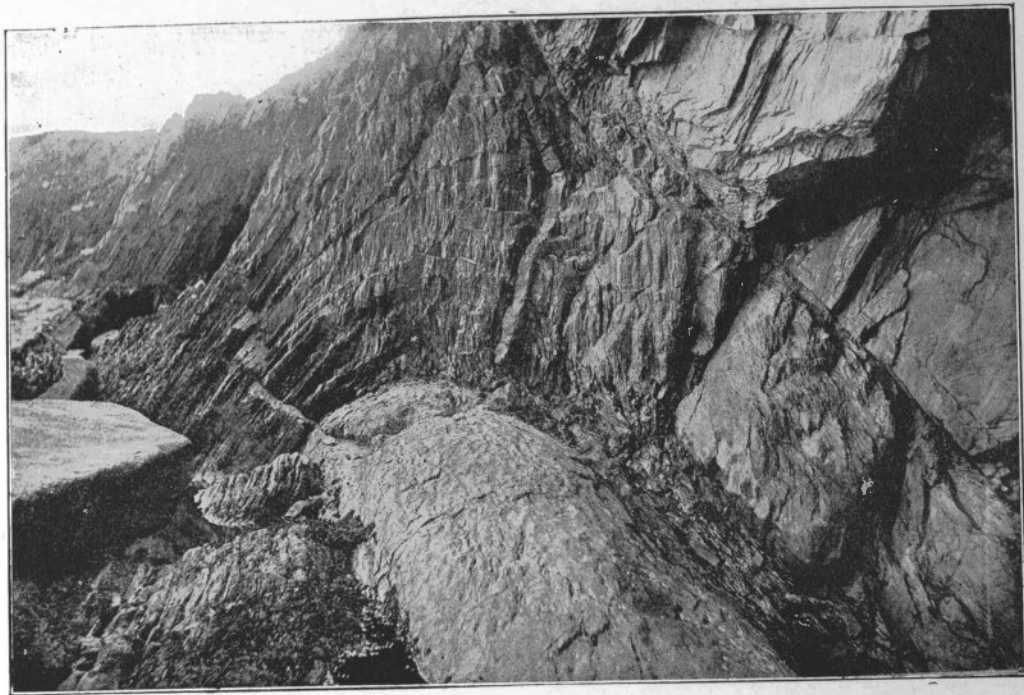
## LA SERIE AURIFERE DE LA NOUVELLE-ECOSSE

(E. R. FARIBAULT)

### INTRODUCTION

La série aurifère de la Nouvelle-Écosse occupe tout le sud de la péninsule et s'étendent le long de la côte de l'Atlantique de Canso à Yarmouth. Elle comprend une grande épaisseur de quartzites et de schistes concordants, étroitement plissés, engagés dans de longs anticlinaux est-ouest et envahis par de nombreux batholithes de granit et par quelques dykes de diabase. Aux environs du granit, les sédiments sont métamorphisés en gneiss et en schistes. La paléontologie n'a pas permis de déterminer l'âge de ces séries car presque jamais on n'y rencontre de fossiles. A la suite d'analogies lithologiques on a admis jusque dans ces dernières années que ces terrains étaient d'âge Cambrien inférieur mais actuellement la tendance est de les ranger dans la fin du Précambrien. Les gîtes aurifères apparaissent sous forme de veines de quartz généralement interstratifiées et accumulées en grand nombre dans les dômes d'anticlinaux inclinés. La découverte de l'or date d'une cinquantaine d'années et depuis cette époque de nombreux géologues ont étudié le district.

La série aurifère est moins remarquable par la quantité de métal précieux qu'elle a produit que par l'énormité de l'épaisseur des sédiments qui s'y succèdent en concordance, par la variété intéressante de schistes qu'ont produit les actions ignées et dynamiques et surtout par la magnifique structure en forme de dôme des veines interstratifiées. C'est cette structure qui a donné naissance parmi les géologues de ces cinquante dernières années à tant de théories diverses.



Anticlinal dans la formation schisteuse d'Halifax montrant les plans de sédimentation et de clivage, les veines interstratifiées et obliques en même temps que l'axe de l'anticlinal plongeant de  $5^{\circ}$ , à l'extrémité orientale du dôme. District aurifère d'Owens, N.E., 1909.

C'est moi-même (10) qui ai relevé pendant de nombreuses années et avec un grand souci du détail, la structure géologique de la plus grande partie de la région aurifère, depuis son extrémité orientale jusqu'à Liverpool et Kentville. Les résultats de mes travaux ont été publiés par la Commission Géologique, sous forme de cartes à l'échelle d'un mille au pouce ou de plans de détails des districts miniers. En même temps ont paru plusieurs rapports partiels qu'on trouvera dans les Rapports Sommaires annuels. La partie S.O. de la région a été relevée, mais avec moins de détails, pour la Commission géologique, par L. W. Bailey. En 1913, la Commission géologique a publié un rapport d'ensemble de W. Malcolm (11) sous le titre de "Champs d'or de la Nouvelle-Ecosse," on trouvera là une description complète et systématique des travaux qui ont été faits sur le terrain. L'étude que je présente ici a été en grande partie tirée de ce rapport.

Toute la surface de la région aurifère a été soumise à une puissante érosion et tout ce qui reste actuellement d'une contrée probablement très élevée et très accidentée autrefois est un plateau usé presque jusqu'au niveau de la mer, dont la surface laisse apparaître les tranches des vieux sédiments plissés et relevés et les amas usés et sans relief des granits éruptifs. Ce plateau a une pente générale vers le sud, c'est-à-dire vers l'Atlantique; vers le nord, il forme un long escarpement dont l'altitude varie de 150 à 250 mètres.

## LA SÉRIE AURIFÈRE

La série aurifère est une des plus anciennes séries sédimentaires de la province. On la suit le long de l'Atlantique sur toute la péninsule mais on ne la retrouve pas dans l'île du Cap Breton. Entre Canso et Yarmouth, elle couvre une longueur de 442 kilomètres; quant à sa largeur, elle varie de 16 kilomètres à son extrémité orientale à 120 kilomètres à son extrémité occidentale. On estime sa superficie à 26.568 kilomètres carrés, soit à peu près la moitié de la superficie totale de la province. Sur ce chiffre, il faut compter environ  $\frac{1}{3}$ , soit 10.000 kilomètres carrés comme formé par du granit.

En 1904, J. E. Woodman (6) lui donna le nom de série Méguma; cependant le nom de série aurifère a été employé si longtemps et si souvent que nous avons pensé préférable de nous en tenir à l'usage courant.

Les roches sédimentaires comprennent essentiellement des bancs épais de quartzites et de schistes qui semblent se suivre en concordance. Au point de vue lithologique, la série a été divisée en deux formations distinctes et concordantes: le niveau inférieur connu sous le nom de formation de quartzites ou formation de Goldenville, et le niveau supérieur connu sous le nom de formation ardoisière ou formation d'Halifax. Cependant dans le comté de King, au sud de la vallée de Cornwallis, les ardoises de la formation d'Halifax sont recouvertes apparemment en concordance par quelques bancs épais d'un quartzite compact blanc rosé et par une série d'ardoises d'un brun noir ou d'un brun fauve qu'on n'a jamais retrouvé ailleurs le long de l'Atlantique et auxquels on a donné le nom de formation de Gaspereau. Jusqu'à ce qu'on ait pu prouver d'une façon certaine, la concordance de ces deux formations, nous devons admettre seulement comme hypothèse que la formation de Gaspereau fait partie de la série aurifère.

En mettant à part la formation de Gaspereau, on estime que l'épaisseur totale de la série aurifère est d'environ 10.800 mètres; si on y comprend la formation de Gaspereau qui lui fait probablement suite en concordance, l'épaisseur totale atteint 11.660 mètres.

### *Formation de Goldenville*

La formation de Goldenville comprend principalement des grès quartzeux ou des quartzites en bancs épais, d'une couleur gris bleuâtre ou gris verdâtre, généralement feldspathiques et micacés, contenant souvent de gros cubes de pyrites de fer, et se décomposant à l'air en un gris légèrement teinté de houille. Au milieu de ces quartzites on rencontre de nombreux lits interstratifiés de schistes argileux, siliceux ou micacés dont la couleur est voisine du gris et qui tantôt se chargent de sable et passent à des quartzites, tantôt se chargent de calcaires ou de pyrites. A la base de la formation, les lits schisteux deviennent de plus en plus nombreux et atteignent souvent une grande épaisseur. A l'extrémité ouest de la région aurifère, certains horizons sont très pauvres en lits schisteux; les bancs de quartzite deviennent de plus en plus puissants et la roche prend un aspect plus massif, plus grossier et plus siliceux. On a estimé l'épaisseur de la formation de Goldenville à 4.880 mètres à Moose River, dans le comté d'Halifax; en 1912,

j'ai mesuré une épaisseur de plus de 7.242 mètres dans la baie de Liverpool, comté de Queens.

### *Formation d'Halifax.*

La formation d'Halifax comprend essentiellement des ardoises argileuses et siliceuses de couleur variable mais généralement foncées ou noires. Ces ardoises, généralement graphitiques et pyriteuses, passent dans certains niveaux à des argillites talqueuses gris verdâtre ou gris bleuâtre ou à des bancs arénacés chargés de chlorite et rubannés en gris et gris clair. Les ardoises renferment souvent des bancs chargés de dalles de silex et imprégnés d'extrêmement nombreux petits cubes de pyrite; quelquefois la pyrite elle-même forme des paquets compacts entre les lits. En certains points à l'est d'Halifax, la base de la formation se reconnaît par la présence de quelques lits de calcaire siliceux. A l'extrémité orientale de la région aurifère, la ligne de séparation entre les formations Golden-ville et Halifax est nettement marquée par le passage brusque du quartzite à l'ardoise; au contraire, à l'extrémité occidentale, la transition est insensible et les ardoises arénacées grises de la formation supérieure sont interstratifiées avec les quartzites.

L'épaisseur de la formation d'Halifax a été mesurée le long de la Black River jusqu'à la base des quartzites de Whiterock de la formation Gaspereau et elle a donné le chiffre de 3.570 mètres.

### *Facies métamorphiques.*

On trouve assez souvent dans toute la région aurifère, mais toujours sur des étendues limitées, diverses variétés de schistes cristallins et de gneiss. Ces roches métamorphiques forment des zones plus ou moins continues autour des masses granitiques, mais il n'est pas rare qu'elles apparaissent en lambeaux irréguliers, à plusieurs milles de distance des massifs granitiques.

Les gneiss sont surtout formés de quartzites et de mica; ils sont bien foliacés et leur structure est grossièrement cristalline. Les schistes sont surtout formés de mica accompagné souvent de staurotide ou d'andalousite et moins fréquemment de hornblende ou de grenat. Quelques couches sont très chargées de pyrite de fer et quelques

échantillons ont donné de la sillimanite. L'abondance du mica donne à la roche un léger lustre gris d'argent. C'est à l'extrémité orientale de la région aurifère qu'on rencontre surtout les schistes à gros cristaux d'andalousite et de staurotide; au contraire les schistes à gros cristaux de hornblende se rencontrent uniquement dans l'ouest, mais ils atteignent parfois là un grand développement.

Dans la zone de métamorphisme qui entoure le granit, on observe très bien au fur et à mesure qu'on s'approche du granit tous les degrés de transformation, depuis les ardoises et les quartzites inaltérés jusqu'aux schistes complètement recristallisés et aux gneiss.

On rencontre également quelquefois de petites zones de métamorphisme dynamique au sommet de certains plis très aigus, là où les roches ont souffert le plus de la compression. Ces phénomènes s'observent particulièrement dans l'est, là où les terrains ont été plissés plus étroitement.

### *Tectonique*

On comprendra l'importance de l'étude de la tectonique des séries aurifères quand on saura combien la distribution des gisements d'or se rattache étroitement à la structure géologique. Il n'est pas commode de débrouiller cette structure car il n'y a qu'un niveau qu'on puisse suivre dans toute la région, c'est la limite entre les deux formations de Goldenville et d'Halifax et encore n'est-ce pas toujours aisé; car si dans l'est la limite est tranchée, dans l'ouest elle est loin d'être aussi distincte. La structure de la formation de Goldenville est généralement plus facile à déchiffrer que celle d'Halifax dans laquelle le clivage des ardoises a pris souvent une telle importance qu'il obscurcit presque complètement toute trace de stratification. Lorsqu'on traverse les séries aurifères du nord au sud, on voit se répéter alternativement les formations d'Halifax et de Goldenville, chacune des répétitions ayant une largeur variant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Lorsqu'on étudie de près la structure de ses zones, on s'aperçoit que les couches ont été plissées étroitement et forment une série d'anticlinaux et de synclinaux parallèles dont les parties supérieures ont été enlevées par l'érosion.

Dans l'est de la région aurifère, la largeur des zones de quartzites est généralement plus grande que celle des ardoises; au contraire, dans l'ouest les deux formations ont



des largeurs à peu près égales. Dans la moitié orientale de la région, ces zones vont généralement de l'est à l'ouest, au contraire dans la moitié occidentale, elles vont du N.E. au S.O. Dans l'est, les zones d'ardoises prennent généralement la forme d'ellipses très allongées entourées par des quartzites; au contraire dans l'ouest ce sont les zones de quartzites qui forment des ellipses et ce sont les ardoises qui les bordent. La différence principale de structure entre l'est et l'ouest est que dans l'est, les plis sont beaucoup plus serrés et que les couches plongent généralement sous des angles variant de  $60^{\circ}$  à  $90^{\circ}$ , au lieu que dans l'ouest, le plongement se fait généralement sous des angles plus faibles. Cette différence provient probablement de ce que dans l'ouest, les bancs de quartzites consistants sont beaucoup plus épais et ont résisté à la pression beaucoup plus que les minces lits alternants d'ardoises et de quartzites de l'est.

Le long des axes anticlinaux, les couches forment une série de dômes dus à l'ondulation de la ligne de crête des anticlinaux. On a d'abord cru que ces dômes correspondaient à une deuxième série de plissements parallèles recoupant les premiers plissements sous un angle voisin de la normale, mais on s'est aperçu que dans l'est de la région ces dômes ne s'alignaient pas les uns sur les autres. Dans l'ouest cependant, on a cru observer de place en place, l'existence de larges ondulations ayant une orientation N.E.-S.O. mais généralement sur de courtes distances. Il faut dire toutefois qu'il existe dans le comté de Queens un anticlinal transversal important qui a provoqué la formation de dômes sur les anticlinaux principaux et en même temps un développement considérable de quartzites. Le résultat, c'est que l'on voit affleurer à la surface les bancs les plus anciens de la série. La compression qui produisit ces ondulations secondaires est probablement contemporaine de celle qui donna naissance aux longs plissements est-ouest, mais d'une façon générale, les dômes sont la manifestation d'une action locale.

Quand les anticlinaux sont à peu près parallèles, leur longueur varie de quelques kilomètres à 160 kilomètres. Quelquefois deux anticlinaux se réunissent pour n'en former qu'un seul qui se continue dans le prolongement, mais il se produit alors un écrasement des couches, au point de jonction. D'autres fois, un anticlinal disparaît, mais à peu de distance dans son prolongement, on en retrouve un autre. Il arrive également qu'un anticlinal se disloque en

une série de plis courts allongés en échelons et l'ensemble apparaît comme un seul grand plissement. Il est extrêmement fréquent, particulièrement dans l'ouest et surtout dans la formation d'Halifax de rencontrer des zones d'écrasement de plusieurs milles de longueur sur les flancs des anticlinaux principaux. A cause de sa nature plus plastique, la formation d'Halifax est plissée à petits plis et comme ridée le long de ces zones; au contraire, les bancs de quartzites échappent à ces plissements secondaires. De même, sur les pentes des dômes, le long des axes des anticlinaux, on peut voir que les schistes se rident partout où ils viennent en contact avec le noyau central de quartzites.

Les grands plissements se succèdent généralement à 4 km. 8 d'intervalle et les dômes se suivent le long des anticlinaux de 16 à 32 kilomètres de distance. Bien que les flancs des anticlinaux soient généralement très redressés et même fréquemment retournés, les plongements vers l'ouest ou vers l'est sont rarement supérieurs à 30°. A Oldham, par exemple, le flanc sud plonge à 70° et le flanc nord à 60°, tandis que vers l'ouest le plongement est de 25° et vers l'est de 40°. Ces pentes varient beaucoup d'un endroit à un autre et sur de courtes distances, c'est ainsi qu'en deux points situés à moins de 150 mètres l'un de l'autre à Waverley le plongement passe de 5° à 24°; à Oldham, le plongement qui était de 30° à la surface passe à 40° à une profondeur de 270 mètres.

Les séries aurifères sont traversées par de nombreuses failles qu'on peut diviser en deux catégories, savoir: les failles tectoniques et les failles locales.

Les failles locales sont celles qui affectent un district aurifère et qu'on ne suit que sur une faible distance, soit en surface, soit en profondeur. Leur origine se rattache étroitement à la formation des dômes et il n'est pas rare de les rencontrer en disposition rayonnante, à partir du centre du dôme; telle est par exemple la faille de l'est du district d'Oldham.

Les failles tectoniques, au contraire, peuvent se suivre sur plusieurs milles de longueur et recoupent les plis les uns après les autres. Elles forment une succession de cassures grossièrement parallèles entre elles et dirigées du N.O. au S.E. Presque toutes celles de la moitié orientale du bassin aurifère sont connues sous le nom de failles gauchères, parce que c'est à la gauche d'un observateur placé en face de la faille, que s'est produit le déplacement horizontal des

terrains. Au contraire, les failles du comté de Kings sont toutes des failles droitières. Souvent les failles ont eu une influence déterminante sur le cours remarquablement rectiligne de certains ruisseaux et rivières ainsi que sur l'alignement des vallons et des nombreuses sources d'eaux froides. C'est dans l'est que se trouvent les plus grandes failles: quelques-unes ont pu être suivies sur toute la largeur des séries, et le déplacement horizontal des terrains, le long de leur direction, varie d'une fraction de un mille à un mille et demi. Au contraire, les nombreuses failles du comté de Kings ont un déplacement horizontal qui varie de quelques pieds à 900 pieds.

A côté de ces plissements et de ces failles, d'autres phénomènes ont affecté les terrains et ont provoqué la formation de brèches, de plans de clivage, de plans de diabase, etc. Il est probable que les innombrables veines de quartz qui circulent entre les plans de stratification des dômes proviennent de l'infiltration de solutions siliceuses dans des fissures produites par les plissements trop aigus et par les glissements des terrains les uns sur les autres. Les fissures qui correspondent aux veines transversales sont dues aussi à des mouvements mais à des mouvements locaux, contrairement aux veines interstratifiées qui sont dues aux grandes poussées. On connaît cependant quelques veines transversales dans de grands plans de faille.

Dans toute la région, les roches présentent des clivages évidents. En certains points et notamment au voisinage des anticlinaux et synclinaux serrés, les quartzites ont été comprimés et transformés en schistes quartzifères, et les ardoises, en schistes micacés. Les plans de clivage sont parallèles aux axes des plis et sont très inclinés, souvent très voisins de la verticale. Un fait remarquable, c'est qu'aux environs des anticlinaux, les plans de clivage plongent vers l'axe de plissement. Dans les lits ardoisiers recoupés de veines de quartzites, les plans de clivage s'incurvent fréquemment à mesure qu'on s'approche du sommet de la zone finement ondulée. Il est fréquent de trouver des dentelures très nettes, le long des plans de lits; il faut les attribuer à des déplacements le long des plans de clivage et il est possible que les gaufrages des épontes de certaines veines de quartz aient la même origine.

A la voûte des anticlinaux, l'épaisseur des bancs ardoisiers de la formation de Goldenville est souvent beaucoup plus grande que sur les flancs. Il est probable qu'au

moment du plissement, les couches durent glisser les unes sur les autres. Comme la pression au sommet des plis était moins intense et comme l'ardoise était plus plastique que le quartzite, l'ardoise put se déplacer et remonter le long des flancs jusqu'à la voûte. En certains points la pression fut même assez grande pour chasser toute l'ardoise et faire s'empiler les uns sur les autres les bancs de quartzites. Cette compression des flancs des anticlinaux dut avoir pour effet, de diminuer considérablement l'épaisseur primitive des sédiments. Lorsque nous avons calculé l'épaisseur de la série, nous n'avons pas tenu compte de cette compression, de sorte qu'il est raisonnable de supposer que, primitivement l'épaisseur des sédiments était beaucoup plus grande que celle qu'on peut mesurer actuellement, mais il est difficile d'apprécier l'épaisseur qu'on a ainsi perdue.

### *Age.*

Les séries aurifères ont été rattachées par les divers géologues qui les ont étudiées, à divers niveaux s'étendant du Précambrien à l'Ordovicien. Bien que pendant longtemps, on ait généralement admis un âge cambrien inférieur, les derniers travaux tendent à faire ranger ces terrains dans le Précambrien. De temps en temps on a découvert certaines traces ou certaines formes vagues de vie organique mais le plus souvent ces prétendus restes organiques n'étaient pas autre chose que des concrétions; d'autres fois un doute s'est élevé, et on s'est contenté de discuter leur origine organique. Jamais on n'a pu obtenir de renseignements ayant une valeur paléontologique quelconque. Dans les formations voisines, la plus ancienne série semble être la série fossilifère des comtés d'Annapolis et de Digby qu'on a rattachée au Silurien et au début du Dévonien. Le seul moyen de fixer un âge à ces séries aurifères, c'est d'essayer de trouver des ressemblances lithologiques avec des formations éloignées; mais si intéressantes que soient ces comparaisons, elles ne donnent aucun renseignement absolument certain.

Dawson (2) et Hind considérèrent d'abord les séries comme probablement Ordoviciennes. Plus tard Selwyn fit remarquer leur ressemblance avec les séries cambriennes inférieures à Lingules du nord du pays de Galles. Postérieurement, Dawson pensait également que ces séries étaient cambriennes. Depuis, différents auteurs ont fait remarquer la ressemblance qui existait entre les séries

aurifères de la Nouvelle-Ecosse et les schistes et ardoises précambriens de la péninsule d'Avalon, à Terre-neuve. Dès 1868, Murray déclarait que la ressemblance "était trop frappante et trop nette pour pouvoir être négligée et il est certain que de nouvelles recherches montreront l'équivalence des deux formations." Walcott, Van Hise et Matthew étaient du même avis.

En étudiant le district qui se trouve au sud de Wolfville et de Kentville, dans le comté de King, (1908) j'ai montré qu'à l'exception des couches Siluriennes de New Canaan, toutes les assises semblent se succéder en concordance et appartenir à la série aurifère bien qu'elles comprennent un niveau d'ardoises d'un brun fauve où le *Dictyonema websteri* fut trouvé en divers points.

Le problème reste donc à résoudre et jusqu'à ce qu'on ait apporté des faits nouveaux, il faut regarder les séries aurifères comme d'âge précambrien.

## INTRUSIONS GRANITIKES

Du granit s'est fait jour un peu partout dans la région aurifère, sous forme de massifs batholitiques dont la plus grande partie part de la côte aux environs d'Halifax et s'étend à l'ouest sous forme de croissant presque jusqu'à l'extrémité occidentale de la province en divisant la série sédimentaire en deux zones distinctes: une zone orientale et une zone occidentale. La zone orientale elle-même renferme aussi quelques gros batholithes; quelques-uns apparaissent en bandes parallèles ayant quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres de longueur et recoupant les couches sédimentaires sous de faibles angles. A la baie Liverpool il existe de gros dykes granitiques qui ont également une tendance à suivre les plans de stratification.

La composition et la texture du granit varient beaucoup, suivant la localité et le mode de gisement. La roche est en grande partie, un granit à biotite grossièrement porphyritique, gris clair ou gris rougeâtre, généralement parsemé de gros cristaux de feldspaths blancs ou blancs rosés. Dans l'ouest une autre variété de granit (granit à muscovite finement grenu, gris perlé ou blanc rosé) a envahi à la fois, les sédiments et les granits à biotites. Le granit à muscovite est accompagné d'un cortège de dykes de pegmatites grossières passant souvent au quartzite et contenant un grand nombre de minéraux.

Partout le granit a recoupé et traversé les sédiments; il traverse aussi bien les anticlinaux que les synclinaux ou les veines de quartz, sans jamais détruire leur structure primitive. Au voisinage du granit, les roches clastiques ont cependant été métamorphisées en gneiss et en schistes, la transformation étant d'autant plus intense qu'on se trouve plus près du granit. La ligne de contact est bien définie, mais généralement il y a passage insensible entre le granit et les quartzites ou ardoises de sorte que dans beaucoup de cas, il a dû y avoir digestion des roches envahies par les grandes masses éruptives. Dans les régions granitiques sont emprisonnés des lambeaux plus ou moins grands de sédiments altérés dont la structure primitive ne semble pas être détruite; quant au granit lui-même, il renferme souvent de nombreuses enclaves de roches éruptives partiellement digérées.

L'invasion granitique eut lieu pendant le Dévonien, elle a affecté les roches de Nictaux-Torbrook qui se trouvent à la base du Dévonien. D'un autre côté, le granit supporte la formation Horton non disloquée, que quelques auteurs placent dans le Dévonien supérieur et d'autres, dans le Carbonifère inférieur.

## INTRUSIONS BASIQUES

On connaît des intrusions basiques sous forme de dykes et de nappes au milieu des sédiments, mais presque uniquement dans l'ouest de la région aurifère. Ces intrusions sont particulièrement nombreuses dans le comté de Kings en bordure nord du bassin aurifère. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 30 mètres ou même davantage et presque toutes elles se sont insinuées entre les plans de stratification des assises très redressées. On a pu suivre sur plus de 40 kilomètres, le long de la côte, dans les comtés de Queens et de Lunenburg, un dyke de diabase s'altérant en rouille de 30 à 275 mètres d'épaisseur; à son contact, les sédiments sont métamorphisés et de chaque côté du dyke la roche encaissante est sur quelques centimètres, parsemée de cristaux de magnétite.

Ces roches basiques sont généralement des diorites et des diabases vert foncé. Les petits dykes ont pris généralement un faciès schisteux. Ceux du comté de Kings sont probablement à peu près contemporains des plissements mais ils sont plus anciens que les failles qui traversent la

série. En tout cas, ils sont certainement très anciens; comme le granit, ils sont sans doute d'âge Dévonien, mais leurs rapports avec les deux roches intrusives précédentes n'ont pas encore été exactement déterminés.

## LES GISEMENTS AURIFÈRES

### Caractères généraux et distribution

Les gisements aurifères constituent la seule richesse minérale importante de la région. Ils se trouvent presque tous sous forme de veines de quartz mais on a extrait une petite quantité d'or de roches décomposées. On a travaillé également sur une assez grande échelle les gîtes d'antimoine aurifère qui remplissent certaines failles tectoniques dans la formation d'Halifax à West Gore.

On a signalé l'existence de quartz aurifère au sein même du granit mais l'authenticité de la découverte est douteuse. Sauf donc cette exception possible, toutes les veines aurifères connues se trouvent dans les couches sédimentaires de la série aurifère. Bien qu'on connaisse quelques veines assez grosses qui traversent la stratification, la plupart des veines de quartz aurifère sont interstratifiées. Elles se présentent au milieu des lits d'ardoises interstratifiées avec les bancs de quartzites. Leur distribution dans toute l'épaisseur de la formation de Goldenville et leur structure sont en grande partie le résultat des forces dynamiques qui ont écrasé et comprimé les roches encaissantes. Ces veines interstratifiées sont extrêmement nombreuses et elles s'accumulent surtout dans des dômes le long des axes des anticlinaux. On en rencontre aussi sur les flancs des anticlinaux mais en beaucoup moins grande quantité. Quant aux sillons synclinaux, ils en sont pratiquement dépourvus. Ainsi ce sont les dômes qui déterminent l'emplacement des gros essaims de veines aurifères et chacun d'eux peut être considéré comme un district aurifère isolé. Il existe cependant, notamment dans l'ouest, quelques dômes où on n'a pas trouvé de veines aurifères mais cela peut provenir de ce que la roche profonde est cachée par du drift.

On a fait, d'après les cartes publiées par la commission géologique, le relevé des districts aurifères qui se distribuent le long des anticlinaux et on a trouvé qu'à l'est d'Halifax, il



Mur plissé de quartzite avec veines intercalées sur le flanc sud du dôme anticlinal. Mont Uniacke, N.E., 1909.



existait 33 districts aurifères répartis sur 14 anticlinaux dans un district de 160 kilomètres de longueur par 65 kilomètres de largeur.

Les districts aurifères sont beaucoup moins nombreux et généralement beaucoup moins riches dans l'ouest que dans l'est. La raison en est que dans l'ouest les plissements sont beaucoup plus doux et les dômes beaucoup plus larges, de sorte que les glissements des couches et les cassures des terrains ont été moins violents et que par suite les anciens chemins de circulation des eaux siliceuses et aurifères sont moins nombreux et moins franchement ouverts.

Sauf peut-être une seule exception, le quartz forme la plus grande partie du remplissage des filons, mais il n'est pas rare de rencontrer en même temps des lambeaux de la roche encaissante ou certains minéraux. Parmi les minéraux associés, nous pouvons citer: la pyrite, le mispickel, la calcite et la galène comme les plus abondants. Accessoirement, on trouve de la chalcoppyrite, de la blende, de la dolomie, de la chlorite et de la pyrrhotine et plus rarement enfin de la scheelite, de la stibine, du feldspath, du rutile et du fer spéculaire.

L'argent accompagne l'or dans les veines transversales de Leipsigate, de Brockfield et de quelques autres districts; il est quelquefois si abondant que la valeur de l'once d'or brut descend à \$16,00. Au contraire, l'or provenant des veines interstratifiées est généralement très pur et vaut de \$19,00 à \$20,00. L'or est généralement libre et visible et il s'amalgame facilement; mais une partie est aussi combinée au soufre et nécessite d'autres méthodes de traitement. Dans le quartz blanc à gros cristaux, l'or est en grains blancs visibles; au contraire, dans le quartz bleuâtre et huileux des veines laminées, il est généralement disséminé en fines poussières ou en pellicules dans des plans de lits parallèles aux épontes. Il est généralement plus abondant au mur qu'au toit et il s'accompagne assez souvent de mispickel; ce mispickel est presque toujours associé à de la galène et forme des lentilles ou des nodules entourant de grosses pépites. On a trouvé quelquefois des petits cristaux d'or, soit des dodécaèdres rhombiques, soit des octaèdres généralement tordus avec des angles taillés en biseau et des faces finement striées. L'ardoise encaissante donne assez souvent de petites écailles d'or mais chaque fois qu'on a examiné de très près le terrain, on a vu que cet or se

reliait à la veine voisine par de minuscules pellicules ou filaments de quartz.

### *Veines Interstratifiées.*

Ainsi que nous l'avons dit, les veines aurifères se concentrent sur les dômes mais quelquefois aussi, comme dans la mine Richardson, sur les parties plongeantes des anticlinaux loin des dômes. Dans ce dernier cas, le dépôt de l'or a trouvé également des conditions favorables de production, attendu que le changement brusque de pente de l'axe anticlinal correspond à la formation d'un dôme invisible à la surface.

Sur un dôme donné, la distribution des veines se rattache étroitement à la structure d'ensemble des terrains et la complexité de cette distribution est due au caractère dyssymétrique des dômes. Dans les anticlinaux très serrés, là où les deux flancs forment un angle aigu, les veines se rassemblent au sommet et se superposent sous forme de selles exactement emboîtées l'une dans l'autre et tout à fait semblables aux "saddle-reefs" de Victoria en Australie. Au contraire dans les anticlinaux larges et ouverts, à angles obtus, les veines se trouvent à une certaine distance de l'axe, mais généralement dans les régions à pendage courbe et elles disparaissent dès que les couches prennent un plongement rectiligne. Si un côté du dôme est plus ouvert que l'autre, les veines y sont plus loin de l'axe que dans l'autre côté. S'il existe des veines sur les deux flancs d'un synclinal dyssymétrique par rapport à son axe, les veines seront plus près de l'axe et plus nombreuses sur le flanc le plus incliné. Dans de nombreux districts, il n'y a des veines que sur un flanc; c'est toujours alors le flanc le plus raide et généralement le flanc sud.

En affleurement, les veines interstratifiées forment des lignes courbes. Sur les flancs des dômes allongés les affleurements sont presque rectilignes, mais en arrivant au sommet du pli, elles se courbent toujours. On a pu suivre quelques-unes de ces veines tout autour de la pointe d'un dôme d'un flanc à l'autre. Généralement cependant, les affleurements des veines ne dessinent que des portions d'ellipses et elles se succèdent à la surface en échelons en formant des zones rayonnantes à partir du centre du dôme et s'écartant d'autant plus de l'axe principal que l'anticlinal est plus ouvert. Ces zones sont surtout profondes là où

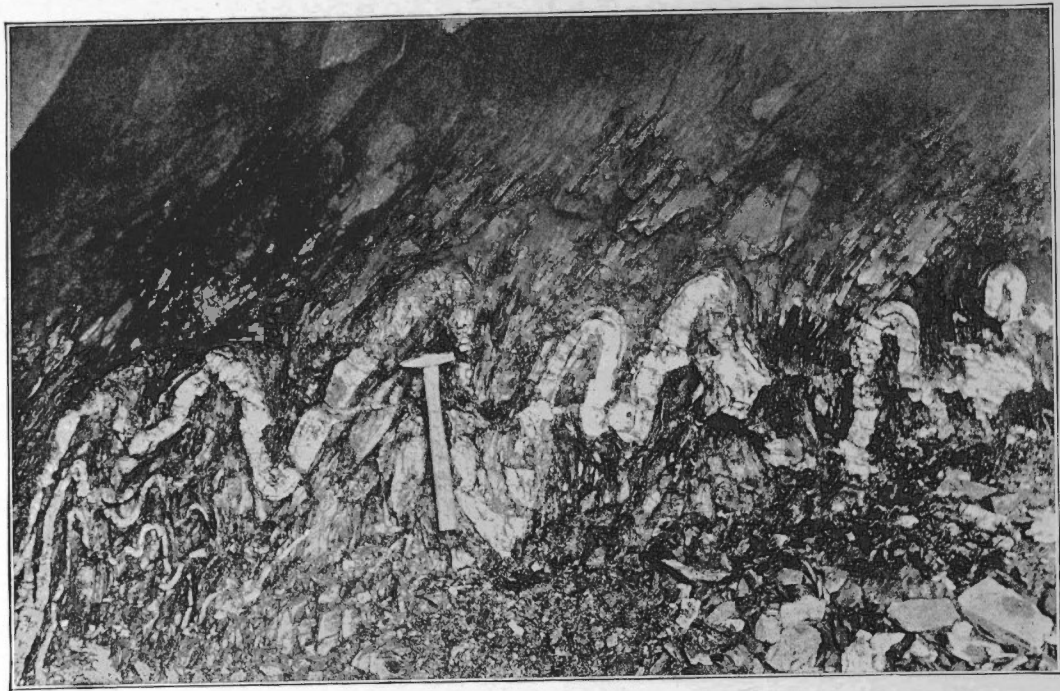
les couches ne sont pas tout à fait parallèles à l'axe du plissement mais commencent à se recourber vers l'axe du plissement. Dans les dômes symétriques comme celui d'Oldham on peut voir quatre zones qui se fondent l'une dans l'autre, de telle sorte que les veines peuvent se suivre en affleurements le long d'ellipses presque complètes. Dans la plupart des districts cependant, il n'y a que deux zones de veines: tel est par exemple, le district de Waverly où ces deux zones se réunissent pour former des selles; dans certains districts comme celui de South Uniacke, il n'y a qu'une seule zone.

Dans quelques districts, la formation des veines aurifères semble avoir été réglée par les plissements secondaires. Quelquefois, on se rend compte, en effet, que l'axe principal de l'anticlinal a été recourbé; dans ce cas, les veines sont beaucoup plus nombreuses et beaucoup plus riches sur le flanc convexe de l'anticlinal. Dans certains dômes, au contraire, il y a eu torsion et gauchissement du pli principal et la complication de la structure des terrains se manifeste par l'irrégularité de la distribution des veines.

L'exploitation des mines a montré qu'au-dessous des veines de la surface, se trouvaient d'autres veines parallèles interstratifiées. Chaque district a donc une zone filonienne dont l'étendue horizontale peut se déterminer par l'affleurement, mais dont l'étendue verticale est inconnue. Dans le sens vertical, on pense que chacune de ces zones est à peu près parallèle au plan de symétrie de l'anticlinal. La distance entre ce plan et les affleurements dépend de l'inclinaison des couches et il doit en être également de même pour la distance entre ce plan et une veine profonde. Si donc l'anticlinal se resserre en profondeur, la zone filonienne devra s'approcher du plan de symétrie; au contraire, si l'anticlinal s'ouvre en profondeur, la zone aurifère devra s'éloigner du plan de symétrie.

La plupart des veines se trouvent dans des bancs ardoisiers dont l'épaisseur varie d'un pied à quelques pieds. Rarement elles se trouvent au milieu de bancs; si elles se trouvent au milieu, c'est que le banc a une composition ou une texture variable et qu'il renferme certains plans de cassure facile. Très généralement, au contraire, les veines se trouvent au mur des bancs et elles ne sont séparées du banc de quartzites que par une mince pellicule d'ardoises écrasées. Quelquefois, le quartz est "gelé" contre le mur.

En règle générale, les veines suivent les couches en con-



Veine sinueuse et feuilletée entre des bancs de quartzite au-dessus et de schistes au-dessous sur le flanc occidental d'un dôme anticlinal. Mine Turqnoy, Moose River, N.E.

cordance, mais il arrive qu'elles passent d'un mur à l'autre. Une veine en forme de selle peut avoir un flanc dans le mur et un flanc dans le toit. Dans un banc ridé, la veine peut se trouver dans le mur pour sa portion au-dessus de la ride, et dans le toit pour sa portion en dessous. Il se forme ainsi de petites veinules irrégulières et des masses de quartz disséminées dans tout le banc d'ardoises. Quelques veines se bifurquent, une partie se dirigeant vers le toit tandis que l'autre reste au mur.

Quelques bancs schisteux renferment plusieurs veines de quartz généralement parallèles à la stratification. On a alors devant soi de gros amas minéralisés à basse teneur (1m.50 à 6 mètres d'épaisseur) qu'on a exploités avec profit dans ces dernières années. Ces gisements sont connus sous le nom de "belts" tandis que les veines bien définies sont connues sous le nom de "lode" ou "lead." Le "belt" est souvent formé aussi d'un enchevêtrement de veinules les unes suivant les plans de stratification, les autres traversant les plans de stratification.

### *Veines ondulées ou gaufrées.*

Souvent les veines interstratifiées présentent une structure ondulée ou gaufrée remarquable, au sein même des bancs de schistes encaissants. Ce gaufrage se rencontre surtout au sommet ou près du sommet de l'anticlinal, quelquefois aussi dans des synclinaux; chacune des ondulations est parallèle avec sa voisine et parallèle à peu près aussi à l'axe du plissement. Au sommet du plissement, ce gaufrage plonge comme les couches c'est-à-dire parallèlement à l'axe du pli mais de chaque côté du sommet elles s'écartent plus ou moins du plan de symétrie. L'amplitude et la longueur d'onde de ces ondulations varient avec l'épaisseur de la veine et avec la puissance du banc d'ardoises encaissantes. De même, plus les veines sont près de l'axe anticlinal, plus le gaufrage est prononcé. Dans certaines veines, le gaufrage a été si intense que la veine de quartz s'est décollée. Les mineurs ont donné le nom de "quartz en baril" aux quartz des gros gaufrages parce qu'ils ont cru trouver, en découvrant la veine, le fond ou le haut de barils rangés les uns à côté des autres. C'est à Waverly que l'on a vu pour la première fois ce phénomène.

Les bancs d'ardoises voisins des veines gaufrées s'ondulent eux aussi d'une façon analogue sur une épaisseur de

quelques pouces à 1 ou 2 pieds à partir de la veine, puis peu à peu les ondulations s'atténuent. Il est rare que le gaufrage des veines se continue dans les bancs de quartzite sauf seulement dans les puissantes ondulations voisines du sommet des anticlinaux.

Là où le gaufrage prend de grandes dimensions ou lorsqu'une veine s'enfle, le long d'une droite particulière de son plan, cette partie de la veine prend le nom de "rouleau." Un rouleau est généralement plus riche que les parties voisines de la veine. Sa position correspond généralement à un accident dans la structure des terrains, comme par exemple une ride secondaire; un petit cisaillement des assises indique un commencement d'écrasement ou une zone de fracture. Comme ces accidents portent généralement sur une grande épaisseur de couches, il en résulte qu'un grand nombre de veines sont affectées et il n'est pas rare de voir toute une série de rouleaux qui se succèdent d'une veine à l'autre à mesure qu'on descend en profondeur. Ces successions de rouleaux se trouvent dans beaucoup de districts et constituent un mode de gisement important et continu.

### *Épaisseur des veines interstratifiées.*

L'épaisseur des veines interstratifiées varie d'une fraction de centimètre à 6 mètres. Le plus grand nombre n'a pas plus de 25 millimètres, mais celles qu'on exploite ont généralement de 7 à 45 centimètres. C'est sous forme de veines-selles, dans les anticlinaux aigus, que l'on trouve généralement les plus grosses veines. Ces veines-selles atteignent leur maximum d'épaisseur au sommet du plissement et s'amincissent en descendant dans les flancs. C'est ainsi que la veine-selle de Eichardson a 6 mètres d'épaisseur au sommet et 1.80 m. seulement au niveau 300 pieds. Quelques veines ont pu être suivies en profondeur pendant plusieurs centaines de pieds sans présenter aucune diminution d'épaisseur, d'autres, au contraire se sont coincées et ont passé à l'état de minces pellicules. Il est probable que la plupart d'entre elles disparaissent à une faible profondeur. La veine Dominion à Waverly qui avait 40 centimètres à la surface n'était plus qu'une mince feuille de quartz à renflements locaux à 150 mètres de profondeur et à 180 mètres, elle avait complètement disparu.

Il arrive assez fréquemment que des veines s'enflent par

suite de dislocations locales, comme par exemple, une inflexion, un ridement ou une cassure des couches.

Bien que les couches soient très nombreuses et présentent toutes une grande ressemblance les unes avec les autres, certaines d'entre elles ont une certaine individualité et se distinguent des autres veines du même district par leur couleur particulière, leur structure, leur aspect rubané, la distribution des sulfures, la quantité ou la forme de l'or.

### *Veines transversales ou de cassure.*

On connaît un certain nombre de grosses veines qui recoupent les couches sur une grande distance et qui dans certains districts constituent des gisements aurifères importants. Il n'est pas rare que ces veines transversales, appelées souvent aussi cassures se courbent, se bifurquent ou emprisonnent des lambeaux de la roche encaissante; leurs épontes sont souvent striées. C'est dans les dômes que se trouvent les plus importantes; elles y recoupent le plan de symétrie sous des angles divers. Elles sont surtout fréquentes dans la formation de Goldenville mais on en connaît dans la formation d'Halifax, surtout à la base. Il est rare qu'une veine transversale suive le plan d'une faille. La veine Cope, dans Central Rawdon et la veine Baker dans Oldham suivent par exemple un plan de faille mais il est probable que les failles se sont produites postérieurement à la formation des veines.

L'épaisseur des veines transversales est moins régulière que celle des veines interstratifiées, probablement à cause des variations de dureté des divers bancs qu'elles traversent. Cette épaisseur. n'est jamais très grande sauf parfois à la rencontre de veines interstratifiées et notamment au niveau des changements de direction ou des "rouleaux." Les minéraux y sont généralement les mêmes que dans les veines interstratifiées mais la structure rubanée est absente. Souvent la valeur de l'or s'abaisse à cause de la présence de l'argent. A West Gore, on a trouvé de la stibine assez riche en or et en quantité suffisante pour justifier une exploitation.

### *Bull Veins.*

On désigne ainsi une autre espèce de veines tout à fait différentes de celles que nous avons déjà décrites. Tantôt, elles traversent les terrains, tantôt elles suivent de plus ou





Branche nord de la veine en forme de selle de Richardson, à de profondeur de 400 pieds montrant la structure oncée et plissée.  
Des veines obliques entrent par le bas et sortent par le haut, Mine Richardson, Isaac's Harbour, N.E. 1905.



moins près les plans de stratification. Elles ne semblent pas ou presque pas avoir été laminées, elles ne renferment que peu de minéraux métalliques et elles sont formées d'un quartz cristallin blanc, renfermant souvent des géodes. Ces veines sont généralement plus épaisses que les autres et leur épaisseur varie de un à plusieurs pieds. Elles ne sont pas aurifères.

### *Angulaires*

Il arrive assez souvent que des veines principales se détachent des veines secondaires se dirigeant soit au mur, soit au toit des bancs. Ces veines secondaires ont reçu le nom d'angulaires et elles jouent un rôle important dans la distribution du minerai. L'endroit d'où une angulaire se détache de la veine principale pour rejoindre le toit, est généralement plus élevé que l'endroit où l'angulaire se détache pour aller dans le mur et entre ces deux points de bifurcation, la veine principale est souvent plus épaisse et plus riche. La distribution et l'aspect des angulaires dépendent de la structure du dôme; il se peut que certaines parties du dôme soient très chargées de ces sortes de veines ou au contraire en soient tout à fait dépourvues; ces veines peuvent avoir un pendage et une direction tout à fait différentes de ce qu'on trouve dans d'autres parties du dôme. Lorsqu'elles traversent les lits de stratification, elles sont généralement normales au quartzite et obliques sur les ardoises. Dans les anticlinaux très aigus, elles sont plus fréquentes au voisinage du sommet où elles forment un système réticulé allongé le long du plan de symétrie et allant d'une veine supérieure à une veine inférieure.

Le quartz des veines angulaires diffère de celui des veines principales; il est plus fin, plus granuleux et moins laminaire.

### RÉPARTITION DU MINERAI

Toutes les veines ne sont pas aurifères. Il est rare que le quartz à gros cristaux renferme de l'or tandis que les veines rubannées à quartz huileux et chargé de sulfures sont généralement riches. Dans un certain nombre de veines, l'or semble être réparti assez uniformément, mais l'expérience a montré que dans la plupart des veines, le métal précieux se distribuait plus ou moins nettement en poches ou zones riches.

C'est en poches qu'on a trouvé les plus riches minerais d'or. Dans la veine Blackie, à Oldham, on a extrait des nodules de mispickel contenant des paquets de grains d'or. Dans la veine Hay qui se trouve à 550 mètres au nord de l'anticlinal du même district, on a rencontré à l'intersection d'une angulaire et d'une veine principale un amas isolé renfermant 60 onces d'or.

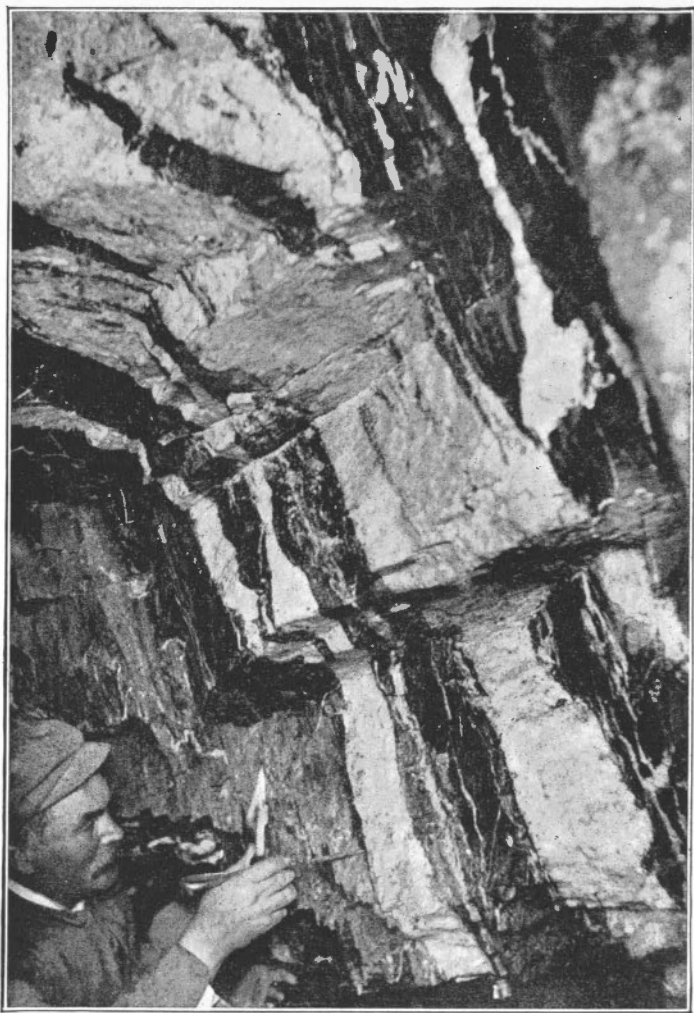
La plus grande partie du minerai cependant se trouve dans certaines zones dont les limites et la direction sont plus ou moins bien définies. Ces zones ont de 6 à 18 mètres ou même davantage de largeur et coïncident fréquemment avec un élargissement de la veine. Dans les veines interstratifiées, on a pu travailler certaines zones riches jusqu'à une profondeur de 90 à 120 mètres. Une zone riche de la veine Hard, à South Uniacke a été suivie sur 360 mètres comptés sur la ligne de plus grande pente ( $28^{\circ}$  est). La veine de Sterling Barrel dans Oldham a pu être exploitée jusqu'à 487 mètres sur une pente variant de  $30^{\circ}$  à la surface à  $43^{\circ}$  à 275 mètres de profondeur; en 1909, le minerai sortant contenait 2.88 onces à la tonne. C'est la mine la plus profonde qui ait été ouverte sur une veine interstratifiée.

On a pu exploiter également diverses zones riches dans les veines transversales jusqu'à des profondeurs verticales de 60 et de 120 mètres. Deux de ces veines ont été suivies jusqu'à 300 mètres de profondeur et une troisième a même pu être exploitée sans arrêt jusqu'à 610 mètres.

En règle générale, les "rouleaux" que nous avons décrits (ce sont certaines parties irrégulières au point de vue, forme, structure ou composition des veines) correspondent à des enrichissements locaux.

Les veines interstratifiées sont fréquemment très riches à leur point d'intersection avec les angulaires ou encore le long du renflement qui se produit généralement entre deux bifurcations d'angulaires. Toutes les angulaires n'enrichissent pas forcément les veines qu'elles rencontrent, et il arrive fréquemment que cette faculté d'enrichissement n'appartient qu'à une série d'angulaires provenant d'une direction déterminée. Les angulaires elles-mêmes ne sont généralement pas aurifères, mais quelques-unes renferment de l'or, notamment aux points où elles traversent obliquement les lits d'ardoises.

Dans un banc la répartition de l'or est extrêmement irrégulière; dans quelques-uns toutes les veines sont auri-



Zone riche dans le filon Lake dans la formation schisteuse d'Halifax à une profondeur verticale de 1.000 pieds. Caribou, N.E., 1904

fères, dans d'autres, il n'y en a qu'une; dans d'autres enfin, une veine sera aurifère pendant un certain temps puis en profondeur deviendra stérile, tandis que les veines voisines deviennent aurifères.

Dès 1878, Poole a fait remarquer qu'il y avait un certain ordre dans la répartition des zones riches. En étudiant les cartes des divers districts aurifères, faites par Faribault, on s'aperçoit que dans presque tous les districts, les affleurements des zones riches se distribuent sur une ligne droite ou courbe. Lorsque les anticlinaux sont très aigus, la ligne des zones riches est à peu près parallèle à l'axe, ou s'en écarte très peu et semble provenir du centre du dôme; au contraire, dans les plissements larges, les lignes s'écartent beaucoup de l'axe. Les zones riches plongent dans la même direction générale que la crête de l'anticlinal et à peu près sous le même angle.

Quelques veines présentent deux ou plusieurs zones parallèles, c'est ainsi que la zone riche de la veine Hard dans South Uniacke est en réalité formée de deux traînées aurifères situées à 12 mètres de distance l'une de l'autre; dans la veine Mulgrave d'Isaacs Harbour, une zone riche de 30 pieds de largeur se trouve à 55 mètres au-dessous d'une autre zone de 3 m. 6 de large; les deux zones plongent vers l'ouest sous un angle de  $12^{\circ}$ .

La répartition des zones riches dépend fréquemment des flexions ou des rides secondaires des couches. Par exemple la grande série d'amas minéralisés exploités à Renfrew est due à une ondulation secondaire des couches du flanc sud du dôme. A ce point de vue, chaque district a son individualité et la structure d'un dôme n'est jamais la même que celle du dôme voisin. Il en résulte que la distribution des zones riches n'est jamais exactement la même dans deux districts déterminés.

Dans les veines transversales, l'amas minéralisé se trouve dans quelques cas, au moins, à la rencontre de la veine avec certains bancs ou certaines veines principales. A Cow Bay, l'amas minéralisé plonge vers le sud sous le même angle que les couches et suit certaines couches très chargées de pyrrhotines, de la base de la formation d'Halifax. La zone riche a été suivie sur 160 mètres dans la veine Libbey et elle s'étendait depuis son intersection avec la veine Mill au nord jusqu'au voisinage de son intersection avec la veine Jim au sud.

## ZONES D'EXPLOITATION

Il existe dans la plupart des districts aurifères des zones souvent très profondes dans lesquelles on rencontre une suite de veines quartzeuses aurifères interstratifiées, toutes semblables et toute emboîtées les unes au-dessus des autres. C'est ainsi que sur le flanc de l'anticlinal de Goldenville, on a pu exploiter jusqu'à une certaine profondeur, une série de veines parallèles voisines superposées. Un autre exemple de veines-selles superposées se trouve au sommet de l'anticlinal d'Isaacs Harbour, là où les chantiers d'exploitation de la veine Burke passaient au-dessous de ceux des veines Archie, McPherson et Saddle. De même à Mont Uniacke, on a travaillé une série de zones d'enrichissement dans les veines West Lake, Nuggety, Little et Borden; ces veines avaient toutes été affectées à des profondeurs de plus en plus grandes par une ride secondaire dont le plan axial plongeait vers le nord sous un grand angle.

C'est en observant ces phénomènes que l'auteur a été amené à proposer sa théorie des zones d'exploitation. (1) Ainsi que nous l'avons dit, la répartition des zones d'enrichissement dépend de la structure du plissement anclinal ou des courbures secondaires du plissement; elles suivent une ligne qui passe précisément dans les parties courbes ou tordues des terrains. Ces lignes ont été pendant les phénomènes de plissement, le siège de pressions et de tensions qui les ont rendue particulièrement perméables aux solutions minéralisées. Les courbures secondaires et les accidents de structure qui ont eu tant d'influence sur la répartition des zones d'enrichissement s'étendent à une profondeur inconnue et il faut admettre que les veines interstratifiées et les zones d'enrichissement se succèdent les uns aux autres en profondeur aussi longtemps que les accidents tectoniques continuent eux-mêmes. Ces accidents tectoniques s'allongent généralement les uns à la suite des autres parallèlement au plan de symétrie du dôme. Nous avons donc une zone d'exploitation dont l'affleurement superficiel correspond à l'affleurement des zones d'enrichissement et qui s'étend jusqu'à une profondeur inconnue parallèlement au plan de symétrie du dôme.

Cette théorie s'appuie sur le fait qu'il existe, dans la province, des exploitations aurifères qui ont suivi des veines

(1) Comm. Géol. Can. Vol. V., p. 57 A.A. et Vol. X., p. 108 A.

de cassure jusqu'à une profondeur verticale de 300 mètres, et des veines interstratifiées jusqu'à une profondeur de 275 mètres; de plus, le minerai exploitable n'est pas confiné à un seul niveau particulier; en fait, on en a trouvé sur toute l'épaisseur de la formation de Goldenville; enfin, il existe une grande analogie entre les veines interstratifiées de Nouvelle-Ecosse et les "saddle-reefs" de Bendigo qui ont été exploitées avec succès jusqu'à plus de 900 mètres de profondeur et qui contiennent de l'or jusqu'à plus de 1.500 mètres.

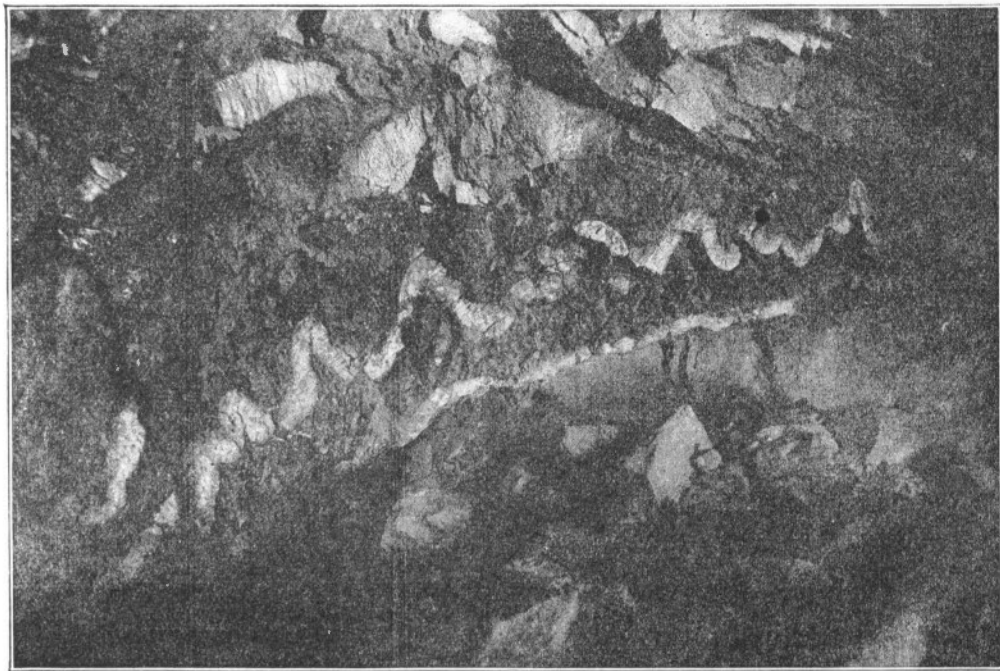
Bien que cette hypothèse ait une portée générale, il ne faut pas vouloir l'appliquer à tous les cas particuliers. La structure des terrains varie avec la profondeur; des plissements secondaires peuvent disparaître, des plissements principaux peuvent s'ouvrir et la zone d'exploitation peut s'évanouir ou changer de place par rapport au plan de symétrie. C'est ainsi que dans la veine Dufferin, on a trouvé un minerai riche au sommet du pli à la surface, mais en profondeur le dôme s'est aplatit et les veines inférieures s'éloignèrent.

#### ORIGINE

Parmi les premiers géologues qui étudièrent la région, quelques-uns, comme Hind et Hunt, déclarèrent que les veines interstratifiées étaient syngénitiques, c'est-à-dire qu'elles s'étaient formées en même temps que la roche encaissante, mais plus tard, on se rendit compte que les gisements de Nouvelle-Ecosse étaient épigénétiques, c'est à-dire s'étaient formée postérieurement. En tout cas, tout le monde admet que les veines transversales sont d'origine postérieure.

Campbell qui fut un des premiers à parcourir les champs aurifères de la Nouvelle-Ecosse, pensait que les veines étaient plus récentes que les roches et son hypothèse fut immédiatement adoptée par Selwyn et Poole. Actuellement, on admet généralement que les veines se formèrent pendant le plissement des terrains, alors que les couches entraînées par des forces irrésistibles s'ouvrirent et se fissurèrent. En même temps que les bancs interstratifiées d'ardoises et de quartzites ou de schistes et de grès se plissèrent, il se produisit certainement un certain glissement des bancs, les uns sur les autres qui provoqua, le long des plans de stratification, des baillements d'autant plus

EXCURSION A 1



Partie anticlinale de la veine Borden dans un plissement secondaire des schistes interstrafés dans des quartzites.  
Mine West Lake, Mont Uniacke, N.E.

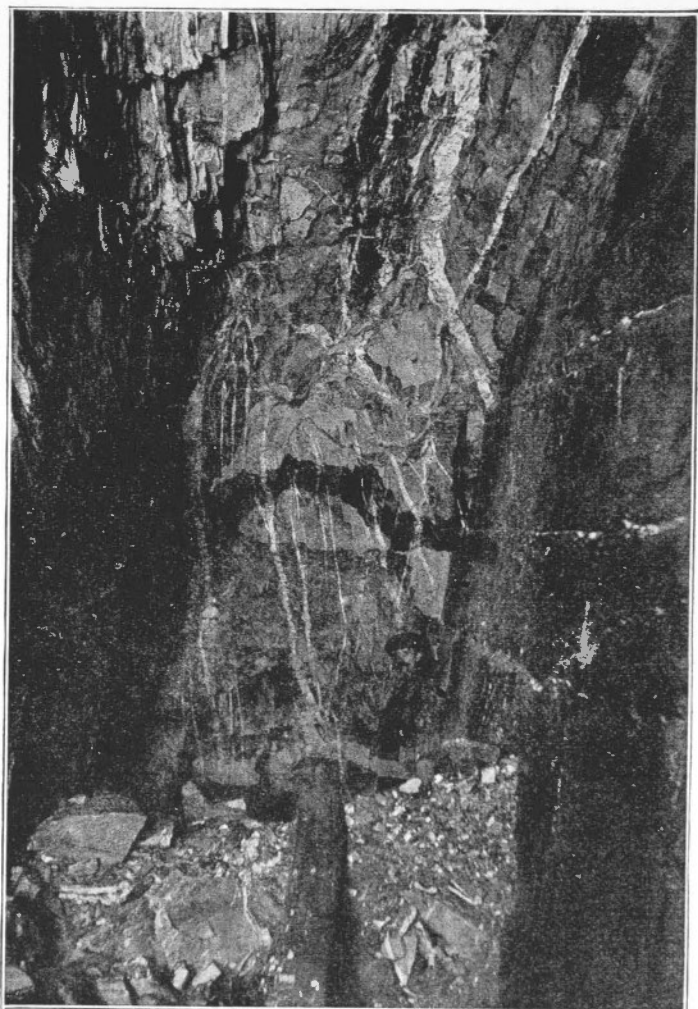
grands que l'on trouvait plus près du sommet des anticlinaux; le long des flancs, les baillements avaient de moins en moins d'importance et à quelques centaines de pieds du sommet ils disparaissaient. C'est pendant ou après la formation de ces cavités au sein des bancs particulièrement faibles, qu'eut lieu le remplissage filonien par les solutions quartzeuses. On s'explique alors la liaison étroite entre la répartition des veines et la structure des terrains.

La formation de grandes voûtes rocheuses, c'est-à-dire de grands dômes symétriques très serrés, produisit des fissures à la fois à la clef de voûte et sur les piédroits. Dans les dômes larges, les piédroits qui n'étaient pas assez solides pour se soutenir, se fissurèrent; dans les dômes dyssymétriques, les couches glissèrent les unes sur les autres et il se produisit des cassures le long des plans de stratification du flanc le plus redressé; enfin, là où les couches se courbèrent avec un rayon trop petit, une zone de petites fissures prit naissance.

C'est pendant la longue période qui vit se produire ces phénomènes de plissements que les fissures se remplirent. De premières fissures entre les plans de lits des ardoises se remplirent d'abord de quartz et se consolidèrent. Puis un nouveau baillement se produisit entre la masse quartzeuse ainsi déposée et l'ardoise et une nouvelle injection de solutions quartzeuses remplit de nouveau les vides. Cette hypothèse explique la présence au milieu des masses de quartz, de lambeaux pelliculaires d'ardoises qui formaient autrefois l'éponte de la veine ancienne. En répétant plusieurs fois ce phénomène, on obtient la disposition rubannée que présentent certaines veines interstratifiées. Il est probable également que dans certains cas, les solutions quartzeuses se frayèrent un chemin le long des divers plans de lits de l'ardoise dans une zone de pression minimum et qu'en certains endroits les plaquettes d'ardoises emprisonnées aient pu prendre une épaisseur plus grande soit parce que les baillements de la roche aient été plus considérables, soit parce que les solutions aient digéré la roche par une sorte de remplacement métasomatique.

L'origine du gaufrage des veines est plus difficile à expliquer. On admet généralement que le gaufrage se rattache aux plissements des terrains et on a émis l'hypothèse suivante: plusieurs veines ont dû se former longtemps avant la fin des phénomènes de plissements, de sorte qu'elles furent entraînées dans les plissements subséquents en même





Filon du nord au niveau de 200 pieds, 20 pieds au dessus du synclinal dans un plissement secondaire. Ce filon est formé par des veines obliques qui pénètrent par le mur, le long de plans de clivage. Mine Dufferin, N.E., 1904.

temps que les roches encaissantes. Dans l'ensemble, les forces que produisirent les plissements étaient horizontales; si on décompose chacune d'elles par la pensée en une composante perpendiculaire aux plans de lits et une composante tangente aux plans de lits, la première composante sera plus grande sur les flancs que sur la crête de l'anticlinal. On voit alors que les couches des flancs auront une tendance à s'amincir tandis que les couches voisines de la crête auront tendance à s'épaissir. C'est ce qui s'est passé pour les couches particulièrement plastiques et on observe fréquemment dans les régions étroitement plissées que les couches d'ardoises ou de schistes deviennent de plus en plus puissantes à mesure qu'on remonte le long des flancs jusqu'à la crête de l'anticlinal. Toute veine de quartz contenue dans une couche d'ardoises participera au même mouvement transversal; si la veine se trouve sur le flanc de l'anticlinal, là où les couches ne subissent aucune courbure, elle ne subira presque aucune modification, au contraire là où les couches s'incurvent ou s'épaississent, la veine se ridera et prendra l'aspect gaufré. Les longs dômes ne subirent qu'une seule force de déformation, c'est celle qui produisit le grand plissement est-ouest, de sorte que le gaufrage est horizontal et parallèle à l'axe; au contraire les dômes inclinés furent soumis à deux forces à peu près perpendiculaires une sur l'autre, de sorte que les couches furent entraînées dans un mouvement plus compliqué et le gaufrage des veines rayonne d'une façon plus ou moins régulière autour du centre du dôme.

Cette théorie rend bien compte d'une observation qu'on fait assez souvent: dans un même banc d'ardoises les veines interstratifiées ne sont pas toutes également gaufrées, les plus ondulées sont généralement les plus anciennes. Il semble que sous les pressions énormes qui entraient en jeu, le quartz soit devenu plastique et que ces molécules aient glissé lentement les unes sur les autres. On peut expliquer cependant, si l'on veut, ces changements de forme par des remises en solution et des reprécipitations, mais il faut admettre alors que les plissements se firent avec une extrême lenteur et couvrirent une longue période de temps, or, en certains points, le quartz est tellement contourné et tellement brisé qu'il faut admettre des plissements énergiques et rapides et dans ces conditions, jamais les veines n'auraient pu conserver leur continuité si elles ne s'étaient pas formées auparavant.

Certains petits gaufrages qui apparaissent souvent dans de nombreuses veines interstratifiées et dans quelques veines transversales d'une épaisseur inférieure à un pouce sont probablement dus à des légers glissements des terrains le long des plans de clivage, lors des phénomènes de plissements mais postérieurement aux dépôts du quartz dans les veines. En effet, ces gaufrages coïncident souvent avec l'intersection des plans de clivage et des plans de lits. Il est possible également que quelques grosses ondulations des veines proviennent à la fois du glissement des lits schisteux le long des flancs vers la crête et du déplacement des épontes le long de leurs plans de clivage.

Dans l'ensemble, les veines durent se remplir par des solutions venant de la profondeur qui s'infiltrèrent dans les assises particulièrement fracturées des dômes anticlinaux. La présence de deux directions de cassure semble nécessaire pour la formation des veines et des gîtes. Les veines ne sont pas fréquentes le long des anticlinaux droits non bombés bien qu'il se soit produit certainement le long de ces anticlinaux un grand nombre de fissures entre les plans de lits. Au contraire, partout où les anticlinaux se bombent les roches sont brisées obliquement par rapport aux plans de lits et les veines sont abondantes. Ces fractures transversales sont elles-mêmes remplies de quartz; ce sont elles qui constituent les angulaires qui vont d'une veine interstratifiée à une autre veine interstratifiée. Les fractures transversales semblent donc avoir joué le rôle de chemins de circulation pour les solutions entre les divers bancs de quartzites et d'ardoises et avoir alimenté les veines interstratifiées où la plus grande partie de la précipitation s'est effectuée. Une preuve que c'est par les angulaires que se fit le nourrissage des veines interstratifiées, c'est que précisément c'est entre deux bifurcations d'angulaires que les veines interstratifiées ou veines principales sont le plus épaisses et le plus riches.

L'origine de ces solutions ascendantes est obscure et il est à peu près impossible de les rattacher aux intrusions granitiques ou aux intrusions basiques qui se font jour dans les séries aurifères. On se rend très bien compte sur le terrain que l'intrusion granitique, par exemple, est postérieure à la formation des veines, car très souvent les veines interstratifiées sont coupées par des dykes de granit et jamais on n'a observé d'enrichissement ou d'épaississement des veines au voisinage des massifs éruptifs.

Une autre preuve de l'ancienneté des veines de quartz par rapport au granit est que jamais les anticlinaux et surtout les dômes ne sont disloqués ou déviés au voisinage du granit. L'invasion granitique a donc dû se produire à une époque bien postérieure aux plissements et aux bombements des quartzites et des ardoises ou au remplissage des veines sans quoi les mouvements et les glissements des couches qui provoquèrent les fissures manifesteraient une certaine irrégularité au voisinage des massifs granitiques. A Mooseland, on a pu suivre à l'extrémité occidentale du dôme des veines de quartz interstratifiées jusqu'au massif même du granit sans que jamais il y ait épaissement ou modification de structure. Il y a simplement augmentation progressive de la cristallinité et disparition par digestion dans le granit: autrement dit, la veine de quartz a subi un métamorphisme analogue à celui des quartzites et ardoises encaissantes.

Prest a fait dans l'ouest de la province des observations qui confirment absolument cette théorie. Il signale qu'à Bay River, les roches Nictaux-Torbrook viennent buter contre le granit sans aucune modification tectonique et comme ces roches ont été plissées en concordance avec les roches de la série aurifère il conclut comme nous, que le plissement qui avait affecté les deux séries venait de s'achever lorsque le granit s'est fait jour. Les roches Nictaux-Torbrook sont d'âge Oriskany; il faut donc admettre que le plissement et la formation des veines de quartz des séries aurifères sont postérieures à l'Oriskany. Comme le granit de son côté est antérieur à la série Horton c'est-à-dire au Dévonien supérieur ou au Carbonifère inférieur il en résulte que le plissement et la formation des veines de quartz doivent se ranger dans le Dévonien mais antérieurement à l'invasion granitique. Enfin, on connaît à la rivière Gay un conglomérat inférieur, exploité d'ailleurs pour or, qui est formé en grande partie de fragments classiques d'ardoises de la série aurifère. Il faut donc que le dépôt de l'or, dans les séries aurifères ait commencé avant l'époque Carbonifère, c'est-à-dire pendant le Dévonien.

Il est probable qu'il s'est produit après l'intrusion granitique quelques dépôts secondaires de quartz ou même d'or le long des veines aurifères déjà formées, mais jamais les observations sur les terrains ne l'ont démontré.

On a très peu étudié la cause de la précipitation des métaux dans les veines. Il est certain que les solutions

chaudes qui montèrent le long des veines rencontrèrent des conditions chimiques et physiques variables avec la hauteur, mais il est difficile de deviner quelles étaient ces conditions et quelles en furent les conséquences. Parmi les facteurs qui ont influencé la précipitation métallifère, on peut citer: (1) La diminution de pression qui se produisit au moment où les eaux pénétrèrent dans les fissures; (2) l'abaissement de la température; (3) la rencontre de plusieurs solutions provenant les unes de la profondeur, les autres de la surface de la terre et (4) l'action de contact de certains éléments de la roche encaissante. Certains schistes semblent avoir eu une action particulièrement efficace sur la précipitation. Ce sont des roches généralement noires et fréquemment imprégnées de mispickel, de pyrite et de pyrrhotine et ce sont elles qui renferment généralement les veines interstratifiées les plus riches et les plus exploitables. Dans certains cas, les veines transversales s'enrichissent également lorsqu'elles rencontrent des roches de cette nature.

On a peu étudié également la question de l'enrichissement secondaire et on connaît peu de chose sur la circulation des eaux météoriques dans les zones fracturées des districts aurifères; on ignore jusqu'à quel point il a pu se produire une re-distribution secondaire des métaux dans les veines.

En résumé, la théorie qui concorde le mieux avec les observations est une théorie épigénétique: les veines ont dû se former par dépôts de quartz et de sulfures dans des fractures transversales ou dans des baillements des couches, principalement dans les bancs ardoisiers noirs et pyriteux de la formation de Goldenville. De plus certaines conditions semblent avoir été nécessaires à la formation de ces veines: notamment l'existence de zones de fracture perpendiculaires aux plans de lits, au travers desquels les solutions chaudes qui venaient de la profondeur se frayèrent un chemin. On a remarqué enfin que c'est précisément dans les zones qui ont été soumises à deux poussées orogéniques horizontales, c'est-à-dire dans les zones bombées ou dans les zones où les anticlinaux plongeaient que l'on avait le plus grand nombre de veines aurifères.

#### PRODUCTION

L'or a été découvert en Nouvelle-Écosse en 1860 et les premières exploitations datent de la même époque. Deux ans après la découverte, on avait extrait près de \$42.000 d'or

des veines de quartz et depuis cette époque la production annuelle a varié, sauf pendant trois années, entre \$200.000 et \$628.000; ce dernier chiffre a été près d'être atteint en 1902.

La production totale d'or en Nouvelle-Ecosse de 1862 à 1912 inclusivement a été de 936.499 onces provenant du traitement de 2.117.639 tonnes de minerai. En admettant que l'once d'or vaut \$19,00, cela fait une somme totale de \$1.7793.481, et une teneur moyenne de \$8,40 par tonne de minerai broyé.

### BIBLIOGRAPHIE

1. Faribault, E.R. .... Rapport sur le Cambrien inférieur des comtés de Guysborough et d'Halifax en Nouvelle-Ecosse : Comm. Géol. du Canada, No. 243, Part P., Vol. II, 1886.
2. Dawson, J. W. .... Géologie de l'Acadie. Géologie de la Nouvelle-Ecosse, du Nouveau-Brunswick et de l'île du Prince-Edouard: 4ème édition, Londres, 1891 (1ère édition, 1855).
3. Woodman, J. E. .... Etude des ardoises aurifères de la Nouvelle-Ecosse: Compte rendu de la Société d'Histoire Naturelle de Boston, Vol. 28, No. 15, pp. 375-407, Boston, 1899.
4. Faribault, E. R. ... Les régions aurifères de Nouvelle-Ecosse et l'approfondissement des mines: Jour. Can. Min. Inst., Vol. II, pp. 119-128, 1899.
5. Faribault, E. R. ... Exploitation de l'or à grande profondeur en Nouvelle - Ecosse: Rapport au gouvernement de la Nouvelle-Ecosse, Halifax, 1903.
6. Woodman, J. E. .... Les sédiments de la série aurifère Méguma en Nouvelle-Ecosse: Am. Géologiste, Vol. XXXIV, pp. 13-14, 1904.
7. Woodman, J. E. .... Géologie du district aurifère de Moose River, comté d'Halifax, Nouvelle-Ecosse: Compte rendu

- du N.S. Inst. of Sc., Vol. XI, Part 1, pp. 18-88, 1904.
8. Woodman, J. E. . . . . Sur l'âge probable de la série aurifère de Méguma en Nouvelle-Ecosse: Bull. Géol. Soc. of Am., Vol. XIX, pp. 99-112, 1908.
  9. Rickard, T. A. . . . . Les dômes de la Nouvelle-Ecosse: Jour. Can. Min. Inst., Vol. XV., 1912.
  10. Faribault, E. R. . . . . Rapports annuels sommaires sur les roches aurifères de la Nouvelle-Ecosse, de 1897 jusqu'à nos jours; Cartes géologiques assemblées des terrains aurifères de la Nouvelle-Ecosse, de Canso à la Baie Ste-Marguerite et à Windsor; Plans et sections des districts miniers aurifères de la Nouvelle-Ecosse: Publiés par la Comm. Géol. du Canada.
  11. Malcolm, W. . . . . Les districts aurifères de la Nouvelle-Ecosse. D'après les résultats de E. R. Faribault. Comm. Géol. du Canada. Mémoire No 20, 1913.

On trouvera dans ce dernier mémoire (Mémoire No 20, 1913, Comm. Géol. du Canada. "Les terrains aurifères de Nouvelle-Ecosse," par W. Malcolm) une bibliographie complète des ouvrages qui ont été publiés sur les séries aurifères de la Nouvelle-Ecosse.

## DISTRICT AURIFERE D'OLDHAM

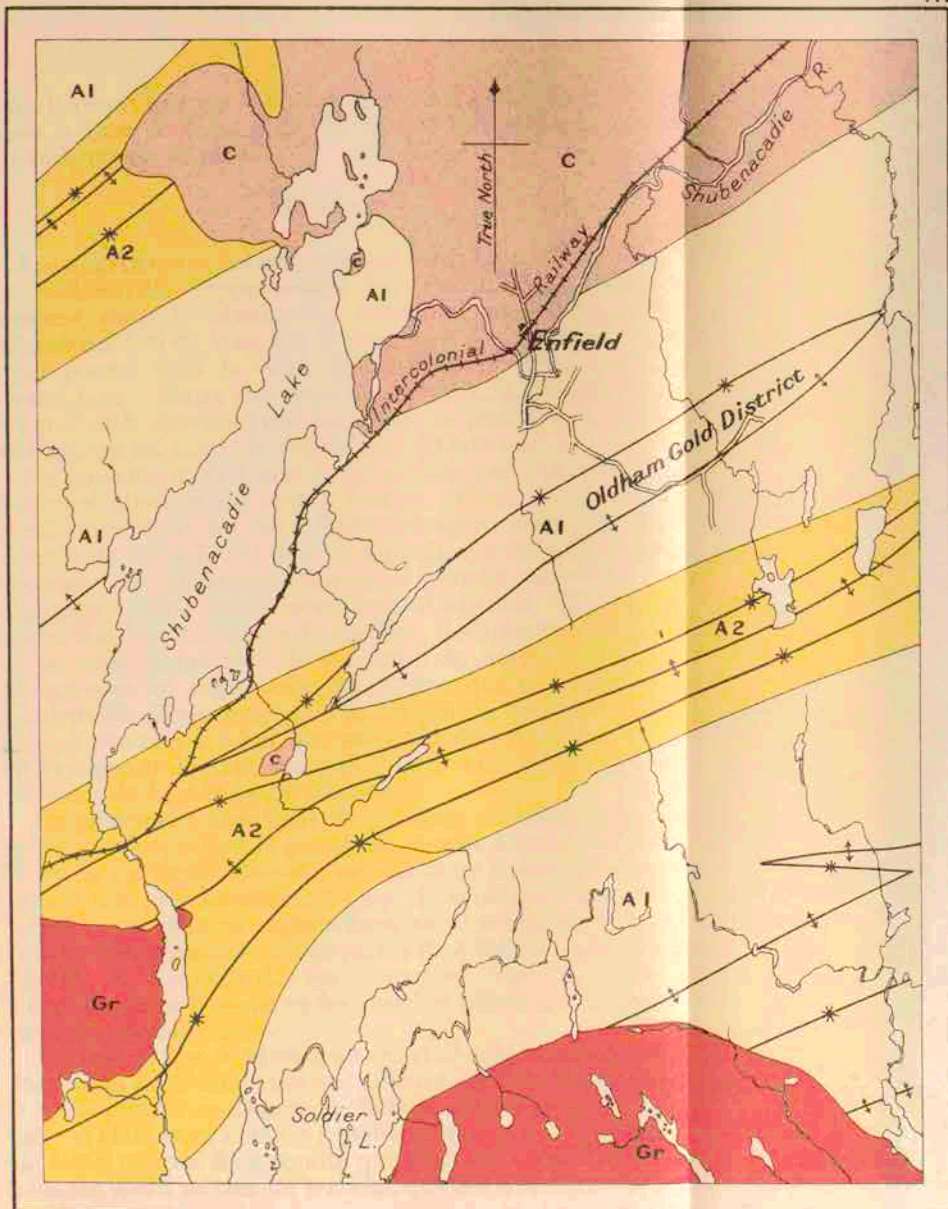
(E. R. FARIBAULT)

### INTRODUCTION

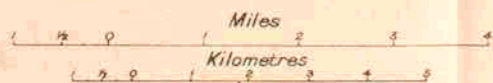
#### SITUATION

Le district aurifère d'Oldham se trouve dans le nord du comté d'Halifax à peu près à 40 kilomètres au nord de la ville d'Halifax et à 4 km. 8 au S.E. d'Enfield, petite station sur le chemin de fer Intercolonial. Le district se trouve près de la ligne qui sépare les eaux qui s'écoulent d'une part





Geological Survey, Canada

**Oldham Gold District and Vicinity****Legend**

Pre-Cambrian(?)

- C** Carboniferous Mississippian
- A2** Gold-bearing series; Slate division
- A1** Gold-bearing series; Quartzite division
- Gr** Devonian(?) Granite

 Anticline

 Syncline





dans l'Atlantique par les lacs Porters des eaux qui s'écoulent dans la baie de Fundy par la rivière Shubenacadie. Son altitude est de 96 m. 6.

## GÉOLOGIE

Les quartzites et les ardoises qui constituent la formation de Goldenville (appartenant au Précambrien aurifère) forment dans le district un anticlinal secondaire de 14 kilomètres 500 de long sur le flanc sud de l'anticlinal principal connu sous le nom d'anticlinal de Shubenacadie-Grand lake. Entre des deux anticlinaux, il y a à peu près 3 km. 2 et le synclinal qui les sépare se trouve à peu près à 800 mètres au nord de l'anticlinal d'Oldham.

Le plissement se trahit à la surface par une chaîne de hauteurs allongée de l'est à l'ouest. C'est un plissement symétrique dont les deux flancs plongent sous des angles variant de  $50^{\circ}$  à  $75^{\circ}$  et dont le plan de symétrie est presque vertical. Le plissement lui-même penche vers l'est sous des angles sans cesse croissants atteignant  $45^{\circ}$ , mais à 3 km. 2 à l'est du centre du district, il s'aplatit et disparaît en se confondant avec le synclinal du nord; à l'ouest, il plonge sous un angle assez grand pour que la formation de Goldenville disparaisse sous la formation ardoisière d'Halifax, à peu près à 8 km. du centre; finalement, il s'évanouit en rejoignant le synclinal voisin à 3 km. 2 plus loin aux environs de la station Wellington.

Le plissement anticlinal forme donc un dôme elliptique étroit et allongé dont le grand axe penche à l'est et à l'ouest. Dans sa partie occidentale, sur les deux flancs, les couches sont à peu près parallèles à l'axe de symétrie, mais à l'extrême ouest elles se rapprochent et se rejoignent par une courbe très prononcée ayant moins de 3 mètres de rayon sur l'arête de l'anticlinal. Au contraire, vers l'est, le pli s'élargit graduellement et les couches affleurent en courbes presque concentriques.

On estime que le niveau de quartzites et d'ardoises de la formation de Goldenville qui affleure sur le dôme se trouve à 1.390 mètres au-dessous de la base de la formation ardoisière d'Halifax et comme l'épaisseur de cette formation est de 3.566 mètres, il en résulte que l'érosion a fait disparaître plus de 4.956 mètres de terrains qui recouvraient autrefois le dôme.

Le dôme a été disloqué par de nombreuses failles surtout

dans son extrémité orientale. Une faille importante suit l'axe de l'anticlinal à l'est du centre; cette faille a causé beaucoup d'ennuis aux mineurs qui ont voulu la traverser et retrouver les veines de l'autre côté. Il existe également une série de grandes failles qui rayonnent à partir du dôme vers le S.E.; deux d'entre elles ont des rejets horizontaux de 38 et de 44 mètres respectivement. Sur le flanc nord, on a observé quelques petites cassures. Quelques failles ayant la nature de failles inverses ont aussi été trouvées dans les travaux souterrains. Ces failles n'ont pas une grande continuité en direction ou en profondeur et semblent être postérieures à la formation des veines; par contre la veine Baker qui se trouve dans l'est du district occupe un plan de faille plus ancienne qui traverse l'anticlinal à angle droit et est probablement beaucoup plus étendue en profondeur que les autres.

#### CARACTÈRE DES GISEMENTS D'OR

Sauf, la veine Baker d'ailleurs très riche en or, toutes les veines que l'on a exploitées dans le district sont du type interstratifié et ont reçu le nom de "leads." Elles suivent des plans de cassure ou des glissements parallèles à la stratification et sont surtout fréquentes dans les bancs d'ardoises intercalés entre deux bancs de quartzites. En affleurement, les veines dessinent des ellipses presque complètes, concentriques les unes aux autres; ces ellipses n'ont d'ailleurs pas la forme géométrique normale, elles sont beaucoup plus aigues à l'ouest qu'à l'est. L'exploitation a porté sur plus de 25 veines interstratifiées qu'on a pu suivre d'une façon plus ou moins continue à la fois sur les flancs nord et sud du dôme. La zone filonienne est donc limitée au voisinage du sommet du dôme: elle a à peu près 2.470 mètres de l'est à l'ouest, c'est-à-dire dans le sens de l'axe de l'anticlinal et 485 mètres du nord au sud.

La partie du district qui a fourni le plus d'or correspond à l'extrémité orientale du dôme, là où l'axe de l'anticlinal plonge rapidement de 0 à 45°; c'est là en effet que les terrains se sont brisés le plus, soit obliquement soit parallèlement par rapport au plan de stratification; il se produisit en cet endroit des "rouleaux," des gaufrages, des angulaires, c'est-à-dire des accidents très favorables à la précipitation du minerai.

Parmi les veines interstratifiées les plus importantes, on

peut citer: les veines Dunbrack, Sterling, Boston-Oldham, North Wallace, South Wallace et Donaldson. Un grand nombre d'autres ont été exploitées également mais avec plus ou moins de profit.

Les zones minéralisées les plus riches suivent les "rouleaux" qui sont extrêmement fréquents dans les veines du S.E. du district et qui plongent vers l'est à peu près sous le même angle que plonge l'axe de l'anticlinal. On a exploité, dans la veine Dunbrack, une zone minéralisée particulièrement riche et continue jusqu'à une profondeur d'environ 356 pieds et avec un plongement qui n'a pas cessé de croître depuis 5° jusqu'à 40°. La zone riche qui en 1909 donnait en moyenne 2,88 onces d'or par tonne, dans la veine Sterling Barrel au sommet même de l'anticlinal a pu être exploitée jusqu'à une profondeur de 490 mètres; le plongement qui était de 30° à la surface a passé à 43° au niveau 275 mètres. C'est la plus grande profondeur d'exploitation qu'on ait atteint en Nouvelle-Ecosse, sur une veine interstratifiée.

Dans la partie N.E du dôme, un certain nombre de veines telles que la veine Boston-Oldham et Frankfort présentaient une zone d'enrichissement à l'endroit où elle se recourbait autour de la crête de l'anticlinal. Quelques veines ont été exploitées activement parallèlement à la direction des couches mais jamais à une grande profondeur.

Au nord du centre du dôme quelques veines s'épaississent et s'enrichissent à leur intersection avec les angulaires, soit au point d'entrée, soit au point de sortie. La partie enrichie et épaissie de la veine principale comprise entre l'entrée et la sortie de l'angulaire a généralement moins de six mètres de longueur et à peu près trente mètres de profondeur; elle forme une petite zone minéralisée appelée "pay-streak." Plusieurs de ces zones très aurifères se rencontrent sur les veines Blue, Hall, etc., là où elles reçoivent l'angulaire Britannia; le minerai qu'on a extrait a rapporté de une à cent onces d'or à la tonne.

Dans les parties N.O. et S.O. du dôme, quelques veines se sont également enrichies à l'intersection des angulaires qui viennent respectivement du mur c'est-à-dire du S.O., ou du toit, c'est-à-dire du N.E. Dans la veine Blackie l'or se trouve concentré dans des poches de mispickel contenant parfois cinq à sept onces de métal précieux; malheureusement, en dehors de ces poches, la veine n'avait aucune valeur ou que très peu de valeur.

En 1892, J. E. Hardmann, ingénieur pour la Compagnie Napier, fonda un puits de 35 mètres dans l'anticlinal sur "l'Area 102". Il recoupa au sommet sept veines-selles superposées qui ne se manifestaient à la surface par aucun affleurement. Deux d'entre elles furent assez riches pour qu'on ait entrepris leur exploitation. Ce fonçage ainsi que d'autres travaux analogues qui ont été faits dans divers districts montre qu'il existe des zones d'exploitation nettement continue en profondeur constituées par une succession de veines quartzzeuses aurifères, toutes de caractère semblable et superposées les unes aux autres.

A une petite distance à l'ouest du puits d'Hardmann, on a observé que diverses veines telles que les veines Harrison et South Ohio prenaient des épaisseurs deux ou trois fois plus grandes que leur épaisseur normale, en arrivant à la crête de l'anticlinal, au moment où elles se recourbaient avec un rayon de moins de trois mètres. L'ensemble formait des zones riches plongeant vers l'ouest d'environ 20°.

On a trouvé dans la veine Hay qui se trouve un peu en dehors du district à 550 mètres au nord de l'anticlinal, une poche isolée contenant 60 onces d'or, au point où la veine principale rencontrait une angulaire.

On a trouvé également un amas d'une centaine de livres de scheelite rougeâtre à 12 mètres de profondeur, dans un grand "rouleau" de quartz de la veine Schaffer Barrel sur le flanc est de l'anticlinal. A la surface, au voisinage, on peut remarquer de très bons exemples de structure en rouleau. On a signalé également la découverte de petites poches analogues dans les veines South Wallace et Dunbrack. Jusqu'à ces dernières années, les mineurs ne connaissaient pas la valeur de ce minéral auquel ils avaient donné le nom de "pinkeye" et comme ils n'y voyaient pas d'or ils le laissaient délibérément de côté.

#### PRODUCTION

L'or a été découvert pour la première fois en 1861, dans le district; l'année suivante, les exploitations commencèrent et elles ont continué sans arrêt jusqu'à l'heure actuelle. Les rapports officiels montrent que la production annuelle d'or a varié de 282 onces en 1887 à 3.171 onces (pour 9 mois) en 1893 et que la teneur moyenne à la tonne varie de 16 grammes 91 en 1881 à 101 grammes 41 en 1888.

La production totale d'or de 1862 à 1912 a été de 67.343 onces (209 kgs 436) évaluées à \$1. 279.520, provenant de 58.735 tonnes de minerai. La teneur en or de minerai a donc été de 35 grammes 64 en moyenne.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: D'ENFIELD A L'EXTRÉMITÉ OUEST DU DISTRICT AURIFÈRE D'OLDHAM

Milles et  
Kilomètres.

0 ml.

0 km.

**Station d'Enfield**—Alt. 63 pds. (19 m. 2.) En quittant la station d'Enfield, le chemin de fer se dirige vers le sud et court pendant un demi-mille environ sur des sédiments horizontaux du Garbonifère inférieur formés surtout de bancs épais de gypse et de lits de calcaires, de grès et de schistes. Généralement les terrains sont cachés par de l'argile à blocs ou par des sables et argiles d'âge Pléistocène.

0.5 ml.

0 km. 8.

**Rivière Shubenacadie**—Alt. 47 pds. (14 m. 3.) Alarivière Shubenacadie, le chemin de fer pénètre dans la formation Goldenville de la série aurifère; c'est une région de roches précambriennes qui se prolonge jusqu'à l'Atlantique. Pendant un mille et demi, le chemin de fer traverse de bas en haut une section taillée dans des bancs alternants de quartzites et de schistes dirigés de l'est à l'ouest et plongeant au sud sous de grands angles. On arrive alors à un synclinal (120 mètres au nord du lac Lily) qui s'allonge entre l'anticlinal de Shubenacadie-Grand Lake et l'anticlinal d'Oldham. Le chemin de fer traverse le synclinal qui se manifeste par plusieurs affleurements de quartzites recourbés dans le sens de plongement occidental du pli.

2.5 ml.

4 km.

**Horn Brook**—Alt. 247 pds. (75 m. 3.) Pendant le demi-mille qui suit, on traverse de nouveau les mêmes terrains, mais de haut en bas pour aboutir à l'anticlinal d'Oldham, à l'endroit où cet anticlinal traverse le ruisseau Horn, à 36 mètres en amont de la chute. A gauche, on peut voir la veine d'Oldham dans une tranchée qui se trouve à 60 mètres au nord de la chute.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE: DISTRICT AURIFÈRE D'OLDHAM

(Voir plan et sections du district aurifère d'Oldham)

- |  |   |
|--|---|
| Pieds et<br>Mètres.<br>0 pied<br>0 mètre | <p><b>Horn Brook</b>—Alt. 247 pds. (75 m. 3) A partir d'Horn Brook à l'extrémité occidentale du district, l'anticlinal se dirige vers l'est et se trahit par une chaîne de hauteurs le long de la voie jusqu'à Black Brook. En suivant la voie dans la direction de l'est on peut faire les observations suivantes; en mesurant les distances à partir du ruisseau Horn.</p>  |
| 1.500p.<br>457 m.                        | <p>La route traverse obliquement un anticlinal dont la crête plonge vers l'ouest d'environ 20°; les couches s'incurvent et plongent au nord et au sud sous des angles d'abord assez faibles mais atteignant rapidement 70° de façon à former un plissement très aigu mais symétrique. Le clivage est normal à la direction du pli.</p>  |
| 1.700<br>pds.<br>518<br>mètres.          | <p>Au nord de la route (20 mètres), on peut voir la veine South Ohio qui plonge au sud de 43° et la veine Richey qui plonge au nord de 35° en suivant toutes deux la stratification; à l'ouest sur l'axe de l'anticlinal, ces deux veines se réunissent et forment une veine-selle dont l'axe plonge vers l'ouest d'environ 20°. Le long de l'axe de cette veine, on a exploité sur une petite longueur une zone minéralisée de 20 à 24 pouces d'épaisseur contenant du mispickel et de la galène.</p>  |
| 2.330<br>pds.<br>710<br>mètres.          | <p>Au nord de la route (27 mètres), la veine Harrison plonge au nord de 55° et s'incurve en concordance avec les couches, à moins de 10 pieds de l'anticlinal. Elle forme une autre zone minéralisée dont l'axe plonge vers l'ouest sous un angle d'environ 20°, et disparaît sous la zone minéralisée de South Ohio-Richey; beaucoup de galène; des angulaires qui viennent du mur ont épaissi la veine le long de la ligne de faite. Sur les flancs nord et sud de l'anticlinal, on peut voir une série de veines parallèles interstratifiées affleurant sur une distance de 24 m. 5, c'est-à-dire sur toute la largeur de la zone quartzeuse aurifère qui se suit de chaque côté de l'axe. Ces deux zones se</p> |

Pieds et  
Mètres

réunissent à l'ouest. On y a trouvé plusieurs petites zones minéralisées (appelées gold-streaks) et notamment sur le flanc nord, au point d'intersection des veines principales avec les angulaires qui viennent du mur des bancs, c'est-à-dire qui viennent du S.O. sur le flanc nord et du N.E. sur le flanc sud.

2.590 pds A 18 mètres au nord de la route, le puits vertical de J. E. Hardmann, foncé à 42 m. 5 de profondeur sur a crête d'un anticlinal, traverse 7 veines-selles superposées dont les flancs ont été recoupés à une profondeur de 100 pds par des travers-bancs de 100 pds de longueur de part et d'autre du puits; ces travaux montrent la continuité en profondeur des veines-selles et la régularité de leur concordance avec les plissements des terrains.

3.320 pds Alt. 313 pds. (95 m. 3) On se trouve au centre du  
1.010 m dôme; à droite, se détache la route de Goff: on traverse l'anticlinal qui passe entre la route et la maison d'école. On peut voir près de la maison d'école des bancs de quartzites et d'ardoises horizontaux sur la ligne de faite d'un anticlinal et recouvrant le sommet d'une riche veine-selle gaufrée; cette veine-selle a été exploitée sur ses deux pentes à une certaine profondeur; le clivage vertical est très développé même dans les quartzites et il indique exactement la direction de l'anticlinal; l'intersection du clivage et des plans de lits se fait à angle droit, ce qui indique le centre du dôme. De larges veines stériles de quartz blanc grossier traversent normalement l'anticlinal; elles proviennent sans doute du bombement de l'anticlinal auquel est dû le plongement vers l'est et l'ouest de la ligne de faite. Au pied de la colline à 38 mètres au nord de l'anticlinal, on peut voir plonger à 65° vers le nord le mur d'une petite veine voisine de la veine Harisson; cette veine est recoupée par les mêmes larges veines transversales stériles, mais elle s'est enrichie par la présence de petites veines angulaires entrant du côté du mur; les larges veines transversales n'ont provoqué aucun enrichissement. Sur les deux flancs de l'anticlinal, les couches et les veines interstratifiées



Pieds et  
Mètres.

ont une direction parallèle à celle du plan de symétrie de l'anticlinal.

4.090 pds La route descend la colline; à droite, on passe à  
1.247 m. côté de la veine Morell dont le mur s'incurve et plonge à  $57^\circ$  vers le nord; le gaufrage qu'on aperçoit sur le mur et qui a été causé par la rencontre des plans de clivage et des plans de lits plonge à l'est sous un petit angle parallèlement à la surface du dôme. On peut voir également sur ce mur une faille dont le rejet horizontal est d'environ 15 pouces.

4.345 pds À gauche, tout près de la route se trouve la laverie de W. A. Brennan qui comprend deux batteries de bocards avec tables d'amalgamation, une table de concentration Wilfley et une turbine à eau. On peut voir une veine dont le mur plonge à  $50^\circ$  vers le nord et dont le gaufrage plonge vers l'est.

4.540 pds **Black Brook.** Alt. 244 pds. (74 m. 30.) On voit à  
1.383 m. droite la vieille laverie de J. E. Hardman avec deux batteries, tables d'amalgamation et roue Pelton. Cette laverie a probablement extrait plus de la moitié de l'or total qu'a donné le district. Sur la rive Est du ruisseau Black en face du moulin on peut voir une bonne section du pli anticlinal avec des bancs superposés et recourbés d'ardoises et de quartzites; entre un lit d'ardoises et un lit de quartzites, on aperçoit une petite veine très gaufrée qui renferme de l'or à son point d'intersection avec une angulaire. Le quartzite présente des plans de clivage très nets et c'est le glissement des terrains le long des plans de clivage qui a produit le gaufrage; quant à l'ardoise, elle est non seulement clivée mais elle est ondulée parallèlement au gaufrage de la veine; ce gaufrage plonge vers l'est dans la même direction que l'anticlinal. Au-delà du ruisseau Black, vers l'est, le plongement de l'anticlinal s'accroît constamment et atteint  $45^\circ$ , mais alors le pli s'élargit et les couches décrivent en affleurement de grandes courbes presque concentriques. Plusieurs cassures rayonnent vers l'est et le S.E., la plus large suivant à peu près l'axe de l'anticlinal.

En continuant à se déplacer vers l'est sur la colline à partir du ruisseau Black dans la direction

Pieds et  
Mètres.

de l'anticlinal, on peut faire les observations suivantes.

4,790 pds Au sommet de la colline sur le flanc sud, la veine  
1.460m. Carpenter dessine un S au milieu d'une ride secondaire des terrains: elle a 14 pieds de large et elle plonge d'environ  $30^{\circ}$  vers l'est; la partie comprimée de la veine passe de 3 pouces à 24 pouces d'épaisseur et s'enrichit par la présence d'angulaires qui viennent de la profondeur: L'ensemble forme une zone minéralisée riche qu'on a exploitée jusqu'à 60 mètres de profondeur. Les couches voisines sont ridées en concordance.

Plus loin à l'est, des tranchées ont recoupé diverses veines telles que les veines Galene et Boston-Oldham sur le flanc nord du pli là où elles se recourbent au voisinage de la faille anticlinale; de l'autre côté de la faille, les veines n'ont pas pu être retrouvées.

5.840 pds Dans la veine Sterling Barrel, on a exploité  
1.790m. jusqu'à 487 mètres de profondeur une zone minéralisée riche; le puits d'exploitation était un puits incliné qui suivait le plongement: à la surface il descendait suivant un angle de  $30^{\circ}$  mais à une profondeur de 275 mètres, sa pente atteignait  $43^{\circ}$ ; la zone minéralisée se trouve immédiatement au sud de la faille anticlinale là où les terrains s'ondulent nettement et brusquement (cette ondulation des terrains a d'ailleurs présenté une continuité remarquable en profondeur). L'exploitation de cette zone a montré combien elle était régulière depuis la surface jusqu'à la limite des travaux en profondeur; sa longueur horizontale s'est maintenue entre 30 et 45 mètres. La veine elle-même est gaufrée et se trouve sous un banc d'ardoises noires et elle est souvent gelée contre le mur du banc de quartzites dans lequel le gaufrage de la veine a imprimé des sillons parallèles.

A 120 m. plus à l'est on retrouve des gaufrages de la même nature sur les parois d'un puits foncé sur la veine Rusty qui plonge à  $31^{\circ}$  vers l'est et qu'on pense être la continuation de la veine Sterling Barrel au nord de la faille anticlinale.

Du sommet du terril de la mine Sterling Barrel, on a en regardant vers le nord une bonne vue

Pieds et  
Mètres.

d'ensemble des travaux de surface qu'on a faits sur les différents affleurements des veines; on se rend bien compte alors de la courbure générale des terrains dans cette partie N.E. du dôme.

La route se dirige alors vers le N.E. et traverse successivement les veines North Wallace, Rusty, Rutherford et Frankfort qui ont été plus ou moins travaillées par tranchées ou par puits. Prendre alors un chemin qui se détache de la route principale et se dirige vers le S.E.: après avoir traversé la veine Blue, on arrive à la veine Schaffer Barrel. La veine Schaffer Barrel a été exploitée jusqu'à une profondeur de 60 m. et on l'a dépilée en surface jusqu'à la faille anticlinale. Le mur de quartzite qui forme une large courbe en se dirigeant vers le sud et qui plonge de  $45^{\circ}$  vers l'est est fortement et profondément gaufré. Les sillons de ce gaufrage plongent vers l'est et correspondent à l'intersection des plans de clivage et des plans de lits; leur origine semble due à des mouvements verticaux des terrains le long de leur plan de clivage. La veine et l'ardoise encaissante ont été comprimées et présentent une succession de gaufrages et de "barils" parallèles. Au sud du puits, on a trouvé une poche qui contenait une centaine de livres de scheelite rougeâtre associée à de l'ankérite au milieu d'un large "rouleau" de quartz à une profondeur de 12m. La veine Schaffer Barrel a été disloquée par plusieurs failles dont les déplacements horizontaux sont de 45m. pour la faille anticlinale, de 37 m. 6, pour la faille Whitehead et de 34 m. pour la faille suivante au sud.

A un tiers de mille plus loin à l'est, on rencontre quelques autres veines interstratifiées sur la pente orientale de la crête du dôme, mais aucune n'a donné de bons résultats à l'exploitation. La veine Baker, à un quart de mille à l'est présente cependant un certain intérêt, car elle est la seule dans le district qui ait recoupé la stratification sur une longueur importante et qui ait donné de bons résultats à l'exploitation. Elle se trouve dans un plan de faille qui coupe l'anticlinal à angle droit et qui, à l'encontre des veines interstratifiées, présente des épontes striées, a une épaisseur très

Pieds et  
Mètres.

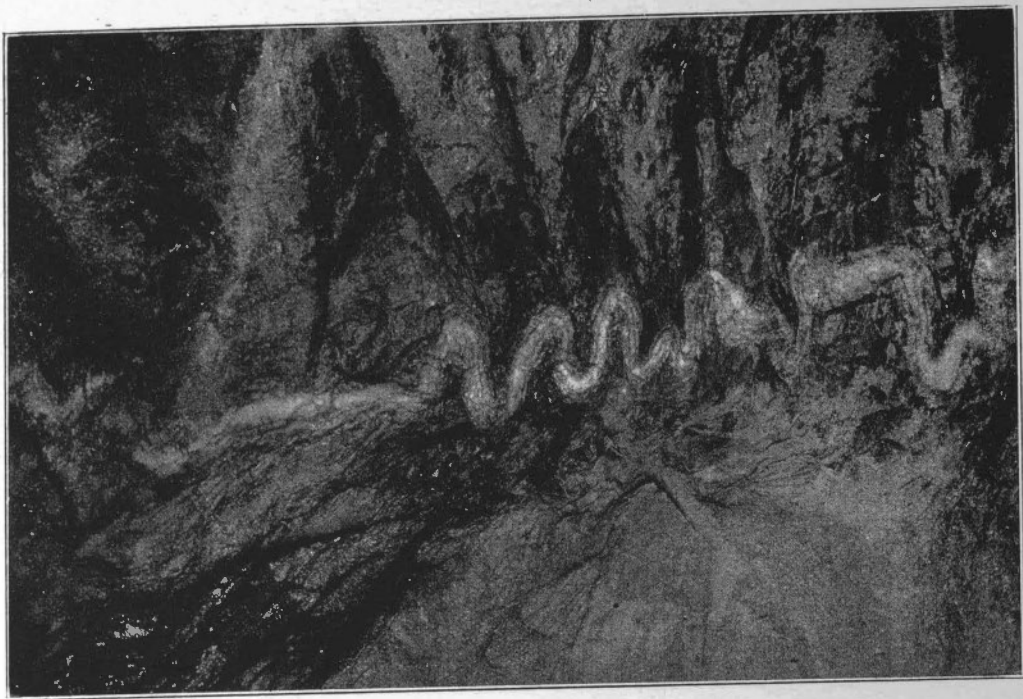
irrégulière et est tortueuse. Son épaisseur moyenne est de 45 cm. et teneur moyenne a été de 7 à 10 grammes par tonne. Plusieurs lots de 100 tonnes ont donné d'une once et demie à 2 onces (45 à 60 grammes). La veine ne peut pas se voir actuellement à la surface.

La mine Hardman a été ouverte sur la veine Dunbrack qui semble être un prolongement occidental de la veine Schaffer Barrel au-delà de l'anticlinal. Cette veine se trouve au mur d'un lit de schistes plongeant au S.E. de 43° et interstratifiée avec des quartzites. Sauf, les "rouleaux," l'épaisseur de la veine varie d'une fraction de pouce à 8 pouces et peut avoir 4 pouces en moyenne (10 cm.). La veine est gaufrée et les gaufrages plongent de 38° au nord exactement comme ceux de la veine Schaffer Barrel. On a exploité dans la veine, deux zones minéralisées ou "rouleaux" bien définis et parallèles entre eux: la zone Ned McDonnell et la zone Hardman; ces deux zones plongent vers l'est sous un angle inférieur à celui des gaufrages. La zone supérieure, la zone Ned McDonnell ne remonte pas exactement jusqu'à la surface mais on l'a exploitée sur une longueur d'environ 260m. de long de la pente de la première faille de 34m. au-delà de laquelle, il a été impossible de la découvrir. Dans une section verticale le quartz et le schiste pouvaient avoir 8 pouces d'épaisseur et 9 pouces de largeur; l'épaississement et l'enrichissement semblent avoir été provoqués par de petites angulaires qui viennent du côté du mur.

La zone minéralisée Hardman qui est sans doute la zone la plus riche qu'on ait jamais exploitée dans la province, se trouve à peu près à 42 m. au-dessous du "rouleau" Ned McDonnell et lui est parallèle. Elle n'apparaît pas à la surface mais elle gîte à une profondeur d'environ 175 pieds, un peu à l'est de l'extrémité occidentale du "rouleau" Ned McDonnell. Comme la zone Ned McDonnell, elle commence par un petit "rouleau" dont le diamètre et la teneur en or s'accroissent peu à peu, en même temps que le plongement passe de 5° à 40°. On l'a exploitée sans lacune le long de la pen-

te sur environ 365 m. en traversant la première faille jusqu'à la faille Whitehead. Au-delà de cette faille il est possible que la même zone riche se prolonge mais jusqu'à présent on ne l'a pas encore découvert. Encore arrivant à la première faille, le "rouleau" est rejeté de bas en haut sur 39 m. et horizontalement vers le sud de 34 m. Au-dessus et au-dessous du "rouleau", l'épaisseur moyenne de la veine est d'environ 4 pouces mais dans le "rouleau" elle croît jusqu'à 22 pouces et en moyenne se maintient à 17 pouces. Le quartz et schiste encaissants du "rouleau" ont nettement une structure concentrique: les sections verticales du cylindre ont la forme d'une ellipse allongée dont la longueur ou hauteur varie de 8 à 18 pieds. Le "rouleau" envoie dans les épontes de quartzite de petites angulaires de quartz souvent associées à de la sidérose et ayant rarement plus d'un pouce d'épaisseur. Les angulaires qui pénètrent dans le "rouleau" en venant du toit n'ont aucun effet bien marqué sur la richesse du minerai; au contraire, celles qui viennent du mur ont nettement enrichi ou élargi les veines de quartz qui se trouvent au-dessus d'elles. Il est important de remarquer que la veine plonge plus raide en dessous du "rouleau" qu'au-dessus, autrement dit, que les couches présentent un fort changement de direction: il est possible que ce soit là l'origine du "rouleau" et des angulaires qui se seraient formées lors du plissement et du glissement des lits les uns sur les autres. En dehors du "rouleau", le minerai a donné à l'analyse de  $4\frac{1}{2}$  gr. à  $22\frac{1}{2}$  gr. (\$3,00 à \$15,00) en moyenne par tonne d'or libre, tandis que le minerai du "rouleau" Hardman ne renferme jamais moins d'une once<sup>(1)</sup> (30 gr.) à la tonne; la plupart du temps, les teneurs se maintenaient entre 9 et 30 onces (270 gr. et 900 gr.). Quelques lots de 8 à 10 tonnes ont même donné jusqu'à 80 onces (2.300 gr., soit \$1.600.) à la tonne. Le minerai de haute teneur s'accompagnait de galène et de blende; le quartz plus pauvre renfermait de  $1\frac{1}{2}$  à 2% de mispickel, de pyrite et de pyrrhotine; tous ces minéraux existaient également dans le

(1) Nota: l'once vaut plus exactement 29 gr. 166.



Zone riche Hardman dans la veine Dumback, montrant une coupe et le sommet des petits plissements.  
Oldham, N.E., 1897.

Milles et  
Kilomètres.

minéral riche, mais en quantités accessoires, par rapport à la galène et à la blende.

En quittant la mine Hardman, on traverse la partie nord-est du dôme du nord au sud. On rencontre successivement, les veines Dunbrack, Schaffer Barrel et Ned McDonnell, près du point où elles commencent à apparaître entre les couches qui peu à peu se courbent au nord-est et plongent faiblement du côté de l'anticlinal; on y remarque que déjà les murs des veines sont gaufrés. A partir de la veine Sterling Barrel, les couchent se courbent de plus en plus vite en se dirigeant vers l'anticlinal et les veines interstratifiées deviennent de plus en plus nombreuses, tout en se chargeant de grosses veines stériles (Bull veins) qui les épaississent. La structure primitive des couches et des veines interstratifiées a été entièrement disloquée par les failles qui rayonnent du centre du dôme en se dirigeant vers le sud-ouest.

## DESCRIPTION DE L'ITINÉRAIRE.

D'ENFIELD À TRURO.

(G. A. YOUNG.)

Pieds et  
Mètres.  
0 ml.  
9 kil.

**Enfield**—Alt. 63 pds. (19 m. 2) En quittant Enfield, le chemin de fer s'approche et s'écarte plusieurs fois de la rivière Shubenacadie. Au S.E., de l'autre côté de la rivière s'élève une contrée formée par des assises de la série aurifère. Au nord apparaît une plaine légèrement ondulée formée de Carbonifère. Les affleurements rocheux sont assez rares dans cette plaine carbonifère, mais par l'apparition en plusieurs endroits de bancs de gypse et de calcaire, on se rend compte de l'âge exact des terrains qui appartiennent à la série Windsor. Les couches sont recoupées de failles et plongent dans diverses directions, mais généralement sous des angles assez faibles.

12.4 ml. **Station de Shubenacadie**—Alt. 66 pds. (20 m. 10)  
19 km. 9 La limite entre les terrains carbonifères et les roches de la série aurifère se trouve à peu près à

Milles et  
Kilomètres.

6 km. 4 à l'est. Contre cette ligne de contact apparaissent les niveaux de base du Carbonifère: ce sont des conglomérats et des grès qui par endroits contiennent assez d'or alluvionnaire pour donner naissance à une exploitation. La source de l'or doit, sans aucun doute, être recherchée dans les veines de quartz, du Précambrien aurifère sousjacent.

Immédiatement après avoir passé la station de Shubenacadie le chemin de fer traverse la rivière Shubenacadie et pendant un mille remonte la vallée sans perdre de vue les méandres de la rivière. Puis le chemin de fer s'éloigne peu à peu de la rivière.

16,9 ml. **Station de Stewiacke**—Alt. 86 pds. (26 m. 2)

27 km. 2 Après cette station, le chemin de fer s'approche de la berge de la rivière Stewiacke, affluent occidental de la rivière Shubenacadie. A peu près à 2 km. 4 plus loin, il traverse la rivière Stewiacke et en quitte la vallée. La rivière Stewiacke égoutte un grand territoire légèrement ondulé qui s'étend assez loin vers l'est et qui est formé de terrains carbonifères appartenant à la série Windsor.

26 ml. **Station de Brookfield**—Alt. 102 pds. (31 m. 1)

41 km. 9 Brookfield se trouve près de la lisière nord de la grande région carbonifère (série Windsor) que traverse le chemin de fer depuis sa sortie de la région précambrienne aurifère. Dans les districts des environs de Brookfield, les couches Windsor plongent dans diverses directions sous toutes sortes d'angles.

A 1.200 m. au-delà de Brookfield, le chemin de fer s'engage dans un district de terrains Union, d'âge dévonien ou peut-être carbonifère. La région est basse et légèrement ondulée. A 3 km. 6 plus loin, la voie traverse une petite ligne de faite (altitude 155 m.) et commence à descendre les pentes qui mènent à la baie de Minas.

Les couches de la série Union plongent dans diverses directions sous des angles absolument quelconques. De même que pour les couches Windsor du sud, les couches ont une tendance générale à se diriger vers l'est. Il est probable que



Milles et  
Kilomètres.

ces deux groupes de terrains ont été très étroitement plissés le long d'axes East-Ouest et sont traversés par de nombreuses failles. En s'appuyant sur des raisons stratigraphiques, Fletcher a placé les couches Union sous les couches Windsor et les a, par conséquent, rangées dans le Dévonien. Cependant, dans des districts voisins, les couches Union et leurs couches associées renferment une flore Carbonifère moyenne (Mill-stone Grit?).

A mesure que le chemin de fer descend dans la vallée de la rivière Salmon qui se jette dans le fond de la baie de Minas on voit se dresser de plus en plus distinctement au nord, la chaîne des Collines Cobequids. Cette chaîne est flanquée par des terrains carbonifères disloqués qui, dans la vallée de la rivière Salmon, sont recouverts en discordance par des grès et conglomérats triasiques horizontaux. Truro se trouve dans une région triasique au sud de la rivière Salmon et la limite entre les couches Union fortement disloquées et le Trias horizontal passe dans les faubourgs du sud de la ville.

34 ml.

54 km. 7.

**Truro**—Alt. 60 pds. (18 m. 3.)



