This document was produced by scanning the original publication.

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

CANADA
MINISTÈRE DES MINES
HON. W.-A. GORDON, MINISTRE; CHARLES CAMSELL, SOUS-MINISTRE

COMMISSION GÉOLOGIQUE
W.-H. COLLINS, DIRECTEUR

MÉMOIRE 166

Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricanaw (Québec)

PAR

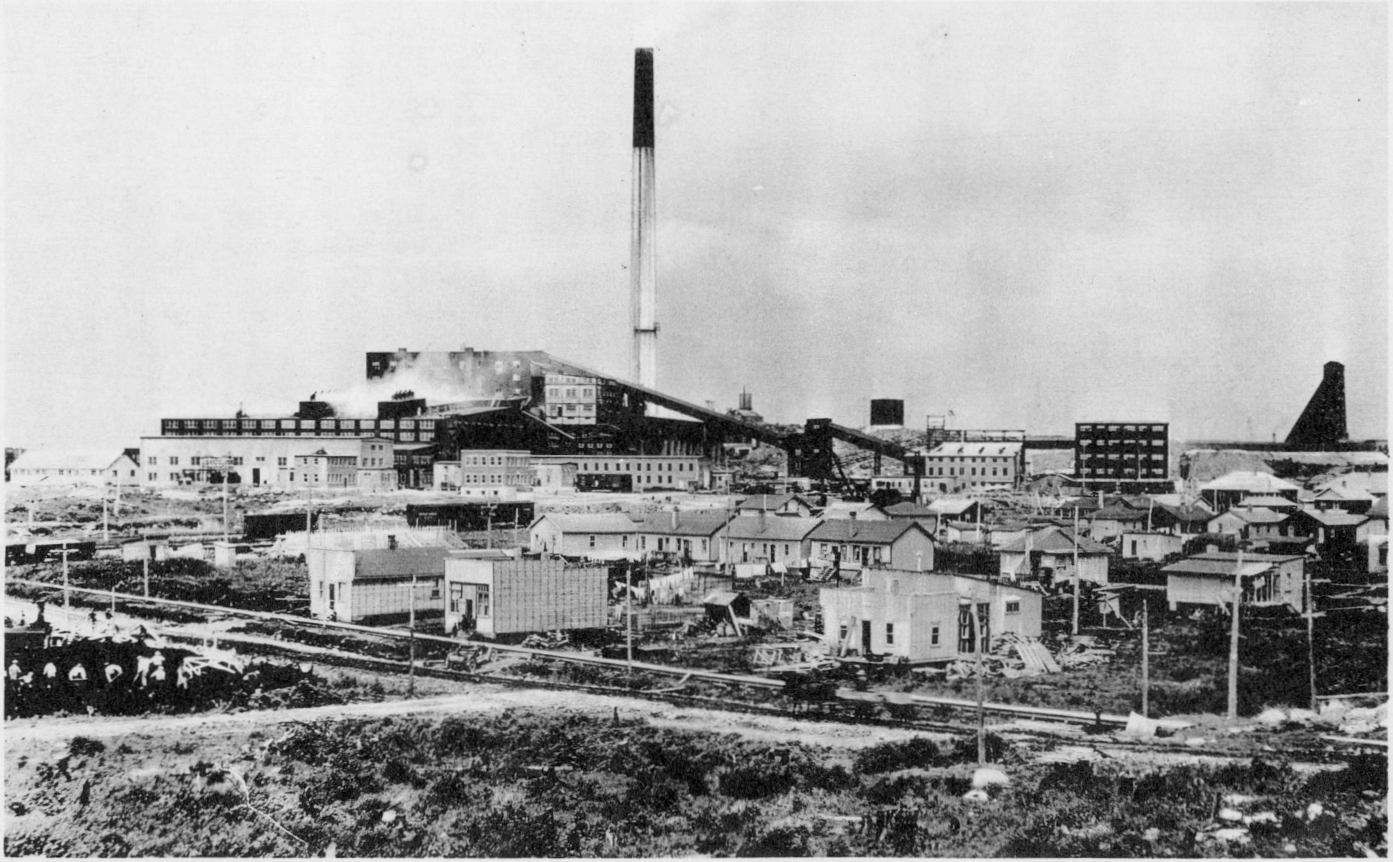
H.-C. Cooke, W.-F. James et J.-B. Mawdsley

(Traduit par le personnel attitré du ministère)

OTTAWA
F. A. ACLAND
IMPRIMEUR DE SA TRÈS EXCELLENTE MAJESTÉ LE ROI
1933

N° 2322

Prix, 45 cents



Mine Horne et usine métallurgique.

CANADA
MINISTÈRE DES MINES
HON. W.-A. GORDON, MINISTRE; CHARLES CAMSELL, SOUS-MINISTRE

COMMISSION GÉOLOGIQUE
W.-H. COLLINS, DIRECTEUR

MÉMOIRE 166

Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricanaw (Québec)

PAR

H.-C. Cooke, W.-F. James et J.-B. Mawdsley

(Traduit par le personnel attitré du ministère)

OTTAWA
F. A. ACLAND
IMPRIMEUR DE SA TRÈS EXCELLENTE MAJESTÉ LE ROI
1933

N° 2322

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Préface	ix

CHAPITRE I

Introduction	1
Généralités	1
Situation et étendue	2
Moyens de communications	2
Voies fluviales	2
Routes	4
Chemins de fer	6
Travaux sur le terrain	7
Bibliographie	8
Essences et exploitation forestière	9
Agriculture	11
Forces hydrauliques	13
Faune	15

CHAPITRE II

Topographie	17
Historique de la physiographie générale	17
Topographie régionale	18
Plateaux rocheux	19
Zone argileuse	22
Altitudes de la zone argileuse	22

CHAPITRE III

Série de Keewatin	25
Généralités	25
Tableau des formations	25
Laves	26
Nomenclature	27
Basalte	28
Andésites	31
Dacite et trachyte	31
Rhyolites	32
Tufs et autres sédiments	33
Sédiments keewatiniens des régions de Palmarolle et d'O'Brien, par B.-S.-W. Buffam	35
Bande de tuf au sud du lac Pelletier	41
Etendue vers l'est des sédiments du Keewatin	42
Structure du Keewatin	42
Structure des épanchements isolés	42
Structure ellipsoïdale	43
Structure cordée	46
Structure bréchiforme	47
Changements de grain	49
Détermination du plissement par les structures internes	51
Difficultés éprouvées dans l'application des méthodes	53
Stratigraphie	55
Age et corrélation	56

CHAPITRE IV

PAGES

SÉRIE DE TIMISKAMING 57
Distribution 57
Bande méridionale 57
Description sommaire 57
Conglomérats 58
Grauwacke 59
Laves 60
Bande de Cléricy 63
Bande de Destor-Duparquet 64
Aspect topographique de la série de Timiskaming 67
Métamorphisme 67
Stratigraphie et puissance 68
Rapports avec les autres formations 70
Rapports avec la série de Keewatin 70
Rapports avec les formations plus récentes 74
Origine et historique 75
Age 77

CHAPITRE V

FAILLES ET PLIS 78
Introduction 78
Plis dans la formation de Timiskiming 78
Structure de la bande principale 79
Bande de Cléricy 88
Bande de Destor-Duparquet 89
Plis du Keewatin 89
Axe anticlinal de Dufault 91
Axe synclinal de Dasserat 93
Synclinal de Privat 94
Synclinal de Cléricy 94
Anticlinal de Poularies 95
Synclinal de Destor-Duparquet et synclinal d'Okikeska 95
Anticlinal de La Motte 97
Anticlinal d'Amos 97
Liste des déterminations de structure 98
Epoque du plissement 103
Dislocations du Keetawin 103
Canton de Rouyn 104
Canton de Beauchastel 106
Canton de Dufresnoy 106
Canton de Dubuisson 106
Failles dans la série de Timiskaming 107

CHAPITRE VI

ROCHES INTRUSIVES 110
Introduction 110
Roches intrusives pré-timiskamiennes 111
Porphyre feldspathique rouge 111
Porphyre quartzifère 111
Roches intrusives post-timiskamiennes injectées avant le plissement 112
Porphyre à diorite 112
Amphibolite 113
Roches intrusives pré-huroniennes plus récentes 114
Diorite quartzifère (gabbro ancien) 114
Roches intrusives granitiques et syénitiques 117

PAGES

ROCHE INTRUSIVES—*Suite*
Roches intrusives pré-huroniennes plus récentes—*Suite*
Syénite et porphyre à syénite 117
Syénite du lac Hub 118
Porphyre à syénite d'Aldermac 118
Porphyres à syénite de Duprat, et des lacs Twin et Olier 120
Porphyres à syénite de Dasserat et de Kekeko 120
Porphyres gris à syénite 121
Syénites porphyriques de Cléricy 123
Syénites de La Pause et de Preissac 124
Granites et granodiorites 124
Subdivision de la granodiorite 126
Granodiorite de Dufault 126
Granodiorite de Cléricy 134
Granite de Flavrian 135
Granite de Powell 135
Granite du lac Noranda 136
Granite du lac Moose 136
Granites des lacs Nelson et Labyrinthe 137
Granodiorite de Palmarolle 137
Syénites à hornblende de La Sarre et de Guyenne 138
Granite de La Reine 139
Granite du lac Robertson 140
Granodiorite de Bourlamaque 141
Granodiorite de Siscoe 141
Granodiorite d'Unison 142
Granodiorite de Figuery 142
Granodiorite de Malartic 142
Granodiorite de Fiedmont 143
Subdivision du granite 143
Zone méridionale 143
Granite de La Motte-La Corne 145
Age des granites 146
Péridotites altérées 147
Gabbro récent 150
Dykes basaltiques 154

CHAPITRE VII

SÉRIE DE COBALT 156

CHAPITRE VIII

LACS POST-GLACIAIRES ET LEURS DÉPÔTS 161
Exposé général et corrélation 161
Dépôts lacustres 165

CHAPITRE IX

RÉSUMÉ DE LA GÉOLOGIE APPLIQUÉE DE LA RÉGION DE ROUYN-HARRICANAW 171
Introduction 171
Dépôts de sulfures 172
Gîtes aurifères 184
Dépôts de molybdène 187

CHAPITRE X

PAGES

DÉPÔTS DE SULFURES 189
Mines Aldermac 189
Mines Noranda 198
Mines Amulet 223
Mines Waite-Ackerman-Montgomery 236
Claims Chance 239
Mines Robb-Montbray 242
Claims Coniagas 245
Claims Eplett-Metcalfe 245
Don Rouyn Gold Mines 246
Mines Archean 246
Quemont Mining Corporation 248
Mines Newbec 248

CHAPITRE XI

GÎTES AURIFÈRES 252
Claims Russian-Kid 252
Granada-Rouyn Mining Company 253
Veine Powell 254
Claim Chadbourne 259
Martin Mining Company 261
Ile Parker 264
Unison Gold Mines 265
Siscoe Gold Mines 266
Claims Sullivan 273
Claims Stabell et Legault 275
Claims Clark 281
Mine Lake-Fortune 282
Claims de la Montreal Exploration Company 283
Graham-Bousquet Mining Corporation 284
Mines Thompson-Cadillac 285
Claims O'Brien 287
Claim Saint-Germain-Gale 289
Claims Arntfield et Francœur 290
Claims de la Huronian Belt Mining Company 296
Claims J.-C. MacCormack 297
Malartic Gold Mines 299
Claims Gouldie 303
Mine d'Or Abitibi 304
Lot 35, rang II, canton de Landrienne 305
Fisher Quebec Gold Mines 305
Continental Gold Mines 308
Mine d'Or Vénus 309
Claim Gillies 310

CHAPITRE XII

GÎTES DE MOLYBDÈNE 312
Introduction 312
Height of Land Mining Company 312
St-Maurice Mines Company 313
Peninsular Mining Syndicate 314
Claim O'Brien 314
Molybdenite Reduction Company, par W. Gerrie 314

INDEX 329

ILLUSTRATIONS

PAGES

Carte 2275.271A. Région de Rouyn-Harricanaw, comtés d'Abitibi et de Témiscamingue (Québec) ..... En pochette
Planche I. Mine Horne et usine métallurgique ..... Frontispice
IIA. Tuf finement stratifié (bande de Privat), lot 43, ligne de rang X, canton de Poularies 325
B. Bande de tuf finement stratifié entre des bandes de tuf andésitique basique (bande de Privat), lot 42, ligne de rang X, canton de Poularies 325
IIIA. Forme que prennent les ellipsoïdes en coupe transversale 327
B. Dalmatianite 327
Figure 1. Diagramme montrant les principes suivant lesquels on interprète une structure ellipsoïdale et le grain pour déterminer l'attitude des épanchements de la lave 50
2. Comparaison d'un épanchement de lave et d'un dyke intrusif ou filon-couche pour ce qui a trait au changement de grain de haut en bas 52
3. Diagramme des structures dans la lave de Timiskaming 61
4. Diagramme montrant le déplacement entre les strates adjacentes sous l'action du plissement 80
5. Diagramme présentant des formes qu'affectent les plis d'entraînement développés dans les strates de faible résistance 81
6. Coupe verticale de la structure du Timiskaming, de l'extrémité nord du lac Opasatika à la baie Seule (Lonely) 82
7. Esquisse et coupe transversale de la région de la rivière Kinojévis 83
8. Observations structurales près de l'anticlinal Dufault et du synclinal Dasserat 90
9. Cantons de Poularies, de Privat et certaines parties de Destor et d'Aiguebelle, indiquant les positions des épanchements de rhyolite 96
10. Amas de granodiorite de Dufault 126
11. Profil de la surface sur laquelle s'est déposée la série de Cobalt, entre l'extrémité septentrionale du lac Opasatika et la baie Renault, lac Dasserat 157
12. Géologie superficielle, mine Aldermac 192
13. Mine Aldermac, plan du niveau de 125 pieds (juillet 1927) 193
14. Géologie superficielle, mine Horne 200
15. Esquisse des rapports dans la galerie «1336», mine Horne 217
16. Géologie superficielle, mine Amulet 224
17. Coupes transversales de la structure, mine Amulet 228
18. Dépôt de pyrite Chance 241
19. Plan de la veine Powell, canton de Rouyn 256
20. Plan du claim Martin, canton de Dubuisson 262
21. Ile Siscoe, lac De Montigny 267
22. Plan des claims Sullivan, canton de Dubuisson 274
23. Plan des claims Stabell et Legault, canton de Dubuisson 276
24. Schéma indiquant les rapports des dykes et du filon de porphyre, claim Legault, canton de Dubuisson 280
25. Contours de l'amas de minerai, mine Malartic, canton de Fournière 300
26. Groupe de veines A, Molybdenite Reduction Company 320
27. Groupe de veines B, Molybdenite Reduction Company 322
28. Groupe de veines C, Molybdenite Reduction Company 323

PRÉFACE

Ce rapport est une compilation méthodique des résultats d'investigations poursuivies, durant neuf ans, dans une région de l'ouest de Québec. Plusieurs membres de la Commission géologique ont contribué à ces recherches et leurs observations ont été publiées séparément au fur et à mesure qu'elles étaient complètes. D'autres examens ont aussi été effectués dont le compte rendu est encore inédit. D'une façon générale, les auteurs sont pleinement d'accord quant aux faits recueillis. Toutefois, de nouvelles données sont venues s'ajouter aux observations antérieures, qui ont motivé le changement de certains points de vue et exigent un nouvel exposé des conclusions. De plus, un si grand nombre de rapports et d'articles ont été publiés qu'il est difficile pour le lecteur de se faire une idée exacte de la situation, d'autant plus que certaines de ces publications sont aujourd'hui épuisées. On a donc tenté de réunir dans ce volume tous les renseignements recueillis par les géologues qui se sont intéressés à cette étude. Parmi les plus récents, dont les observations sont ici résumées, se trouvent les auteurs du présent rapport, ainsi que B.-S. Buffam, H.-C. Gunning et W. Gerrie. Les régions qu'ils ont respectivement examinées sont les suivantes:

H.-C. Cooke a cartographié en 1922 la région d'Opasatika; en 1927, une étendue de quelque 90 milles à l'ouest et au sud-ouest du lac Dufault; en 1929, la granodiorite de Dufault et de Cléricy, ainsi que d'autres parties des régions de Cléricy et de Kinojévis. Il a consacré plusieurs saisons et certaines parties de saison, de 1922 à 1929, à l'examen de diverses mines et de terrains de prospection.

W.-F. James, en 1922, a établi la carte de la région de Duparquet, et, en 1923, celle de Rouyn. En 1927, il a revisé une partie de la carte de Duparquet et examiné les prospects Robb-Montbray, Coniagas, Eplett-Metcalfe et d'autres découvertes dans ce district.

De 1924 à 1926, W.-F. James et J.-B. Mawdsley ont cartographié les régions de Cléricy, Kinojévis, Fournière, La Motte, Dubuisson et Fiedmont, et examiné les gisements qui étaient alors en voie de développement.

En 1925-26, B.-S.-W. Buffam a tracé la carte des régions de Palmarolle et d'O'Brien, ainsi que celle de l'angle nord-est de Duparquet.

En 1925, H.-C. Gunning a revisé la carte de la limite septentrionale de la région d'Opasatika et étudié l'amas de porphyre à syénite du canton de Beauchastel

En 1926, W. Gerrie a examiné en détail la propriété de la Molybdénite Reduction Company dans le canton de La Corne.

Ces géologues ont tous contribué aux renseignements nécessaires à la rédaction de chacun des chapitres du présent rapport. Il n'est fait mention d'aucun nom en particulier, car, bien qu'un géologue ait pu rédiger une certaine partie, pour laquelle il a lui-même fourni la plupart des données, celles-ci ont, dans tous les cas, été complétées par les résultats recueillis par les autres collaborateurs.

Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricanaw (Québec)

CHAPITRE I

INTRODUCTION

GÉNÉRALITÉS

Ce rapport décrit une région de la province de Québec, située directement à l'est de la frontière ontarienne et, pour la majeure partie, au sud du Canadien-National. McOuat en commença la reconnaissance en 1872 par un cheminement du district d'Abitibi et depuis lors plusieurs explorations semblables furent faites à diverses époques. De 1910 à 1915, au cours de la construction du Canadien-National, M.-E. Wilson, J.-A. Bancroft, W.-J. Wilson et T.-L. Tanton effectuèrent un levé plus détaillé, restreint surtout aux principaux cours d'eau, et n'examinèrent qu'une très faible partie de l'intérieur de la contrée. En 1922, la Commission géologique entreprit un programme de cartographie à l'échelle d'un mille au pouce, dans le but de relever en détail la géologie de cette région et d'indiquer l'emplacement et l'étendue des affleurements. Elle a depuis envoyé plusieurs équipes dans la région, de sorte qu'aujourd'hui environ 4,000 milles carrés de territoire entre la frontière interprovinciale et la rivière Bell ont été portés en détail sur la carte, et les plus importantes propriétés minières examinées.

L'étude géologique de la région a sensiblement marché de pair avec le progrès de l'industrie minière. A la fin de 1922, la découverte de gisements minéraux de bon augure attira de nombreux prospecteurs dans le district de Rouyn, et depuis lors des découvertes successives ont peu à peu étendu l'intérêt à tout le district porté sur la carte. Certains gisements sont devenus des mines reconnues, et d'autres, dont le développement est moins avancé, justifient certainement de nouveaux déboursés pour en établir la valeur. Le succès réalisé par ces découvertes a grandement stimulé la croissance de tout le district. Deux voies ferrées ont été construites dans le district de Rouyn, depuis Taschereau au nord, et Kirkland-Lake à l'ouest; une assez bonne route a été ouverte de Makamik au nord, jusqu'à Angliers au sud, ainsi que de nombreux chemins secondaires; plusieurs autres développements sont actuellement en cours.

Le but de ce rapport est de réunir tous les renseignements acquis sur ce nouveau district minier de l'ouest de la province de Québec. Il est accompagné d'une carte à l'échelle de 4 milles au pouce. Les renseignements ont été compilés d'après les cartes de 1 mille au pouce annexées aux rapports sommaires de la Commission géologique et d'autres données encore inédites. Plusieurs détails de topographie et de géologie représentés sur les cartes à plus grande échelle ont été omis.

Au cours des nombreuses saisons passées sur le terrain les auteurs ont été grandement secondés dans leur travail par des particuliers, les compagnies minières, ainsi que leurs aides, qui ont été remerciés dans les rapports sommaires des diverses années.

SITUATION ET ÉTENDUE

La région à l'étude s'étend de la frontière interprovinciale à la longitude 77° 30′ ouest, et du 48° de latitude nord au 48° 45′. La superficie de la région est approximativement de 4,000 milles carrés. Elle a été divisée, pour fins de levés détaillés, en dix étendues. Les quatre plus au sud, de l'ouest à l'est, sont celles d'Opasatika, Kinojévis, Fournière et Dubuisson. Le groupe adjacent comprend celles de Duparquet, Cléricy, La Motte et Fiedmont. Au nord de Duparquet et de Cléricy se trouvent celle de Palmarolle et d'O'Brien. Il existe des cartes géologiques à l'échelle de 1 mille au pouce des régions suivantes: Opasatika, Kinojévis, Fournière, Duparquet, Cléricy, La Motte, Fiedmont et Dubuisson.

MOYENS DE COMMUNICATION

Les premiers voyageurs pénétrèrent dans le district par voie de la rivière Ottawa, en suivant l'ancienne route suivie par les indiens et les traficants jusqu'au lac Abitibi, par voie des lacs Opasatika et Dasserat. La construction du chemin de fer Timiskaming and Northern Ontario ouvrit une autre route canotable par voie des lacs Larder et Raven; plus tard le Canadien-National devint un moyen de communication commode dans la partie septentrionale du district. Plus récemment un embranchement du Canadien-National fut construit de Taschereau à Rouyn, et un autre du Nipissing-Central relie maintenant Swastika à Rouyn. Un grand progrès fut aussi accompli dans la construction des routes, dont plusieurs sont maintenant propres à la circulation en automobile. Bien que la plupart soient cantonnées dans les régions agricoles près du Canadien-National, d'autres ont été construites surtout pour desservir les districts miniers. La plus importante est la route provinciale qui va de Ville-Marie et d'autres endroits sur le lac Timiskaming, à Makamik sur le Canadien-National.

VOIES FLUVIALES

La région est abondamment pourvue de routes fluviales par lesquelles on peut se rendre à moins de quelques milles d'une localité quelconque. Il y a plusieurs années tout le monde voyageait par ces routes, mais les nouveaux chemins de fer et les grands chemins ont considérablement réduit la circulation par eau, de sorte qu'elles sont surtout utilisées aujourd'hui par les prospecteurs et ceux qui doivent atteindre des localités difficilement accessibles. Les portages sur ces routes ont été grandement améliorés depuis quelques années par le Service de la Protection des Forêts de la province de Québec.

La partie nord-ouest de la région est traversée par les rivières La Reine, La Sarre et Lois. On peut commodément se servir de canots automobiles sur les deux premiers cours d'eau à partir du Canadien-National

jusqu'au lac Abitibi, et de ce lac en remontant la rivière Duparquet jusqu'au portage du Danseur. En amont de cet endroit on peut employer avec avantage de gros canots munis de moteurs extérieurs.

Du lac Duparquet, la rivière Magusi fournit une bonne route vers l'ouest jusqu'à la frontière ontarienne. Vers l'est, jusqu'au lac Dufresnoy, la route passe par une chaîne de lacs peu profonds reliant les cours d'eau. Il est nécessaire de faire plusieurs petits portages et le canotage est un peu difficile à la période d'étiage.

Vers le sud à partir du lac Duparquet, il est facile de suivre la rivière Smoky jusqu'à un rapide, environ 4 milles au sud du lac; elle est navigable jusqu'au lac Flavrian, mais le cours supérieur en est obstrué par de nombreux rapides et digues de castor. La rivière Kanasuta se jette plus loin à l'ouest sur la rive sud du lac Duparquet. Cette rivière conduit au lac Dasserat et n'exige que quatre petits portages. Les autres cours d'eau se jetant dans le lac Duparquet ne sont pas navigables, et sont çà et là obstrués par des barrages de bois et des digues de castor.

Du lac Dasserat, la rivière Kwaskwinadaga constitue une voie facile jusqu'au lac Labyrinth ainsi qu'aux parties avoisinantes d'Ontario. Un large cours d'eau conduit aussi au lac Arnoux, et à l'angle sud-est du lac Dasserat une rivière navigable relie le lac Ogima sur la route canotable de l'Abitibi. Nul autre cours d'eau parmi ceux qui se jettent dans le lac Dasserat n'est canotable, pas plus que ceux qui affluent dans la rivière Kanasuta.

La rivière Norman, coulant dans le lac Arnoux, peut être remontée jusqu'au lac Norman et, au commencement de la saison, jusqu'au lac Daudin. La ligne O'Sullivan traverse la rivière Norman et sert de sentier pour atteindre les parties difficilement accessibles des cantons de Duprat et de Beauchastel. Un autre sentier part d'un camp à environ 1 mille de l'embouchure d'un creek se déversant dans la partie sud-est du lac Arnoux, et se dirige au nord-est dans le canton de Beauchastel.

On peut atteindre la partie sud-est de la région de Duparquet à partir du lac Dufresnoy, par voie des lacs Sills et Dufault, ou, du côté sud, par la rivière Kinojévis et le lac Osisko.

Le sud-ouest de la région—l'étendue d'Opasatika—est accessible par le lac des Quinze, en suivant une chaîne de rivières et de lacs, à travers le lac Barrière jusqu'au lac Opasatika, d'où une route avec portages mène au lac Washusk qui se déverse dans l'Ogima. Un détournement des eaux transversalement à l'ancienne hauteur des terres est la cause que ces lacs coulent aujourd'hui vers le sud, et si cet état de choses demeure, tout le débit du lac Dasserat prendra la même direction. Une autre route canotable comportant des portages plutôt longs va du lac Barrière, par voie des lacs Albee et Evain, au lac Kekeko et constitue une partie de la route Kinojévis.

On peut se rendre aux régions de Cléricy et de Kinojévis par l'un ou l'autre des chemins de fer qui pénètrent dans le district de Rouyn. Les stations de Rouyn et de Cléricy sont des endroits propices pour les départs en canot. La rivière Kinojévis constitue la route principale. Elle est accessible à partir du lac des Quinze par voie de la rivière Ottawa avec un seul portage aux environs des rapides à l'Esturgeon (Sturgeon) quelques milles

en amont du lac Expanse. La Kinojévis est navigable sur toute sa longueur à l'époque des hautes eaux depuis l'Ottawa jusqu'au lac Kewagama et comporte cinq portages. La rivière Villemontel, un tributaire, fournit une bonne route jusqu'à 4 milles de la station de Villemontel sur le Canadien-National, et un bon chemin conduit du débarcadère au village.

Les cantons de Montanier et de Surimau les plus difficiles d'accès de toute la région peuvent le plus facilement être atteints par la rivière Kinojévis, depuis la Darlens, tributaire de l'Ottawa, ou par sentier partant du lac Piché, dans le canton de Fournière. On parvient au lac Kewagama soit de Villemontel, par voie de la rivière Kinojévis, soit de la rivière Harricanaw, par le portage Kewagama. Le portage, de 2 milles de long, est muni d'une voie ferrée et d'un camion automobile.

Les étendues à l'est sont arrosées par la rivière Harricanaw, le plus grand cours d'eau de la région. Elle est navigable pour petits bateaux à vapeur sur une distance d'environ 70 milles en amont d'Amos, et par le passé un service assez régulier a été maintenu. Des bateaux pour usage personnel peuvent aussi être frétés à Amos. Les eaux d'amont de la rivière Harricanaw sont navigables en canot jusqu'au lac Lamy, canton de Sabourin et dans l'angle sud-ouest du canton de Courville.

La rivière Natagagan, dans le canton de Fiedmont, était autrefois navigable en canot et constituait une excellente route en laissant le chemin de fer pour remonter vers le nord jusqu'à la rivière Bell. Depuis quelques années, cependant, on l'a utilisée pour le flottage du bois; elle est, par conséquent, beaucoup obstruée par des barrages et des bois canards sur une distance d'environ dix milles en aval de Barraute.

ROUTES

Un réseau de routes construit sous l'initiative du gouvernement provincial s'étend graduellement à toutes les parties arables de la contrée et donne aussi accès aux districts miniers. Ces routes conviennent à une région légèrement peuplée; elles sont en général de terre mais par endroits recouvertes de gravier, là où on peut s'en procurer à bon marché. Elles sont ordinairement bien fossoyées et nivelées, et excellentes par temps sec. Au printemps et à l'automne, toutefois, à l'époque des pluies, la surface devient recouverte d'une épaisse couche d'argile détrempée et glissante, qui rend ces routes impassables sauf pour les véhicules à chevaux.

En outre de cette classe de routes, il en existe deux autres d'ordre secondaire. La première, qu'on peut appeler routes forestières, est construite en enlevant simplement les arbres et les souches de manière à laisser tout juste un sentier par où les attelages puissent voyager. Elles ne sont pas fossoyées, ni aménagées ni aplanies, sauf les endroits où elles traversent des marécages où des "rondins" sont jetés en travers. Ces routes là où elles traversent des étendues d'humus sont donc ordinairement boueuses, si ce n'est par temps très sec; elles sont toujours excessivement raboteuses là où le terrain est pierreux.

La seconde classe de routes ne peut être utilisée qu'en hiver. Elles sont construites en abattant simplement les arbres sur les voies projetées; lorsque la chose est possible elles suivent ordinairement les lacs, les cours d'eau calme, les marais découverts pour éviter tout abatage inutile et de façon à profiter des pentes douces. La neige, qui est abondante dans la région, recouvre les rondins, les souches et les broussailles, offrant ainsi une bonne route d'hiver. Ces routes sont beaucoup utilisées quand les frais de construction d'une route d'été ne sont pas justifiés, comme pour la coupe du bois et le transport des provisions dans des régions qui doivent être prospectées à fond. Même là où les travaux miniers sont assez avancés ces routes servent beaucoup au transport des approvisionnements, machines, etc., vu que le coût du transport par attelage en hiver est peu élevé.

Une route principale, parallèle au Canadien-National, traverse l'extrémité septentrionale de la région à l'étude, depuis la frontière interprovinciale jusqu'à Senneterre, sur la rivière Bell. De cette route, d'autres se dirigent vers le nord et le sud sur des distances de 5 à 10 milles, distances représentant l'expansion agricole maximum actuelle. Dans quelques endroits, tels que le long de la rivière Harricanaw, les routes peuvent atteindre jusqu'à 20 milles du chemin de fer, desservant les fermes d'abord établies sur les bords de ces bonnes voies navigables.

Une autre grande route a été récemment ouverte de Makamik, sur le Canadien-National via Rouyn, à Angliers, le terminus de l'embranchement du Pacifique-Canadien sur la rive orientale du lac Timiskaming. Cette route a été nivelée et gravelée sur toute sa longueur. Entre Makamik et Rouyn, elle est assez droite et se dirige presque franc nord et sud. De Rouyn elle se dirige un peu au sud de l'ouest sur une distance d'environ 12 milles, jusqu'à tout près du lac Renaud, puis converge de nouveau presque directement au sud, passant à l'est du lac Opasatika. Un embranchement, qui a été déblayé mais non encore aménagé ni fossoyé, conduit vers le sud depuis Rouyn, en suivant la rive méridionale du lac Pelletier, à travers la tête du lac Kekeko, et passant au sud des collines Kekeko, pour rejoindre de nouveau la route principale près du lac Olier. De cette route principale partent de petits chemins ordinaires qui desservent les diverses propriétés minières.

Entre la mine Lake-Fortune et la frontière interprovinciale à Cheminis, la route actuelle fut d'abord construite comme route forestière pour le transport des approvisionnements à la mine Lake-Fortune; la partie occidentale, située sur un terrain élevé, peut encore être utilisée. La partie orientale est en mauvais état sur plusieurs milles, mais dut être utilisée en 1927 pour le transport des approvisionnements lors de la construction du chemin de fer Nipissing-Central.

Le territoire à l'est de Rouyn, sur à peu près 30 milles, n'est pas encore pourvu de routes, sauf sur une petite étendue, de Rouyn au lac du même nom, où se termine la route fluviale venant d'Angliers. Ce territoire est borné au nord par la vaste barrière rugueuse des collines Abijévis, à travers laquelle aucune route n'a encore été construite.

La première route à l'est des collines est courte, conduisant de Villemontel à la tête de la navigation sur la rivière Villemontel à 4 milles plus loin. Un prolongement raboteux de cette route se dirige vers le sud à travers le canton de Villemontel jusqu'à la rivière Kinojévis; il servait autrefois de route d'hiver pour se rendre aux gîtes de molybdénite de la péninsule Indian, lac Kewagama. Cette dernière partie n'a pas servi depuis quelques années; elle est probablement recouverte de broussailles.

Un assez bon chemin longe la rive occidentale de la rivière Harricanaw sur une distance de 20 milles depuis Amos jusqu'au lac Malartic. A l'automne de 1928 le gouvernement a commencé le prolongement de cette route pour atteindre la propriété Malartic dans le canton de Fournière. Ce prolongement est maintenant entièrement déblayé, les ponts nécessaires sont construits; il est convenablement fossoyé et gravelé d'un bout à l'autre. Une route d'hiver s'en détache et conduit aux propriétés O'Brien et Thompson-Cadillac sur le bord occidental du canton de Cadillac.

A l'est d'Amos les routes ordinaires de ferme se dirigent sur des distances de 4 à 5 milles du chemin de fer, et donnent facilement accès au bord septentrional de la région cartographiée. Deux autres seulement méritent d'être mentionnées. Un chemin d'hiver commençant à l'extrémité d'une route de ferme sur la rive occidentale du lac Fiedmont, se dirige vers le sud-ouest transversalement à l'angle nord-ouest du canton de Senneville, passe dans Varsan, traverse la rivière Harricanaw et se termine à la mine Stabell. Un embranchement part de cette route dans le canton de Senneville et se dirige vers le sud-est sur une distance de 3 milles jusqu'à la scierie à l'extrémité septentrionale du lac Blouin. La seconde est une route forestière partant de l'extrémité méridionale du lac Blouin jusqu'à la propriété Clark à environ 4 milles au sud-est. Un sentier relie l'extrémité de cette route à la rivière Bourlamaque, 5 milles à l'est.

CHEMINS DE FER

Toutes les parties de la région à l'étude sont aujourd'hui facilement accessibles à partir d'un chemin de fer. Le Canadien-National, construit de 1910 à 1915, passe par la partie septentrionale dans une direction légèrement au nord de l'ouest, traversant les cours d'eau navigables qui coulent presque tous du nord au sud. Le voyageur désirant atteindre un point quelconque du district peut, par conséquent, quitter le chemin de fer à la traverse de rivière la plus rapprochée et atteindre son but après deux jours environ en canot.

Un autre service de chemin de fer donne accès à la partie occidentale là où les travaux miniers ont justifié sa construction. Un embranchement du Canadien-National, connu sous le nom de Chemin de Fer des Mines de Rouyn, fut construit en 1925 de Taschereau à Rouyn, soit une distance de 44 milles. Une ligne en cul-de-sac relie la propriété Waite-Ackerman-Montgomery à la voie principale, et une autre depuis la mine Amulet est en voie de construction. Un service quotidien de trains communique à Taschereau avec les trains directs de la voie principale du Canadien-National.

En 1926 le Nipissing Central, contrôlé par le Timiskaming and Northern Ontario, fut prolongé du village de Cheminis, sur la frontière interprovinciale, jusqu'à la ville de Rouyn. Un service quotidien est maintenu entre Swastika et Rouyn, de sorte que le voyageur peut quitter Toronto ou Montréal sur le train régulier du soir et arriver à Rouyn en moins de 24 heures.

TRAVAUX SUR LE TERRAIN

L'un des premiers cheminements effectués dans cette région par un géologue le fut par Walter McOuat, en 1872, en suivant la route canotable du lac Timiskaming au lac Abitibi par voie des lacs Opasatika et Dasserat. Aucune autre reconnaissance de la région ne fut entreprise avant 1901, bien que Robert Bell, en 1887 et 1895, explorât le Grand lac Victoria et la rivière Bell, situés directement à l'est. En 1901, J.-F.-E. Johnston fit un levé de la rivière La Sarre, du lac Makamik, du lac et la rivière Lois, de la rivière Kinojévis, et de la route canotable du lac Duparquet au lac Dufresnoy. En 1904, W.-A. Parks traversa les lacs Dasserat et Labyrinthe. Au cours des étés de 1906 et 1907, W.-J. Wilson étudia la géologie le long des routes fluviales et des lignes d'arpentage adjacentes à l'emplacement projeté du Transcontinental-National. Au cours des mêmes années, J. Obalski, surintendant du Service des Mines à Québec, fit des excursions de reconnaissance dans la région. En 1909, T.-L. Walker examina les gisements de molybdénite près du lac Kewagama, pour son rapport sur les minerais de molybdène au Canada. M.-E. Wilson consacra les trois saisons de 1908, 1910 et 1911 et une partie de celle de 1909, à une reconnaissance générale de toute la région entre la frontière interprovinciale et le lac Kewagama, et publia un rapport détaillé accompagné d'une carte à l'échelle de 4 milles au pouce. En 1911 et 1912, J.-A. Bancroft dressa la carte de la géologie des environs du lac Kewagama et des eaux d'amont de la rivière Kewagama, et compléta ses rapports par une carte à l'échelle de 4 milles au pouce. En 1914 et 1915, T.-L. Tanton traça la carte du bassin des rivières Harricanaw et Turgeon, depuis le 50° de latitude jusqu'au Transcontinental-National. Cette carte couvre presque entièrement les régions de Parmarolle et d'O'Brien.

Une étude plus détaillée de la région commença en 1922 alors que H.-C. Cooke et W.-F. James cartographièrent en détail, à l'échelle de 1 mille au pouce, la majeure partie des régions d'Opasatika et de Duparquet. L'année suivante W.-F. James et Robert Harvie continuèrent cette carte dans les régions de Kinojévis et de Cléricy, et H.-C. Cooke fit une étude détaillée des découvertes minérales depuis de lac De Montigny jusqu'à la frontière interprovinciale. En 1924, W.-F. James et J.-B. Mawdsley complétèrent le levé de Cléricy et de Kinojévis. La même année, Wright et Segsworth, travaillant indépendamment de la Commission géologique décrivirent les sédiments témiscamiens du canton de Destor. En 1925, James et Mawdsley tracèrent la carte des régions de La Motte et de Fournière, et examinèrent certains gîtes minéraux dans les cantons de Desmeloizes et de Trécesson; B.-S. Buffam releva la partie septentrionale de la région de Duparquet, laissée incomplète en 1922 et continua la carte vers l'est des cantons

de Destor et d'Aiguebelle. H.-C. Gunning compléta la carte de l'extrémité septentrionale de la région d'Opasatika, laissée inachevée en 1922, et H.-C. Cooke étudia en détail certaines propriétés minières des cantons de Dasserat, Beauchastel, Rouyn, Dufresnoy et Duprat. En 1926 James et Mawdsley dressèrent la carte de Fiedmont et de Dubuisson, B.-S. Buffam, celle de Palmarolle et d'O'Brien, et Cooke releva la partie centrale de Duparquet, qui n'avait pas encore été délinéée, et revisa la carte détaillée de la partie orientale de Duprat, le quart sud-ouest de Dufresnoy et le quart nord-ouest de Rouyn. En 1927, W.-F. James revisa la carte du reste de la région de Duparquet et examina en détail les découvertes minérales; H.-C. Cooke étudia les mines Aldermac et Horne, ainsi que quelques-unes des petites mines près de Rouyn.

BIBLIOGRAPHIE

Antevs (E.): "Retreat of the Last Ice-Sheet in Eastern Canada". Com. géol., Can., Mém. 146 (1925).

Bancroft (J.-A.): "Rapport sur la géologie et les recherches minières de la région des lacs Keekeek et Kewagama"; Opérations minières dans la province de Québec, 1911, p. 175-229.

"Rapport sur la géologie et les richesses minérales de la région des sources de la rivière Harricanaw, nord-ouest de Québec"; Opérations minières dans la province de Québec, 1912; p. 217-256.

Buffam (B.-S.-W.): "Région de Destor, comté d'Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1925, partie C, p. 71-118.

Cooke (H.-C.): "Région d'Opasatika, comté de Témiscamingue, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1922, partie D, p. 1-62, (1923).

"Quelques gisements d'or du Québec occidental"; Com. géol., Can., Rap. som., 1923, partie C I, p. 36-88.

"Gisements d'or et de cuivre du Québec occidental"; Com. géol., Rap. som., 1925, partie C, p. 10-36.

"De l'origine des minerais cuprifères du district de Rouyn, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1926, partie C, p. 36-44.

Gunning (R.): "Porphyre à syénite du canton de Boischatel, Québec"; Com. géol., Can., Bull. 46, p. 31-41, (1927).

Harvie (R.): "Région de Dufresnoy, district d'Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1923, partie C I, p. 110-128.

James (W.-F.): "Région de Duparquet, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1922, partie D, p. 63-87.

"Région de Rouyn, comté de Témiscamingue, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1923, partie C I, p. 89-109.

James (W.-F.) et Mawdsley (J.-B.): "Régions de Cléricy et de Kinojévis, comtés de Témiscamingue et d'Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1924. partie C, p. 1-30.

"Régions de La Motte et de Fournière, comté d'Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som. 1925, partie C, p. 37-66.

"Gisements minéraux dans les cantons de Desmeloizes et de Trécesson, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1925, partie C, p. 67-70.

"Régions de Fiedmont et de Dubuisson, comté d'Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1926, partie C, p. 45-65.

Johnston (J.-F.-E.): "Partie orientale de la région d'Abitibi"; Com. géol., Can., Rap. som., 1901, p. 140-154.

McOuat (W.): "Rapport d'un examen de la région entre les lacs Timiskaming et Abitibi"; Com. géol., Can., Rap. des Opérations 1872-73, p. 134-163.

Mailhot (A.): "Gisements aurifères du lac De Montigny, Abitibi, Québec"; Opérations minières dans la province de Québec, 1919, p. 132-167.

Obalski (J.): "Explorations au nord du comté de Pontiac"; Opérations minières dans la province de Québec, 1906, p. 2-27; 1907, p. 42-56.

Parks (W.-A.): "Géologie du district au nord du lac Temiskaming"; Com. géol., Can., Rap. som., 1924, p. 205-233.

Tanton (T.-L.): "Bassin des rivières Harricanaw et Turgeon, nord de Québec"; Com. géol., Canada, Mém. 109 (1919).

Walker (T.-L.): "Rapport sur les minerais de molybdène au Canada". Div. des Mines, Ministère des Mines (1911).

Wilson (M.-E.): "Région du lac Opasatika et de la hauteur des Terres"; Com. géol., Can., Rap. som., 1908, p. 136-139.

"District du lac Larder"; Com. géol., Can., Rap. som., 1909, p. 225-233 .

"Nord-ouest du Québec adjacent à la frontière interprovinciale et au chemin de fer Transcontinental National"; Com. géol., Can., Rap. som., 1910, p. 210-214.

"Géologie et Ressources économiques du district du Lac Larder, Ontario, et des parties adjacentes du comté de Pontiac, Québec"; Com. géol., Can., Mém. 17 (1912).

"Etendue de la carte du lac Kewagama, Pontiac et Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1911, p. 284-290.

"Région de la carte du lac Kewagama, Québec"; Com. géol. Can., Mém. 39 (1913).

"Le comté de Timiskaming, province de Québec"; Com. géol., Can., Mém. 103 (1918).

Wilson (W.-J.): "La partie occidentale de la région Abitibi"; Com. géol., Can., Rap. som., 1901, p. 126-140.

"Explorations le long de la ligne projetée du chemin de fer Transcontinental, district d'Abitibi, Québec"; Com. géol., Can., Rap. som., 1906, p. 130-135.

"Reconnaissance géologique le long de la ligne du chemin de fer Transcontinental-National dans l'ouest de Québec"; Com. géol., Can., Mém. 4 (1910).

Wright (D.--.GH.) et Segsworth (W.-E.): "Extension of the Porcupine Gold Belt into Québec"; Eng. and Ming. Jour., vol. 117, p. 763 (1924).

ESSENCES ET EXPLOITATION FORESTIÈRE

Les essences forestières de la région ont encore leur importance. L'épinette, le pilier de l'industrie de la pulpe, est le bois le plus précieux, mais le pin blanc, le pin rouge, le pin gris, le cèdre, le baumier et le bouleau s'y rencontrent aussi et sont employés dans une certaine mesure.

Les pins blancs sont relativement peu nombreux. Il s'en trouve d'excellents sur les rives des lacs dasserat, Duparquet et Kewagama, mais aucune forte croissance de pin blanc ne se rencontre au nord du Grand lac Victoria. Le pin rouge est plus commun. On a observé un excellent pin rouge dans les cantons du sud de la région et celui de Joannès. Le pin des rochers ou pin gris croît bien d'un bout à l'autre de la région là où il y a des plaines sablonneuses. L'épinette est aussi répandue. Elle atteint une forte taille sur les étendues argileuses, mais par suite de la froideur du sol, elle croît très lentement, et prend environ 30 ans à devenir assez grosse pour être utilisée même comme bois de pulpe. Elle croît aussi dans les marais, mais n'atteint qu'une petite taille. Le cèdre pousse sur les rivages de plusieurs lacs et dans les marais des plateaux. Certains arbres atteignent un bon diamètre à la base, mais s'effilent rapidement et pourissent fréquemment au centre. Le cèdre de la région est presque sans valeur. Le

baumier est commun, surtout dans l'ouest du district. Près de la frontière ontarienne il a été considérablement ravagé par la chenille du bouton d'épinette. On a remarqué que les ravages causés par ce parasite diminuent vers l'est, et qu'à l'est de la rivière Harricanaw les baumiers n'avaient pratiquement pas été attaqués. Une fois attaqués par cette chenille les arbres meurent bientôt et sont renversés, constituant ainsi un sérieux obstacle sur les routes forestières. Une épaisse croissance d'arbustes, tels que framboisiers, pousse parmi les arbres renversés et rend le passage encore plus difficile.

Le bouleau occupe les crêtes élevées et se présente, comme le peuplier, là où la forêt normale a été détruite par le feu ou par l'exploitation forestière. Le peuplier et le bouleau semblent être une protection nécessaire à la croissance plus lente de l'épinette ou du pin, car ces derniers surgissent à l'abri et plus tard les remplacent. Le tamarac ou mélèze était autrefois répandu mais il fut presque exterminé par l'invasion de la mouche à scie du mélèze, en 1893, et au cours des années subséquentes. Une nouvelle croissance de tamarac a surgi, toutefois, laquelle semble devoir d'ici quelques années prendre une importance économique. On a remarqué quelques érables rouges et à sucre dans les cantons du sud, mais ces arbres ne se rencontrent pas en grand nombre au nord du Grand lac Victoria. Le peuplier ordinaire et le peuplier baumier, ou peuplier à écorce rugueuse, forment de gros bosquets sur les étendues argileuses le long de maints cours d'eau.

D'épaisses broussailles de petits arbrisseaux croissent partout sur les argiles et rendent la circulation très difficile. L'érable rabougri, le coudrier, l'aulne, le framboisier et le thé des marais sont les arbustes les plus communs.

La plupart du bois du district sert à fabriquer la pâte de bois. Il est en grande partie abattu par les colons au cours du défrichement et transporté sur les routes ou flotté sur les cours d'eau jusqu'au chemin de fer, où il est décortiqué et expédié aux pulperies. La coupe du pin gris pour les traverses des chemins de fer se pratique aussi, mais n'a pas comme industrie la même importance que celle du bois de pulpe.

Au cours des dernières années, depuis le développement minier, l'exploitation forestière a été davantage poussée sur les limites à bois, à cause de la plus forte demande du marché local et de la crainte du feu, dont les dangers augmentaient rapidement avec la croissance de la population. Des travaux considérables ont été entrepris en 1923 près des rives de la rivière Kinojévis et avancent chaque année de plus en plus en s'éloignant de la rivière. On a commencé, vers 1924, la coupe du bois à la source de la rivière Harricanaw, qui depuis s'est étendue à la contrée environnant le lac Kewagama, puis, en 1925, celle des territoires au sud du lac Abitibi qui se continuera probablement encore pendant quelques années.

Bien que la majeure partie du bois, comme on l'a dit plus haut, serve à la fabrication de la pulpe, une certaine proportion en est convertie en bois de charpente et employée dans la localité pour fins de construction, mais peu est expédié. Le bois de charpente est habituellement petit et d'assez mauvaise qualité, et le gros des expéditions sert à la fabrication de caisses à claire-voie, des boîtes et autres articles auxquels suffit un bois de qualité inférieure.

La contrée entre la frontière ontarienne et le lac Kewagama a été la scène de plusieurs grands incendies qui ont détruit de grandes quantités de bois. De grandes étendues dans le canton de Montbray ont été rasées par le feu avant 1920, et depuis lors la partie septentrionale de ce même canton a aussi été dévastée. Des régions au nord et à l'ouest de Rouyn ont été dépouillées de leur bois depuis 1923, ainsi que de grandes étendues aux environs du lac Kewagama.

Le gouvernement de Québec a fait des efforts sérieux pour parer aux incendies. Des gardes-feu, sous la surveillance d'inspecteurs, sont stationnés au points stratégiques du district. Un système de permis sert à vérifier l'identité et les mouvements des voyageurs. On a institué une propagande par réclame et au moyen de placards affichés dans des endroits bien en vue pour inculquer aux colons et aux voyageurs la nécessité de prévenir le feu. Le défrichement par le feu, une cause très fréquente de feux de forêt, n'est permis que sur émission d'un permis par le garde-feu et celui-ci n'est accordé que lorsqu'il n'y a relativement pas de danger de propagation. Des appareils à incendie sont installés, mais on se rend compte que ce moyen est encore moins efficace que la prévention. On se sert d'avions pour faire les patrouilles régulières et localiser les feux qu'on soupçonne, ainsi que pour y transporter les appareils à incendie.

L'importance de l'industrie du bois dans ce district nouvellement colonisé n'est peut-être pas appréciée à sa juste valeur. En plus de satisfaire aux exigences de l'industrie du papier, elle fournit aux colons un revenu immédiat pendant qu'ils défrichent leurs terres, alors que les profits dérivés de l'agriculture sont nécessairement faibles. Elle fournit aussi aux colons l'avantage de travailler sur les limites à bois durant l'hiver, alors que tout autre travail rémunérateur est rare et ainsi d'accroître leur revenu. Cette industrie fournit aussi un approvisionnement local de bois de charpente convenable et à bon marché, très nécessaire dans un district où plusieurs bâtisses sont en voie de construction. La conservation de cette précieuse ressource est donc digne des plus sérieux efforts.

AGRICULTURE

La colonisation a commencé dans l'Abitibi avec la construction de l'embranchement Québec-Cochrane du Canadien-National en 1912, et se continue encore. Plusieurs types de colons se sont établis dans cette région, dont le plus important, tant du point de vue numérique qu'autrement, est le fermier. La région colonisée s'étend de Senneterre, sur la rivière Bell, à la frontière interprovinciale, soit une distance de plus de 100 milles. De petits villages ont surgi aux endroits où le chemin de fer traverse les principaux cours d'eau et dans quelques-unes des régions agricoles les mieux développées. Les villages sur les cours d'eau sont les centres d'une industrie du bois de pulpe assez considérable, et, dans maints cas, il existe des petites scieries qui produisent le bois de charpente pour usage local. Les premiers colons se sont établis naturellement près du chemin de fer sauf là où les rivières navigables fournissaient des routes pour se rendre plus loin à de bonnes régions agricoles. La construction de routes au cours des dernières années a étendu les régions colonisées de plus en plus loin du chemin de fer.

Un vigoureux programme de colonisation fait depuis longtemps partie de la politique du gouvernement provincial, et il est dans une large mesure responsable du développement rapide du district. Les colons viennent des centres agricoles les plus congestionnés des anciennes parties de la province et, dans certains cas, des villes. Quelques colons étrangers y ont aussi été amenés. La plupart de ces gens possèdent une certaine expérience agricole et sont bien qualifiés grâce à leur entraînement et leur tempéramment aux travaux de pionniers. D'après la politique du gouvernement, la terre est vendue aux colons à des prix très bas et à longs termes. En retour du contrat qui lui octroie sa ferme, le colon doit en enlever le bois, la mettre en culture et faire un petit paiement annuel sur le prix d'achat. On oriente la colonisation en ouvrant de nouveaux districts à mesure que les moyens de communication s'établissent et que les anciens districts se développent. Cette mesure empêche l'isolement des colons et leur établissement sur des terres impropres à la culture. La coupe du bois de pulpe au cours du défrichement constitue une importante source de revenus pour les colons, dont plusieurs possèdent très peu de capitaux. La construction des routes par le gouvernement leur fournit aussi du travail pendant les premières années difficiles de l'établissement.

Une grande étendue de la région se prête bien à la culture. On estime que le sous-sol de 60 pour cent de plusieurs cantons se compose de terre arable, et dans certains cantons la proportion est peut-être encore plus élevée. Une grande partie du sol actuellement trop humide pour la culture peut facilement être améliorée par drainage, où, dans plusieurs cas, simplement en le dépouillant de son épaisse végétation. Une grande partie de ce sol est constituée par une argile assez lourde, mais il existe tous les intermédiaires entre cette argile et le sable pur. Le terrain est très sablonneux dans les parties centrales, surtout autour du lac Fiedmont. Le Canadien-National traverse une vaste étendue de sol entre Senneterre et La Reine.

Le district présente plusieurs désavantages, surtout des gelées tardives qui très souvent détruisent les semis. Les gelées de septembre causent aussi parfois des dommages aux récoltes qui ne sont pas encore moissonnées. Certaines années une forte gelée se produit au milieu de l'été. On admet assez généralement que le danger des gelées disparaîtra graduellement au fur et à mesure que de plus grandes étendues seront défrichées et égouttées. Bien qu'aucune donnée exacte ne soit disponible pour prouver l'exactitude de cet avancé, on prétend que tel a été le cas dans le district du lac Saint-Jean à mesure que le développement avançait. Il semble raisonnable de croire qu'avec la disparition des essences forestières, la neige fondra plus rapidement au printemps, et le sol atteindra une température plus élevée plus à bonne heure qu'aujourd'hui.

Bien que la plupart des produits récoltés plus au sud seront probablement aussi récoltés dans le district d'Abitibi, certaines denrées choisies se montreront sans doute des plus profitables. Le gouvernement fédéral maintient une ferme modèle à La Ferme, quelques milles à l'ouest d'Amos. On y a déjà accompli de nombreux travaux d'expérimentation qui ont donné de précieux résultats. La culture de diverses variétés de plantes supportant bien le froid sera de la plus grande importance dans ce district. A l'heure actuelle les racinages résistant au froid et certaines céréales sont

les principaux produits récoltés. Le foin pousse bien presque partout, mais les taux de transport aux centres tels que Montréal et Québec sont trop élevés pour qu'on puisse l'expédier avec profit. Il semble donc plus avantageux de concentrer les efforts sur l'élevage et d'expédier la viande et les produits laitiers sur lesquels les taux de transport sont moindres.

L'augmentation générale de la population et le développement des centres miniers devraient fournir un marché local beaucoup plus considérable que par le passé pour les produits agricoles. Une meilleure organisation parmi les fermiers ou l'établissement d'un système pour la vente de leurs produits serait probablement profitable.

FORCES HYDRAULIQUES

Il existe dans la région quelques petites sources d'énergie hydraulique, mais aucune n'a encore été aménagée. L'énergie employée dans les districts miniers est amenée de la rivière des Quinze. Quelques-unes de ces petites sources hydrauliques mériteraient peut-être d'être développées pour usage local, lorsque la population aura suffisamment augmenté pour justiger un tel déboursé.

Le tableau suivant, préparé par le Service fédéral des Forces hydrauliques et de l'Assainissement, indique les sites de force motrice disponible dans la région et la quantité estimée d'énergie qu'on pourra développer:

Emplacement des rapides et chutes	Chute (en pieds)	Superficie du bassin de drainage (milles carrés)	Estimation du débit (Pieds cubes par seconde)		Chevaux-vapeurs pendant 24 heures 80% du débit	
			Débit minimum ordinaire	Débit ordinaire moyen pour 6 mois	Débit minimum ordinaire	Débit ordinaire moyen pour 6 mois
Rivière Harricanaw:						
Ville d'Amos	3·3	1,400	420	1,120	126	336
2½ milles en aval	2·5	1,410	423	1,128	96	256
8 milles en aval	4·3	1,480	444	1,184	174	463
3 milles en aval du lac Obalski	4·8	1,580	474	1,264	207	552
NOTE:—Les calculs estimatifs des autres sources d'énergie hydraulique sur la rivière Harricanaw jusqu'à son embouchure peuvent être obtenus du Service fédéral des Forces hydrauliques et de l'Assainissement. Plusieurs de ces sources sont considérables.						
Creek Piché, 2½ milles en aval du lac Piché	15	100	30	80	41	110
Rivière Bourlamaque, près de la limite méridionale du canton de Bourlamaque	40	83	24	66	87	240
Rivière Bourlamaque, 17½ milles en amont du lac Blouin	30	190	57	152	155	415

Emplacement des rapides et chutes	Chute (en pieds)	Superficie du bassin de drainage (milles carrés)	Estimation du débit (Pieds cubes par seconde)		Chevaux-vapeurs pendant 24 heures 80% du débit	
			Débit minimum ordinaire	Débit ordinaire moyen pour 6 mois	Débit minimum ordinaire	Débit ordinaire moyen pour 6 mois
Rivière Bourlamaque, 16½ milles en amont du lac Blouin	9	193	57	154	47	126
Rivière Bourlamaque, 16 milles en amont du lac Blouin	5	194	58	155	26	70
Rivière Bourlamaque, 14¾ milles en amont du lac Blouin	14	203	61	164	78	209
Rivière Bourlamaque, 14¼ milles en amont du lac Blouin	4	209	63	167	23	60
Rivière Bourlamaque, 14 milles en amont du lac Blouin	9	213	64	170	52	140
Creek Dufault:						
4 milles en amont de son embouchure.	8	87	22	56	16	40
3½ " " "	12	90	23	58	25	63
3 " " "	30	93	24	60	65	164
2½ " " "	10	95	24	62	22	56
1½ " " "	12	100	26	65	28	71
Creek sortant du lac Olier:						
1 mille du lac Opasatika	33	32	8	21	24	63
Rivière Kinojévis:						
1er rapide en aval du lac Kewagama canton de Preissac	9	410	106	266	87	218
2ème rapide en aval du lac Kewagama, canton de Preissac	5	420	109	273	50	124
3ème rapide en aval du lac Kemamaga, canton de Villemontel	6	435	113	283	62	154
Rapide Plat, canton de Manneville	4	625	162	406	59	148
Rapides Cascades	26	650	169	422	406	997
Rapide Clayhill, canton de Cléricy	18	755	196	490	320	800
Chute, 1 mille en aval du rapide Clayhill	2	770	200	500	36	90
Rapide Windfall, sta. de Cléricy, ch. de fer Rouyn Mines	7	795	206	516	131	328
Rapide, Angle S.-E., canton de Dufresnoy	2	970	252	630	46	115
Rivière Abitibi et tributaires:						
Rivière Abitibi, 1½ mille en aval du lac Duparquet	5	645	193	516	88	235
Rivière Kanasuta, 1 mille en aval du lac Dasserat	35	175	52	140	165	445
Rivière Kanasuta, 7 milles en aval du lac Dasserat	6	205	61	164	33	90
Rivière La Sarre, 19 milles en amont de son embouchure	4	523	157	418	57	152
Rivière La Sarre, 16 milles en amont de son embouchure	24	541	162	433	353	945
Rivière La Sarre 12½ milles en amont de son embouchure	10	583	175	466	160	424
Rivière La Sarre, 11½ milles en amont de son embouchure	8	585	175	468	127	350
Rivière Lois, 12 milles en amont de son embouchure	35	84	25	67	80	213
Rivière Lois, 9 milles en amont de son embouchure	6	107	31	85	17	46
Rivière Lois, 8 milles en amont de son embouchure	32	113	34	90	99	262

FAUNE

Les animaux de ce district sont les mêmes que ceux des autres parties septentrionales d'Ontario et de Québec. L'orignal, le chevreuil et le caribou constituent le gros gibier. L'orignal est aujourd'hui beaucoup moins abondant qu'en 1922, parce qu'il a soit été chassé par l'affluence des personnes dans le district, soit abattu en grand nombre. Il est encore une source importante de nourriture pour les indigènes; il attire chaque automne de nombreux chasseurs. Le chevreuil roux est relativement peu nombreux et il était plus rare que l'orignal même avant l'arrivée des prospecteurs et des colons. Le caribou ne fait probablement que passer dans la région; il vient parfois de très loin et traverse périodiquement certaines parties. A l'automne de 1925 on a signalé la présence d'un troupeau d'une douzaine de ces animaux près du lac Rouyn.

Les animaux à fourrure ne sont pas nombreux, et semblent disparaître rapidement. La chasse au piège assure la subsistance de quelques familles indigènes, et quelques trappeurs blancs y viennent également de temps à autre. Le castor était à une certaine époque très nombreux, mais non aujourd'hui. La raison de sa rareté est sans doute le massacre considérable qu'on en a fait. Le renard roux est encore très répandu surtout dans les régions sablonneuses. La loutre, le vison, la martre et le pécan sont pris au piège, mais ils ne sont pas très abondants. On a signalé la présence du lynx et du loup, mais on les aperçoit rarement. L'ours noir n'est pas rare et semble avoir augmenté depuis que l'incendie de grandes régions forestières, en 1923-24, a fait surgir de grandes étendues couvertes de bluets. Le rat musqué abonde dans les cours d'eau lents. On rencontre quelques moufettes, et les animaux plus petits, tels que belettes, lièvres, écureuil, suisses, abondent.

Les goélands, les sternes, les canards noirs et les harles bec-scie fréquentent les grandes rivières et les lacs. Les butors vivent sur les bords des marécages, et les corbeaux et les plongeons sont assez communs. Il y a quelques années les perdrix étaient nombreuses, mais elles ont considérablement diminué depuis 1925, probablement à la suite de plusieurs printemps froids et pluvieux. Il existe plusieurs variétés d'oiseaux plus petits, mais en somme leur nombre est beaucoup moindre que plus au sud. Il est probable que la gent ailée augmentera avec la colonisation.

La pêche constitue une très faible industrie. On en a fait un peu de temps à autre sur une base commerciale sur le lac Kewagama et dans le cours supérieur de la rivière Harricanaw, surtout en vue de l'exportation. On a aussi pêché les lacs Abitibi et Duparquet, ainsi que le lac Dasserat depuis l'achèvement du chemin de fer Nipissing Central jusqu'à Rouyn. Le poisson blanc et l'esturgeon sont les plus recherchés, bien que le brochet et le doré soient assez nombreux.

Comme la plupart des lacs occupent des bassins argileux, leurs eaux boueuses ne conviennent pas aux variétés fines de poissons. Ainsi, bien que le brochet et le doré abondent, la truite fait presque défaut, sauf dans quelques lacs sableux ou rocheux. La grosse truite peut être prise dans le lac à la Truite ou Clarice sur la frontière ontarienne et dans les lacs Eileen (La Haie) et Abijevis (du Sault) dans les collines Abijevis. On rapporte que de la truite mouchetée habite dans un petit ruisseau coulant des collines Abijevis dans la rivière Kinojévis, près du centre du canton de Manneville. Quelques achigans à petite bouche habitent les lacs Dasserat, Duparquet et Opasatika.

CHAPITRE II

TOPOGRAPHIE

HISTORIQUE DE LA PHYSIOGRAPHIE GÉNÉRALE

Pour étudier convenablement le relief de la région de Rouyn-Harricanaw, il est essentiel de posséder une idée générale de l'histoire géologique récente du bouclier canadien dont elle fait partie. Les phases de cette histoire seront, par conséquent, passées en revue, bien que le manque d'espace ne permette pas de décrire plus en détail tous les traits topographiques sur lesquels sont basées les conclusions exposées ici.

Plusieurs auteurs ont démontré que le bouclier canadien est une ancienne pénéplaine, c'est-à-dire qu'il a été réduit par l'érosion à un niveau relativement uniforme. Il existe des preuves que ce phénomène s'est produit pour la première fois dès le début de l'ère précambrienne, avant la formation de la série de Cobalt; plus tard, après le plissement keweenawien et la surrection des chaînes Killarnean, le long du rivage septentrional de ce qui forme aujourd'hui le lac Huron, cette ablation s'est répétée et au commencement du Paléozoique la contrée fut de nouveau rabaissée à une plaine basse. Il est probable que l'orogénèse, suivie d'une longue érosion continue s'est produite au moins deux autres fois au cours de l'histoire géologique. Quoi qu'il en soit, il est juste de croire qu'à la fin de l'ère tertiaire, immédiatement avant l'époque glaciaire, le bouclier canadien était un haut plateau, gisant approximativement à 600 pieds plus haut au-dessus du niveau de la mer, qu'il ne l'est actuellement. La baie d'Hudson n'existait pas à ce moment-là comme nappe d'eau, mais formait une vaste plaine basse à travers laquelle coulaient des rivières vers le détroit d'Hudson. Sur les plateaux à l'est et à l'ouest de cette plaine centrale les grands glaciers de l'époque quaternaire se formèrent et s'accumulèrent, atteignant finalement, selon Coleman, des épaisseurs d'environ un demi-mille près des bords de la Gaspésie et le nord du Labrador, mais ces épaisseurs doivent avoir été beaucoup plus considérables au centre des nappes. Le poids de ces énormes amas de glace abaissa la surface du sol d'environ 1,200 pieds, de sorte que vers la fin de l'époque glaciaire le niveau général de la contrée était d'environ 600 pieds plus bas qu'il ne l'est aujourd'hui. Avec la fonte de la glace le terrain commença à s'élever jusqu'à ce qu'il eût atteint sont niveau actuel. On n'a rencontré depuis les temps contemporains aucune trace positive de soulèvement, de sorte qu'il est probable qu'un état d'équilibre est maintenant réalisé, lequel durera pendant une période géologique considérable.

L'action des nappes de glace est de la plus grande importance pour le Canada. Elle a modifié et elle continuera de modifier le cours de son développement social et économique. Les nappes de glace dans leur marche ont arraché de la surface la lourde couverture d'humus et de roche altérée, accumulée au cours de périodes d'intempérisme antérieures, et charrié complètement ces matières pour les abandonner dans le sud d'Ontario et le nord des Etats-Unis, dans l'Atlantique et sur les Grandes Plaines.

Ces nappes glaciaires ont substitué à ce bon sol les lambeaux de la mince couverture actuelle, composée en grande partie de cailloux, gravier et sable. Elles ont ainsi détruit toutes les possibilités agricoles d'un peu plus de la moitié du Canada, possibilités qui ne seront restituées que lorsque l'évolution lente des âges aura de nouveau effrité le gravier, les cailloux et les surfaces rocheuses en une épaisse couche de glaise. Cet événement désastreux a eu cependant quelques avantages. Cette érosion des sols a mis à nu des surfaces rocheuses nettes que l'on peut facilement examiner en vue de l'existence de minéraux. Elle a ainsi contribué à la découverte des mines du pays, un actif dont on ne fait que commencer à apprécier la valeur. De plus, les dépôts glaciaires ont complètement désorganisé le bassin hydrographique primitif, remplissant plusieurs des anciennes vallées de rivière et forçant les eaux à trouver de nouveaux cours vers l'océan. Il en est résulté le système actuel de lacs reliés par de courtes rivières, dans lesquelles des nappes d'eau calme alternent avec des rapides et des chutes. Ce système couvre aujourd'hui toute la partie septentrionale du Canada et rend relativement accessible toute partie que le voyageur désire atteindre. Dès les premiers temps cette particularité géographique a été le facteur dominant de l'exploration et du développement du pays.

Les grandes couches lacustres post-glaciaires sont aussi un héritage de l'époque glaciaire. Elles se composent des fines argiles et des limons déposés dans des lacs enfermés entre la façade d'un glacier en retrait et une ligne de faîte. Il existe plusieurs petits et gros dépôts de ce genre d'un bout à l'autre du bouclier canadien et près de ses bords. Les deux plus importants sont la riche plaine alluviale du sud du Manitoba et la grande "zone argileuse" du nord de l'Ontario et du Québec qui recouvre la majeure partie de la région étudiée dans ce rapport.

A peu près au même temps où les couches lacustres se formaient, des sédiments correspondants se déposaient dans la mer. La surface terrestre était encore à quelque 600 pieds au-dessous de son niveau actuel, de sorte que les surfaces aujourd'hui de 600 pieds au-dessus du niveau de la mer étaient alors des baies et des estuaires d'eau salée. Dans ces localités les cours d'eau glaciaire ont déposé leur charge de limon et d'argile, formant des couches mises à nu dans la suite par l'élévation du terrain. Les riches terres argileuses des cours inférieurs du Saint-Laurent, des rivières Ottawa et Gatineau ont été formées de cette façon, de même que les grandes étendues argileuses sur le bord sud-ouest de la baie d'Hudson et remontant les vallées de grandes rivières; les terres fertiles autour du lac Saint-Jean se sont formées de la même façon. La série de terrasses en forme de bancs qui donnent à Montréal sa topographie particulière, ont ainsi été formées à la même époque, chaque terrasse représentant une période de repos dans le soulèvement progressif de la surface.

TOPOGRAPHIE RÉGIONALE

Comme on l'a déjà signalé, la majeure partie de la région de Rouyn-Harricanaw est recouverte d'argiles lacustres. Celles-ci semblent former une surface parfaitement plane dans les étendues boisées, mais légèrement onduleuse dans les grands territoires défrichés. Çà et là émergent hors de

la couverture argileuse les hautes saillies sur lesquelles l'argile s'est déposée. Quelques-unes de ces protubérances et crêtes se composent de matériaux meubles abandonnés par la nappe de glace dans son retrait—moraine terminale, œsars, kames et autres dépôts de ce genre; elles sont généralement peu élevées et de faible dimension. Les autres sont formées de roches en partie recouvertes de matières morainiques. Leur dimension varie depuis celle de petits affleurements bas faisant à peine saillie au-dessus de l'argile, à des chaînes de collines de plusieurs milles de longueur, se dressant à des centaines de pieds au-dessus du niveau général. Les régions accidentées sont généralement connues sous le nom de plateaux rocheux, et le reste comme zone argileuse.

PLATEAUX ROCHEUX

Les plateaux rocheux sont en grande partie concentrés vers l'extrémité occidentale de la région. Le terrain est beaucoup moins montagneux vers l'extrémité est. De fait, dans Fiedmont et Dubuisson, l'étendue totale de roche exposée est probablement de moins de 5 pour cent.

Au point de vue géologique il existe un rapport intime entre la proportion de roche à découvert et sa nature. La formation de Cobalt, affleurant dans l'ouest de la région, est très résistante à l'érosion, et presque toute l'étendue qui la recouvre reste élevée. La plupart des hautes collines de la région se trouvent dans la petite étendue de la série de Cobalt; le mont Cheminis, à 900 pieds au-dessus du niveau général, les collines Swinging et Kekeko, d'un relief d'environ 700 pieds, font partie de cette chaîne; le niveau moyen, bien que moins élevé, est néanmoins assez haut pour constituer un trait caractéristique tranchant sur le paysage normalement en plateure.

Les autres roches ayant tendance à former des plateaux sont les conglomérats de Timiskaming, les granites, les dykes de gabbro récent et les laves rhyolitiques. La plupart de ces roches ne forment pas de crêtes aussi hautes ou aussi continues que celles de la série de Cobalt. Leur tendance plutôt, comme il sera démontré plus loin, est de former des élévations de quelque 200 pieds au-desssus du niveau des argiles; les parties élevées sont ordinairement de faible dimension, et s'abaissent en moins d'un ou deux milles au niveau général. Ainsi les étendues supportées par ces roches renferment parfois beaucoup d'affleurements, mais ceux-ci ne sont ni aussi grands ni aussi continus que dans les étendues de la série de Cobalt.

On pourrait faire exception pour quelques étendues de roches du Keewatin, dont certaines parties montagneuses sont à la fois considérables et élevées. L'exemple le plus frappant est fourni par les collines Abijevis qui s'étendent sur à peu près 20 milles à travers les cantons de Destor, d'Aiguebelle et de Manneville, et dont la hauteur se rapproche sensiblement de celle des collines Swinging.

Les grauwackes du Timiskaming, qui forment le sous-sol d'une grande partie de la région, ont été très facilement érodées, et la plaine argileuse s'y est très parfaitement développée. On peut traverser de grandes étendues sans rencontrer plus de trois ou quatre affleurements par jour; dans d'autres endroits, aucun. Les roches volcaniques du Keewatin dans la partie orientale

du district s'érodent presque aussi facilement, vu que les protubérances rocheuses, bien que peut-être plus nombreuses que sur les grauwackes, sont tout de même assez rares et éloignées les unes des autres.

En outre des chaînes mentionnées, les autres collines proéminentes de la région sont celles de Tenendo, dans le nord du canton de Montbray, et Smoky, dans le centre du canton de Duprat.

Ces collines et crêtes inspirent un certain nombre de conclusions sur l'histoire géologique récente de cette région. La crête élevée de la série de Cobalt, qui s'étend du creek Pelletier à la frontière interprovinciale, conserve une altitude générale uniforme qui lui donne l'apparence d'une crête à faîte aplati, en dépit du fait que par endroits les cours d'eau y ont creusé des vallées profondes, parfois transversalement à celle-ci. Les couches qui la composent ne sont pas horizontales, mais plongent de 10° à 25°. Le faîte plat ne peut, par conséquent, être attribué à la stratification originelle, mais plutôt à la formation de pénéplaines; en d'autres termes, la crête est presque le seul vestige d'une ancienne pénéplaine.[1] Les élévations maximums sur cette crête, telles que déterminées au baromètre par M.-E. Wilson, sont de 1,680 pieds pour les collines Kekeko et de 1,600 pieds pour les collines Swinging. Il est également intéressant de noter sous ce rapport, que Wilson donne la hauteur maximum des collines Abijevis, à 35 milles au nord-est, comme étant de 1,650 pieds. Celles-ci ne sont pas formées de la série de Cobalt, mais de roches volcaniques résistantes du Keewatin. L'attitude générale uniforme des collines Abijevis par rapport à celle des collines Kekeko et Swinging est frappante, et tend à confirmer la conclusion touchant l'existence d'une ancienne pénéplaine qui, si elle était reconstituée, reposerait entre 1,600 et 1,700 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Il existe à une plus faible altitude une autre série de crêtes et de plateaux caractérisés par des sommets plats et une hauteur uniforme. Cette série comprend la crête formée par le dyke de diabase suivi sur une distance de 17 milles du creek McLaren jusqu'au delà du lac Kekeko; les crêtes de granite et de lave de Timiskaming entre le lac Opasatika et le lac et le creek McLaren, et à l'ouest du McLaren et de la baie Atikameg; les crêtes de conglomérat de Timiskaming au sud du lac Pelletier et plusieurs autres. Vues d'un endroit favorable, ces crêtes possèdent un niveau général uniforme. Leur hauteur n'a pas été mesurée avec précision, mais elle est estimée entre 200 et 250 pieds au-dessus du lac Opasatika, lequel, d'après le levé de contrôle de la rivière Ottawa, est de 869 pieds au-dessus du niveau de la mer. Le niveau général des crêtes décrites est donc d'environ 1,100 pieds. Ces crêtes à sommet plat et ces plateaux unis, formés de roches de nature si différente telles que granite, diabase et conglomérat plissé, laissent supposer une seconde période de nivellement de base presque parfait.

Enfin, une grande partie du district a été érodée à un niveau encore plus bas, et il est maintenant approximativement de 900 pieds au-dessus du niveau de la mer. Ces étendues basses sont recouvertes de minces couches

[1] Pénéplaine, littéralement, presque une plaine; une grande étendue de terrain dont la surface ressemble à peu près à une plaine qui a été nivelée par l'érosion.

en plateure d'argiles et de limons formées au fond de grands lacs post-glaciaires. La nature de la surface rocheuse sous-jacente, cependant, d'après les affleurements observés sur les rivages des lacs, dans les vallées de cours d'eau, etc., serait légèrement raboteuse, mais en forme de plaine dans l'ensemble, avec un relief qui, pour la majeure partie, ne dépasse probablement pas 50 pieds. Ces étendues de faible altitude sont naturellement les mieux développées sur les roches moins résistantes, les grauwackes schisteuses du Timiskaming. Plus au nord il existe des étendues analogues assez planes, à faible relief, développées sur les roches volcaniques du Keewatin; mais, comme les roches volcaniques résistent beaucoup plus à l'érosion, les étendues de moindre altitude ne sont ni aussi grandes ni aussi basses qu'elles le sont sur la grauwacke. Le relief de la surface la plus basse de l'étendue du Keewatin est aussi plus accentué que celui des étendues de grauwacke, probablement de 100 à 150 pieds. La surface d'érosion la plus basse semble, par conséquent, être simplement une surface taillée à même la pénéplaine mentionnée plus haut, après le soulèvement. Elle ne peut s'être constituée par la formation d'une pénéplaine, vu que les grauwackes et les laves ne sont pas réduites à un même niveau général.

Ainsi, le district d'Opasatika présente apparemment des traces de deux périodes distinctes de formation de pénéplaines. Les seuls vestiges de la première pénéplaine sont la longue crête de la série de Cobalt dans le nord du district, et les collines Abijevis à 35 milles au nord-est. Si elle était reconstruite, elle s'élèverait de 1,600 à 1,700 pieds au-dessus du niveau de la mer. Cette pénéplaine est probablement le tronçon d'une pénéplaine crétacée qui recouvrait la majeure partie de la surface terrestre de l'Amérique du Nord et fut soulevée à la fin de l'époque crétacée. A environ 1,100 pieds au-dessus du niveau de la mer une grande série de crêtes à sommet plat et de surfaces planes, d'altitude presque uniforme, semble représenter les débris d'une seconde pénéplaine qui correspond peut-être à la pénéplaine pliocène de la région des Apalaches. Depuis le soulèvement de la plaine pliocène, l'érosion a enlevé de 50 à 250 pieds des roches les plus tendres. Les micaschistes, plus faciles à éroder, ont été plus affectés, produisant une surface d'une altitude moyenne d'à peu près 900 pieds, avec un relief maximum de 50 pieds.

L'histoire topographique semble, par conséquent, avoir commencé avec une longue période d'érosion qui réduisit la région presque au niveau de la mer, formant la pénéplaine dont les collines Abijevis, Kekeko et Swinging sont maintenant presque les seuls vestiges. Cette pénéplaine fut alors soulevée à une hauteur de 500 à 600 pieds au-dessus du niveau de la mer. Un soulèvement continental général d'environ cette altitude se produisit à la fin du crétacé, après la formation de la pénéplaine, et on suppose, par conséquent, que celui de la région d'Opasatika est de cette époque. La surface terrestre semble alors être restée stationnaire assez longtemps pour que son volume ait de nouveau été réduit au niveau de la mer, formant une seconde pénéplaine, qui, pour des raisons analogues, aurait été soulevée pendant le pliocène à un niveau de quelque 600 pieds ou davantage, au-dessus de la surface actuelle. Après le dernier soulèvement l'érosion glaciaire commença à tailler une seconde pénéplaine, enlevant environ 200 pieds des roches les plus tendres.

ZONE ARGILEUSE

La zone argileuse, comme on l'a déjà signalé, est une plaine de dépôt légèrement onduleuse qui recouvre presque toute la région à l'étude, sauf les plateaux rocheux qui en émergent. Les argiles n'ont pas une très grande épaisseur, en général moins de 25 pieds, et le niveau moyen correspond donc de près à celui de la surface rocheuse sous-jacente.

Le tableau suivant des altitudes dans la zone argileuse a été compilé surtout d'après les niveaux le long des chemins de fer, et d'après les niveaux déterminés par la division de l'Emmagasinement des Eaux de la rivière Ottawa, ministère des Travaux publics (Levé de Contrôle du Cours supérieur de l'Ottawa). Celles marquées d'un astérisque ont été déterminées au baromètre par M.-E. Wilson. Les niveaux de chemins de fer sont des niveaux précis du Service géodésique, donnés au pied le plus rapproché.

Altitudes de la zone argileuse

	Pieds
Hauteur des Terres, Can.-Nat., à l'est de la station de Monet	1,493
Forget, voie ferrée à la station	1,136
Rivière Migiskan, eau, 28 juillet 1923, 1,060; voie ferrée	1,098
Migiskan, voie ferrée à la station	1,099
Rivière Bell, hautes eaux 1,000; basses eaux 987; lit 976; voie ferrée	1,023
Senneterre	1,027
Goulet	1,023
Coffee	1,091
Uniacke	1,058
Barraute	1,024
Rivière Natagan, hautes eaux, 997; basses eaux, 988; lit	963
Natagan	1,075
Fisher	1,122
Sommet entre Fisher et Amos	1,126
Landrienne	1,049
Amos	997
Rivière Harricanaw, hautes eaux 972; basses eaux 965; lit 942; voie ferrée	997
La Ferme	1,049
Villemontel	1,046
Sommet entre Villemontel et Launay	1,073
Launay	1,067
Taschereau	1,015
Lac Robertson, hautes eaux 1,005; basses eaux 998; voie ferrée aux passes	1,011
Rivière Bellefeuille, hautes eaux 992; basses eaux 988; lit 978; voie ferrée	1,019
Authier	1,005
Rivière Lois, eau, 11 juin 1923, 915; voie ferrée	933
Makamik	933
Hatherly	945
Colombourg	931
La Sarre	880
Rivière La Sarre, hautes eaux, 869; basses eaux, 864; voie ferrée	882
Dupuy	943
La Reine	908
Rivière Okikodosik, hautes eaux, 871; basses eaux, 869; voie ferrée	903
Lac Abitibi, hautes eaux, 880; basses eaux	865
Can.-Nat., à la frontière Ontario-Québec	903
Repère du Service géodésique à Rouyn	1,029·3
Sommet de la colline à la mine Horne, Rouyn	1,081
Lac Osisko, niveau, 26 août 1927	948
Lac Hébécourt	890
Lac Duparquet	885
Sommet entre les lacs Duparquet et Dufresnoy	950*
Lac Dufresnoy	907*

Altitudes de la zone argileuse—Suite

	Pieds
Lac Dasserat	913*
Lac Opasatika	867
Lac Barrière	867
Lacs Albee, Evan et Kekeko	877*
Lac Dufault	966
Lac Renaud	921
Lac Lois	995
Lac Rouyn	877
Lac Kinojévis	876
Rivière Kinojévis, au confluent de la rivière Ottawa	875
Lac Kewagama, lac Newagama	958
Lac Malartic canton de Malartic, à l'eau basse	965
Lacs de Montigny et Lemoine	967
Lac Blouin	968
Chemin de fer Nipissing-Central	
Station de Cheminis	1,017
Pont sur le creek Bear, voie ferrée	1,018·6
Frontière Ontario-Québec, traverse du nord	1,044
" " " du centre	1,071
" " " du sud	1,071
Dasserat, voie d'évitement de l'ouest, 1039; voie d'évitement de l'est	1,037
Viaduc, 41·6 milles de Swastika, voie ferrée	919
Passage à niveau, 43·9 de Swastika	920
Lake Fortune, voie d'évitement occidentale, 931; voie d'évitement orientale	926·5
Lake Fortune, eau, juin 1929, 921; voie ferrée sur le viaduc	926·5
Passage à niveau, 46·5 milles de Swastika	935
Passage à niveau, 48·4 milles de Swastika	989
Aldermac	972
Viaduc, 50·15 milles de Swastika, voie ferrée	988
Viaduc, 53·0 milles de Swastika, voie ferrée	938
Passage à niveau, 53·2 milles de Swastika	951
Passage à niveau, 54·4 milles de Swastika	955
Beauchastel, voie d'évitement de l'ouest, 989; voie d'évitement de l'est	999
Passage à niveau, 56·3 milles de Swastika	976
Station de Rouyn, voie ferrée	962·4
Station de Noranda	990·6
Chemin de fer Rouyn-Mines	
Station de Noranda, voie ferrée	977·7
Viaduc, 40·7 milles de Taschereau, voie ferrée	994
Lac Dufault, eau, 11 juillet 1929	966
Viaduc, 40·1 milles de Taschereau, voie ferrée	986
" 39·2 " "	973
" 38·8 " "	973
" 37·4 " "	981
Viaduc Waite, 36·8 milles de Taschereau, voie ferrée	981
Voie secondaire du Lac Dufault, voie d'évitement du sud	973
Viaduc, 34·7 milles de Taschereau, voie ferrée	986
Voie secondaire de Dufresnoy, voie d'évitement du sud	891
Station de Cléricy, voie ferrée	919
Voie secondaire de Destor, voie d'évitement du nord	903
Creek Destor, niveau de l'eau, 15 juillet 1929	889
Creek Destor, voie ferrée sur le viaduc	906
Viaduc, 20·9 milles de Taschereau, voie ferrée	912
" 20·1 " "	915
" 18·2 " "	924
" 17·0 " "	947
Voie secondaire de Bassignac, voie d'évitement du sud	954
Viaduc, 14·5 milles de Taschereau, voie ferrée	970
" 10·5 " "	1,015
Voie secondaire Lois, voie d'évitement du sud	1,029
Viaduc, 4·8 milles de Taschereau, voie ferrée	1,002
" 2·0 " "	1,015
Voie d'évitement de la jonction, Taschereau	1,015·5

L'analyse de ces chiffres fait ressortir le fait que le district s'incline sensiblement vers l'ouest. La hauteur des terres entre les eaux du Saint-Laurent et de la baie James, traverse la région dans une direction générale est-ouest. De l'endroit où le Canadien-National traverse la hauteur des terres à l'est de la station de Monet (un point à environ 100 milles à l'est de la limite orientale de la région à l'étude), à la hauteur des terres entre les lacs Opasatika et Dasserat, il y a 175 milles droit à l'ouest. L'altitude de la ligne de faîte près de Monet est de 1,493 pieds; celle au sud du lac Dasserat est de 915 pieds. Sur une distance de 175 milles, par conséquent, la hauteur des terres tombe de 578 pieds, correspondant à une pente moyenne vers l'ouest de 3.3 pieds par mille. Si l'altitude connue de la hauteur des terres est prise à des intervalles plus rapprochés, on constate que la pente vers l'ouest ainsi déterminée ne varie que légèrement des chiffres donnés ci-dessus.

Un exemple encore plus frappant de cette pente vers l'ouest se trouve dans le cours vers l'ouest de plusieurs rivières. La Migiskan, à l'est du district, le cours supérieur de l'Ottawa tant à l'est qu'à l'ouest du Grand lac Victoria, et la Kinojévis, suivent de longs cours ouest ou sud-ouest avant de tourner finalement vers le nord et le sud.

Situé comme il l'est, à cheval sur la hauteur des terres, le district a très peu de pente soit nord soit sud. A l'est, la rivière Harricanaw le traverse du sud au nord, presque sans changement de niveau, bien qu'il y ait un peu de courant dans certaines parties. Dans le centre, la majeure partie du district forme une auge dans laquelle le bassin hydrographique se dirige vers la rivière Kinojévis. Celle-ci, après un long cours vers l'ouest, converge vers le sud et un peu vers l'est pour joindre l'Ottawa; ce cours a pour singulier effet de faire passer le cours d'eau, à un endroit à 8 milles de son embouchure, à moins de 1½ mille de sa source dans le lac Gendron, un petit étang au sud du lac Vaudray. Même dans l'extrême ouest du district il y a une petite pente nord ou sud. Il y a une chute rapide de 44 pieds de la hauteur des terres au lac Opasatika, mais les lacs Opasatika et Barrière s'étendent à plus de 20 milles au sud sans changement de niveau. Au nord la pente du terrain descend plus graduellement vers le lac Abitibi, soit une chute totale de 48 pieds en 26 milles, ou 1.3 pied seulement par mille.

CHAPITRE III

SÉRIE DE KEEWATIN

GÉNÉRALITÉS

La région de Rouyn-Harricanaw ressemble en somme au reste du bouclier canadien en ce que la subdivision primaire des roches est double. Il existe deux groupes principaux de formations, séparés par la très grande discordance que l'on rencontre partout entre les roches des époques huronienne et pré-huronienne. Cette discordance représente un laps de temps tellement grand que, dans l'intervalle, l'érosion a pu enlever des épaisseurs d'anciennes roches estimées entre 3 et 5 milles. Le groupe plus récent, celui des formations huroniennes, est représenté dans cette région par la série de Cobalt, qui forme une crête fourchue d'une superficie de 50 milles carrés environ, près de la frontière ontarienne. D'autre part, le groupe plus ancien comprend une grande variété de types de roches, presque tous considérablement répandus. Deux grandes séries de roches subaériennes entrent dans ce groupe, de même que plusieurs roches intrusives. Le groupe récent est connu sous le nom de série de Timiskaming; il se compose surtout de sédiments, mais renferme çà et là des amas de lave. Le groupe ancien, ou série de Keewatin, consiste surtout en laves avec de petites quantités de matière sédimentaire. Les roches ignées pénétrant les formations subaériennes sont d'une grande variété et seront étudiées en détail dans ce rapport.

Tableau des Formations

Quaternaire.....	Post-glaciaire.....	Argiles, limons, sables.
	Glaciaire.....	Argile à blocaux, dépôts morainiques pierreux et graveleux.
Keeweenawien (?).....	Diabase de Nipissing...	Dykes
Huronien.....	Série de Cobalt.....	Conglomérat, grauwacke, arkose, argillite.
	(Grande discordance)	
Pré-huronien.....	Roches intrusives.....	Dykes basaltiques Gabbro récent Péridotites altérées Roches intrusives granitiques—granite, granodiorite, syénite à augite, syénite porphyrique, porphyre à syénite gris et rouge. Diorite quartzifère (ancien gabbro) (Plissement post-Timiskaming) Porphyre à diorite. Amphibolite
	Série de Timiskaming..	Conglomérat, grauwacke, laves.
	(Discordance probable)	
	Série de Keewatin.....	Basaltes, andésites, dacites, rhyolites, tufs et sédiments métamorphisés

La série de Keewatin de cette partie de Québec se compose essentiellement de roches volcaniques avec, par endroits, un horizon sédimentaire en apparence plus récent que les roches volcaniques. Cette série fut autrefois dénommée roches volcaniques d'Abitibi par M.-E. Wilson, pendant son travail de reconnaissance de 1908-11, à cause de l'incertitude relative à sa détermination convenable. Depuis cette époque, la région entre la frontière interprovinciale et Kirkland-Lake, Porcupine, Cobalt et Sudbury a été portée sur la carte, établissant de façon positive que les roches volcaniques d'Abitibi sont du même âge que celles dites du Keewatin, dans le nord d'Ontario. Par conséquent, le nom de Keewatin leur est également attribué aujourd'hui dans Québec.

La formation de Keewatin occupe presque toute l'étendue des régions cartographiées de Duparquet, Cléricy, La Motte, Fiedmont, Palmarolle et O'Brien, ainsi que le quart ou le tiers adjacent de la série d'étendues successives au sud, sauf là où elle est interrompue par des massifs de granite ou autre roche intrusive. Les sédiments que l'on croit être du Keewatin forment plusieurs bandes étroites dans les régions de Palmarolle et d'O'Brien, et le sous-sol de certaines parties des régions de La Motte et de Fiedmont. On a découvert de plus petits massifs de sédiments dans maints autres endroits d'un bout à l'autre de la région, généralement interstratifiés avec les laves.

LAVES

Les variétés de laves sont nombreuses et de composition acide, intermédiaire et basique. Leur description pourrait facilement faire le sujet d'un volume, mais une description aussi détaillée ne peut être insérée dans ce rapport. Il suffira de décrire les types les plus en évidence que l'on rencontre dans presque toutes les localités.

Les roches volcaniques sont rarement assez bien conservées pour fins d'étude. Dans plusieurs autres endroits elles sont rapportées comme étant considérablement broyées et transformées en schistes, complètement recristallisées par l'intrusion d'amas de granite, ou altérées par d'autres agents qui en rendent toute étude efficace impossible. Ce n'est pas le cas ici. Les épanchements ne sont pas broyés, sauf le long des plans de faille ou sur leurs bords où le déplacement entre les épanchements s'est produit pendant le plissement. Ailleurs les coulées sont compactes et non cisaillées, avec textures et structures originelles intactes. Elles ont été altérées davantage dans leur composition, par l'action de solutions ou de vapeurs ayant filtré par les pores des roches en transformant les minéraux originaux en minéraux secondaires. Toutefois, cette action n'a détruit ni les textures ni les structures originelles; les textures fluidales caractéristiques, les structures ellipsoïdales et les plans de stratification demeurent et sont facilement visibles sur les surfaces altérées. Même le grain primitif n'est pas complètement détruit, mais il est assez bien conservé pour avoir été exposé par le léger intempérisme de l'époque post-glaciaire, de sorte qu'on obtient ordinairement plus de renseignements sur la texture et la composition originelle par l'examen de surfaces propres altérées que l'on en peut obtenir par l'étude microscopique de plaques minces. Il est très curieux de consta-

ter que les roches qui, au microscope, paraissent se composer d'un bloc feuilleté de chlorite, kaolin, épidote et autres minéraux secondaires, offrent, une fois altérées, des contours de l'augite ou de la hornblende originelles et du feldspath dont ils étaient primitivement formés, si bien que la nature, la grosseur et les proportions relatives de ces minéraux sont faciles à déterminer. N'était-ce cette particularité, il serait impossible de se faire une idée exacte de la composition et de la nature de la majeure partie des roches volcaniques du Keewatin.

La nature de la lave semble avoir déterminé, dans une certaine mesure du moins, le degré de son altération. Les basaltes et les andésites ont ordinairement, bien que pas invariablement, été transformées en agrégats de chlorite et de carbonates, et, par conséquent, pris la couleur verdâtre foncé d'où le nom de "roches vertes" qu'on leur donne sur le terrain. En dépit de tout cela on peut encore trouver par un examen au microscope assez de résidus des premiers minéraux pour en déterminer la composition originelle; les surfaces altérées permettent de plus de se rendre assez bien compte de la composition primitive. Les types plus acides ont été beaucoup moins altérés que les variétés basiques. Les dacites et les trachytes, bien qu'ordinairement transformés assez considérablement en des mélanges de séricite et de carbonate, se trouvent néanmoins frais et durs dans beaucoup plus de cas que les laves basiques. Leur altération semble de fait s'être produite plutôt par endroits seulement, de sorte que certaines parties d'un épanchement peuvent être très décomposées et d'autres relativement fraîches. Les rhyolites sont encore plus fraîches et se rencontrent par endroits presque intactes. Par conséquent, le son qu'émet une plaque de rhyolite, lorsqu'on la frappe avec un marteau, est un contraste marqué avec le bruit sourd d'un coup sur les autres variétés de laves.

Nomenclature

Par suite de leur altération il est très difficile de classer et de désigner les laves avec précision. D'ordinaire on parle de basalte, d'andésite, de diorite et de trachyte, mais souvent telle roche classée par un observateur sous une de ces désignations peut être attribuée à un autre groupe par un autre. De plus, une classification vraiment rigoureuse comporterait dans bien des cas des noms tout à fait différents. Ainsi on constate que certaines roches classées sommairement comme trachytes, se composent à l'état frais, presque entièrement d'oligoclase à grain fin, de sorte que leur véritable nom devrait être oligoclasite.

En pratique il est impossible cependant d'établir une classification précise à cause du très grand nombre de variétés et que chaque variété exigerait une étude très détaillée de nombreuses plaques minces pour en déterminer avec certitude la composition originelle. Le géologue qui doit étudier une grande étendue est forcé de se baser dans une grande mesure sur l'apparence générale des surfaces altérées des roches et compléter ses déterminations par un examen microscopique d'un nombre de spécimens choisis qui révèlent souvent bien peu de chose par suite de l'altération. Les noms d'usage courant ont donc à peu près la signification suivante:

"Basalte". Laves foncées, d'aspect basique, beaucoup altérées, et dépourvues de quartz.

"Andésite". Laves moins foncées que le basalte, plus feldspathiques et aussi exemptes de quartz.

"Dacite". Laves ordinairement plus pâles et plus feldspathiques, bien que tel ne soit pas toujours le cas, avec une petite quantité de quartz.

"Trachyte". Laves de couleur pâle à grain fin, sans quartz.

"Rhyolite". Laves de couleur pâle, à grain fin avec beaucoup de quartz libre, ordinairement porphyriques.

"Roches vertes". Ce nom en usage sur le terrain, s'applique à proprement parler aux types basiques altérés, "basalte et andésite", mais dans plusieurs cas, est assigné à toute lave altérée d'aspect basique.

Basalte

Le terme "basalte" désigne dans ce rapport toutes les laves possédant la basicité requise, quel que soit le grain. Plusieurs auteurs considèrent la nature du grain d'une importance prépondérante dans la nomenclature et n'appliquent le terme "basalte" qu'aux variétés à grain très fin, et "diabase" ou "gabbro" aux types à gros grain. Le grain, cependant, est un trait caractéristique plus ou moins accidentel qui dépend de l'épaisseur de l'épanchement et de la position du spécimen dans celui-ci; en fait, on rencontre des spécimens variant de microcristallins à grossiers, qui proviennent d'un même épanchement épais. Il semble donc préférable de baser la nomenclature sur l'origine de la roche. En conséquence, le terme "basalte" s'applique à toutes les laves d'une certaine teneur basique, quel que soit leur grain, tandis que "diabase" et "gabbro" sont réservés aux roches intrusives. On rencontrera cependant, çà et là, des termes plus ou moins contradictoires tels que "dykes basaltiques" ou "dykes rhyolitiques", pour désigner des dykes qui semblent avoir servi de canaux par lesquels la lave a atteint la surface.

Les "basaltes" sont des roches verdâtre foncé, presque complètement altérées, dont le grain varie de presque vitreux à 1 ou 2 mm. Ils sont le plus souvent équigranulaires, mais il existe aussi plusieurs variations, de types contenant de petits phénocristaux ferromagnésiens à d'autres renfermant beaucoup de petits phénocristaux de feldspath blanc. La composition originelle, d'après l'examen de surfaces altérées propres, variait d'environ 25 pour cent de feldspath et le reste surtout de pyroxène, à environ 50 pour cent de feldspath et 50 pour cent de pyroxène. Les prénocristaux ferromagnésiens sont très fréquents dans les variétés plus basiques tandis que ceux de feldspath se présentent dans les moins basiques. Il est impossible d'établir une démarcation bien précise entre les "basaltes" et le type suivant moins acide, les "andésites", et bien souvent la désignation est surtout une question d'opinion.

Dans le type ordinaire de "basalte", ou roche verte, le pyroxène originel est presque entièrement transformé, dans certains cas, en hornblende secondaire, et plus fréquemment, en mélanges de chlorite, carbonate et oxydes de fer. Les feldspaths sont altérés en mélanges de carbonate, kaolin, séricite ou paragonite et épidote. La trémolite et l'actinote s'y présentent

souvent, issues dans plusieurs cas de la recristallisation de certaines des substances altérées par la chaleur ou la pression. La roche résultant de ces altérations est vert foncé, tendre, tenace et résiste assez bien à l'érosion.

Le cisaillement transforme ordinairement la roche verte en chlorito-schiste par la recristallisation de sa chlorite en feuillets d'orientation parallèle. Le schiste ainsi formé présente des feuillets très minces par endroits, et la grande proportion de chlorite qu'il renferme laisse supposer la disparition de quelques-uns des autres éléments constitutifs.

Les "basaltes" et les roches apparentées, les "andésites", sont particulièrement intéressants du fait qu'ils constituent la majeure partie des roches volcaniques du Keewatin. Comme type particulier, ils possèdent certains traits saillants qui les distinguent des laves aujourd'hui vomies par les volcans à divers points du globe. Les épanchements contemporains sont plutôt minces, mais pris individuellement possèdent une grande épaisseur, ordinairement de 50 à 200 pieds, et parfois davantage.[1] Les laves de jadis devaient être très fluides, et s'étendre en formant des nappes de grande étendue, en contraste profond avec les extrusions volcaniques ordinaires étroites et en forme de rivière. Les épanchements anciens n'étaient ordinairement pas séparés par une couche de cendres ou de brèches, bien qu'aujourd'hui ces couches se manifestent clairement entre les épanchements. Il semble que les laves du Keewatin ait récélé peu de gaz et bien qu'on rencontre ça et là des types un peu amygdaloïdes, la masse des laves renferme très peu ou point de vacuoles. Elles diffèrent ainsi totalement des laves renfermant de nombreuses vacuoles émanant aujourd'hui des volcans. Les gros amas de laves formant l'un ou l'autre des épanchements épais semblent s'être épandus avec une très grande rapidité. Ce phénomène est illustré par les grandes nappes qu'ils ont formées en se refroidissant; si l'extrusion avait été lente et si seulement une petite quantité de lave s'était répandue à la fois, les petits amas se seraient refroidis avant de s'étendre bien loin et de durcir en formant un cône par entassement au lieu d'une nappe horizontale. La stratification bien marquée qu'on observe dans les épanchements individuels. indique elle aussi une extrusion très rapide. Un amas de lave formé par une succession de minces éruptions, dont chacune se serait refroidie rapidement, serait partout d'un grain fin et vitreux. Ces épanchements, par contre, révèlent un changement distinct et graduel du grain, depuis un sommet vitreux à grain fin jusqu'à une base holocristalline à grain relativement gros. La stratification est encore plus évidente là où, dans plusieurs cas, la partie supérieure à grain fin est caractérisée par des désagrégations en boules, tandis que la partie inférieure est compacte et plus grossière.

Ces caractéristiques, comme l'a signalé H.-S. Washington,[2] sont celles des basaltes de plateau, ainsi dénommés à cause de leur aplatissement et de leur horizontalité. Les basaltes de plateau diffèrent des laves ordinaires, non seulement par les caractères précités mais aussi en ce qu'ils ont été déjetés par des fissures et non comme à l'ordinaire par des culots volcaniques à peu près circulaires. On a rencontré de ces fissures dans le nord de la province de Québec.[3]

---

[1] Les étendues renfermant un fort pourcentage d'épanchements minces sont assez fréquentes.

[2] Washington (H.-S.): Deccan traps and other plateau basalts; Bull. Geol. Soc. Am., 33, p. 765-804 (1922).

[3] Cooke (H.-C.): "Progress of Structural Determination in the Archean Rocks of Ontario and Quebec." Compte rendu, Soc. roy., Can., (3), vol. 19, sec. 4, p. 14 (1925).

Le Dr Washington, dans le mémoire cité plus haut, a traité en détail des causes possibles de la grande fluidité des basaltes de plateau, concluant, d'après les résultats de cinquante-neuf analyses chimiques de ces basaltes, tirés de toutes les parties de l'univers, qu'elle est attribuable à leur pourcentage relativement élevé en oxydes de fer, ainsi qu'à leur assez faible teneur en chaux et en magnésie. Tous les basaltes de plateau sont remarquablement uniformes sous ce rapport, comme l'indiquent les analyses données plus bas. On peut douter peut-être, que la composition actuelle des "basaltes" métamorphisés du Keewatin ressemble suffisamment à la composition originelle pour servir de terme de comparaison. Cependant les analyses 6 et 10 du tableau ci-joint des analyses de "basaltes" provenant de diverses parties d'Ontario, révèlent une ressemblance marquée avec les moyennes obtenues par Washington. Afin d'indiquer en quoi la composition de ces laves diffère de celle des basaltes ordinaires déjetés par les volcans de nos jours, des analyses des basaltes hawaiiens récents (n°s 11 et 12) ont été incluses. Il est à remarquer que la teneur totale en oxydes de fer dans les basaltes de plateau atteint une moyenne de 13 ou 14 pour cent et celle de chaux et de magnésie combinés, de 13 à 18 pour cent, mais d'ordinaire pas plus de 15 pour cent. Dans les laves du Kilauéa, d'autre part, la quantité totale d'oxyde de fer dépasse à peine 11 pour cent; celle de la chaux et de la magnésie est d'environ 19 pour cent.

Analyses des basaltes

No.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	CO_2	Totaux
1.....	50·61	13·58	3·19	9·92	5·46	9·45	2·60	0·72	2·13	1·91	0·39	0·16	.....	100·12
2.....	49·98	13·74	2·37	11·60	4·73	8·21	2·92	1·29	1·22	2·87	0·78	0·24	.....	99·95
3.....	47·46	13·89	3·58	9·38	6·79	9·83	2·90	1·01	1·48	2·71	0·43	0·22	.....	99·78
4.....	50·74	12·60	4·78	7·25	9·00	8·90	2·59	0·72	.....	2·73	0·37	0·31	.....	99·99
5.....	50·66	14·28	3·41	8·58	6·92	8·60	2·92	0·72	2·28	1·30	0·17	0·12	.....	99·96
6.....	46·66	15·47	3·16	8·48	3·99	9·69	2·06	0·35	4·27	.....	.....	.....	6·11	.....
7.....	45·67	19·64	1·44	10·04	0·41	8·30	2·68	0·24	4·66	.....	.....	.....	6·77	.....
8.....	48·70	15·21	4·28	8·35	3·76	11·11	3·23	0·59	0·65	.....	.....	.....	2·25	.....
9.....	53·90	19·67	0·71	10·21	0·72	8·30	2·78	0·58	1·80	.....	.....	0·32	1·80	.....
10.....	48·63	14·81	6·02	9·78	4·56	7·28	1·72	4·10	2·18	.....	.....	.....	0·88	.....
11.....	51·06	12·91	1·33	9·63	8·09	11·03	1·92	0·43	0·22	3·59	0·22	0·16	.....	100·59
12.....	50·63	13·08	1·09	10·10	7·44	11·38	2·36	0·47	0·23	3·33	0·33	0·12	.....	100·56

1. Moyenne de onze analyses des basaltes du plateau de Deccan. H.-S. Washington, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 33, p. 797.
2. Moyenne de six analyses de basaltes du plateau d'Orégon. H.-S. Washington, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 33, p. 797.
3. Moyenne de trente-trois analyses de basaltes de plateau de la région de Thylean, y compris l'Islande, les îles Faroe, l'Ecosse occidentale, le Groenland, le Spitzberg,
4. Basalte patagonien, une analyse. H.-S. Washington, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 33, etc. H.-S. Washington, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 33, p. 797.
p. 797.
5. Basaltes du plateau de New-Jersey, moyenne de huit analyses. H.-S. Washington, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 33, p. 797.
6. "Andésite" (?) fort altérée de Porcupine, Ont., Rap. min. des Mines d'Ontario, vol. XXXIII, partie 2, p. 20.
7. "Andésite" (?) fort altérée de Porcupine, Ont. Rap. min. des Mines d'Ontario, vol. XXXIII, partie 2, p. 20.

8. "Basalte" de Kirkland-Lake, Ont. Rap. min. des Mines d'Ontario, vol. XXIX, partie 4, p. 7.
9. "Basalte" de Kirkland-Lake, Ont., Rap. min. des Mines d'Ontario, vol. XXIX, partie 4, p. 7.
10. Matière bleuâtre, d'aspect scoriacé, provenant des épanchements de lave du canton de Cook, Rap. min. des Mines d'Ontario, vol. XXX, partie 6, p. 39.
11. Basalte labradorite, de Kilauéa. H.-S. Washington. Am. Jour. Sci., vol. 6, p. 342 (1923).
12. Basalte labradorite, épanchement de 1920, Kilauéa. H.-S. Washington, Am. Jour. Sci., vol. 6, p. 351.

Andésites

Les types de roches vertes à haute teneur feldspathique sont ici groupés sous le nom d'"andésites". Elles ressemblent aux basaltes par tous leurs traits caractéristiques, sauf leur forte teneur en feldspath, lequel se présente sous forme de phénocristaux. Ces roches se composent donc de nombreux phénocristaux de feldspath blanc ayant jusqu'à 2 mm. de longueur, enchâssés dans une pâte basaltique verdâtre à grain fin. La pâte elle-même est ordinairement un peu plus pâle que le "basalte" normal, vu qu'elle renferme moins de feldspath, probablement de 50 à 60 pour cent.

Comme les "basaltes", les "andésites" sont toujours fort altérées en minéraux secondaires de divers types. Ces altérations sont identiques à celles décrites plus haut pour les "basaltes".

Un trait caractéristique des andésites est leur tendance à former des coussinets ou ellipsoïdes. Toutes les laves du Keewatin sont ellipsoïdales en quelques endroits, alors que les laves basiques ou acides forment rarement des coussinets dépassant 2 pieds de longueur. Les andésites en forment ordinairement de 2 à 6 pieds de longueur ou davantage. Sur la rive méridionale du lac De Montigny, des ellipsoïdes mesurent 30 pieds de longueur.

Dacite et Trachyte

La couleur des roches classées comme dacite dans ce rapport varie de gris verdâtre à gris clair. Les variétés foncées ressemblent étroitement aux andésites sur le terrain, mais en plaques minces elles n'offrent qu'un faible pourcentage de quartz. Les variétés pâles ressemblent aux trachytes et renferment en plus un peu de quartz. Presque toutes les roches classées sur le terrain comme dacites sont pâles, car une couleur foncée les ferait naturellement classer comme andésites à moins qu'on ne détermine leur véritable identité au microscope.

Ainsi, la plupart des dits "trachytes" et "dacites" sont des roches gris clair, à grain fin, justement désignées sous le nom de "laves grises". Le principal constituant originel est un feldspath plagioclase d'une composition se rapprochant de celle de l'albite; il renferme parfois de l'orthose, mais la pâte est ordinairement si fine (0.05 mm.) qu'il est difficile de déterminer sa présence de façon positive. Des phénocristaux d'albite, atteignant 2 mm. de diamètre, y sont normalement présents. La teneur en minéraux ferromagnésiens est généralement faible, et se compose de quelques lambeaux de chlorite presque incolore. Les dacites contiennent un peu de quartz, mais il manque totalement dans les trachytes.

Dans plusieurs localités ces roches sont relativement fraîches, indiquant que moins de la moitié des premiers éléments constitutifs a été transformés en produits secondaires. Les roches sont encore dures et fragiles. Elles sont, toutefois, plus généralement altérées en mélanges de carbonates, kaolin, séricite ou paragonite et épidotes, et sont ainsi converties en roches tendres qui s'écrasent sous le marteau plutôt qu'elles ne se brisent. Néanmoins, leur métamorphisme est ordinairement loin d'être complet, car des parties d'un épanchement peuvent être altérées et d'autres, surtout celles à grain plus fin, peuvent être demeurées relativement intactes. Sous le cisaillement, les dacites et les trachytes en partie altérés sont transformés en séricite ou paragonitoschistes.

Rhyolites

Les rhyolites sont d'ordinaire des roches dures et fragiles, à grain très fin et de composition siliceuse. Elles se ressemblent toutes étant en général assez peu altérées. Elles sont de très foncées, presque noires en certains endroits, à incolores. Quelques-unes constituent de très belles roches d'une teinte vert de mer translucide, mais la plupart sont gris clair à blanc.

Quant à la composition, elles sont toutes caractérisées par la présence d'une quantité considérable de quartz, sous forme de phénocristaux ou dans la pâte. Les phénocristaux atteignent en général un diamètre moyen de 1 à 2 mm., mais rarement 5 ou 6 mm. Les très gros phénocristaux caractérisent d'ordinaire les rhyolites hautement siliceuses, ayant des teintes vert de mer translucide. La quantité totale de quartz excède rarement 5 pour cent de la roche. Le feldspath est communément une albite ou albite-oligoclase. L'orthose n'a été identifiée dans aucune des plaques minces étudiées, bien qu'il puisse s'en trouver dans la pâte à grain très fin. Une bonne partie du feldspath forme de petits cristaux de moins de 1 mm. de longueur. Dans certaines variétés les phénocristaux de feldspath forment presque la moitié de la roche, dans d'autres moins de 10 pour cent. Les phénocristaux de quartz et de feldspath sont encastrés dans une pâte de quartz et de feldspath ordinairement à grain trop fin pour permettre une détermination exacte des éléments constitutifs ou leurs proportions. Les principaux minéraux ferromagnésiens sont le mica et la chlorite. Dans les variétés de couleur plus claire on ne rencontre que quelques lambeaux de muscovite; les variétés foncées renferment des proportions variées de chlorite.

L'altération de ces roches est moindre que celle de tout autre type, probablement à cause de l'absence relative des minéraux ferromagnésiens et de la présence de l'albite à la place de la labradorite et de l'andésine plus facilement altérées; probablement aussi parce que ces roches au moment de la déjection ne dégagèrent pas de gaz ou solutions dans la même proportion que les variétés plus basiques. Le feldspath est un peu altéré en séricite, bien que pas ordinairement assez pour empêcher l'identification. Le peu de minéral ferromagnésien présent est ordinairement du mica inaltéré; là où la chlorite est présente elle peut indiquer que la hornblende était un élément constitutif originel.

TUFS ET AUTRES SÉDIMENTS

Les tufs sont les matières fragmentaires déjetées pendant les éruptions volcaniques et présentent de ce fait une composition variable, d'acide à basique, comme les laves elles-mêmes. Ils varient aussi considérablement quant au grain. Quelques-uns sont des agglomérats de cailloux, contenant des galets ayant jusqu'à un pied de diamètre ou davantage. On constate qu'ils sont plus fréquents parmi les tufs rhyolitiques que parmi les variétés plus basiques. Entre ces types grossiers et les variétés les plus fines se place toute une série de types intermédiaires. Les variétés les plus fines ont pour la plupart une texture ardoiseuse, mais quelques-unes forment des couches pétrosiliceuses de couleur claire. Elles sont probablement formées d'un mélange de cendre altérée et de silice chimiquement précipitée.[1]

Les tufs ont d'ordinaire subi un métamorphisme intense sous l'une ou l'autre de ses formes. Les couches à grain fin ont facilement cédé à la pression et sont maintenant transformées en ardoises et en schistes dans une proportion beaucoup plus grande que les laves plus dures et plus massives. Elles ont aussi été si complètement altérées par les solutions que, dans bien des cas, la composition actuelle diffère totalement de la composition originelle. Tel est très probablement le cas des tufs basiques qui, par endroits, ont été altérés par les solutions thermales et la recristallisation de façon tout à fait extraordinaire.

Les tufs, principalement les variétés fragmentaires grossières, sont très répandues dans la région à l'étude, surtout dans sa partie occidentale, où les laves acides sont abondantes et constituent une proportion considérable de la puissance totale. Les dépôts des types plus grossiers sont remarquables par le contraste qu'offrent les fragments de couleur claire avec la pâte foncée. Les fragments sont de tous calibres, de petites particules à des morceaux de 2 ou 3 pieds de diamètre, bien que les diamètres maximums ne dépassent pas pour la plupart 6 ou 8 pouces. Un trait particulier de plusieurs brèches est la taille restreinte des plus gros fragments. Ainsi on trouve une bande dans laquelle les fragments de 4 ou 5 pouces de diamètre sont nombreux, mais on n'en rencontre pas de plus gros. A une faible distance parallèlement en dessus ou en dessous de cette couche on en découvre une autre dans laquelle les gros fragments n'excèdent pas 1 ou 2 pouces de diamètre. Il est impossible d'expliquer cette limitation de la taille des gros fragments.

Les brèches tufacées de ce type ne doivent pas être confondues avec les brèches d'épanchement qui sont aussi très fréquentes mais qui font réellement partie de véritables épanchements laviques. Le mode de formation de ces deux types sera traité plus loin, dans le chapitre sur "la Structure interne du Keewatin".

Les brèches d'épanchement et les brèches tufacées sont très nombreuses et forment de grandes épaisseurs dans l'ouest des cantons de Montbray et de Dasserat, ainsi qu'à l'est jusqu'au lac Dufault. On y trouve d'importants dépôts de sulfures. Plus loin à l'est les brèches d'épanchement sont

---

[1] Pour les résultats d'une étude détaillée sur les pétrosilex de ce genre et de cette origine *voir* Clapp (C.-H.), et Cooke (H.-C.): "Sooke and Duncan Map-areas, Vancouver Island, B.C."; Com géol., Canada, Mém. 96, p. 136-143, 162-167 (1917).

encore plus nombreuses mais les brèches de tuf en beaucoup plus petit nombre. En plusieurs endroits elles forment cependant de petites bandes entre les épanchements. Dans le canton de Dubuisson on rencontre une forte épaisseur de tufs grossiers et fins interstratifiés avec de minces épanchements entre les laves du Keewatin et les sédiments du Timiskaming à l'est des passes reliant les lacs De Montigny et Lemoine. Des tufs et des épanchements interstratifiés, de même position stratigraphique, se présentent au sud-ouest du lac La Motte dans le canton de Malartic.

De gros massifs de sédiments actuellement attribués au Keewatin se présentent dans les régions de Palmarolle, O'Brien, La Motte et Fiedmont et un dans l'étendue d'Opasatika. Les massifs de Palmarolle et d'OBrien ont été étudiés plus en détail par B.-S.-W. Buffam. Ses descriptions, encore inédites, sont données dans les pages qui suivent.

Sédiments keewatiniens des régions de Palmarolle et d'O'Brien

par

B.-S.-W. Buffam

GÉNÉRALITÉS

Les sédiments keewatiniens des régions de Palmarolle et d'O'Brien sont surtout à grain fin, en couches minces et tufacées, et interstratifiés avec quelques épanchements de lave. Ils sont exposés dans six bandes portant le nom des cantons où elles se présentent principalement. On croit que ces bandes sont enveloppées dans les replis des anciennes laves et marquent l'emplacement des structures synclinales dans le Keewatin plissé. Les tufs sont de même direction que les laves et on n'a observé aucune trace de discordance entre eux.

BANDE DE PRIVAT

Dans la rue principale de Makamik, en face du presbytère, se présente un petit affleurement de sédiments schisteux, tufacés, en couches minces, qui se dirigent nord 57° ouest et plongent verticalement. Ces sédiments peuvent être suivis sur une distance de 25 milles vers le sud-est à travers les cantons de Royal-Roussillon, Poularies et Privat, jusque dans le canton de Manneville où ils s'amincissent dans le rang VIII à l'ouest de la ligne centrale nord-sud (*voir* planche II). La largeur de la bande, qui varie d'un tiers à trois quarts de mille, est exposée dans d'assez gros affleurements. L'allure des couches prises isolément est généralement parallèle à la longueur de la bande et dévie rarement de plus de 10° de cette direction (nord 50° ouest), bien que çà et là la déviation atteigne jusqu'à 45° de l'allure générale.

Les tufs sont à grain très fin et en couches minces. Quelques couches seulement ont plus de quelques millimètres d'épaisseur, et, par suite de compositions légèrement différentes, l'intempérisme a produit une surface finement ondulée. Outre qu'ils sont finement stratifiés, les tufs présentent une structure rubanée caractéristique. Les bandes varient de 6 pouces à 2 ou 3 pieds de largeur et se composent d'un certain nombre de couches à peu près de même composition et de même couleur. Ces bandes sont surtout verdâtres; les bandes acides de couleur claire de plus de 6 pouces d'épaisseur sont rares. La plupart des affleurements sont allongés parallèlement à l'allure de la stratification et dans bien des cas des bandes séparées, de largeur uniforme ou peu variable, peuvent être suivies le long d'un affleurement sur une distance de plusieurs centaines de pieds. On rencontre peu de matière volcanique grossière; la majeure partie des cendres paraissent avoir été de grain très fin, mais leur texture et leur structure originelles ont dans la plupart des endroits, été oblitérées par le métamorphisme dynamique.

L'examen de plaques minces a révélé bien peu de chose sur le caractère primitif des roches. Les plaques sont des agrégats en grande partie à

grain fin de chlorite et d'épidote, renfermant des fragments disséminés de feldspath albite-oligoclase beaucoup altéré en kaolin et en mica blanc. Il s'est développé une quantité considérable de carbonate ainsi que de matière pulvérulente disséminée.

Les tufs sont recoupés par un dyke de porphyre feldspathique et quartzifère, par un amas irrégulier de granite et par deux petits dykes de lamprophyre micacé d'environ 2 pouces de largeur. D'autres roches intrusives se présentent probablement dans la région et sont portées sur la carte comme des tufs.

Les sédiments sont schisteux, mais l'intensité de la schistosité n'est pas uniforme. Il s'est généralement développé un mince clivage parallèlement à la stratification. Par endroits les couches ont été plissées d'une façon complexe.

On a tenté de déterminer l'attitude des épanchements de chaque côté de la bande de tufs de Privat. Sur le côté nord de la bande, à 300 pieds à l'est de l'extrémité orientale du portage du lac Lois au lac Genest, il existe une haute crête d'épanchements andésitiques bien exposés. Du nord au sud à travers cet affleurement la succession des types de roche est la suivante. Sur le bord septentrional de la crête une andésite compacte à gros grain, de 30 pieds de largeur, est suivie vers le sud d'une zone de 10 à 15 pieds de large dans laquelle se présentent graduellement de petits coussinets confus devenant peu à peu plus distincts et mieux formés vers le sud. La roche en boules devient aussi graduellement amygdaloïde, les amygdales atteignant un diamètre de 3 à 5 mm. Vient ensuite une bande de 18 pouces d'épaisseur de lave plus ou moins scoriacée, possédant un contact assez bien défini avec l'andésite subitement durcie au sud. L'andésite au sud s'est rapidement refroidie sur une largeur de 6 pouces, au delà de laquelle elle devient ellipsoïde avec des coussinets ayant jusqu'à 2½ pieds de diamètre. Le contact entre la lave scoriacée et l'andésite subitement refroidie se dirige nord 50° ouest et plonge 80° nord. D'après les rapports observés, on considère que les sommets des épanchements font face au sud. Des déterminations corroborant cette hypothèse, mais en grande partie basées sur la forme des coussinets, ont été effectuées dans le canton de Privat, sur la ligne de rang III, lot 58; sur la ligne de rang IV, lot 58; dans le rang 5, lot 34 et sur la ligne de rang VII, lot 18.

Les épanchements de lave au sud de la bande de tufs sont plus fortement schisteux et moins bien exposés que ceux au nord de la bande, d'où il s'ensuit que les déterminations de l'attitude des laves sur le côté sud ne sont pas aussi exactes que celles faites sur le côté nord. Sur les lots 37 et 38, à 400 pieds au sud de la frontière Poularies-Royal-Roussillon, il existe de petits affleurements d'andésite massive. L'un de ces affleurements se compose de deux couches d'agglomérat, séparées par un épanchement andésitique massif. La bande d'agglomérat plus au sud a 10 pieds d'épaisseur et son contact avec l'andésite se dirige nord 50° ouest et plonge légèrement nord. Le contact est assez bien défini, mais sinueux. L'andésite sur une largeur de 8 pouces adjacents au contact, est compacte et à grain fin. Cette phase est suivie par une autre qui renferme des amygdales remplies de quartz dont la dimension paraît augmenter légèrement vers le nord et

atteindre un diamètre maximum de 1¼ pouce. La partie amygdaloïde de l'andésite a une largeur de 20 pouces; au delà, au nord, l'andésite est à grain fin sur une largeur de 12 pouces et son refroidissement subi est plus remarquable que sur le bord méridional. L'andésite rapidement durcie est en contact avec une seconde bande d'agglomérat plus grossier et de caractère plus irrégulier que la bande méridionale. Le contact septentrional de l'andésite est aussi beaucoup moins uniforme que le contact méridional. D'après les observations précédentes on croit que le sommet de l'épanchement andésitique fait face au nord.

Les déterminations notées ci-dessus, bien qu'incomplètes,[1] indiquent que les épanchements environnant les tufs ont une attitude synclinale. Les tufs le long de l'axe de cette structure synclinale sont, par conséquent, plus récents que les laves des environs. On n'y a trouvé aucune discordance à la base des sédiments et partout où on a pu déterminer l'allure des laves, près des bords de la bande tufacée, elle se dirigeait parallèlement à la stratification des sédiments. La base des sédiments, telle qu'exposée sur la limite entre Poularies et Royal-Roussillon près du lot 39, se compose d'une petite quantité de matière agglomératique grossière interstratifiée avec les laves. On trouve parfois des laves à divers horizons dans la série des sédiments tufacés. D'autre part, on a découvert très peu de matière agglomératique grossière dans la bande au-dessus de ce qui a été arbitrairement choisi comme base, c'est-à-dire, là où le tuf à grain fin, en strates minces commence à paraître.

BANDE DE LANGUEDOC

Une bande de sédiments tufacés semblables à ceux de Privat peut être suivie dans le canton de Languedoc du lot 7, rang II, au sud-est jusqu'au lot 24, rang I, soit une distance de 2½ milles. La bande est exposée par endroits sur une largeur d'un demi-mille, mais sa largeur totale est inconnue, car ni le contact nord ou sud ne sont bien en vue.

Les tufs sont finement stratifiés, mais moins schisteux que ceux de la bande de Privat. La stratification se dirige 50° ouest et plonge 70° est à l'extrémité septentrionale de la bande; à l'extrémité méridionale, l'allure est nord 75° ouest et le pendage 80° est. Les tufs près de l'extrémité sud de la bande sont recoupés par un dyke de diabase s'orientant vers le nord. Un étroit dyke de granite, de direction nord 55° ouest les traverse sur le lot II, à un demi-mille au nord du rang I. L'intrusion granitique recoupe la stratification des tufs sous un faible angle.

---

[1] Buffam n'offre pas ici sa meilleure preuve de la structure au sud de la bande Privat, laquelle établit ses conclusions sur une base beaucoup plus solide. Il décrit ces faits en détails ailleurs, en démontrant que l'amas de granodiorite de Palmarolle occupe un pli anticlinal dans le Keewatin. La plupart des laves dans ce voisinage sont des types basaltiques, et ce fait l'a encouragé à suivre l'affleurement, un épanchement de rhyolite interstratifié, et plus particulièrement parce que la rhyolite offrait des particularités bien marquées. Partant de près de l'issue du lac Lois, il réussit à le suivre sur une distance de 4 milles dans une direction est-nord-est, jusqu'au lot 18, rang II, canton de Privat; il put en même temps déterminer la structure des épanchements qui se trouvent tout près prouvant qu'ils font face au sud. L'épanchement affecte ensuite une courbe régulière mais plutôt raide, pour enfin se diriger au nord-ouest parallèlement à la bande de Privat. Il put le suivre sur une distance de 4 milles plus loin, dans le rang V, canton de Poularies, avant de le perdre. L'affleurement de l'épanchement tel que figuré sur la carte manuscrite de Buffam forme un "canot" parfait, comme une illustration de manuel; et la détermination que le bord extérieur est le bord supérieur prouve que le pli dont il fait partie est un vaste anticlinal, ayant des axes s'orientant nord 74° ouest et plongeant à l'est. La bande de tufs de Privat se trouve au nord de cet anticlinal, entre ce pli et les épanchements faisant face au sud décrits par Buffam et doit, par conséquent, occuper un synclinal (figure 9).

Les renseignements disponibles ne sont pas suffisants pour indiquer, d'une manière déterminée, la structure de cette bande de tufs. Immédiatement au nord-est de cette bande la contrée est basse et recouverte d'une épaisse couche d'argile, et aucun affleurement de lave n'a été observé où on aurait pu déterminer la structure. Au sud de la bande il existe quelques affleurements de lave qui semblent indiquer que les sommets des affleurements font face au nord. L'indice le plus défini est fourni par le lot 13, à un demi-mille au sud du rang I, canton de Languedoc. A cet endroit on a constaté la succession suivante des types de roche en traversant l'affleurement du nord au sud.

Andésite ellipsoïdale, coussinets aplatis sur le côté sud	6 à 12 pieds
Contact bien défini.	
Bande présentant de petits coussinets irréguliers et une matière scoriacée	1 pied
Contact bien défini, allure nord 80° ouest, pendage 50° nord.	
Andésite amygdaloïde à grain très fin	3 à 12 pouces
Andésite à grain très fin	2 pieds
Andésite à grain fin, devenant plus grossière au sud	6 "
Andésite à grain très grossier	10 "

Un affleurement de lave, sur la ligne de rang II, lot 44, canton de Languedoc, révèle une gradation dans le grain et un aplatissement de quelques coussinets confus sur leur côté méridional dans une partie d'un épanchement, indiquant, selon toute probabilité, que le sommet de l'épanchement fait face au nord. La bande de Languedoc se trouve au nord-est de celle de Privat, et il est très plausible de supposer que, le long du côté nord-est de cette dernière, les épanchements font face au sud-ouest. Plus loin, au nord-est, sur le bord méridional de la bande de Languedoc, ils semblent, comme on l'a dit plus haut, faire face au nord-est. Il est, par conséquent, presque évident qu'il existe une structure anticlinale entre les bandes de Privat et de Languedoc. Si la bande de Privat est synclinale, comme il est fort probable, il est certain que celle de Languedoc est synclinale plutôt que monoclinale.

BANDE DE GUYENNE

Une autre bande tufacée semblable à celles décrites ci-dessus est partiellement exposée dans la partie méridionale du canton de Guyenne. On a rencontré de petits affleurements de tufs finement stratifiés le long de la ligne du rang I, du lot 15 au lot 21; la stratification s'oriente de nord 65° ouest à nord 45° ouest et plonge de 15° à 30° est. Au sud-est de ces affleurements disséminés, en direction des strates, une grande plaine sablonneuse s'étend jusqu'à la ligne centrale nord-sud du canton, mais à l'est de cette ligne, la bande a été suivie de nouveau et l'on suppose qu'elle se prolonge en dessous de la plaine sablonneuse. Le second affleurement de tuf se présente principalement entre les cantons de Launay et de Guyenne et dans le rang X du premier. Les strates s'orientent nord 40° ouest et plongent à 50° à l'est.

La largeur de la bande est inconnue à cause du manque d'une coupe complète, mais elle est d'au moins un demi-mille dans le nord du canton de Launay. Les tufs sont recoupés par un amas de syénite hornblendique d'étendue inconnue et, au sud-est, la bande passe au delà de la région étudiée.

Les conditions géologiques de cette bande tufacée n'ont pas été positivement déterminées. Les seuls renseignements acquis sont l'allure et le plongement exceptionnellement bas, de 15° à 50° vers l'est. Le manque d'affleurements a empêché toute détermination de l'attitude des épanchements adjacents à la bande. Le pendage à faible angle indique peut-être une structure monoclinale s'inclinant à l'est plutôt qu'un synclinal renversé; dans ce cas la bande de tufs de Guyenne serait interstratifiée avec les laves. Par contre, comme il existe des preuves que les autres bandes de tuf analogue surmontent des laves, on suppose donc que la bande de Guyenne occupe une position analogue et possède la forme d'un synclinal fortement renversé.

BANDE DE LA SARRE

Un gros affleurement de tufs, avec une phase marginale basique de syénite hornblendique, se présente dans le canton de La Sarre, dans le rang II, à un quart de mille à l'est de la rivière La Sarre. La syénite hornblendique renferme de nombreuses inclusions de tuf finement feuilleté, quelques-unes étirées en longs rubans parallèles à la structure fluidale fort développée de la roche intrusive. Les inclusions sont très schisteuses, mais les roches ignées sont compactes et à gros grain. La partie occidentale de l'affleurement, sur une largeur de 300 pieds que l'on peut suivre sur une longueur de 3,300 pieds, se compose de tuf finement stratifié. L'allure de la stratification varie de nord 35° ouest à nord 65° ouest et le pendage de 45° à 60° est. Sur la limite orientale de cette zone de tuf, la roche intrusive traverse les strates et s'injecte, lit par lit, le long de la stratification.

Les tufs sont en couches très minces, de 1 à 2 mm., et varient du gris clair au vert foncé. Le tuf est aussi rubané parallèlement à la stratification. La largeur des bandes varie de 6 pouces à 5 pieds, et chacune se compose de couches minces de couleur et de composition à peu près uniformes. Un amas de tuf de 15 pieds de largeur et de 40 pieds de longueur, gisant dans la roche syénitique intrusive, renferme une couche noire de 5 pouces de large qui s'étend sur toute la longueur de l'inclusion. Les tufs de chaque côté de cette couche sont tachés de rouge par l'oxyde de fer. La couche noire contient de très petits grains de magnétite et quelques grains de chalcopyrite disséminés dans une pâte de silice recristallisée, et disposés en bandes parallèles à la stratification. Cette couche est tellement recristallisée qu'il a été impossible d'identifier les structures originelles.

A environ trois quarts de mille au sud-ouest de l'affleurement, dans le rang II, et à 700 pieds à l'est de la rivière La Sarre, on rencontre un petit pointement de tufs et d'épanchements andésitiques interstratifiés, mais le rapport de ces roches avec celles du rang II est incertain vu que la contrée intermédiaire est basse et recouverte d'un lourd manteau de drift. L'étendue en direction de la bande de La Sarre est également mal définie, car on n'a rencontré vers le sud-est aucun affleurement de roche sur une distance de 3 milles, et la première roche rencontrée était une phase basique de la syénite hornblendique. Il est probable que l'affleurement de tufs dans le rang II marque le contact entre le Keewatin et le principal massif de syénite hornblendique à l'est, car on n'a observé aucun affleurement de

syénite à l'ouest. Le petit affleurement d'épanchements andésitiques et de tufs à trois quarts de mille au sud-ouest marque probablement le bord occidental de la bande de La Sarre.

BANDE DE LA REINE

T.-L. Tanton, dans son rapport sur le bassin des rivières Harricanaw et Turgeon, mentionne un affleurement de micaschiste rubané sur la rive orientale du lac Abitibi, sur la pointe qui s'avance vers l'île Kenosha (île La Reine), et considère que ces schistes sont des tufs altérés déposés par l'eau. Au cours de la saison de 1926, on a découvert à l'intérieur des terres, dans le rang II, canton de La Reine, un certain nombre de pointements de roches sédimentaires provenant de cette affleurement. Les pointements les plus à l'est, sur les lots 13 et 14, forment une haute crête allongée s'orientant nord-sud. Ce sont des tufs volcaniques à grain fin, en couches minces, plissés, crénelés et recoupés par d'étroites veines de quartz blanc laiteux, mais moins schisteux que les sédiments sur la rive du lac.

La stratification dans le rang II, lot 14, se dirige nord 45° est et plonge verticalement. L'allure est plus ou moins parallèle au contact occidental du batholithe de gneiss granitique de La Reine. Sur le côté oriental du batholithe les roches encaissantes se dirigent aussi parallèlement au contact. Il est probable par conséquent que l'intrusion a déterminé la formation en dôme des roches keewatiniennes environnantes, car nulle part ailleurs dans la région, le Keewatin ne s'oriente à l'est du nord.

BANDE DE DUPARQUET

L'ardoise et la phyllite affleurent sur le lac Duparquet près de l'embouchure de la rivière Duparquet et se rencontrent aussi à environ un demi-mille à l'intérieur des terres, le long de la ligne cantonale entre Hébécourt et Duparquet. Par suite du lourd manteau de mort-terrain à l'intérieur des terres on n'a découvert que de petits affleurements isolés, mais il est probable que ces roches s'étendent au moins sur une distance de 1½ mille à l'est du lac. Les strates, suivant les conditions géologiques observées plus à l'est, paraissent être situées le long du grand axe synclinal et se présentent, de ce fait, assez près du sommet du Keewatin. Au point de vue de la position stratigraphique, les strates sont à peu près conformes aux autres bandes tufacées.

La largeur de la bande est d'environ 2,000 pieds du nord au sud; les strates sont presque verticales et se dirigent nord 65° est. L'épaisseur des couches qui sont de noir à gris pâle, varie de 1 mm. à 1½ cm. Les sédiments en couches minces ont été considérablement métamorphisés et présentent un mince clivage lamellaire. Par endroits, ils ont été transformés en schistes talqueux fortement crénelés. La schistosité est presque parallèle à la stratification et épouse les moindres détails de forme et d'allure des petits plis et crénelures de chacune des couches. La recristallisation a détruit presque toutes les textures primitives. La déformation intense de ces roches plastiques peu résistantes, contraste fortement avec la texture compacte des épanchements andésitiques plus résistants auxquels elles sont associées.

Bande de tuf au sud du lac Pelletier

Au sud du lac Pelletier un massif de sédiments à grain fin affleure sur une largeur d'un demi-mille et une longueur d'environ 9 milles. Les roches sont gris foncé ou noir grisâtre, assez tendres, pour la plupart à grain très fin, et en couches minces et uniformes. L'épaisseur des couches varie d'un huitième de pouce à 4 pouces et certaines couches isolées peuvent être suivies à travers des affleurements de plusieurs centaines de pieds de longueur. Il est évident, par conséquent, qu'elles ont été déposées dans des nappes d'eau tranquille. Une plaque mince de l'une de ces couches a révélé qu'elles se composent d'environ 60 pour cent d'actinote lattiforme en majeure partie transformée en chlorite, de quelques grains de quartz et le reste de feldspath oligoclase, $Ab^{70}An^{30}$. Le feldspath est surtout altéré en kaolin. La grosseur moyenne du grain est de 0.05 mm.

On a observé un contact bien marqué entre les laves et les tufs sur le gros affleurement à environ 1½ mille au sud-est de l'angle sud-est du lac Pelletier. La lave est un "basalte" à structure ellipsoïdale bien développée. Le côté sud de l'épanchement, en contact avec les tufs, est fortement ellipsoïdal et cette matière passe vers le nord dans le "basalte" compact à gros grain sans coussinets. Cet épanchement fait donc face au sud. Le contact s'oriente nord 80° ouest et plonge sous un angle d'environ 60° nord, de sorte que l'épanchement a été renversé. Une série de couches de cendre est en contact avec la surface de l'épanchement au sud. Il n'existe aucune trace qu'une solution de continuité ou d'un intervalle d'érosion se soit produit entre la consolidation de la lave et le dépôt de la cendre.

Les couches isolées immédiatement au sud de l'épanchement ont de 4 pouces à 1 pied d'épaisseur et se composent de fragments de lave d'un diamètre moyen de 1 mm. Les couches de niveau stratigraphique plus élevé deviennent plus minces et à grain plus fin, jusqu'à ce qu'elles passent dans des tufs foncés à grain fin, dans des couches d'environ un huitième de pouce d'épaisseur. L'épaisseur totale de cette série de couches a été fixée approximativement à 50 pieds, puis suivent quelques couches de cendre grossière renfermant des fragments de lave ayant jusqu'à un pouce de diamètre. L'épaisseur totale des couches grossières est de 6 à 8 pieds. Elles sont suivies par des couches dont le grain devient rapidement plus fin, jusqu'à ce que la roche passe graduellement dans les sédiments ardoiseux noirâtres en couches minces, qui affleurent vers le sud jusqu'au contact du conglomérat.

Deux ou trois épanchements de "basalte" ayant jusqu'à 5 pieds d'épaisseur sont interstratifiés avec les couches de cendre décrites plus haut, à moins de 75 pieds du principal contact de "basalte".

Les conditions observées indiquent donc que ces sédiments reposent stratigraphiquement au-dessus du massif principal de laves au nord, et qu'ils sont interstratifiés près de la lave avec de minces épanchements. Il ne se trouve aucune trace de discordance entre eux et les "basaltes", mais bien au contraire, tout indique qu'ils se sont déposés directement à la surface érodée des épanchements. On a donc conclu que ces sédiments sont une série de tufs gisant probablement au sommet de la série du Keewatin ou tout près.

Étendues vers l'est des sédiments du Keewatin

La carte qui accompagne ce mémoire indique l'emplacement, dans les régions de La Motte et de Fiedmont, d'un certain nombre d'amas de sédiments altérés, provisoirement classés comme Keewatin. Tous ces massifs se composent de micaschiste et d'une petite quantité d'amphiboloschiste, et paraissent être des produits métamorphiques analogues aux grès impurs. Les micaschistes se composent de quartz, de biotite, d'un peu d'orthose et de plagioclase, et, par endroits, d'une quantité considérable d'épidote et de chlorite. Ils renferment des bandes pâles et foncées. Les bandes foncées contiennent plus de mica, les plus claires, moins. La différence de composition de ces bandes semble indiquer qu'elles sont des couches sédimentaires primitives. Les amphiboloschistes sont plus foncés que les micaschistes et en diffèrent en ce que la hornblende remplace la biotite, mais par ailleurs ils sont semblables. Les amphiboloschistes sont probablement les équivalents métamorphiques qui renfermaient à l'origine du carbonate de chaux ou de la magnésie.

Les étendues sédimentaires sont très difficiles à étudier, vu qu'elles sont situées dans des districts recouverts d'un lourd manteau d'argile, et que les affleurements sont petits et peu nombreux. Plusieurs sont entièrement ou presque entourées de granite, et il est impossible d'établir leurs rapports avec les autres roches sauf le granite. Pour cette raison on ne connaît encore rien de leurs rapports avec le Keewatin. Ils sont groupés avec lui surtout à cause de leurs rapports tectoniques. Quelques-uns des amas reposent exactement sur la crête de l'anticlinal de la Motte (*voir* Plissements, page 97) et son prolongement dans la région de Fiedmont, d'autres sont disséminés à des distances variables entre la crête et les axes synclinaux au nord et au sud. Ces relations indiquent que les sédiments sont probablement interstratifiés avec les laves du Keewatin, et que quelques-uns sont très bas dans la série du Keewatin.

Les sédiments offrent une grande similitude tant par le caractère pétrographique que par le degré de métamorphisme, avec les roches du Grand lac Victoria, que l'on a ailleurs attribuées à la série de Grenville. Il serait opportun d'entreprendre une étude plus détaillée de leurs rapports avec le Keewatin.

STRUCTURE DU KEEWATIN

Structures des épanchements isolés

Les conditions géologiques internes du Keewatin peuvent être considérées sous trois chefs principaux, à savoir: les structures des épanchements isolés, le plissement, la stratigraphie et la puissance de la série.

Quatre types généraux caractérisent les structures des épanchements isolés, ce sont: (*a*) structures en coussinets ou ellipsoïdales; (*b*) structures cordées; (*c*) structures bréchiformes; (*d*) variations du grain, ou taille du cristal, du sommet au bas de l'épanchement. Ces types généraux seront

étudiés tour à tour, bien que l'interprétation de la taille du grain et de ses variations, de même que la conformation de la structure ellipsoïdale soit décrite ailleurs.[1]

STRUCTURE ELLIPSOÏDALE

La structure en coussinets ou en ellipsoïdes, se retrouve d'un bout à l'autre dans le nord canadien, dans toutes les variétés de lave, du basalte à la rhyolite. Dans presque toutes les parties du monde cependant, cette structure semble restreinte aux variétés plus basiques. Lewis,[2] qui a dressé un résumé très complet des ouvrages sur les laves en coussinets de l'univers, affirme catégoriquement "que chaque exemple connu de cette structure se présente dans du basalte ou dans quelque autre type intimement associé de roche ignée basique". Bien qu'il soit admis que la plupart des structures en coussinets dans le nord du Canada se retrouvent dans les roches basiques, on en a souvent rencontrées dans les trachytes, les dacites et même dans les rhyolites, d'un bout à l'autre des cantons de Dasserat, Beauchastel et Rouyn. Celles qui habitent les rhyolites sont assez rares mais on peut en examiner de magnifiques spécimens sur le claim n° M.L. 1891, appartenant à l'Amulet Mining Company, canton de Rouyn.

Il est difficile d'ajouter quoi que ce soit à la description de la structure ellipsoïdale faite par Lewis. La lave en coussinets se compose

"d'amas isolés ou presque isolés de lave qui offrent des coupes transversales arrondies ou ovales dans toutes les directions, quoique dans maintes localités ils soient plus ou moins moulés les uns sur les autres ou même aplatis comme des coussins ou des sacs à demi remplis, et dans ce cas, ils remplissent presque tout l'espace sans laisser d'interstices. Lorsqu'il existe des espaces entre les amas, ils prennent la forme d'un tétrahèdre grossier à bords concaves (c'est pourquoi ils sont à peu près triangulaires en coupe transversale et sont en général partiellement remplis de paillettes et de fragments anguleux de même nature que les surfaces courbes des amas encaissants. Remplissant les espaces interstitiels et cimentant les fragments en une brèche se trouve dans plusieurs localités une grande variété de minéraux que l'on considère ordinairement comme secondaires. Les principaux sont la chlorite, la calcite, le quartz, la calcédoine, l'agate et d'autres formes pétrosiliceuses et siliceuses de silice, accompagnés d'épidote et de la merveilleuse famille des zéolites. Dans certaines régions on rencontre seulement quelques-uns de ces minéraux, tandis qu'ailleurs, même dans les différentes parties d'un épanchement, ils sont très abondants et très variés.

Dans beaucoup d'endroits les amas arrondis sont allongés et plus ou moins aplatis en forme de coussins; un certain allongement constitue d'ailleurs un trait caractéristique général. Dans ces cas le parallélisme des grands axes est bien marqué, de même qu'à un degré moindre, celui des petits axes et des axes intermédiaires...

Les coussinets isolés sont ordinairement revêtus d'une pellicule vitreuse de 2 ou 3 à 25 millimètres ou davantage d'épaisseur. Au microscope on constate que cette pellicule passe graduellement dans la lave cristalline à l'intérieur. La roche est souvent massive ou légèrement vacuolaire seulement, bien qu'il existe des laves spongieuses très légères sous cette forme. Il se trouve souvent une zone vacuolaire ou variolitique (ou les deux à la fois) juste à l'intérieur de la croûte vitreuse, et dans certaines localités on rencontre une structure fluidale parallèle à la surface extérieure de chaque amas. . . Les parties vacuolaires de la lave en coussinets sont assez fréquemment transformées en amygdales. . .

[1] Cooke (H.-C.): "Some Stratigraphic and Structural Features of the Pre-Cambrian of Northern Quebec;" Jour. Geol., vol. 27, p. 75 (1919).
"Progress of Structural Determinations in the Archean Rocks of Ontario and Quebec;" Compte rendu, Soc. roy., Canada, 3e série, vol. 19, sect. IV, p. 5-12 (1925).

[2] Lewis (J.-V.): "Origin of Pillow Lavas"; Bull. Geol. Soc. Am., vol. 25, p. 591-654 (1914). Au-dessus de la note, à la p. 595.

Une structure columnaire radiale se rencontre très souvent dans les coussinets qui se désagrègent en fragments aplatis, côniques ou en forme de biseau par l'action de l'intempérisme ou des vagues. Une structure écailleuse ou lamellaire a moins souvent été observée.

Dans les laves métamorphiques les structures caractéristiques sont plus ou moins masquées, le résultat d'altérations subséquentes. L'un des processus les plus fréquents, assez caractéristique des roches vertes, est le développement de chlorite à partir des enveloppes vitreuses des coussinets et des fragments interstitiels, accompagné de la chloritisation partielle ou complète des minéraux ferromagnésiens d'un bout à l'autre de l'amas. La chlorite interstitielle présente ordinairement une structure ressemblant au schiste parallèle aux surfaces des ellipsoïdes adjacents."

Tous les traits caractéristiques mentionnés par Lewis se présentent dans les laves ellipsoïdales du nord d'Ontario et de Québec. Près de la station de Kenogami, en Ontario, le seul endroit où du balsalte frais a été observé par tous les auteurs, les coussinets sont revêtus d'une pellicule de tachylite et les interstices remplis de fragments de verre légèrement altéré en épidote.

Le seul observateur qui ait examiné et décrit une lave en voie de formation semble être Anderson.[1] Sa description est donnée ci-après:

"En une troisième occasion, lorsque je me fus approché aussi près que possible en bateau je constatai que la lave coulait en quatre gros courants distincts... Je désirais observer la formation de la lave ellipsoïdale et nous nous approchâmes aussi près que possible sans fondre le calfatage du bateau... Là où la lave coulait en plus faible quantité les explosions étaient moins perceptibles, et la lave s'étendait en boutons ou lobes. Le procédé se poursuivait de la façon suivante: un amas ovoïde de lave, encore en rapport avec sa source d'émission et ayant sa surface, bien qu'encore au rouge, réduite à un état pâteux par le refroidissement, se gonfle, ou se fendille, en une espèce de bouton à col étroit comme une poire épineuse ou un cactus; la chaleur de ce bouton augmente rapidement de même que sa mobilité et sa dimension, jusqu'à former un lobe de la taille d'un sac ou un coussinet, semblable aux autres, ou bien reste du calibre d'une massue indienne ou d'un vase florentin. Parfois le col qui émet un nouveau lobe, mesure plusieurs pieds de longueur et est aussi épais qu'un bras d'homme avant de s'étirer en un lobe de pleine dimension; plus souvent il est plus court, de sorte que les lobes fraîchement formés s'entassent les uns sur les autres. Ils paraissent chauffés à blanc même à la lumière du jour, et à mesure que les vagues les enveloppent, l'eau semble tomber inaltérée sans bouillir, à cause probablement de ce qu'ils étaient dans un état sphéroïdal. J'ai aussi observé sur le Vésuve la formation de la lave cordée ordinaire par un processus analogue. Lorsque la lave chaude de l'intérieur a jailli et formé un étang, une écume tendre se forme à la surface, laquelle est poussée en avant par la lave fluide qui se meut en dessous, et est soulevée en une ride ou corde, alors d'autres se forment de la même façon jusqu'à ce que la surface soit entièrement solidifiée en une succession de cordes".

Green,[2] qui a aussi constaté la formation de structures similaires dans les îles Hawaii, dit:

"Le courant. . . pendant que nous l'observions, sembla d'abord se former en amas sphéroïde aplati, dont la croûte se refroidissait constamment et l'approvisionnement frais de lave en fusion augmentait constamment sa dimension. Enfin une limite sembla être ateinte entre le pouvoir de retenue de la croûte refroidissante et la pression de la colonne de lave liquide à l'intérieur, alors que la lave en fusion s'échappait du bord inférieur du dôme et en formait un autre semblable tout près, et ainsi de suite, la lave en fusion. . . continue de fournir l'approvisionnement et de couler de l'un à l'autre, en formant une succession de dômes".

---

[1] Anderson. Tempest: "The Volcan of Matavanu in Savaii"; Quart. Jour. Geol. Soc. of London, vol. 66, p. 632 (1910).

[2] Green (W.-L.): "Vestigis of the Molten Globe, pt. II: The Earth's Surface Features and Volcanic Phenomena"; Honolulu, 1887, p. 172-3.

Les conditions nécessaires à la formation de la structure en coussinets, telles que déterminées d'après ces observations et d'autres constatées par Lewis (loc. cit.) sont: (1) une lave très liquide coulant librement, qui surtout, à cause de son épaisseur, conserve sa fluidité pendant longtemps; (2) l'épanchement doit être dans ses phases finales, de sorte que le principal massif demeure presque immobile, et les apports de lave liquide par en dessous sont faibles pour s'échapper par de petites fissures dans la croûte supérieure refroidissante sans causer un mouvement en avant de tout l'épanchement; (3) la température de la lave doit s'être abaissée au point où la lave s'échappant par une fissure à la surface est immédiatement entourée d'une pellicule superficielle tenace et visqueuse, assez forte pour retenir à l'intérieur la lave encore liquide. Dans ces conditions la lave qui continue d'entrer dans le coussinet produira une forme arrondie semblable à un coussin; si la lave est trop chaude pour qu'une telle pellicule se forme rapidement, le liquide se répand en un mince amas en forme de plaque. L'élargissement de la croûte tenace superficielle à mesure qu'augmente la taille du coussinet produit dans la croûte une texture pseudo-fluidale parrallèle à la surface extérieure, par l'élargissement et l'aplatissement des vésicules.

Plusieurs auteurs ont considéré que les structures en coussinets ne pouvaient se former que sous l'eau, et, par conséquent, que la structure pouvait être acceptée comme un critérium d'extrusion sousmarine. Cette opinion semble erronée cependant, car bien qu'il n'y ait aucun doute que les structures en coussinets soient fréquentes dans les laves épanchées sous l'eau, néanmoins la présence de l'eau n'est pas essentielle à leur formation, ainsi qu'Anderson et Green, déjà cités, et A.-L. Day, du laboratoire géophysique de Washington, ont à maintes reprises observé leur formation dans l'air. De fait, le Dr Day[1] affirme catégoriquement qu'il y a peu ou point de différence entre le refroidissement d'un courant de lave dans l'eau et dans l'air; vu que lorsque l'eau vient en contact avec la lave en fusion un coussin de vapeur non-conducteur se forme immédiatement entre les deux, à travers lequel la chaleur de la lave s'échappe très lentement, et, conséquemment, l'eau au-dessus d'un épanchement chaud n'est pas dans un état d'ébullition violente, comme on pourrait s'y attendre, mais elle est aussi calme et froide que l'eau ailleurs.

Dans le nord du Canada un grand nombre, sinon la majorité des épanchements en coussinets se composent de deux parties distinctes, l'une ellipsoïdale dont le grain varie de vitreux sur l'extérieur des ellipsoïdes, à finement cristallin à l'intérieur, et l'autre non-ellipsoïdale à grain considérablement plus gros. Il est évident, tant du point de vue du grain que du mode d'origine de la structure en coussinets, que la partie ellipsoïdale de l'épanchement a constitué à l'origine son facies supérieur et la partie massive son facies inférieur, refroidissant plus lentement. D'après ce qui a été dit précédemment, il semble probable que la partie massive inférieure ait rapidement émané des fissures sous-jacentes, et se soit répandue en nappes pendant qu'elle était encore très chaude, tandis que la partie ellipsoïdale supérieure se soit formée à mesure que la lave était suffisamment refroidie pour former une croûte supérieure visqueuse, et en même temps l'épanchement des

[1] Day (A.-L.): Communication personnelle.

cheminées se détendait tellement que les pressions d'en dessous pouvaient être amoindries par l'échappement graduel de la lave par de petites fissures dans la croûte supérieure plutôt que par le mouvement de la masse entière. Comme on pourrait s'y attendre dans de telles circonstances, on rencontre tous les types d'épanchement depuis ceux dans lesquels la partie massive inférieure est très mince ou fait entièrement défaut à ceux où elle est très épaisse; les parties ellipsoïdales présentent tous les intermédiaires, de minces à très épaisses et on ne peut trouver ou s'attendre de trouver aucune relation uniforme entre les épaisseurs des parties massives et des parties ellipsoïdales.

Des épanchements de ce genre constituent naturellement un excellent critérium pour la détermination structurale, vu que lorsque les observations sont faites avec exactitude il ne peut y avoir de doute quant à la structure.

STRUCTURE CORDÉE

La structure cordée est une autre structure superficielle formée au cours du refroidissement. Plusieurs observateurs ont décrit sa formation, parmi lesquels Tempest Anderson (loc. cit.). Les conditions essentielles de sa formation semblent être les suivantes: la lave doit être assez fluide, contenir et émettre peu de vapeur ou d'autre gaz et former un étang, ou un courant qui disparaît graduellement. Dans ces conditions, à mesure que la surface en cours de refroidissement rapide, devient visqueuse à l'approche de la consolidation, l'avancement progressif de la partie plus liquide en dessous pousse la surface visqueuse en une série de rides ou cordes, jusqu'à ce que par répétition du processus toute la surface devienne cordée. La surface qui en résulte est décrite d'une manière frappante par Bonney[1]: "La surface est ridée en lignes courbes par l'écoulement visqueux et présente un aspect "cordé" ressemblant à des câbles enchevêtrés, ou à d'énormes limaçons rampant les uns sur les autres."

Les laves du Keewatin peuvent fréquemment être vues en coupe transversales formant la surface actuelle, vu que les épanchements dans la plupart des endroits ont été forcés dans des attitudes inclinées à pic ou verticales et plus tard aplanis par l'érosion. Un épanchement, caractérisé par une texture cordée et vu en coupe transversale, présente une section inférieure de lave massive, qui passe au sommet à une zone rubanée. Les bandes individuelles sont à peu près parallèles à l'allure de l'épanchement, c'est-à-dire à l'ancienne surface; elles présentent des textures fluidales; elles n'ont pas d'un bout à l'autre une dimension uniforme, mais se terminent par coïncement, ordinairement en moins de quelques pieds; elles ne sont pas toujours parfaitement parallèles l'une à l'autre et présentent de grandes variations dans leur direction; en d'autres termes, la zone cordée possède toute l'irrégularité d'un tas de cables entrelacés que l'on sectionnerait transversalement avec un couteau. La zone cordée est ordinairement de faible épaisseur; l'épaisseur minimum moyenne peut être d'environ 2 pieds, et l'épaisseur maximum de 10 pieds. Les véritables structures cordées sont plutôt rares dans le Keewatin, peut-être parce que les conditions générales furent plus favorables à la production de la structure en coussinets, qui, comme le démontrent les descriptions antérieures, se rattache assez intimement à la structure cordée par son origine.

[1] Bonney (T.-G.): "Volcanoes", 3e édition, p. 110.

STRUCTURE BRÉCHIFORME

Les brèches sont excessivement nombreuses dans le Keewatin. Il existe deux types généraux de brèches, la brèche éruptive et la brèche tufacée, ou agglomérat. La brèche tufacée, ou agglomérat, est une accumulation de matières laviques brisées en fragments dans les cheminées volcaniques, par l'expansion explosive de la vapeur ou d'autres matières gazeuses, et lancées des cheminées par la force des explosions. La dimension des matières ainsi projetées varie de gros blocs à une poussière impalpable. Une partie de cette poussière est tellement fine qu'on a déjà constaté qu'elle flottait dans l'air pendant plusieurs jours, pour être ensuite entraînée de par l'univers. Le professeur Bonney a examiné une fine poussière de ce genre provenant d'une éruption de Cotopaxi, et il a calculé qu'il en faudrait de 4,000 à 25,000 particules pour former le poids d'un grain. La brèche tufacée est, par conséquent, une roche composée de fragments de tous calibres, entassés pêle-mêle. Le trait caractéristique par lequel elle se distingue de la brèche d'épanchement est que les gros fragments, faciles à observer, sont encastrés dans une pâte de fragments plus petits, parfois aussi fins que des grains de poussière. Un examen attentif à l'œil nu de surfaces altérées propres ou à l'aide d'une loupe, est généralement tout ce qui est nécessaire pour établir la nature de la pâte, cependant il faut parfois employer le microscope.

La brèche éruptive, ou d'épanchement, se compose de fragments de lave enchâssés dans une pâte de lave liquide. La pâte possède naturellement un grain et une composition uniformes d'un bout à l'autre, contrairement au grain variable et finement fragmentaire de l'agglomérat. Le caractère de la pâte distingue donc les deux types.

La brèche éruptive peut se former de plusieurs façons différentes. Un flot de lave coulant sur une surface quelconque ramasse et enchâsse toutes les matières libres qu'il rencontre; ces fragments se composent parfois de roches entièrement différentes de la lave elle-même. Aussi des fragments de cendre lancés d'un volcan en activité peuvent tomber dans la lave liquide et former une brèche. Dans ce cas, les fragments seront de même nature que la lave, à moins que deux volcans voisins soient simultanément en éruption. Une troisième possibilité est que la lave, en frayant son chemin vers la surface, brise des fragments de roches à travers lesquels elle passe et les entraîne avec elle. Bonney (*loc. cit.*) écrit:

"Dans certains débris des volcans d'Eifel, des morceaux d'ardoise brisée forment souvent une portion considérable de la masse... On trouve fréquemment des blocs de marbre blanc cristallin au sein des cendres, même à l'état libre, sur les pentes du Vésuve... Des fragments de diverses roches sédimentaires, plus ou moins altérées, sont parfois incorporés dans des courants de lave où se présentent sous forme de grosses scories... Il existe aussi des fragments de roches cristallines, tantôt d'origine douteuse, comme le micaschiste et le gneiss, tantôt de roches certainement ignées telles que granite, diorite, dolérite et péridotite."

L'un des exemples les plus frappants au Canada se retrouve à l'île Sainte-Hélène, Montréal, où de gros blocs de calcaire fossilifère sont entourés d'une pâte de lave dans la cheminée d'un ancien volcan.

Les trois modes de formation esquissés, toutefois, ne représentent ensemble qu'une faible proportion des brèches éruptives de tout l'univers

ou d'une contrée en particulier; en fait, les exemples de ces brèches dans lesquelles les fragments ne ressemblent pas à la pâte sont si peu nombreux qu'ils sont presque négligeables. Presque toutes les brèches éruptives sont formées par la consolidation des surfaces des épanchements de lave pendant qu'ils sont encore en mouvement et par l'engloutissement subséquent de ces croûtes. Des descriptions du type de lave formant ces brèches et du processus de formation ont été données par plusieurs auteurs; mais il reste bien peu à ajouter à celle de Scrope[1], qui est comme suit:

"La surface de la lave en écoulement exposée à l'air, se refroidit et durcit avec une rapidité remarquable, presque instantanément, surtout à cause de l'expansion et du dégagement gazeux immédiat par lesquels une grande partie de sa chaleur doit être brusquement absorbée... Sa fluidité, au maximum, ne semble pas excéder celle du miel, mais elle est généralement si peu fluide qu'il faut une pression considérable pour y enfoncer la pointe d'un bâton ou d'une tige de fer. En effet, sa consistance ressemble le plus souvent à celle d'un mortier épais à demi sec, ou à celle de la farine encore chaudes des meules d'une meunerie, qu'à une substance en fusion complète... C'est par les innombrables fissures de retrait que beaucoup de la vapeur de lave s'échappe; et par la force de cet échappement, mais encore plus peut-être, par la friction et le mouvement irrégulier de la matière coulant en dessous, la surface de la plupart des courants de lave est brisée et inclinée, à mesure qu'elle avance, en croûtes grossières, scoriformes ou en plaques rugueuses ou anguleuses, qui lui donnent une ressemblance avec les rivières ou mers gelées des latitudes septentrionales, où la glace épaisse brisée par les mouvements des courants ou des vagues, a été pressée en une multitude d'amas en saillie sans forme. On peut constater que quelques-uns de ces amas scoriformes de lave s'élèvent à 10, 20 et même 50 pieds au-dessus du niveau du courant. De là vient généralement la surface rugueuse des gros courants de lave d'Islande, de Teneriffe, d'Etna et d'autres districts volcaniques... Le professeur Dana décrit quelques-uns des courants de lave d'Hawaii comme se composant de blocs anguleux détachés, de toutes formes et dimensions, de ceux d'un minot à ceux de la grosseur d'une maison.—"une surface d'une aspérité horrible"... Par suite de cette consolidation rapide de ses surfaces extérieures, un courant de lave avance généralement avec un mouvement rotatoire, les scories et les croûtes qui se durcissent sur sa façade roulant en avant d'elle et formant une sorte de pavage brisé, sur lequel la partie centrale s'avance et tombe, et où elle repose finalement. Ainsi on constate pourquoi une couche de scories gît ordinairement en dessous de chaque courant de lave, même là où les matières rejetées n'avaient pas antérieurement recouvert le sol."

Il est évident d'après les descriptions précitées qu'une coupe transversale d'un type d'épanchement scoriacé ou bréchiforme, comme on en rencontre dans plusieurs endroits dans la série du Keewatin, pourrait présenter des brèches sur toute son épaisseur, ou sur un seul côté, ou sur les deux côtés séparés par de la lave consolidée. Avec une si grande variété de possibilités, les épanchements bréchiformes ne peuvent offrir aucun moyen de déterminer les attitudes.

Les volcanistes s'accordent assez généralement à dire qu'un épanchement de lave prend la forme cordée ou scoriacée suivant la quantité d'eau et de gaz dissoute dans la roche liquide au moment de l'extrusion. On a fréquemment remarqué que les laves se solidifiant en formes cordées ou en coussinets dégagent peu de gaz en se refroidissant. De plus, ces laves, bien qu'ordinairement assez fluides à la sortie du cratère, deviennent rapidement visqueuses et se déplacent très lentement. Le type de lave scoriacée,

[1] Scrope (G.-D.): "Volcanoes"; 2e édition, p. 69-71 (1872).

toutefois, émet d'énormes volumes de gaz et de vapeur à mesure qu'il se refroidit, et parfois demeure d'une grande fluidité beaucoup plus longtemps que le type cordé.

On rencontre parfois une variété modifiée de brèche d'épanchement, surtout dans les laves acides, très rarement dans les laves basiques. Une lave fluide, soit avant, soit après l'extrusion, vient parfois en contact avec un amas déjà solidifié, le brise, et en entraîne des fragments. Si la partie ainsi brisée est assez froide, il en résulte d'ordinaire une brèche d'épanchement ordinaire; si, elle est chaude, ou seulement partiellement consolidée, la haute température de la nouvelle lave amollit parfois et fait fondre en partie l'ancienne matière, dont les fragments s'étirent alors en amas lenticulaires ou même en longs filets étroits. Cette structure est appelée structure fluidale, et on la rencontre en quelques endroits dans les étendues du Keewatin.

CHANGEMENTS DE GRAIN

Comme l'indiquent les descriptions, la surface d'un épanchement de lave perd très rapidement sa chaleur de sorte que les parties supérieures prennent quelque fois une consistance vitreuse, c'est-à-dire se solidifient en une roche dont les éléments ne se sont pas séparés en cristaux de minéraux individuels. Cette croûte rocheuse, cependant, est très mauvaise conductrice de la chaleur, de sorte que la partie inférieure de l'épanchement se refroidit beaucoup plus lentement et a le temps de cristalliser. La durée exacte requise pour le refroidissement d'un épanchement ne semble pas avoir jamais été mesurée, mais divers observateurs disent avoir encore constaté des laves encore chaudes et ardentes à quelques pieds sous la surface, des mois, même des années après l'éruption. Il est probable, par conséquent, que des épanchements de 100 pieds ou plus d'épaisseur prennent plusieurs années à se refroidir. Dans ces circonstances, il peut facilement se former des cristaux de moyenne grosseur dans les parties inférieures.

Des observations faites en plusieurs endroits dans le nord de Québec ont démontré que, dans la coupe d'un épanchement, la grosseur des grains cristallins présente une variation très définie. D'un côté de l'épanchement, celui du sommet originel, la lave est vitreuse ou à grain excessivement fin, et de ce point vers le bas il y a une très légère augmentation dans la taille du grain, jusqu'à peu près mi-chemin dans l'affleurement. Plus bas que ce point la grosseur du grain augmente un peu plus rapidement, et atteint son maximum à quelques pouces du fond de l'épanchement, où la lave liquide s'est de nouveau refroidie au contact de la terre froide (*voir* figure 1, a).

Cette variation caractéristique de la texture est sans doute causée par la déperdition progressive de chaleur du sommet au fond de l'épanchement. Le fond est en contact avec les roches froides, très mauvaises conductrices; le sommet est en contact avec l'air, qui, constamment en mouvement, entraîne la chaleur à mesure qu'ellle arrive à la surface. En outre la lave liquide s'échappe d'abord des parties superficielles; or, comme elle absorbe de grandes quantités de chaleur en passant sous forme de gaz, elle favorise ainsi grandement le refroidissement des parties supérieures de l'épanchement. La base, par conséquent, d'où peu de chaleur peut s'échapper, reste

chaude plus longtemps et pour cette raison cristallise plus grossièrement. On peut donc s'attendre de rencontrer vers le haut une diminution progressive de la grosseur des cristaux, parce que le refroidissement a été progressivement plus rapide en approchant de la surface.

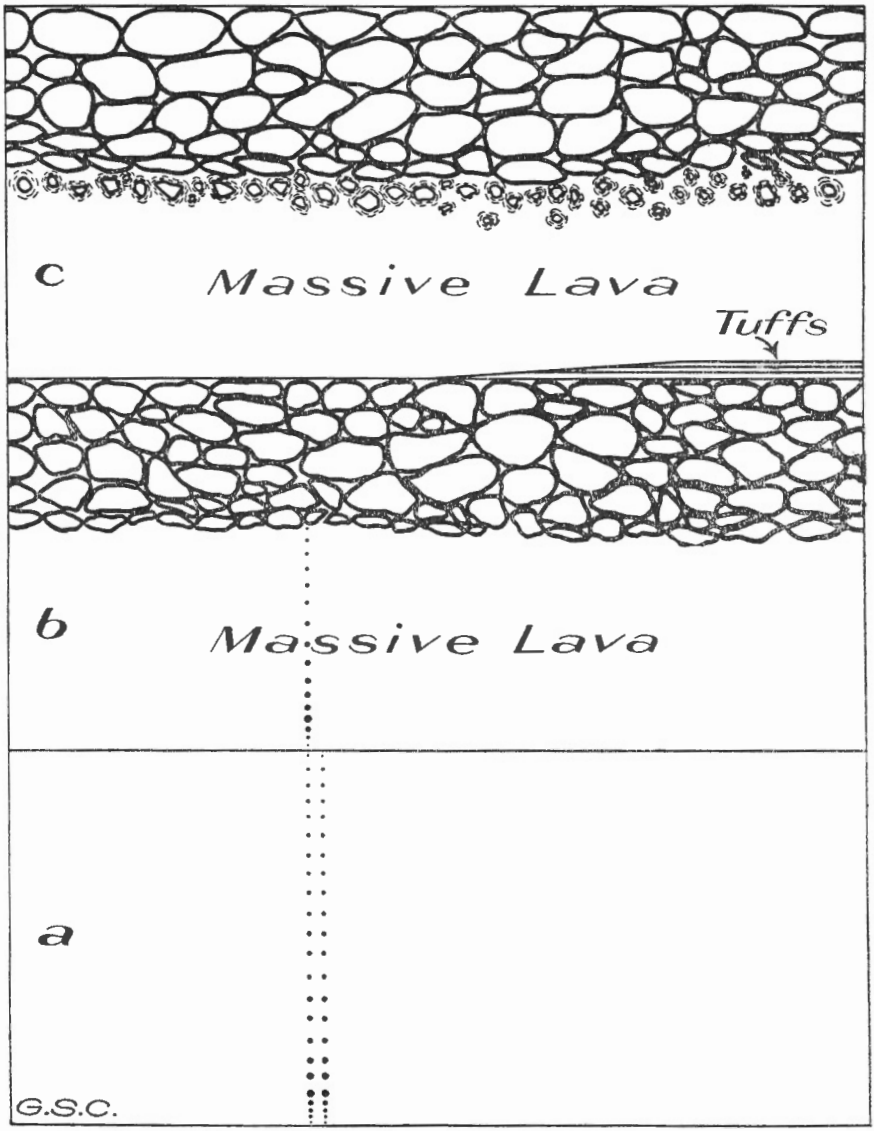


Figure 1. Diagramme montrant les principes d'interprétation de la structure ellipsoïdale et du grain pour déterminer l'attitude des épanchements de lave. Dans *a*, la grosseur des points illustre à peu près le changement dans la dimension des grains des cristaux, du sommet au fond de l'épanchement.

Détermination du plissement par les structures internes

Il est évident que certaines structures internes, notamment la structure en coussinets, la structure cordée et les changements dans le grain, pourraient servir dans des conditions favorables, dans une étendue de laves plissées comme celle du Keewatin, à déterminer la direction, le pendage et le côté supérieur primitif des épanchements; de sorte qu'un grand nombre d'observations de ce genre permettrait d'étudier la nature du plissement. Les données relatives au plissement sont d'une grande importance tant pour le géologue que pour le mineur, car sans elles il est impossible de déterminer l'épaisseur de la série de laves et l'ordre dans lequel elles ont été projetées, ainsi que de se rendre compte si les anciens sédiments reposent au-dessus ou au-dessous des laves ou s'ils sont en concordance ou en discordance avec celles-ci de même que d'établir la position et la direction des axes, des plis ainsi que leurs rapports mutuels, des réseaux de veines, des massifs de minerai et des failles. La détermination de toutes ces données repose sur la connaissance des structures existantes, et celles-ci ne peuvent être établies sans faire au préalable plusieurs déterminations tectoniques.

Les principes d'interprétation de la structure ellipsoïdale pour la détermination de l'attitude des épanchements de lave, indiqués dans les pages précédentes, sont ici décrits plus en détail. (*Voir* figure 1, b et c). Dans certains épanchements une zone de coussinets, chacun composé de lave vitreuse à grain fin, se présente au sommet de l'épanchement, et une zone ellipsoïdale de lave massive à gros grain à la base. Ces deux zones sont parfois séparées par une bande qui atteint rarement plus de 5 ou 6 pieds d'épaisseur, qu'on peut appeler bande de transition. Elle se compose apparemment de petits blocs ou fragments de lave dans une pâte lavique, et chaque bloc est ordinairement entouré d'une bande de lave d'un demi-pouce à un pouce de largeur, marquée par les textures fluidales qui encerclent le bloc comme si celui-ci avait tourné un peu dans une pâte visqueuse. On remarque peu de changement dans la zone de matière en coussinets d'un côté à l'autre, mais en comparant soigneusement des spécimens provenant de diverses parties de la zone massive, on constate que le grain est plus fin près de la zone de coussinets et devient plus grossier plus loin, à moins d'un pouce ou deux du contact inférieur. Le contact avec la surface froide sur laquelle la lave s'est épanchée a ordinairement engendré un bord étroit subitement refroidi.

Cette étrange structure interne peut probablement s'expliquer par le mode de formation de la structure en coussinets. Si la théorie de la formation décrite à la page 45 est exacte, la "zone de transition" décrite plus haut représente certainement la surface d'un flot préliminaire de lave chaude très fluide; les premières croûtes formées par le refroidissement furent brisées par les derniers mouvements de la lave liquide, en laissant des fragments de la "zone de transition". La révolution de ces fragments pendant les derniers mouvements a déterminé la formation de l'anneau de lave à texture fluidale qui environne aujourd'hui les fragments isolés. Par la suite, lorsque l'amas de l'épanchement devient trop visqueux pour permettre l'avancement, la pression par derrière diminue par la fissuration de la surface, et permet à la lave liquide de s'échapper vers le haut et de former la zone ellipsoïdale.

Quelle que soit l'exactitude de cette théorie, cependant, il est évident que la zone de coussinets, là où le grain est fin et vitreux, doit représenter la surface originelle de l'épanchement, et la zone grossière massive, la base, où le refroidissement a été plus lent et où les cristaux ont mis plus de temps à se développer.

La forme de chacun des coussinets et la manière dont ils s'accolent, peuvent également servir à déterminer l'attitude des épanchements. Comme les coussinets d'après les connaissances acquises ne se forment qu'à la surface d'un épanchement, une épaisse zone ellipsoïdale a dû se former graduellement par le développement d'abord d'une couche de coussinets, puis des couches successives sur la première. Un coussinet isolé devrait ainsi présenter une surface supérieure assez arrondie, là où il a été en contact avec l'air seulement; mais la lave plastique du coussinet s'enfoncerait naturellement vers l'intérieur et remplirait toute irrégularité sur le fond duquel il repose, par exemple, un espace triangulaire entre deux anciens coussinets. Une coupe transversale d'une zone de coussinets, du genre de la plupart de celles que présentent les affleurements du Keewatin, devrait, par conséquent, présenter une structure semblable à celle de la Planche II, et permettant de déterminer dans quelle direction l'épanchement fait face. La méthode devrait être employée avec soin, cependant, et être vérifiée partout où c'est possible par d'autres méthodes de détermination de la structure.

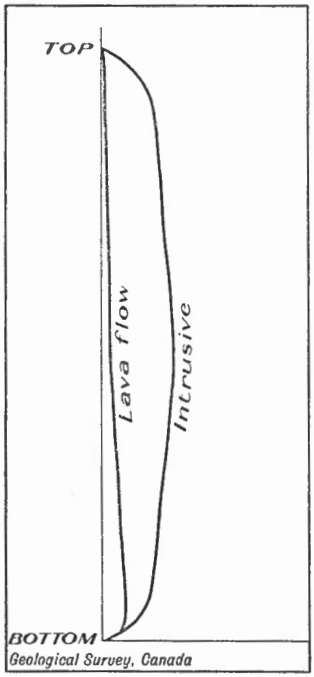


Fig. 2. Comparaison d'un épanchement de lave et d'un dyke intrusif ou filon-couche pour ce qui a trait au changement de grain de haut en bas.

Une troisième méthode pour établir l'attitude d'un épanchement, très utile quoique d'application difficile, consiste à déterminer le changement dans le grain d'un bord d'une coupe transversale à l'autre (figure 1, a). Cette méthode peut être employée sur des épanchements qui ne présentent pas de structure en coussinets, pourvu qu'ils aient la composition et l'épaisseur nécessaires. Il est ordinairement difficile ou impossible d'employer la méthode sur les rhyolites ou trachytes, ou sur des épanchements très minces de tout autre genre. Dans des conditions favorables de composition et d'épaisseur, les parties supérieures de l'épanchement sont ordinairement à grain fin ou vitreux. Une comparaison attentive des spécimens révèle un très léger accroissement de la taille du grain vers le bas, jusqu'à peu près à mi-chemin à travers l'affleurement; le taux de l'augmentation s'accroît alors un peu, et le grain devient plus gros, jusqu'à la base de l'affleurement. A la base on trouve le même bord étroit, subitement refroidi, que dans

les épanchements en coussinets. La figure 2 montre la courbe de la variation du calibre du grain, du sommet à la base, ainsi qu'une courbe témoin du changement dans le grain d'un filon-couche ou d'un dyke de roche intrusive de même composition et de même épaisseur. Le grain de la roche intrusive devient plus gros, à cause de sa cristallisation plus lente; et cette diminution de taille se poursuit au même taux vers les deux côtés, indiquant des pertes égales de chaleur des deux côtés.

La structure cordée a parfois son utilité pour déterminer l'attitude. La zone cordée de l'épanchement est, naturellement, le côté supérieur originel. Elle a rarement plus de 10 pieds d'épaisseur, ainsi qu'on l'a remarqué jusqu'ici, et passe vers le bas dans une lave massive à grain fin. Les parties inférieures de l'épanchement présentent les changements de grain décrits dans le paragraphe précédent.

DIFFICULTÉS ÉPROUVÉES DANS L'APPLICATION DES MÉTHODES

Les méthodes de déterminer les attitudes des laves sont simples en apparence, mais leur mise en pratique sur le terrain est très difficile et doit être faite avec le plus grand soin et la plus grande habileté si l'on veut obtenir des résultats précis. Il est évident qu'une fois que l'on connaît la direction des épanchements—et ceci est ordinairement assez facile à obtenir—la détermination de l'attitude doit indiquer le sommet de l'épanchement faisant face à l'un ou l'autre côté. L'une des directions est juste, l'autre fausse. Il ne peut y avoir de compromis ou de demi-exactitude dans ces déterminations; d'après la nature des choses elles doivent être ou entièrement précises ou absolument inexactes.

Les difficultés dans la façon d'effectuer des observations exactes sont nombreuses. (1) Plusieurs épanchements, pour une foule de raisons, sont impropres à la détermination de leur structure. Ainsi, les rhyolites se prêtent mal à cette fin, quelques-unes présentent une structure en coussinets et la nature ordinairement visqueuse de la lave rhyolitique l'empêche souvent de se solidifier de façon à présenter une différence notable dans le grain, du sommet à la base. Les épanchements très minces et tous les épanchements en coussinets, du sommet à la base, pour la même raison ne conviennent pas, vu qu'ils ne présentent pas les variations internes nécessaires de texture ou de structure. Dans le cas d'épanchements extrêmement épais, il est ordinairement impossible d'obtenir un bon affleurement de largeur suffisante pour comprendre l'épanchement en entier de son contact supérieur à son contact inférieur. Ainsi il existe une assez grande proportion de laves dont il est impossible de déterminer la structure. (2) Il est évident qu'avant de déterminer une texture ou structure intérieure d'un épanchement, il est d'abord nécessaire d'établir *d'une façon absolument certaine* les positions des limites supérieures et inférieures, de sorte qu'il soit définitivement connu qu'une seule unité, et tout l'ensemble, est étudiée et non pas une partie seulement d'un épanchement, ou un épanchement avec une partie d'un autre. A moins que cette détermination des limites soit à la fois définie et certaine, les conclusions sont susceptibles de contenir toutes espèces d'erreurs. La détermination des limites supérieures et inférieures est extrêmement difficile; c'est, de fait, la partie la plus critique

et la plus ardue du travail, car, une fois que les limites de l'épanchement sont exactement établies, il est ordinairement assez facile de s'assurer de l'attitude. Les difficultés encourues en déterminant les limites sont nombreuses. Dans les meilleures conditions, les contacts d'épanchement de composition similaire sont des lignes difficiles à découvrir, vu qu'il n'y a pas de grande différence de composition, de grain, ou d'altération sur les deux côtés. Aussi, les contacts, étant des lignes de faible résistance, sont en maints endroits un peu cisaillés, ou autrement décomposés par la circulation de l'eau et sont ainsi masqués par les matières altérées. Comme l'indiquent des photographies de laves contemporaines, les surfaces ne sont pas ordinairement planes, mais rugueuses, irrégulières et recouvertes de débris. Si une autre lave venait couler sur une telle surface, il serait presque impossible de découvrir la ligne de contact. Une autre difficulté, et l'une des plus fréquentes dans la pratique, est la présence de dykes ou de filons-couches intrusifs dans les laves, parallèles ou presque parallèles à la stratification, et composés de roches semblables aux parties massives des épanchements, tant au point de vue de la composition que de la grosseur du grain. En conséquence, la découverte d'une ligne de contact ne constitue pas à elle seule la preuve que cette ligne est la limite d'un épanchement; ce peut être, et c'est souvent le cas, un contact entre un dyke de roche intrusive et un épanchement. Le dyke a pu s'introduire dans l'épanchement à un horizon quelconque. Il ne suffit donc pas de repérer un contact tout simplement et de supposer qu'il forme la limite supérieure ou inférieure de l'épanchement. Il est aussi nécessaire de déterminer si la roche sur un côté de la ligne de contact constitue elle-même un épanchement ou un dyke. Si c'est un dyke, la ligne de contact est nulle pour la détermination de la structure.

La détermination des lignes de contact est plus facile et plus précise quand: (1) une bande de tuf ou de pétrosilex stratifié est interposée entre deux épanchements (figure 1, c) et (2) quand la composition des deux épanchements en contact diffère d'une façon marquée. Dans ce dernier cas, il n'est pas nécessaire de repérer la véritable ligne de contact, mais il suffit d'établir que les roches de chaque côté du contact sont des épanchements. Heureusement pour le géologue, l'une ou l'autre de ces deux conditions se présente assez fréquemment.

Les descriptions données plus haut démontrent clairement qu'il faut que plusieurs conditions soient remplies si l'on tient à effectuer des déterminations satisfaisantes de la structure. (1) Les laves doivent posséder une composition convenable—les rhyolites peuvent rarement servir; (2) les épanchements doivent être ni trop minces ni trop épais; (3) les épanchements ne doivent pas être en coussinets du sommet à la base—leur détermination étant possible quand ils sont massifs du sommet à la base, mais elle est très facile quand ils sont en partie en coussinets et en partie massifs; (4) les affleurements doivent être très nets, de façon que l'observateur puisse voir pouce par pouce la largeur de la roche, et s'assurer de façon positive qu'aucune ligne de contact n'a été négligée; (5) les affleurements doivent être très larges, vu que non seulement toute la largeur de l'épanchement, souvent de 200 à 300 pieds, doit être à découvert, mais aussi une largeur

suffisante de la roche, avec laquelle il est en contact pour établir qu'il s'agit bien d'un épanchement et non pas d'un dyke ou d'un filon-couche. C'est la réalisation de toutes ces conditions qui rend la détermination des structures si difficile. La dernière condition, celle des grandes largeurs d'affleurement net, est peut être la plus difficile à réaliser, vu qu'en général, ces affleurements sont rares, sauf; (1) sur les rivages lavés par les vagues ou les courants de lacs ou de rivières d'eau claire; et (2) dans des régions rasées par le feu depuis assez longtemps et que la pluie ait entraîné la cendre et la fumée des roches, mais depuis assez récemment pour que la mousse et le lichen aient recommencé à croître.

Stratigraphie

Il est impossible d'obtenir une coupe détaillée des roches du Keewatin dans cette région à cause du lourd manteau de drift et de la position verticale des roches. Comme les roches sont constituées par des laves, probablement déjetées par plusieurs cheminées volcaniques, il est probable que toute coupe offrirait assez peu de ressemblance avec les autres, même celles qui ne sont qu'à quelques milles de distance.

Les roches qui forment la crête du vaste anticlinal de Dufault (*voir* Chapitre sur les Plis et les Failles) sont surtout des rhyolites et des dacites. Par conséquent, dans ce district du moins, les roches assez basses de la série du Keewatin sont acides. D'autre part, d'un bout à l'autre de la région, les roches sédimentaires ont une tendance à se présenter en épaisseur considérable dans les synclinaux. Plusieurs bandes de ces sédiments se rencontrent dans les cantons de Privat, Languedoc, Guyenne et Palmarolle, et quelques-unes de celles-ci, du moins, reposent le long d'axes synclinaux. On retrouve de semblables sédiments près de la frontière Keewatin-Timiskaming, au sud des lacs Pelletier, Malartic et De Montigny. Ces positions sont, quant à la structure, près des sommets des synclinaux du Keewatin. Bien que la preuve soit loin d'être complète, elle indique assez probablement que l'époque keewatinienne s'est terminée par une période de dépôt assez répandu de sédiments, qui sont en partie des produits tufacés et en partie des produits à grain fin de l'érosion des épanchements de lave.

L'épaisseur de la série du Keewatin n'a pas été déterminée, car ni le sommet ni la base n'ont encore été établis. Les couches supérieures connues ne représentent pas le sommet primitif de la série, vu qu'elles ont sans doute été érodées avant la formation de la série du Timiskaming. Le fond sur lequel s'est déposé le Keewatin est encore inconnu.

Du centre de l'anticlinal de Dufault à la frontière Keewatin-Timiskaming, sur le creek Pelletier, la distance est d'environ 10 milles. Sur à peu près 7½ milles de cette distance, les épanchements font face au sud, avec plongements à pic ou verticaux. Sur cette distance de 7½ milles on trouve au moins deux grandes failles longitudinales, mais le mouvement en direction de ces failles, tel que déterminé par les stries, semble avoir été surtout horizontal, le côté nord se déplaçant vers l'ouest, de sorte que leur effet probable paraît avoir été de diminuer l'épaisseur plutôt que de l'augmenter. Si l'on considère que le pendage moyen des épanchements

est de 60 degrés, un chiffre que toutes les observations indiquent comme étant probablement moindre que l'estimation réelle, l'épaisseur des épanchements dans cette partie doit atteindre plus de 6 milles; si le pendage moyen est vertical, l'épaisseur doit être d'au moins 7½ milles. Bien que la valeur de ces chiffres soit diminuée par la superposition possible de strates par suite des dislocations, ils donnent cependant une idée des puissances énormes des laves qui se sont entassées pendant cette grande époque d'extrusion.

ÂGE ET CORRÉLATION

Le nom de Keewatin a d'abord été assigné par A.-C. Lawson, en 1885, à une série de schistes hornblendiques, diabases, diorites, chloritoschistes et agglomérats volcaniques de la région du Lac des Bois (Lake of the Woods). Lawson trouva cet assemblage considérablement plissé, métamorphisé et recoupé par des massifs de granite, et lui donna le nom de Keewatin pour différencier ces roches de l'Huronien, qui était moins métamorphisé et plus récent que le granite. Le nom fut rapidement adopté dans la région du lac Supérieur, et fut en définitive assez précisément appliqué là aux roches volcaniques altérées de l'époque pré-huronienne. Lorsqu'on commença l'étude détaillée du nord d'Ontario, surtout après la découverte de Cobalt en 1903, on se servait ordinairement du même terme pour désigner l'assemblage volcanique pré-huronien, en dépit du fait qu'il existe entre les districts du nord d'Ontario, du lac Supérieur et du Lac des Bois des solutions de continuité entre lesquelles il est impossible d'établir de rapport. Vingt-cinq années d'études géologiques ont démontré que les roches volcaniques s'étendent sur des milliers de milles carrés dans le nord d'Ontario et de Québec, et ont établi définitivement l'usage du terme "Keewatin", pour désigner ces roches tant dans les ouvrages géologiques que dans l'esprit du public en général.

C'est un fait reconnu que le terme "Keewatin" désigne pour la majorité des lecteurs et des géologues le grand assemblage volcanique du nord d'Ontario et de Québec, plutôt que les quelques petites étendues de ces roches sur la rive méridionale du lac Supérieur, ou la petite aire primitive du district du Lac des Bois. Il est non seulement vrai que l'étendue de ces roches est des centaines de fois plus considérable dans le nord d'Ontario et Québec, mais aussi que les roches elles-mêmes sont beaucoup moins métamorphisées, de sorte que leur structure et leurs rapports peuvent être mieux étudiés que dans l'un ou l'autre des anciens districts. Pour ces raisons, les auteurs considèrent la région du nord d'Ontario et de Québec comme une localité type de ces roches, qui devrait servir à en déterminer la pétrographie et les rapports et que les petites localités où se retrouvent des roches analogues devraient être étudiées en fonction de cette vaste étendue plutôt que celle-ci en fonction des autres.

On définit donc le Keewatin comme l'assemblage d'anciennes laves et de leurs sédiments dans le nord d'Ontario et Québec, puisque ceux-ci persistent à la surface. La série est la plus ancienne connue de la région. Elle est recouverte en discordance par la série de sédiments de Timiskaming et toutes deux ont été plissées et envahies par de gros massifs de granite, de même que profondément érodées avant que les formations huroniennes se fussent déposées.

CHAPITRE IV

SÉRIE DE TIMISKAMING

DISTRIBUTION

Les roches classées ici provisoirement dans la série de Timiskaming forment le sous-sol d'une grande partie de la moitié méridionale de la région. Ce sont surtout des sédiments, mais elles se composent aussi de quelques roches volcaniques. Les principaux dépôts occupent une zone de 10 à 18 milles de large, s'étendant de la limite orientale à la limite occidentale de la région, mais pour des raisons que l'on trouvera énoncées plus loin, on attribue aussi au Timiskaming les deux petites bandes de Cléricy et de Duparquet.

A 2 milles environ à l'est de la frontière interprovinciale, la principale bande de la série de Timiskaming émerge des strates de la série de Cobalt. Elle forme à cet endroit une bande d'un peu moins de 2 milles de largeur chevauchant sur la ligne Dassaret-Dufay, et recoupée au sud par le granite. Vers l'est, elle atteint rapidement une largeur de neuf milles, le long du côté occidental du lac Opasatika, et, de là, elle continue de s'élargir graduellement vers l'est à plus de 19 milles dans la région de Kinojévis. A l'est de ce point, elle se rétrécit et converge en même temps vers le sud. Au lac Lemoine, canton de Dubuisson, elle n'a que sept milles de large. A l'est du lac Lemoine elle passe vers le sud, de sorte qu'une grande partie se trouve en dehors de la région portée sur la carte. Dans l'angle sud-est de la région de la carte, la largeur des sédiments n'est que de deux milles et demi. Les variations dans la largeur peuvent être attribuées en partie à la structure générale, mais en somme, aux différences dans la distance à laquelle le granite intrusif a pénétré au sud.

La bande de sédiments de Duparquet s'étend sur environ 10 milles de long sur un demi à 1 mille de large. Elle se dirige à l'est en passant par le centre des cantons de Duparquet et de Destor. On présume que la bande de Cléricy possède une longueur probable d'environ 24 milles et une largeur maximum de 2½ milles. Elle s'oriente vers le sud-est à travers les cantons de Destor, de Cléricy, de La Pause et de Bousquet.

BANDE MÉRIDIONALE

DESCRIPTION SOMMAIRE

L'amas méridional, le principal des sédiments de Timiskaming, se compose de conglomérat et de grauwacke, avec un peu de lave interstratifiée. Les conglomérats reposent soit à la base de la série ou tout près. Dans les deux tiers de la partie est de la région, ils forment des lentilles de dimension moyenne et, dans le tiers occidental, des amas de grande puissance. A l'ouest du lac Kekeko, le conglomérat de Timiskaming est recouvert par la série de Cobalt, malgré qu'il soit masqué, sa présence est assurée par son affleurement entre les lacs Renaud et Olier, dans un trou ovale creusé à travers la

série de Cobalt et près des sources du creek coulant dans la baie Renault, lac Dasserat. Le plus gros amas de conglomérat de la région se présente à l'est du lac Kekeko. Il s'étend jusqu'à la rivière Kinojévis, soit une distance de 12 milles, et d'un bout à l'autre de cette distance il conserve une largeur moyenne de 1 mille.

L'autre partie sédimentaire de la série est désignée sous le nom de grauwacke, terme qui s'applique ici à une variété de sables impurs et de limons sablonneux assez fortement métamorphisés en roches micacées ou hornblendiques. Par endroits ces roches ont été transformées en schistes, ailleurs elles sont encore massives. Dans quelques localités seulement le métamorphisme a été assez intense pour oblitérer le stratification originelle.

On rencontre près du lac Opasatika un gros amas relativement en plateure de roche considérablement altérée, qui semble avoir été une lave basique. Elle est définitivement interstratifiée avec les grauwackes du Timiskaming. Dans la partie orientale de la région, des laves semblables aux laves du Keewatin gisent dans l'étendue de supposés sédiments du Timiskaming, et sont en apparence interstratifiées avec eux.

CONGLOMÉRATS

Dans plusieurs endroits la composition des conglomérats est difficile à déterminer, parce que le cisaillement a oblitéré la nature des galets; dans d'autres, cependant, le cisaillement est moins intense et le conglomérat peut être analysé. L'une de ces localités se trouve au sud-ouest du lac Pelletier, près du bord septentrional de la bande de conglomérat. On a fait un examen soigné d'une surface de quelque 30 pieds carrés, d'où la mousse avait été enlevée depuis peu de temps. Les galets renfermaient au moins six gros cailloux de syénite hornblendique grossière, et un de syénite ou pegmatite rougeâtre grossière composée entièrement de feldspaths d'environ 6 mm. carrés. A l'exception des quelques cailloux de quartz, les autres sont formés de laves basiques difficiles à différencier de la âpte, sauf sur les surfaces propres. Ils sont tous bien arrondis et de toutes grosseurs, jusqu'à un pied de diamètre. Ils sont enchâssés dans une pâte de grauwacke gris foncé à grain fin, formant à peu près la moitié de la roche.

Cette bande très large de conglomérat a été suivie vers l'est jusqu'à la rivière Kinojévis. Comme on pouvait s'y attendre, sa composition varie considérablement d'un endroit à l'autre. Toutefois elle se rapproche généralement de la description donnée plus haut. Un petit nombre de cailloux se compose de granite, de syénite et de porphyre à syénite, mais la plupart sont formés des diverses laves du genre de celles qu'on trouve au nord. Ils sont arrondis ou subanguleux, et leur dimension varie jusqu'à un maximum d'un pied de diamètre; ils forment de 40 à 70 pour cent de la roche. Ils sont plus petits dans la partie nord de la bande que dans la partie sud. La pâte est invariablement une grauwacke plus ou moins cisailllée.

Le côté méridional de cette bande de conglomérat, sur toute la longueur exposée, est caractérisé par un conglomérat très étrange dans lequel les cailloux se composent d'une grauwacke recristallisée gris clair, à grain fin,

enchâssée dans une pâte verdâtre foncée. Les cailloux sont de toutes grosseurs jusqu'à 4 pouces de longueur, et forment environ 75 pour cent de la roche. Des couches de ce genre, jusqu'à 20 ou 30 pieds d'épaisseur sont interstratifiées avec des conglomérats de composition à peu près normale. Chose extraordinaire, les couches renfermant les cailloux de grauwacke ne contiennent généralement aucune autre sorte de cailloux, sauf parfois un morceau de quelque roche chloriteuse de teinte vert foncé. Les couches sont mieux exposées et moins altérées dans l'étendue de conglomérat entre les lacs Renaud et Olier.

Dans le canton de Joannès, près de la rivière Kinojévis, les conglomérats près du contact du Keewatin diffèrent du conglomérat normal de la série par le grand nombre de cailloux de granite qu'ils renferment. Par endroits les cailloux de granite rouge et de syénite constituent la moitié ou davantage du nombre total des cailloux. Quelques-uns sont gros, ayant jusqu'à un pied de diamètre, mais la plupart ont moins de 2 pouces. Les cailloux de granite, et les débris de granite dans la pâte sont par endroits en quantité suffisante pour donner une teinte rougeâtre à toute la roche. Les cailloux autres que ceux de granite se composent de matières keewatiniennes, mais sont d'ordinaire tellement étirés et comprimés qu'ils sont difficiles à identifier.

Les étendues orientales de conglomérat et en général toutes les étendues qui ne sont pas décrites de manière spécifique ressemblent à la bande principale au point de vue de la composition et se composent en grande partie de débris du Keewatin avec des cailloux épars de granite, de syénite, de diorite et de quartz.

Les parties de la série du Timiskaming représentées comme conglomérat sur les cartes publiées à une grande échelle ne sont pas entièrement constituées par du conglomérat. Elles sont formées de couches de conglomérat de toutes largeurs, d'un pied à plusieurs centaines de pieds, interstratifiées de couches de grauwacke sablonneuse de composition semblable à celle de la pâte du conglomérat. Les couches de conglomérat ont la forme de lentilles; elles s'épaississent et s'amincissent pour se terminer en biseau. Les grauwackes interstratifiées présentent de fausses stratifications en certains endroits, bien que dans toute la région ces traits caractéristiques, s'ils ont existé à l'origine, soient aujourd'hui oblitérés par le cisaillement.

GRAUWACKES

Les grauwackes de la série de Timiskaming semblent avoir été à l'origine des arkoses, des sables impurs et des limons sablonneux. Elles sont de couleur gris clair à gris foncé et leur grain varie suivant la texture de la matière primitive. Elles sont presque complètement recristallisées. Formées à l'origine, à ce qu'on peut supposer, de quartz, de feldspath et de minéraux ferromagnésiens, ainsi que de produits d'altération provenant de ceux-ci, tels qu'argile, chlorite et carbonate, elles se composent maintenant presque entièrement de quartz et d'albite, de biotite et de muscovite assez fraîches, avec de la magnétite, de la pyrite et de l'apatite secondaires. Certaines variétés renferment de la hornblende avec ou sans mica. Les proportions des divers minéraux varient considérablement. Ainsi, dans

certaines couches, le quartz constitue la moitié de la roche, dans d'autres, 20 pour cent et même moins. Les autres éléments présentent des variations analogues. La recristallisation a été si complète qu'il est rare qu'on trouve en plaque mince un grain de quartz ou de feldspath qui soit originel.

La chaleur et la pression auxquelles les grauwackes ont été soumises n'ont pas d'ordinaire détruit la stratification primitive, dont on trouve de magnifiques exemples dans la plupart des endroits. Les couches ont ordinairement de 1 à 3 pouces d'épaisseur, bien qu'on en rencontre de plus épaisses et de plus minces. Il faut, cependant, excepter les grauwackes près du granite, où la recristallisation grossière fait disparaître une partie de la stratification première.

LAVES

Un gros amas d'une roche étrange qui a été classée comme étant une lave altérée, supporte une étendue de 10 ou 12 milles carrés sur le lac Opasatika, canton de Dufay. D'autres amas de lave plus normale se rencontrent au sud et au sud-est du lac Kewagama.

L'amas dans le canton de Dufay fut d'abord décrit de la façon suivante, par Wilson[1] sous le nom de "roches chloritiques":

"Les roches chloritiques sont massives, vert grisâtre, et au microscope se composent entièrement de chlorite, de pyrite et d'une petite quantité de carbonate. Les gisements de roches chloritiques situés sur les côtés nord et sud de la baie Moose ont ceci de particulier, que dans ces deux endroits elles sont traversées par un lacis de veines contenant du carbonate et de la chlorite. La roche sur une largeur d'un pouce de chaque côté des veines a subi un changement qui lui donne une apparence blanchâtre sur les surfaces décomposées à l'air."

La description de Wilson est absolument complète. La roche est simplement un amas de fibres feutrées de chlorite vert foncé, et ne présente aucun trait caractéristique qui puisse donner une idée de son origine. Heureusement, dans un endroit dans la région à l'ouest du lac Opasatika, la roche n'est que légèrement altérée, et présente de bonnes textures variolitiques, comme celles qui caractérisent les laves basaltiques dans plusieurs parties du nord d'Ontario et de Québec.[2] On en a donc conclu que la roche était une lave possédant à peu près la composition du basalte.

On a examiné soigneusement les affleurements de roche sur les rives de la baie à l'Orignal (Moose), pour déterminer, si possible, l'origine de sa structure veinée particulière et obtenir d'autres données sur sa nature primitive. Sur le rivage septentrional de l'entrée de la baie, l'altération a été très intense et la roche, d'après la description de Wilson, est complètement chloritisée et recoupée par de nombreuses fissures en bloc de toutes dimensions jusqu'à 3 ou 4 pieds de longueur, lui donnant une fausse apparence de désagrégation en boules. Les plus grandes de ces fissures en plus de la chlorite schisteuse renferment beaucoup de carbonate de fer.

---

1 Wilson (M.-E.): Com. géol., Canada, Mém. 39, p. 66 *aussi* Mém. 103, p. 78.

2 Le terme "variolitique" désigne la texture d'une lave toujours à grain fin et qui est parfois amygdaloïde, et contient de nombreux fragments arrondis ou ovales, comme de petits marbres. Ces fragments se composent de lave de même composition que la pâte, mais à grain plus fin, et sont souvent de couleur plus pâle. On ignore la cause de la formation de cette texture particulière, mais celle-ci est surtout caractéristique des laves et probablement due à quelque condition spéciale de refroidissement. *Voir* Cole et Gregory, "Variolitic Rocks of Mont Genève", Quart. Jour. of the Geol. Soc. of London, vol. 46, p. 295 (1890).

De chaque côté de cette fissure se trouve une bande massive d'un pouce ou moins de largeur, qui s'altère à une teinte plus blanche que le gros de la roche, bien que les deux ne puissent se différencier en surface fraîche. Il n'existe aucune limite bien définie entre la matière blanchâtre et la roche plus foncée composant l'intérieur d'un bloc; mais les deux se fondent l'une dans l'autre, avec contact irrégulier. La largeur de la bande blanchâtre est à peu près proportionnelle à la dimension de la fissure qui les sépare.

Il est évident que les solutions à teneur de carbonate ont pénétré dans la roche le long des fissures formées par les dislocations, comme le révèle la chlorite schisteuse dans les plus grandes. Les solutions à teneur de

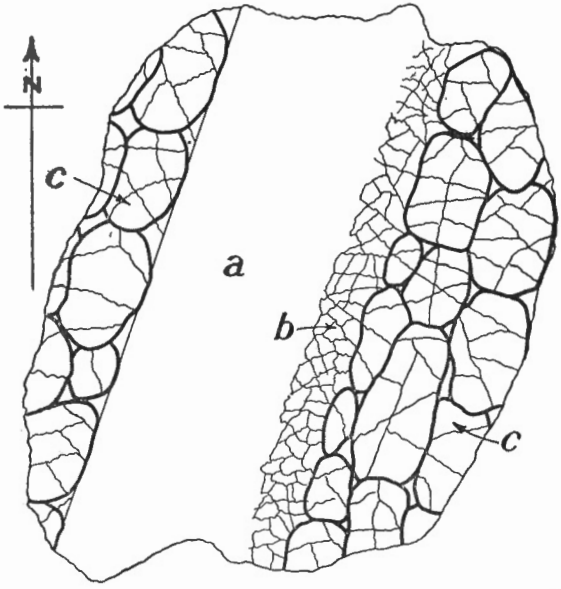


Figure 3. Diagramme des structures dans la lave du Timiskaming: (*a*) lave massive, (*b*) lave massive interrompue par d'étroites bandes blanchâtres, (*c*) lave avec bandes blanches larges et étroites.

carbonate ont remplacé une partie de la chlorite par du carbonate, le degré de remplacement étant à peu près proportionnel à la dimension de la fissure. Plus la fissure était grande, plus les solutions ont dû s'y injecter longtemps avant qu'elle soit obstruée par un dépôt de carbonate.

Sur la rive occidentale de la baie à l'Orignal (Moose) à environ trois quarts de mille de son extrémité septentrionale, la roche chloritisée, fissurée et carbonatée, telle que décrite, est en contact avec la même roche non fissurée ni carbonatée. Comme cet endroit semblait très favorable à la détermination des points à l'étude, il a été examiné avec soin. L'affleurement a de 40 ou 50 pieds de long sur 30 à 40 pieds de large, et le contact mentionné, entre les variétés fissurées et non-fissurées, se trouve de 5 à 10 pieds du bord occidental. Ce contact est une ligne bien démarquée, qui

s'oriente nord 20 degrés est et plonge abruptement. La matière massive non-fissurée repose sur le côté est de cette ligne, la variété fissurée sur le côté occidental. La roche massive affleure sur une largeur de 10 à 15 pieds du contact où elle commence à présenter un grand nombre de petites fissures bordées par de très étroites bandes de matière blanchâtre carbonatée, découpant la roche en blocs polygonaux de 1 à 2 pouces de diamètre. A quelques pieds plus loin, vers l'est, ces petits blocs font place à des blocs plus gros généralement semblables à ceux décrits précédemment.

La partie découpée en plus gros blocs présente deux séries distinctes de bandes blanchâtres. Dans l'une, les bandes ont une largeur totale de trois quarts de pouce à un pouce; elles sont pour la plupart un peu incurvées et divisent la roche en deux gros blocs ou amas arrondis de 1 à 3 pieds de longueur sur peut-être une demi-fois aussi large. Ces gros blocs sont fragmentés en amas plus petits par des bandes blanchâtres de l'autre série, d'un huitième à un demi-pouce, et la plupart droites ou sinueuses, bien que parfois incurvées. Si ce réseau de bandes blanchâtres n'était pas présent ou ne ressortait pas de façon à être visible, les blocs définis par les plus grandes bandes blanchâtres seraient appelés sans hésitation des coussinets et la structure, structure ellipsoïdale, par quiconque est familier avec les laves du précambrien.

Si la structure décrite est d'abord considérée comme une structure en coussinets, cet affleurement présente une suite parfaitement normale de phases laviques. Sur le côté occidental de l'affleurement on aperçoit le sommet en coussinets d'un épanchement. Il est en contact marqué avec la base massive de l'épanchement suivant à l'est, la direction au contact étant nord 20° est, avec pendage abrupt à l'est. La phase massive passe stratigraphiquement vers le haut, assez normalement dans un sommet en boules. Ainsi tous les faits observés sont expliqués.

On a conclu que les roches chloritiques sont des laves très altérées dont la composition se rapproche de celle des basaltes. La cause de la chloritisation originelle est inconnue. A une certaine époque après leur épanchement cependant, s'est produit un dérangement et la fissuration le long des lignes naturelles de séparation entre les coussinets, et ces derniers furent eux-mêmes brisés par de petites fissures qui s'étendirent aussi sur une courte distance dans la lave massive en dessous de la zone de coussinets. Les solutions à teneur de carbonate de fer et probablement aussi d'autres carbonates circulèrent dans les fissures et remplacèrent partiellement les roches chloritiques par du carbonate sur des distances qui varièrent avec la grandeur de la fissure. Pour ce qui a trait à ce dernier rapport, il se peut que la dimension de la fissure ait contrôlé la durée de la circulation de la solution.

Les laves sont interstratifiées en concordance avec les grauwackes du Timiskaming. En plusieurs endroits, sur les rives de la baie à l'Orignal (Moose), on rencontre des affleurements des deux à moins de quelques pieds l'une de l'autre, mais elles ne sont pas vraiment en contact. Le pendage et la direction des sédiments cependant les entraînent soit en dessous soit en dessus de la lave. Sur la rive occidentale du lac Opasatika, un petit épanchement d'environ 15 pieds d'épaisseur affleure entre des grauwackes sablonneuses bien stratifiées. Le contact entre le bord supérieur de la lave

et la grauwacke est à découvert, et il n'y a aucun conglomérat, surface irrégulière d'érosion, ou autre trace de cassure stratigraphique entre elles. La grauwacke repose directement sur le sommet en coussinets de la lave et le pendage de même que la direction de sa stratification sont parallèles au contact. Les sédiments en dessous de la lave sont ausssi parallèles au contact, mais le contact lui-même est invisible, car il a été érodé par les vagues en une fissure d'un à deux pieds de large, maintenant remplie de cailloux et d'humus.

Au sud et au sud-est du lac Kewagama, un certain nombre d'épanchements de lave sont interstratifiés avec les roches sédimentaires portées sur la carte comme appartenant au Timiskaming. Ce sont pour la plupart des andésites ordinaires, çà et là en coussinets, comme on en trouve aussi dans le Keewatin. Ils ne méritent aucune description spéciale.

Dans les cantons de Bousquet, Cadillac et Fournière, on a observé des épanchements de laves immédiatement au sud des bandes de conglomérat et directement en contact avec elles.

BANDE DE CLÉRICY

La bande sédimentaire de Cléricy se présente sous forme d'un certain nombre d'affleurements bas faisant saillie hors d'une plaine d'argile lacustre. Ceux-ci sont répartis sur une étendue de 24 milles ou davantage de longueur et de 2½ milles à sa plus grande largeur. L'affleurement le plus au nord se trouve dans le quart sud-est du canton de Destor, et de cet endroit la bande semble s'orienter sud 60° est à travers les cantons de Cléricy et de La Pause, dans le quart nord-est du canton de Bousquet. Ces sédiments sont mal exposés et les données obtenues sont par conséquent très incomplètes.

Le gisement le plus à l'ouest, dans le quart sud-est de Destor, est d'environ un demi-mille de longueur et de 1,500 pieds de largeur. Son bord septentrional se compose de grauwacke à grain fin renfermant des lentilles d'arkose plus grossière. A 200 pieds à peu près au sud, des lentilles de conglomérat de 10 à 50 pieds de largeur se présentent dans la grauwacke à grain fin. Le conglomérat renferme des cailloux de rhyolite porphyrique, de granite, de jaspe foncé, de quartz et d'autres roches. Les cailloux sont bien arrondis et dépassent rarement 3 pouces de diamètre. Au sud des lentilles de conglomérat, il existe une largeur d'environ 1,000 pieds de sédiments à grain fin, rubanés de façon caractéristique, qui s'altèrent en une couleur gris clair. Vient ensuite une étroite bande de conglomérat, composée surtout de galets et de cailloux de roches volcaniques dans une pâte verdâtre, qui représente probablement la même matière volcanique basique pulvérulente. Les cailloux sont de toutes dimensions jusqu'à 15 pouces de diamètre, légèrement arrondis et fortement comprimés. On a trouvé un galet de quartz vitreux. Ces sédiments s'orientent ordinairement nord 60° ouest et plongent verticalement.

Des affleurements d'arkose grossière avec des couches argilacées se présentent le long de l'allure de la bande principale au nord-ouest de la rivière Kinojévis, dans des pointements disséminés. L'arkose se compose de grains ayant jusqu'à 7 mm. de quartz, d'orthose et de plagioclase, avec

un peu de biotite et d'épidote. Le feldspath est beaucoup altéré. Certains fragments de quartz sont une mosaïque de grains plus petits et se composent probablement de silex.

Les strates sont mieux exposées juste au sud-est de la rivière Kinojévis. Près du contact septentrional une petite bande de conglomérat renferme des galets et des cailloux de roches volcaniques du Keewatin. Le reste des sédiments se compose d'arkoses, comme celles déjà décrites, interstratifiées avec des roches ardoiseuses. La direction est d'ordinaire à peu près parallèle à celle de la bande, le pendage presque vertical.

Un solution de continuité de 5 milles sépare les affleurements que l'on vient de décrire de la série suivante d'affleurements près du lac Chassignole. Ces derniers consistent en une grauwacke altérée verdâtre avec quelques bandes ardoiseuses interstratifiées. Une bonne partie de la roche est du schiste et se compose principalement de grains de quartz avec un peu d'orthose et de plagioclase acide, ainsi que d'une assez forte quantité de mica brun pâle et de mica blanc. On rencontre aussi des roches analogues au sud des lacs Chassignole et Kewagama, qui constituent probablement le prolongement vers le sud-est de la bande de Cléricy.

La direction de la bande de Cléricy et son parallèlisme général avec la structure du Keewatin firent d'abord présumer qu'elle appartenait probablement au Keewatin plutôt qu'au Timiskaming. On a constaté cependant que sa composition différait de celle des autres amas sédimentaires du Keewatin étudiés plus loin, et ce fait, auquel s'ajoute l'évidence des conglomérats indiquant que la bande de Cléricy est formée de matière érodée du Keewatin, prouve qu'elle appartient plus probablement à l'époque du Timiskaming. En attendant une preuve plus positive les auteurs ont expérimentalement groupé ces sédiments avec le Timiskaming.

BANDE DE DESTOR-DUPARQUET

La bande de sédiments de Destor-Duparquet a environ 9 milles de longueur sur un demi à un mille de largeur. Son extrémité occidentale est à environ trois quarts de mille du lac Duparquet; elle se dirige presque franc est le long de la ligne centrale des cantons de Duparquet et de Destor. Deux massifs plus petits de sédiments se présentent à l'est de la bande principale et un peu au nord de la ligne centrale, l'un, de plus d'un mille de long, séparé de la bande principale par une interruption de 1,700 pieds, l'autre, un peu plus petit, à environ 4½ milles de l'extrémité de la bande principale. Celle-ci bifurque à l'extrémité orientale d'une façon marquée et il semble que les deux gisements isolés soient des prolongements de la bande septentrionale.

La majeure partie de ces sédiments se compose de conglomérats et d'arkoses, si intimement interstratifiés qu'il est impossible de les porter séparément sur la carte. Les couches s'orientent presque de 75° ouest à franc ouest, et plongent presque verticalement. Les sédiments sont beaucoup moins métamorphisés que dans le massif principal de la série du Timiskaming au sud. Il y a en somme très peu de schistosité, bien que, çà et là, la pâte du conglomérat et quelques-uns des cailloux plus tendres soient

cisaillés. Dans l'affleurement le plus à l'est cependant, le cisaillement a été intense et la plupart des cailloux ont été tellement écrasés qu'on ne peut les identifier.

L'arkose possède un grain extrordinairement uniforme, de 1/40 de pouce de diamètre ou moins. Elle se compose de nombreux fragments anguleux de quartz et de quelques grains de feldspath relativement frais, enchâssés dans une pâte de kaolin, séricite, chlorite et calcite. Les fragments de quartz ne montraient pas de trace de tension dans la plaque mince examinée.

Le conglomérat est très uniforme tant par la composition que par la taille et la forme de ses cailloux. Ceux-ci sont toujours bien arrondis et forment très fréquemment des ellipsoïdes aplatis. Le plus gros qu'on ait observé avait 18 pouces de longueur, mais la plupart ne dépassent pas 4 pouces. Les cailloux comptés dans un certain nombre d'endroits indiquèrent que les différents types conservaient à peu près la même proportion de place en place. La moyenne suivante représente donc les proportions approximatives qui s'y rencontrent; andésite, 51 cailloux; autres roches volcaniques, 46; syénite, 9; granite, 7; diorite, 9; porphyre feldspathique, 6; quartz, 3; jaspilite rouge, 2.

En outre de ces types normaux de roches, deux conglomérats de nature particulière se rencontrent sur les bords de la bande. Le premier, un conglomérat à porphyre feldspathique rouge, se présente sur le bord septentrional de la bande, près de son extrémité occidentale. Le second, un conglomémat à porphyre quartzifère, repose sur le bord méridional de la bande, près de son extrémité orientale. Les deux semblent se composer de produits de décomposition d'une roche ignée directement sous-jacente et contenir peu de matière provenant d'une autre source.

Un amas de porphyre feldspathique pourpre, à grain grossier et de 3 milles de longueur, borde le bord septentrional de la bande de Duparquet-Destor, près de son extrémité occidentale. Il est assez mal exposé, mais on a remarqué à un endroit le long de sa marge méridionale qu'il se fondait imperceptiblement dans un conglomérat composé en majeure partie de blocs roulés de porphyre. Ces blocs varient d'anguleux à arrondis et atteignent un diamètre maximum de 9 pieds, bien que la moyenne soit d'environ 6 pouces. En calculant exactement les cailloux de plusieurs endroits, on a constaté qu'un certain nombre de cailloux de rhyolite et d'autres roches volcaniques se présentent en plus des cailloux de porphyre, mais la grosseur comparativement petite des cailloux de roche volcanique, ordinairement moins de 2 pouces de diamètre, rend leur proportion relativement très faible. Une étendue de 16 pieds carrés, dans laquelle le nombre de cailloux de roches volcaniques était extraordinairement grand, révéla la présence de 61 cailloux de porphyre et 22 cailloux d'andésite et de rhyolite, tous ayant plus qu'un pouce de diamètre. On a estimé, cependant, la proportion des roches volcaniques à environ un pour cent de l'ensemble de tous les cailloux. Les cailloux et blocs roulés sont enchâssés dans une pâte de cailloux et de fragments plus petits de porphyre, d'andésite et de rhyolite, assez fortement cisaillée.

Sur le côté sud de la bande sédimentaire, à la limite Destor-Duparquet, il existe un amas de porphyre quartzifère de trois quarts de mille de longueur. Le porphyre se compose de gros phénocristaux de quartz de la grosseur d'une fève, dans une pâte aphanitique pâle. Il passe au nord, sans limite bien définie, à un conglomérat composé de blocs roulés anguleux et arrondis, de toutes les grosseurs, jusqu'à trois pieds de diamètre. Les blocs roulés et les cailloux sont surtout formés de porphyre quartzifère, mais il s'en trouve aussi de roches volcaniques ordinaires du Keewatin. D'après un calcul exact des cailloux, les autres roches volcaniques forment à peu près 43 pour cent du nombre total des cailloux, mais ceux de porphyre quartzifère sont tellement plus gros qu'ils constituent environ 90 pour cent, en volume, des cailloux. La pâte ne forme qu'environ 1 pour cent du volume de la roche. Elle se compose d'un mélange de grains de quartz et de feldspath, avec des particules d'andésite, de rhyolite et probablement d'autres roches volcaniques.

Entre les sédiments réguliers du Timiskaming et de chaque massif de conglomérat de nature particulière, il existe une bande d'ardoise atteignant 100 pieds de largeur. C'est une roche brun foncé, grise ou noire, à grain fin et ordinairement très fissile. En un endroit, sur la route de Makamik, la stratification originelle est intacte et la roche se compose de couches alternes d'argilite à grain fin, vert foncé et d'argilite grossière gris foncé. Les couches ont d'un demi à 1¾ pouce d'épaisseur et s'orientent nord 25° ouest, avec pendage vertical. La bande d'ardoise suit peut-être la marge de la bande sédimentaire de façon assez continue, car on l'a retracée sur une distance de 1¼ mille le long du contact septentrional, dans le centre du canton de Duparquet, et on l'a repérée à plusieurs autres endroits sur la frontière Destor-Duparquet, sur la route Makamik et sur le côté sud entre le conglomérat de porphyre quartzifère et le principal massif de sédiments.

La position des conglomérats de porphyre particuliers sur le bord extrême du synclinal du Timiskaming, indique qu'ils supportent les sédiments plus réguliers composant le reste de la bande et leur sont plus anciens. Leur composition révèle qu'ils ont été formés en certains endroits par la désintégration des porphyres. Le porphyre quartzifère est peut-être une roche d'épanchement, mais il n'y a aucun doute que le porphyre feldspathique rouge s'est injecté dans le Keewatin. Entre la fin de l'époque keewatinienne et la formation du conglomérat de porphyre rouge, il doit s'être écoulé par conséquent un temps suffisamment long pour permettre l'intrusion de l'amas de porphyre et sa mise à jour par l'érosion de toutes les roches du Keewatin sus-jacentes. Il semble donc nécessaire de conclure qu'il y a discordance d'érosion entre la formation du Keewatin et le conglomérat de porphyre rouge.

Comme ces conglomérats sont interposés entre les roches du Keewatin et les sédiments du Timiskaming de composition plus normale, il est de plus évident qu'un intervalle de temps encore plus grand s'est écoulé entre la fin de la mise en place du Keewatin et le commencement de la sédimentation normale du Timiskaming en cet endroit. Pendant cet intervalle, ces conglomérats le laissent présumer, les roches keewatiniennes ont subi une rapide désintégration subaérienne. Le gros volume de matière meuble ainsi produit a peut-être engendré les conglomérats épais du Timiskaming.

Les rapports chronologiques des conglomérats de porphyre avec la formation normale du Timiskaming n'ont pas encore été déterminés. Il est possible qu'il ne se soit pas écoulé un long intervalle de temps entre les deux, et que les dépôts se soient formés sans aucune interruption importante depuis l'époque où se déposèrent les conglomérats jusqu'à la fin du Timiskaming. Il se peut aussi que la sédimentation n'ait pas été continue et qu'une période de temps plus longue ou plus courte se soit écoulée entre la fin de la formation du conglomérat et le début de la mise en place du Timiskaming.

ASPECT TOPOGRAPHIQUE DE LA SÉRIE DE TIMISKAMING

L'aspect topographique des conglomérats varie assez considérablement, suivant la proportion de graugacke interstratifiée et l'étendue sur laquelle ils ont été cisaillés. Là où les couches de conglomérat sont assez épaisses et pas trop cisaillées, elles tendent à se dresser comme des crêtes de faible à moyenne hauteur. Au nord-est du lac Kekeko et de l'autre côté de la rivière Kinojévis il y a plusieurs crêtes de conglomérat de 200 à 250 pieds au-dessus du niveau du lac Opasatika, tandis que dans d'autres parties de la même région, les conglomérats sont érodés au niveau général ou forment un groupe de petits monticules.

Les grauwackes sont des roches très tendres qui sont facilement érodées et, par conséquent, possèdent un faible relief. La large étendue supportée par les grauwackes a été en grande partie érodée plus bas qu'un niveau variant de 900 pieds au-dessus du niveau de la mer autour du lac Opasatika, à 1,000 pieds aux environs des sources de la rivière Harricanaw. Cette étendue de bas relief a depuis été remplie d'un épais dépôt d'argiles lacustres post-glaciaires, de sorte qu'elle forme maintenant une plaine argileuse légèrement ondulée, sur laquelle tranchent des affleurements peu élevés et d'ordinaire à de grandes distances des grauwackes. Celles-ci forment des collines atteignant 250 pieds en quelques endroits. L'une d'elles se trouve sur la rive orientale du lac Opasatika, au sud de la baie à l'Orignal (Moose), canton de Montbeillard; une autre, se rencontre à l'est de l'extrémité septentrionale du lac Lemoine, dans le canton de Dubuisson. Ces collines doivent être considérées simplement comme des restes d'érosion, c'est-à-dire des étendues entre les bassins hydrographiques que les forces de l'érosion n'ont pas encore eu le temps de niveler.

La lave chloritique sur la rive occidentale du lac Opasatika est une roche très tendre, mais sa composition hautement chloritique et sa texture feutrée l'ont apparemment rendue assez résistante à l'érosion. Une grande partie de l'étendue dont elle forme le sous-sol s'élève de 200 à 250 pieds au-dessus du niveau du lac Opasatika.

MÉTAMORPHISME

La série de Timiskaming dans Québec est en général plus considérablement altérée que dans Ontario. Ceci est dû en partie à la plus grande intensité du plissement, et en partie, sans doute, aux plus hautes températures engendrées par l'intrusion des immenses amas de granite.

Les conglomérats sont en général fortement comprimés et cisaillés, bien que des parties aient échappé au cisaillement. Cependant, les cailloux sont ordinairement comprimés en ellipsoïdes et même étirés en filets longs et étroits, là où la compression a été particulièrement intense. Les cailloux de granite et de syénite étant plus durs, ont moins souffert de cette façon et, d'ordinaire ne sont que fissurés par la compression qui a été entravée par l'écoulement de la gangue plus tendre. Les cailloux de roches volcaniques, d'un autre côté, sont fortement aplatis. Comme la résistance à l'écrasement du basalte frais, de l'andésite et de la rhyolite est approximativement aussi grande que celle du granite et de la syénite cet aplatissement prouve que les roches volcaniques ont probablement été amollies par l'altération avec la déformation.

Les grauwackes ont été très complètement transformées par la chaleur et la pression en micaschistes, et par endroits, en amphiboloschistes. La schistosité est presque partout parfaitement parallèle à la stratification. Les roches consistent maintenant en mica blanc et noir, ou en hornblende, quartz et feldspath dont la composition se rapproche d'ordinaire de celle de l'albite. L'absence d'altération et de fissures, de même que de toute trace d'effort, telle qu'en présentent toutes les roches qui ont été comprimées sans recristalliser, indique que tous ces minéraux ont été formés par recristallisation. Le parallélisme de la schistosité avec la stratification révèle que la cristallisation s'est effectuée pendant le plissement de la série, et que la schistosité a été causée surtout par le glissement des couches les unes sur les autres à cette époque. Si elle avait été déterminée par quelque autre pression, la schistosité recouperait la stratification en plusieurs endroits. Le métamorphisme a été plus intense dans le sud de la série que dans le nord. Les différences consistent: (1) dans un développement plus complet de la schistosité; les roches sont ordinairement très clivables, tandis que les grauwackes plus au nord sont massives et très souvent entièrement sans clivage; (2) dans une cristallisation plus grossière; les paillettes de mica atteignent parfois un diamètre de 1 mm. tandis que dans les types massifs au nord sont beaucoup plus petites et même invisibles à l'œil nu dans plusieurs variétés; (3) dans l'oblitération de plusieurs plans de stratification; et (4) dans le développement fortuit de minéraux tels que sillimanite, grenat et staurolite, caractéristiques de température et de pressions très élevées. Ainsi une couche de schiste à grenat et sillimanite a été découverte sur la rive orientale du lac Joannès, à environ trois quarts de mille de l'extrémité méridionale et une couche ou bande de schiste à staurolite, suivie à la trace sur une distance de plusieurs milles, parallèlement à la direction générale, à travers la partie sud du canton de Dubuisson ainsi qu'à l'est et à l'ouest. Ces différences dans le degré de métamorphisme doivent sans aucun doute être attribuées à la chaleur dégagée par le gros amas de granite intrusif au sud.

STRATIGRAPHIE ET PUISSANCE

Tel que mentionné plus haut, la série de Timiskaming se compose dans la plupart des endroits d'un étage de conglomérat et d'un étage de grauwacke. Le conglomérat se présente à la base de la formation ou près de

celle-ci, et la grauwacke forme les horizons supérieurs. Le conglomérat se présente en lentilles discontinues, quelques-uns de grande puissance, d'autres très petites. A l'ouest de la rivière Kinojévis, le conglomérat est abondant, à l'est de la rivière, il est en petite quantité.

Sur le lac Opasatika la lave est interstratifiée avec les grauwackes. Comme cette localité occupe le sommet d'un anticlinal, la lave doit être d'un horizon bas dans la série, probablement pas beaucoup plus élevé que le sommet de l'horizon du conglomérat. Au sud-est du lac Kewagama, les laves se rencontrent de nouveau dans l'étendue sédimentaire, quelques-unes à des distances considérables au sud de la frontière septentrionale. Leur position stratigraphique est inconnue car on ne connaît pas la nature de la structure générale de cette localité.

Il est impossible d'estimer exactement la puissance de la formation, parce qu'elle est fortement plissée, et ne renferme aucune couche caractéristique qui puisse servir d'horizon-repère d'un pli à l'autre. On ne peut donc qu'évaluer la puissance des strates exposées dans un pli déterminé et tenter ainsi une estimation de la puissance totale. Sur la rivière Kinojévis, en 1929, on a fait un examen détaillé des plis exposés entre le creek Davidson et le lac Vallet (*voir* chapitre V). La largeur approximative des plis à cet endroit est de sept huitièmes de mille de la crête d'un anticlinal à l'axe du synclinal suivant. En dressant le plan des nombreux pendages obtenus sur l'un d'eux, on a déterminé approximativement que les strates interposées ont une puissance approximative de 2,900 pieds. Toutefois, ni le sommet ni la base de l'entassement des strates ne sont visibles dans l'un de ces plis, de sorte que la formation est sans doute beaucoup plus puissante que le chiffre mentionné, probablement deux fois ou davantage.

Cette conclusion est inspirée par deux considérations. D'abord, les plis extrême-nord renferment une grande proportion de conglomérat—peut-être 50 pour cent—tandis que dans les plis plus au sud aucun conglomérat n'est exposé. On déduit naturellement que les couches de conglomérat plongent vers le sud en dessous des grauwackes, si profondément qu'elles ne réapparaissent pas à la surface dans les anticlinaux du sud; si tel est le cas, la puissance totale de la formation doit être au moins le double de celle d'un seul pli. Naturellement, les conglomérats, en se déposant, se sont peut-être amincis si rapidement vers le sud qu'ils ont presque disparu, dans lequel cas la puissance totale est ou n'est pas de beaucoup supérieure à 2,900 pieds. La seconde considération est que les sédiments forment dans l'ensemble un grand synclinorium, d'une largeur maximum de 19 milles, largeur qui était encore plus grande avant que la partie sud fut interrompue par le granite. On peut donc supposer comme probable la présence d'un pendage général vers le sud, du moins dans la moitié septentrionale de la bande actuelle. Un pendage moyen de 20 degrés sur cette distance, donnerait à la formation une puissance de tout près de 4 milles, de sorte que le plongement doit être certainement peu élevé si la puissance totale ne dépasse pas de beaucoup les 2,900 pieds calculés pour un seul pli.

RAPPORTS AVEC LES AUTRES FORMATIONS

RAPPORTS AVEC LA SÉRIE DE KEEWATIN

Les conglomérats du Timiskaming se composent de débris de même composition que les épanchements du Keewatin, au nord. Comme il n'existe aucune autre source apparente de ces débris, on suppose généralement qu'ils ont été érodés du Keewatin. Dans ce cas, la formation du Timiskaming serait plus récente que celle du Keewatin. Afin de démontrer positivement le bien fondé de cette hypothèse on s'est efforcé de déterminer hors de tout doute la provenance des cailloux de conglomérat, efforts qui dans certains cas ont été couronnés de succès. Ainsi, on a constaté que le conglomérat au sud du lac Rouyn renferme plusieurs cailloux d'un schiste carbonaté acide, un trachyte porphyrique et une andésite porphyrique, identiques aux roches trouvées près du lac.

Une preuve plus concluante des rapports chronologiques des deux formations se dégage de l'attitude des épanchements laviques près de la limite du Timiskaming. Un grand nombre de déterminations d'attitude furent effectuées sur les épanchements juste au nord de la limite, dans les cantons de Malartic et de Dubuisson, et quelques-unes dans les cantons de Rouyn et de Joannès. Dans tous les cas on a observé que le côté supérieur des épanchements faisait face au sud, d'ordinaire avec un pendage renversé au nord. Les sédiments, avant d'être plissés, s'étaient donc déposés sur le sommet des épanchements; en d'autres termes, la série de Timiskaming est plus récente que celle de Keewatin.

Le contact entre le Keewatiin et le principal massif de sédiments du Timiskaming est frappant et tout à fait rare. Au sud le Timiskaming se dresse en plis droits, larges et ouverts sur le lac Opasatika, et plus fermés ailleurs. Au nord, le Keewatin est plissé d'une façon analogue. Le plissement est beaucoup plus intense au contact, comme si celui-ci avait servi de ligne de chevauchement. Les strates sur un mille et plus au nord et au sud du contact sont fortement renversées et leur pendage atteint en moyenne 70° nord mais quelquefois moins de 40° nord.

Le plongement et la direction des laves, partout où elles furent observées, au sud du lac Pelletier et vers l'est, sont à peu près parallèles au contact du Timiskaming. On expliquera plus loin cependant (page 94), qu'à l'ouest du lac Pelletier un axe d'un synclinal du Keewatin s'oriente un peu au sud de l'est et passe apparemment en dessous de la limite du Timiskaming. Si tel est vraiment le cas, les sédiments à l'ouest de l'axe reposent sur la base des épanchements de lave au nord. Une telle conclusion signifie qu'avant que le Timiskaming se fût déposé, les laves ont dû être considérablement plissées, au point que les strates furent renversées complètement sans dessus dessous dans cette localité.

On ne trouve nulle part ailleurs de trace d'un plissement aussi intense à cette époque. Au contraire, la discordance entre le Keewatin et le Timiskaming dans la plupart des localités est très faible. Si le plissement du Keewatin a été aussi intense dans une localité donnée, la région affectée devrait être très étendue et dans ce cas des discordances importantes seraient sûrement visibles en bien des endroits. La conclusion

semble donc s'imposer qu'il faut chercher ailleurs une autre explication pour interpréter les conditions géologiques observées à l'ouest du lac Pelletier. La seule autre façon par laquelle les strates auraient pu prendre l'aspect qu'elles possèdent aujourd'hui, est par dislocation. Dans les endroits où les strates ont été comprimées au point d'entraîner la formation de plis renversés, comme dans cette localité, on remarque ordinairement que les plis passent dans des plis-failles inverses. Si le renversement des failles s'est produit après la formation du Timiskaming, il a fort bien pu donner aux strates leur position actuelle.

Malheureusement il est impossible de contrôler l'exactitude de cette hypothèse sur le terrain, vu que le contact du Timiskaming et du Keewatin au nord du lac Opasatika est masqué par la série de Cobalt sus-jacente. Les données suivantes permettent toutefois de supposer que cette conclusion est bien fondée.

Une grande faille, celle du Lac Fortune, traverse les laves de l'est à l'ouest, à une courte distance au nord de la limite Timiskaming-Keewatin. Une seconde faille traverse le lac Pelletier à peu près dans la même direction. Celles-ci sont peut-être des failles auxiliaires de la faille principale dont on soupçonne l'existence.

Près de l'extrémité nord du lac Opasatika et juste au sud et au sud-est du lac Renaud, des crêtes de conglomérat et de grauwacke du Timiskaming s'élèvent à 100 pieds ou davantage au-dessus du niveau de l'eau. A moins de quelques centaines de pieds au nord, aux deux endroits, la formation de Cobalt affleure au niveau de l'eau et sur une distance inconnue en dessous. La série de Cobalt remplit évidemment une vallée est-ouest, profonde et à flancs escarpés, sur le bord septentrional du Timiskaming. L'existence d'une telle vallée ne prouve pas qu'il ait existé une faille; mais si une faille longitudinale avait formé la limite Keewatin-Timiskaming, une vallée pré-Cobalt s'y serait probablement développée.

Plus loin à l'est on n'a rencontré aucun endroit où le Keewatin soit réellement en contact avec la série de Timiskaming. Dans les étendues de bons affleurements ils sont ordinairement séparés par un étroite vallée linéaire d'environ 200 pieds de largeur, dont les côtés, par endroits, sont assez escarpés.

Une très grande faille, un embranchement de la faille Davidson-Creek, s'oriente est-ouest immédiatement au nord de la limite du Timiskaming, à l'ouest de la rivière Kinojévis. On l'a suivie à la trace à l'ouest, sur une distance d'environ 2½ milles et elle constitue peut-être un prolongement de la faille du lac Pelletier. Une seconde faille, parallèle à la première ou à peu près, recoupe probablement le conglomérat du Timiskaming près du contact du Keewatin (*Voir* p. 83, 84).

Plus loin à l'est, presque dans le même sens, une grande faille longitudinale traverse les sédiments sur les claims O'Brien et autres, dans les cantons de Cadillac et de Bousquet (page 109).

L'interstratification des épanchements de lave et des sédiments dans les cantons de Bousquet, de Cadillac et de Malartic est probablement causée par des failles longitudinales.

Ainsi plusieurs grandes failles se présentent le long ou près de la limite Timiskaming-Keewatin et il existe certaines indications qui en laissent supposer d'autres. Il est probable par conséquent que la limite dans Québec forme dans l'ensemble une limite de faille, puisque, comme on l'a démontré, la dislocation semble être la seule explication plausible des rapports des formations à l'ouest du lac Pelletier.

On a démontré que la formation du Timiskaming dans Québec est plus récente que celle du Keewatin et qu'elle la recouvre, mais il est difficile d'obtenir d'autres preuves manifestes de leurs rapports, soit en concordance, soit en discordance. On admet généralement, toutefois, que la formation du Timiskaming repose en discordance sur celle du Keewatin, pour les raisons suivantes:

Les conglomérats de Timiskaming se composent de galets et de blocs roulés de roches keewatiniennes, dont quelques-uns tirent leur origine des épanchements de lave non loin de là. Ceci indique que le soulèvement et l'érosion du Keewatin se sont produits avant l'apparition du Timiskaming.

Les cailloux de granite, de syénite et de diorite à gros grain sont assez nombreux dans les conglomérats, même à la base. Les massifs intrusifs d'où ils ont émané doivent par conséquent être plus anciens que la formation de Timiskaming. Ils ne peuvent provenir que de trois sources: (*a*) de massifs intrusifs dans le Keewatin; (*b*) d'un sous-sol possible de granite, sur lequel les laves du Keewatin auraient coulé; (*c*) de morceaux de granite arrachés par les laves pendant leur passage à la surface et englobés dans les épanchements. Si les cailloux de granite dans le conglomérat étaient peu nombreux et éloignés les uns des autres, la troisième source paraîtrait la plus probable; mais, comme on l'a déjà signalé, ils sont assez nombreux, alors qu'on n'a jamais rencontré de fragment granitique sous forme d'inclusion dans un épanchement. La troisième hypothèse peut être considérée comme improbable et les sources possibles de cailloux, confinés soit aux roches intrusives dans le Keewatin, soit au sous-sol primitif du Keewatin. S'ils se sont détachés de roches batholithiques intrusives, comme l'indique leur texture grossière équigranulaire, le Keewatin doit alors avoir subi une érosion longue et continue avant que le Timiskaming ne se dépose, érosion suffisante pour enlever les sommets des amas intrusifs. Si, d'autre part, ils faisaient parties d'une base en dessous du Keewatin, celui-ci doit avoir subi un plissement et une érosion longue et ininterrompue avant que la série du Timiskaming ait commencé à se déposer, de manière à mettre à découvert une certaine partie de la base. La présence de ces cailloux de granite et de syénite à gros grain semble donc indiquer péremptoirement une discordance.

Il sera démontré dans une partie subséquente de ce rapport (page 75), que la nature des couches de conglomérat révèle qu'elles sont des dépôts subaériens formés par des cours d'eau descendant d'une région montagneuse. Cette région a probablement pris naissance par orogénèse entre la fin du Keewatin et le commencement de la mise en place du Timiskaming. Si cette déduction est exacte, les deux formations sont sans aucun doute en discordance.

On a trouvé une excellente preuve de discordance entre le Keewatin et la bande de sédiments de Destor-Duparquet. A la base et en dessous de

la formation de Timiskaming normale, il existe un conglomérat formé en grande partie de débris d'un porphyre intrusif appartenant au Keewatin (page 66).

La discordance entre deux formations n'est pas toujours visible partout. En étudiant les strates paléozoïques et les plus récentes, on remarque fréquemment que des formations discordantes dans certaines localités semblent parfaitement en concordance dans d'autres, et que dans ces endroits la solution de continuité dans les assises sédimentaires, n'est révélée que par un changement soudain dans les débris fossiles que renferment les couches. Si ces couches étaient dépourvues de fossiles, comme dans le précambrien par exemple, il serait difficile ou impossible d'établir une démarcation entre les formations ancienne et récente, même de démontrer qu'il existe entre elles une ligne de démarcation.

On croit que l'extrémité orientale du district à l'étude est une localité de ce genre. La grande bande sédimentaire s'étend sans interruption de l'extrémité occidentale du district à l'extrémité orientale, tout comme la zone de laves au nord. La conclusion s'impose donc, du moins jusqu'à plus ample information, que le gros massif de sédiments de l'est fait partie de la formation de Timiskaming, et qu'une solution de continuité s'est produite entre leur mise en place et celle du Keewatin. A l'est de la rivière Kinojévis, toutefois, et surtout à l'est du lac Kewagama on n'a encore pu établir de démarcation bien nette entre les deux formations. La limite figurée sur les cartes à grande échelle n'indique que la position où les laves font place aux sédiments. On ne croit pas que cette limite marque le véritable contact des formations du Keewatin et du Timiskaming. Les difficultés qui s'opposent à une détermination stricte du véritable contact sont les suivantes:

La grande bande de conglomérat reposant à la base de la formation ou près de celle-ci, dans l'ouest, disparaît à l'est de la rivière Kinojévis, et à partir de ce point les massifs de conglomérat sont petits et considérablement disséminés.

Des massifs considérables de tuf stratifié à grain fin sont associés aux laves près de la limite. Au point de vue pétrographique, il est presque impossible de distinguer ces couches de tufs d'avec plusieurs des grauwackes du Timiskaming, puisque toutes deux sont formées de lave pulvérisée, recristallisée et transformée en schiste.

La direction des laves et des tufs est à peu près la même que celle des grauwackes. En outre, les affleurements sont petits et clairsemés, de sorte qu'il a été impossible, jusqu'à présent du moins, de déchiffrer la structure de chacun, de façon à mettre en évidence l'existence d'une discordance tectonique possible.

L'existence, dans les sédiments au sud et au sud-est du lac Kewagama, d'amas considérables de laves pétrographiquement identiques aux laves du Keewatin, indique qu'il reste encore beaucoup de choses à apprendre sur la géologie du district. Ces amas de laves peuvent être: (a) des laves de l'âge du Timiskaming; (b) des laves du Keewatin mises en contact avec les strates de Timiskaming par des failles longitudinales ou un plissement anticlinal; (c) des laves de Keewatin, interstratifiées avec des sédiments du

Keewatin, la vraie limite Keewatin-Timiskaming se trouvant quelque part au sud. Actuellement, il n'existe aucun moyen de savoir quelle alternative est exacte.

La discordance que l'on soupçonne entre les deux séries dans Ontario et dans l'ouest de la région à l'étude semble disparaître dans l'est, les laissant en concordance apparente.

RAPPORTS AVEC LES FORMATIONS PLUS RÉCENTES

La série de Timiskaming est en contact au sud avec un énorme massif de granite. Le granite envahit les sédiments d'une façon complexe, projetant des apophyses vers le nord à travers l'allure des couches et recoupant et environnant de gros amas de ces sédiments. Les sédiments sont beaucoup plus fortement altérés près du granite que plus loin et sont transformés en gneiss micacés schisteux. On remarque dans le granite des milliers d'inclusions de sédiments, de toutes dimensions jusqu'à celles qui sont assez considérables pour être portées sur la carte; et ces inclusions se retrouvent dans toutes les phases de digestion, depuis les fragments à arêtes tranchantes, en passant par des morceaux plus ou moins fondus et recristallisés, à la phase finale de l'absorption, où un premier fragment n'est maintenant rien moins qu'un lambeau de granite un peu plus foncé et plus micacé que la roche environnante. En sus de ces phénomènes, de nombreux petits dykes de granite se dirigent dans les sédiments, d'ordinaire parallèlement à la stratification, mais la recoupant par endroits. Tous ces phénomènes s'unissent pour prouver que le granite est plus récent que la série de Timiskaming et lui est intrusif.

Le porphyre à syénite et le gabbro plus récent recoupent aussi la série de Timiskaming dans Québec. Pour éviter la répétition, on étudiera les rapports mutuels après avoir examiné les roches intrusives séparément.

La série de Cobalt est en contact avec les formations du Kewatin et du Timiskaming dans Québec. Elle se dresse bien au-dessus du niveau général de la contrée et le Keewatin ou le Timiskaming est exposé partout là où une vallée assez profonde est creusée dans la série de Cobalt. Ces endroits sont: entre les lacs Renaud et Olier, au sud-ouest de la baie Renault, lac Dasserat, et autour du lac Ogima. Presque tous les terrains concaves dans la limite de la série de Cobalt sont des vallées. Sur la rive occidentale du lac Kekeko, un petit affleurement oval de la série de Cobalt est isolé du massif principal de cette série par une interruption d'un quart de mille. L'affleurement, une protubérance à flancs escarpés, faisait évidemment partie, à un moment donné, du massif principal duquel il a été détaché par érosion. Le sous-sol primitif de la série de Cobalt doit, par conséquent, avoir été approximativement le niveau du terrain entre la protubérance et le massif principal.

Ces pointements de la base de la série de Cobalt indiquent seulement que sa base est un plan relativement horizontal, reposant presque au niveau des grauwackes et des laves environnantes. Une description plus détaillée de ce plan est donnée plus loin avec l'étude de cette série.

Les couches du Timiskaming sur lesquelles ce plan s'est développé par érosion sont fortement inclinées et le plan les recoupe sous un angle très obtus. Il est donc évident qu'un intervalle de temps très long s'est écoulé entre la mise en place des deux formations, intervalle pendant lequel la série inférieure fut fortement plissée et les plis érodés de façon à former un relief relativement uni.

ORIGINE ET HISTORIQUE

Le conglomérat du Timiskaming offre certaines particularités d'après lesquelles on peu conclure de son origine. La plus frappante est la forme lenticulaire de ses couches et les énormes puissances qu'elles atteignent en certains endroits. Dans les régions d'Opasatika et de Kinojévis, l'épaisseur du conglomérat et de la grauwacke interstratifiés est d'au moins 2,900 pieds et les couches individuelles de conglomérat au sud du lac Pelletier atteignent plusieurs centaines de pieds. Sur une distance de moins de 10 milles à l'est, ces énormes puissances disparaissent et les conglomérats ne forment plus que des lentilles isolées relativement minces. Les couches individuelles de conglomérat se comportent de la même façon et conservent une puissance maximum, sur une distance plus ou moins longue, puis s'amincissent rapidement à une fraction de leur largeur primitive et disparaissent finalement par coïncement.

Les dépôts de conglomérat de cette forme et puissance sont rares et on n'a pu concevoir qu'une théorie, jusqu'ici, qui puisse expliquer leur formation. Les puissants conglomérats de cette nature sont formés par des torrents qui descendent des montagnes, entraînant des débris grossiers qui s'amoncellent partout où le courant est entravé, par exemple, lorsque descendant d'une montagne, il débouche dans une plaine, une mer, ou un lac. Les cailloux et les blocs roulés remplissent rapidement le lit du cours d'eau forçant le torrent à se creuser un autre lit, qui, à son tour, se remplit rapidement. Par la répétition de ce processus, un large amas de gravier et de blocs roulés interstratifiés de sables et de limons se forme en cône de déjection. Là où les cours d'eau sont assez rapprochés, dans une région à climat sec, ces cônes constituent parfois un dépôt de plusieurs centaines de milles de longueur et de largeur.

Plusieurs couches de grauwacke interstratifiée avec les conglomérats du Timiskaming présentent une fausse stratification en certaines localités, là où le cisaillement n'a pas détruit la structure originelle. Cette fausse stratification est caractéristique des sables déposés par des cours d'eau rapides.

Les formes des galets sont conformes à celles auxquelles on peut s'attendre dans des sédiments déposés par l'eau. Bien que la plupart soient bien arrondis, comme s'ils avaient roulé sur de longues distances, plusieurs sont subanguleux et même à arêtes vives, comme s'ils provenaient de sources très rapprochées. Si les cailloux avaient été usés par l'action des vagues sur une plage, ils seraient arrondis au même degré et leur érosion serait proportionnelle à leur dureté.

Les structures des gros amas de grauwacke au sud du conglomérat font croire à un changement de conditions. Chaque couche conserve une épaisseur uniforme sur des distances considérables. Plusieurs n'ont qu'une

fraction de pouce d'épaisseur, mais même celles-là ne présentent aucune forme lenticulaire marquée. La fausse stratification, en autant qu'on l'a observée, fait entièrement défaut. Là où la texture originelle n'est pas entièrement disparue par décomposition, elle indique que les roches avaient pour la plupart, à l'origine, un grain assez fin, bien que des types grossiers, de l'arkose au conglomérat, se présentent en certains endroits. Ces faits révèlent que la grauwacke s'est déposée dans une même nappe d'eau calme plutôt que dans le lit d'un cours d'eau. Cette nappe toutefois devrait être assez peu profonde, vu que même les sables à grain assez fin n'ont pas été déposés à de grandes profondeurs par les courants relativement lents qui existent dans l'eau dormante.

Il semble donc qu'après le développement du conglomérat l'aire de sédimentation ait été recouverte d'une nappe peu profonde d'eau dormante. Cette étendue peut être un grand lac formé par le barrage du bassin hydrographique; ou bien le sol s'est peut-être effondré sous le poids du conglomérat, permettant à la mer de s'y précipiter. La grande puissance de la grauwacke fait présumer que la seconde théorie est la plus probable et que l'effondrement du fond s'est poursuivi graduellement à mesure que s'accroissait la puissance des sédiments.

Il convient ici d'attirer l'attention sur les changements dans la nature du conglomérat du Timiskaming d'un bout à l'autre des 90 milles ou plus sur lesquels il se présente. Ces changements sont sans doute dus aux différences des conditions de sédimentation, telles que la proximité des endroits d'où provinrent les sédiments, la pente du terrain, l'importance et la rapidité des cours d'eau, mais il faudrait cependant des observations plus complètes de la tectonique régionale avant de leur donner une interprétation. Les points à considérer sont la puissance variable du conglomérat, la taille des cailloux qu'il renferme et la proportion de ceux à arêtes vives.

A l'extrémité occidentale de la bande du Timiskaming, dans le canton de Teck (Ontario), la quantité de conglomérat est considérable; en fait, la majeure partie de la roche, estimée à quelque 3,600 pieds d'épaisseur, pourrait être classée comme l'étage de conglomérat de la série, composée de couches de conglomérat avec de la grauwacke plus ou moins interstratifiée. La proportion de conglomérat diminue vers l'est à un maximum d'environ 600 pieds, dans les cantons de McGarry et de McVittie. Les amas lenticulaires de conglomérat sont aussi intermittents, de sorte que sur de faibles distances du contact, les grauwackes reposent directement sur les laves du Keewatin. Cette conformation persiste jusqu'à l'endroit où le Timiskaming disparaît sous le série de Cobalt. Là où il apparaît de nouveau au sud du lac Renaud, ainsi qu'à l'est du lac Pelletier, l'étage de conglomérat est encore très épais, atteignant un maximum de 2,900 pieds ou davantage. Cette grande puissance persiste à l'est jusqu'à la rivière Kinojévis, au delà de laquelle se produit un amincissement soudain. On a rencontré dans la région, entre la rivière Kinojévis et le lac Kiekkiek (Bousquet), un assez gros amas lenticulaire à découvert sur 5 milles de distance et d'une puissance maximum d'environ 2,000 pieds, mais à l'est du lac Kiekkiek les amas lenticulaires deviennent beaucoup plus petits et sont séparés par de longs intervalles. L'épaisseur maximum de ceux connus est d'environ 700 pieds.

La taille des cailloux semble être plus ou moins proportionnelle à la puissance des amas de conglomérat. On trouve fréquemment des blocs roulés d'un pied de diamètre ou davantage dans les épais conglomérats du canton de Teck, et aussi dans les épais conglomérats à l'ouest du lac Kinojévis. Plusieurs couches dans ces étendues se composent de cailloux atteignant une moyenne de 4 à 5 pouces de diamètre. Dans les conglomérats plus minces du canton de McCarry, les cailloux sont un peu plus petits, leur longueur maximum étant d'environ 3 ou 4 pouces. Dans la plupart des petits amas lenticulaires à l'est du lac Kiekkiek (Bousquet), les conglomérats se composent entièrement de petits cailloux qui atteignent rarement plus d'un pouce de diamètre.

La proportion des cailloux à arêtes vives diminue constamment de l'ouest à l'est. A l'ouest de Swastika (Ontario), il existe plusieurs couches de conglomérat entièrement formées de cailloux à arêtes si vives que les couches ressemblent plutôt à des brèches qu'à des conglomérats. Dans la région de Larder-Lake, les cailloux à arêtes vives ne sont pas rares, mais ils sont loin d'être nombreux. Dans Québec, les cailloux à arêtes vives sont tellement rares qu'ils font presque défaut.

AGE

Le plissement serré de l'époque post-timiskamienne a déformé d'immenses épaisseurs de strates keewatiniennes et timiskamiennes. Les soulèvements énormes requis pour produire une telle déformation doivent avoir élevé les régions affectées et produit de grandes chaînes de montagnes. Ces montagnes furent rasées en une pénéplaine par l'érosion de grandes épaisseurs de roches avant que la série de Cobalt se fût déposée. Il s'est donc écoulé un très long intervalle entre la formation des séries de Timiskaming et de Cobalt. La série de Cobalt affleure en une nappe presque ininterrompue vers le sud-ouest jusqu'au rivage nord du lac Huron. Au nord-ouest de Sudbury, la série de Bruce (huronien inférieur), paraît surmonter la série de Cobalt et la pénéplaine sur laquelle repose cette dernière passe en dessus de la série de Bruce. Il est évident, par conséquent, que toutes les roches tronçonnées par cette pénéplaine doivent être pré-Bruce en même temps que pré-Cobalt. Le Timiskaming doit donc dater du pré-huronien inférieur.

La formation de Timiskaming repose sur la série du Keewatin en discordance d'érosion et de structure. On suppose que la période d'érosion entre les deux n'a pas été très longue. La discordance tectonique est faible et fut apparemment causée par un léger plissement au cours de l'intervalle qui a précédé le développement du Timiskaming. On n'a trouvé aucune trace satisfaisante du plissement pré-timiskamien dans la région de Québec, mais on en connaît l'existence d'après l'étude des étendues du Timiskaming dans Ontario.

CHAPITRE V

FAILLES ET PLIS

INTRODUCTION

Lorsque la région d'Opasatika fut étudiée pour la première fois en 1922, les données recueillies semblaient indiquer une discordance tectonique marquée entre les formations du Keewatin et du Timiskaming. Une étude subséquente démontra que dans tout le reste de la région Rouyn-Harricanaw il n'existait aucune discordance tectonique et aussi que la discordance apparente dans Opasatika était probablement due aux failles (pages 70, 71). Pour le moment il est donc préférable de considérer les formations du Timiskaming et du Keewatin comme ayant été plissées en même temps, et, par conséquent, de décrire ensemble tous les plis de la région.

Les forces qui provoquèrent le plissement furent sans doute atténuées par des dislocations, de sorte que plusieurs des failles connues se formèrent pendant la période de plissement. Quelques-unes des autres sont d'âge récent, vu qu'elles coupent des roches intrusives non plissées, telles que granites et gabbros plus récents. Toutes les roches de la région sont pré-huroniennes, cependant, sauf une petite étendue de la série de Cobalt dans l'ouest, de sorte qu'il est impossible de savoir si quelques-unes des failles sont plus récentes que le pré-huronien. Pour cette raison et afin de faciliter les références, les descriptions de toutes les failles connues sont groupées dans les pages qui suivent.

PLIS DANS LA FORMATION DU TIMISKAMING

Le plissement de la formation du Timiskaming fut complexe et de nombreuses difficultés s'offrent à son interprétation. La similitude des couches de grauwacke rend impossible de suivre à la trace une couche donnée au delà des limites d'un seul affleurement. Ainsi la structure ne peut être établie en suivant une seule couche ou série de couches, mais doit être déterminée d'après les observations du pendage et de la direction et d'après les observations de petits plis secondaires. Les pendages sont généralement à pic et dans plusieurs cas renversés, de sorte que dans maintes parties de la région les renseignements qu'ils fournissent sont insuffisants, et les petits affleurements et les affleurements médiocres ne présentent pas d'ordinaire assez de plis secondaires pour qu'on puisse tirer des conclusions positives.

Comme on l'a démontré dans la partie précédente de ce rapport, la formation du Timiskaming repose sur le Keewatin, de sorte que des massifs de celle-là doivent posséder ou une structure synclinale ou s'être effondrée de haut en bas sur un côté ou sur les deux. Les données acquises semblent indiquer que les massifs dans Québec sont synclinaux, mais que des failles peuvent aussi avoir existé sur des parties, du moins, du bord de la bande méridionale ou principale.

STRUCTURE DE LA BANDE PRINCIPALE

La bande principale de la formation du Timiskaming était autrefois beaucoup plus large qu'elle ne l'est aujourd'hui vu que la partie sud a été détruite par l'invasion de gros massifs de granite. Les inclusions de sédiments timiskamiens dans le granite, dont quelques-unes ont des milles de longueur, révèlent que la première largeur de la bande sédimentaire était de plus de 25 milles. La structure primitive entière ne peut donc être observée.

Les plis connus sont en majeure partie du type droit normal et sont assez serrés; un, cependant, l'anticlinal d'Opasatika, est large et ouvert. La limite septentrionale de la formation, pour une certaine raison, a été un endroit de déformation extraordinairement intense, et les strates du Timiskaming, en même temps que les laves au nord, ont été renversées sur des distances d'environ un mille de chaque côté du contact. Selon toute probabilité aussi, le renversement a été accompagné de plis-failles inverses (pages 70, 71). Comme résultat, toutes les couches et épanchements dans cette zone de 2 milles plongent vers le nord sous des angles variant de 70° à 40°.

L'extrémité occidentale de la bande du Timiskaming est jusqu'ici la seule partie dont la structure est connue. La coupe bien exposée dans la gorge du lac Opasatika, ainsi que dans la série des lacs Kekeko, Evain et Albee, et celle sur le lac Kinojévis, ont fourni assez de renseignements pour la détermination des plis. Plus à l'est, les observations sont plus clairsemées ou impossibles à obtenir dans les anciennes localités, et le plissement n'a pas encore été établi.

Sur le lac Opasatika les strates sont jetées dans un synclinal renversé étroitement comprimé au nord, suivi au sud par un très large anticlinal ouvert, dont le flanc méridional est recoupé par le granite. Ces plis plongent vers l'est sous un faible angle, ainsi que le démontre le pendage des petits plis secondaires, et les pendages légers vers l'est des strates sur la crête de l'anticlinal.

L'existence du syndical renversé fut d'abord déduite du fait connu, que le premier pli à apparaître dans un éventail composé inverse doit être un synclinal. Vu, toutefois, que toutes les strates plongent vers le nord, on ne pouvait s'en tenir simplement à l'observation du pendage et de la direction. Sur les escarpements dénudés, rasés par le feu, sur la rive occidentale au nord de la baie Klock, cependant, les grauwackes du Timiscaming, en couches ayant jusqu'à un pied d'épaisseur, ont été plissées par les forces de déformation en de nombreux plis secondaires, dont l'étude révèle la structure. Le principe d'interprétation des plis secondaires pour la détermination de la structure est le suivant:

Quand une série de couches suffisantes est plissée en un synclinal (*voir* figure 4), les couches supérieures doivent trouver place dans la longueur réduite de la surface sur laquelle elles reposent en glissant vers le haut, les plans de stratification servant de plans de glissement.[1] La friction entre les couches empêche ce glissement et les comprime de chaque côté du plan de glissement. Si une couche est mince, ou se compose de matière tendre telle que le schiste et qu'elle soit trop faible pour résister à l'effort, elle

[1] On peut reproduire le phénomène en petit en pliant une forte épaisseur de feuilles de papier.

peut céder de plusieurs façons. Une matière très tendre cristallisera pour former de grandes quantités de mica ou de chlorite, dont les lamelles aplaties glisseront facilement les unes sur les autres en formant un schiste. Une mince couche de roche plus dure peut céder en se fissurant en plusieurs endroits, ou peut être plissée complètement en petits plis d'entraînement (figure 5 a et b). L'intensité de l'entraînement dépend naturellement de l'intensité du mouvement différentiel entre les couches sur les deux côtés, et de la résistance de la couche.

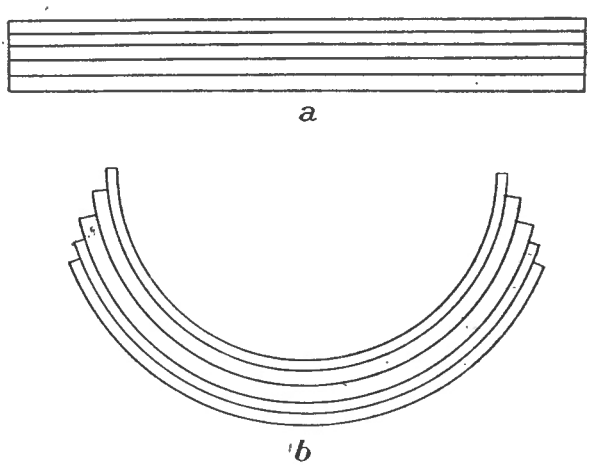


Figure 4. Diagramme montrant le déplacement entre les strates adjacentes sous l'action du plissement; (*a*) strates non-plissées; (*b*) strates plissées.

La figure 5 c représente le genre de plis d'entraînement qui se forment quand des couches d'épaisseur moyenne d'une roche assez résistante au cisaillement sont repliées en un synclinal renversé. Sur le côté nord du synclinal le pendage général est de 70° nord, mais l'entraînement a produit des pendages plus à pic, jusqu'à la *verticale* et même vers le sud par endroits. Sur le côté sud du synclinal le pendage général est de 50° nord, mais l'entraînement a produit çà et là des plongements *moins prononcés,* presque horizontaux en certains endroits.

Les faits observés aux environs du lac Opasatika correspondent exactement au principe exposé plus haut. Les pendages à pic dominent sur le flanc du synclinal; à l'est du lac il existe plusieurs plongements à pic vers le sud, conformément à la théorie avancée. Sur la rive occidentale, d'un mille de longueur, directement au nord de la baie Klock, les pendages sont très bien exposés sur les escarpements rasés par le feu; le pendage moyen est d'environ 50° nord, mais les strates passent d'un pli d'entraînement dans un autre et les plongements des couches entraînées sont tous de moins de 50° et, par endroits, presque horizontaux ou légèrement au sud.

L'axe du synclinal renversé doit reposer entre les endroits où les pendages des couches à plis étirés sont plus à pic et où ils sont moins

bas que le plongement général. Ceci ne peut être déterminé exactement sur un quart de mille, mais cet axe repose à environ un mille de l'extrémité nord du lac.

Sur le côté sud de cet axe synclinal les couches conservent leur plongement d'environ 50° nord, avec de nombreux plis d'entraînement présentant des pendages moins accentués, jusqu'au côté sud de la baie Klock, soit une distance d'environ 1½ mille. A cet endroit les strates deviennent horizontales,

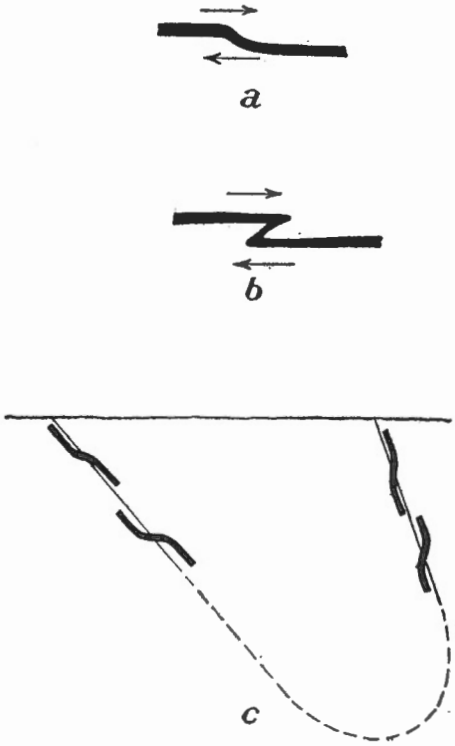


Figure 5. Diagramme présentant les formes qu'affectent les plis d'entraînement développés dans les strates de faible résistance; (*a*) légèrement déformées; (*b*) plus fortement dérangées; (*c*) plis d'entraînement sur les flancs d'un synclinal renversé. Les flèches indiquent la direction du mouvement.

produisant progressivement des pendages plus faibles jusqu'à environ un demi-mille au nord de l'embouchure de la baie Atikameg, par où traverse l'axe d'un anticlinal bas et aplati et où les strates sont ou presque horizontales ou s'inclinent légèrement à l'est. Sur une distance de 5 milles plus au sud, sur le lac Opasatika, les couches sont légèrement ondulées, et les pendages, qui dépassent rarement 25° et sont d'ordinaire beaucoup

moindres, sont influencés dans leur direction autant par le plissement transversal que par le plissement principal. Les sédiments sont alors remplacés par du granite, mais presque vis-à-vis de l'embouchure de la baie Seule (Lonely), une inclusion ou enclave considérable de grès, d'un demi-mille de largeur, entrecoupe leur direction et dans laquelle les couches plongent à environ 50° sud et s'orientent à peu près est-ouest.

Sur le réseau des lacs Kekeko, Evain et Albee, la structure est un peu différente de celle du lac Opasatika. Le synclinal septentrional est renversé de la même façon, mais la position de l'axe n'est pas aussi bien connue, car les plis d'entraînement sont plus difficiles à établir. Il semble toutefois reposer sur le bras oriental du lac Kekeko. Au sud de la position présumée de l'axe on ne peut obtenir que quelques pendages, mais ceux qu'on obtient sont tous d'environ 50° nord comme sur le flanc méridional de ce synclinal sur le lac Opasatika. A l'extrémité septentrionale du lac Evain, sur une largeur d'environ 1¼ mille, les sédiments sont presque horizontaux, avec un faible pendage à l'est. Cette étendue forme probablement la crête de l'anticlinal correspondant à l'étendue beaucoup plus vaste de sédiments en plateure au lac Opasatika, près de la baie à l'Orignal. Dans la partie méridionale du lac Evain et sur le lac Albee, les couches plongent toutes vers le sud, augmentant d'environ 35° nord à environ 70° sud. Le granite a détruit les sédiments au sud du lac Albee.

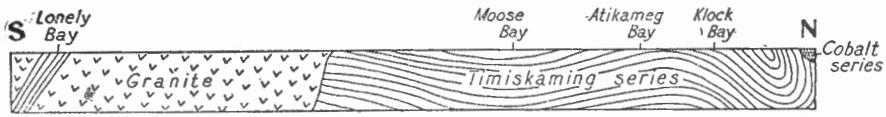


Figure 6. Coupe verticale montrant la structure du Timiskaming, de l'extrémité nord du lac Opasatika à la baie Seule (Lonely).

En deux ou trois endroits on a observé de petits anticlinaux ou synclinaux sur les flancs d'un gros plis qui ont fourni des données directes sur la direction et le plongement des axes. L'allure des axes, dans chaque cas, est nord 70° à 80° est, et le plongement sous de faibles angles vers l'est. Cette inclinaison est aussi indiquée par le pendage vers l'est des strates sur l'axe des plis. A l'ouest du lac Opasatika, le plongement des plis vers l'est semble être de 15° à 20°. A l'est du lac Opasatika, jusqu'au lac Kekeko, ainsi qu'aux lacs qui se trouvent au sud, le plongement vers l'est en certains endroits, se rapproche jusqu'à 5° et même moins de l'horizontale. A l'est des lacs Kekeko, Evain et Albee, le pendage devient soudainement beaucoup plus à pic, de 25° environ, mais on n'a pu obtenir d'observations précises, et ce chiffre n'est qu'une estimation basée sur les pendages des axes des plis.

Dans la coupe de Kinojévis, la structure n'a pas encore été déterminée, sauf sur une longueur d'un mille et demi où elle est très complexe (*voir* figure 7). Les laves et les tufs du Keewatin, de même que les conglomérats et les grauwackes du Timiskaming plongent tous vers le nord dans cette localité, comme ailleurs le long du contact. On a pu faire de bonnes observations des laves en plusieurs endroits et toutes indiquent que les épanche-

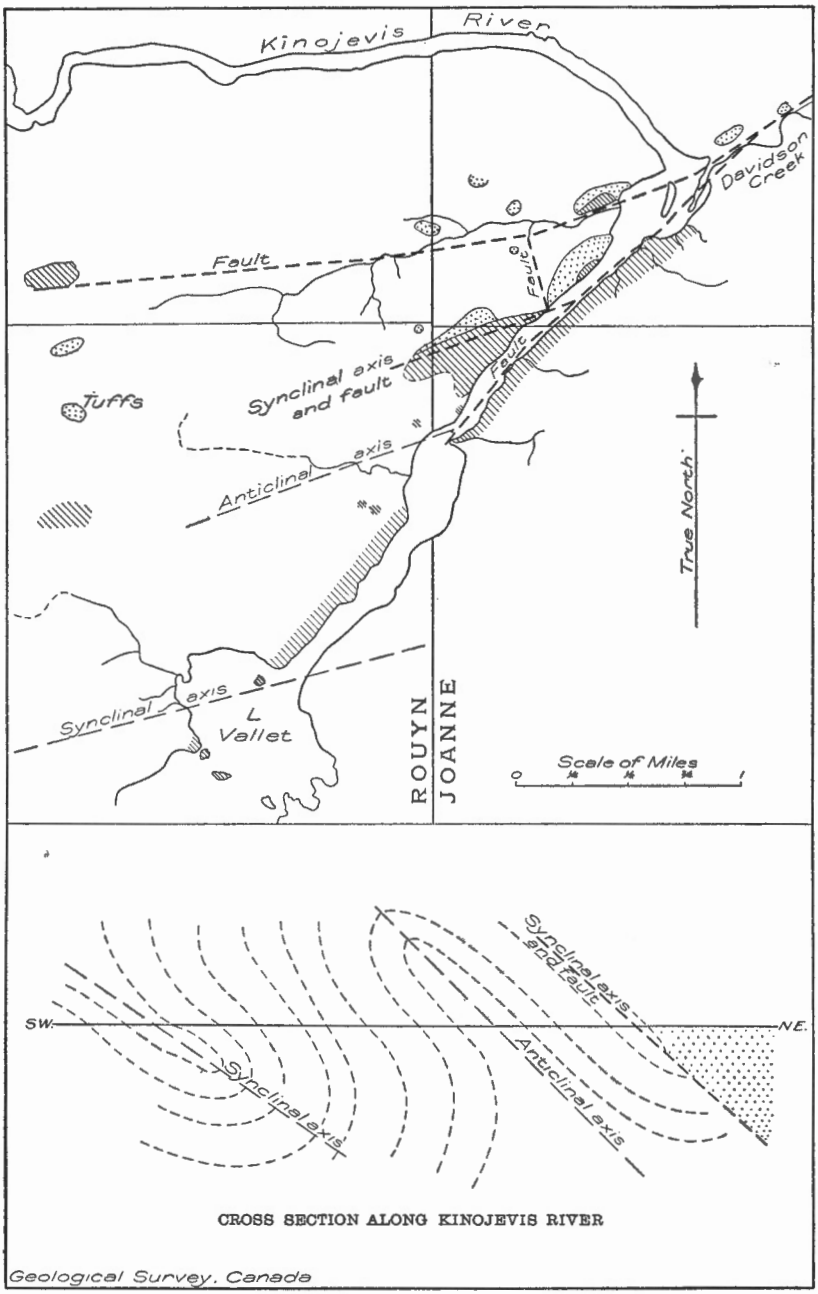


Figure 7. Esquisse et coupe transversale de la région de la rivière Kinojévis. Les affleurements de laves et de tuf du Keewatin sont représentés en pointillé; les affleurements de sédiments du Timiskaming par des diagonales.

ments font face au sud, de sorte que les sédiments, en dépit de leur pendage vers le nord, reposent stratigraphiquement au-dessus des laves. Les laves et les sédiments sont recoupés par la grande faille du creek Davidson, s'orientant approximativement nord 50° est. Comme la plupart des grandes failles de cette région, le côté sud-est de cette faille a été déjeté vers le nord-est, de sorte que le contact Keewatin-Timiskaming à l'est du creek Davidson a presque 3 milles, d'après des mesurages le long de la faille, à partir du contact sur le côté occidental de la rivière Kinojévis. Le mouvement de la faille a probablement exercé une grande poussée verticale, de sorte que le côté sud-est a été rejeté vers le haut en même temps que vers le nord-est. Cette déduction est basée sur le fait que les plis d'entraînement, au sein des sédiments immédiatement à l'ouest de la faille, plongent abruptement vers l'ouest, avec une inclinaison moyenne de 40°, tandis que dans presque toute la région à l'ouest, le plongement des plis d'entraînement est vers l'est. Le pendage vers l'ouest à cet endroit, fait par conséquent présumer que les strates plissées ont été étirées vers le haut par le côté sud-est ascendant de la faille.

A la jonction du creek Davidson et de la rivière Kinojévis la faille bifurque, un embranchement continuant au sud-ouest en suivant le cours de la rivière, l'autre convergeant plus à l'ouest, en remontant la vallée d'un petit creek. Le côté septentrional de cette faille a été observé en deux endroits, l'un près de l'embouchure du creek, l'autre à environ 2½ milles à l'intérieur des terres. La direction de cet embranchement de la faille, dans la partie observée, est d'environ nord 82° est et le plongement d'environ 60° nord. Cette faille est presque directement en direction de la grande faille qui traverse le lac Pelletier, à 6 milles à l'est et, par conséquent, il se peut fort bien que les deux soient des sections d'une seule faille ininterrompue de part en part.

Cette faille a eu pour effet de faire affleurer deux petits massifs de conglomérat timiskamien, l'un près de la rivière Kinojévis, l'autre à environ 2½ milles à l'ouest. Il s'en présente peut-être d'autres sous le lourd manteau de drift qui masque la plus grande partie de la surface rocheuse dans cette localité. Sur l'affleurement extrême-ouest de conglomérat, une bande de 150 pieds de large sur le bord méridional a été transformée par les dislocations en schiste très feuilleté et il est probable qu'une zone marécageuse de 1,200 pieds de largeur, sur le côté sud de l'affleurement, repose aussi en partie sur du schiste, vu que le schiste tendre eût facilement cédé à l'érosion. Les observations effectuées portent à croire que cette faille est très large et qu'elle forme peut-être la majeure partie de toute la faille de Davidson-Creek.

Le contact entre le Keewatin et la principale étendue de la formation du Timiskaming se présente sur le côté occidental de la rivière Kinojévis, à environ 450 pieds au nord de la ligne centrale du canton de Joannès. Les sédiments, sur une distance de quelques cents pieds du contact, sont des conglomérats fortement cisaillés, qui présentent peu de traces de la stratification primitive. Toutefois, les plis d'entraînement qui se présentent dans la lave schisteuse immédiatement au nord du contact, à 800 pieds environ de la frontière Rouyn-Joannès et à quelques pieds au nord de la

ligne centrale de Joannès, indiquent que les roches reposent à cet endroit sur le côté septentrional d'un synclinal. Les conglomérats massifs près du contact sont suivis, sur le côté sud, par du conglomérat interstratifié avec de la grauwacke en assez grande quantité, renfermant de nombreux plis d'entraînement, qu'on peut observer dans la coupe horizontale et dans la coupe verticale sur les escarpements du rivage. Le premier de ces plis a été observé à environ 1,300 pieds du contact, mesurés sur le rivage, ou 400 pieds au sud de la ligne centrale de Joannès. Il indique que les roches à cet endroit reposent sur le côté sud d'un synclinal. L'axe de ce synclinal, par conséquent, recoupe le rivage de la rivière quelque part près de la ligne centrale.

Les plis d'entraînement sont uniformes jusqu'à l'endroit où la limite Rouyn-Joannès recoupe la rive nord de la rivière. Vient ensuite la vallée d'un petit tributaire, d'environ 2,000 pieds de large, remplie d'argile, sans aucun affleurement. Sur l'autre côté de cette dépression, les plis d'entraînement ont une forme différente de ceux du côté nord. L'axe d'un anticlinal dans la formation sédimentaire forme, par conséquent, le sous-sol de la vallée.

De la vallée au sud, jusqu'au lac Vallet, les plis d'entraînement conservent la même forme. Les pendages deviennent graduellement plus horizontaux, jusqu'à l'extrémité septentrionale du lac, où leur plongement moyen est d'environ 10° seulement. L'extrémité nord-ouest du lac forme une grande baie, d'où une autre vallée basse, remplie d'argile, s'étend vers l'ouest. Au sud de cet endroit, sur le point formant l'extrémité méridionale de la baie, on trouve encore des plis d'entraînement renversés. Il est évident, par conséquent, qu'un axe synclinal s'oriente vers l'ouest en dessous de la vallée remplie d'humus.

On remarquera (*voir* figure 7) que la distance de l'axe synclinal méridional à l'axe anticlinal septentrional est d'environ trois quarts de mille, et que la distance de l'axe anticlinal à l'axe synclinal suivant est d'environ trois huitièmes de mille. La distance de l'axe synclinal le plus au nord au contact du Keewatin est très faible, quelques centaines de pieds seulement, et le plongement des strates au nord et au sud de cet axe synclinal est à peu près le même. Dans des conditions normales donc, les roches keewatiniennes devraient apparaître à la surface à quelques cents pieds au sud de l'axe synclinal. Comme elles n'apparaissent pas, et ne se retrouvent nulle part dans l'anticlinal, il faut conclure qu'il s'est produit plus qu'un plissement normal dans la formation du synclinal au nord. Le cisaillement intense des conglomérats et des laves près du contact, qui est particulièrement bien exposé le long de la frontière Rouyn-Joannès, fait présumer que le plissement a passé à cet endroit dans la dislocation, comme le cas est fréquent dans les plis renversés fortement comprimés, le résultat étant de raccourcir le pli par le soulèvement du côté nord.

La complexité des rapports dans cette localité s'accroît encore par la présence sur la rive occidentale de la rivière, à environ un quart de mille au nord de la ligne centrale de Joannès, d'un amas de conglomérat du Timiskaming en forme de croissant. Le massif s'étend sur 650 pieds le long du rivage et, en retrait de celui-ci, sur une distance maximum de 150 à 200

pieds. Il est borné au nord, à l'ouest et au sud par des laves, et à l'est, par la faille qui suit le lit de la rivière. Les rapports sont bien en évidence sur les escarpements du rivage et seront décrits en détail.

Les laves à cet endroit forment une série d'épanchements, chacun de 25 à 40 pieds d'épaisseur. On a remarqué cinq de ces épanchements isolés, dont on a étudié les contacts. Dans chaque cas, un côté de l'épanchement plongeant verticalement se composait de lave à grain très fin, caractérisée parfois par des textures fluidales très bien développées, mais moins bien définies ailleurs. La largeur de la bande à texture fluidale varie de 4 à 6 pieds et passe graduellement à une roche dont le grain est de plus en plus gros. Près de l'autre bord de l'épanchement, le grain atteint une moyenne de 0.5 mm, et, à la limite cette roche se termine brusquement par un contact refroidi d'un demi-pouce de largeur, avec la matière à grain fin et à texture fluidale de la nappe suivante. On a conclu, par conséquent, que ces amas en forme de nappes sont des épanchements, les parties à grain fin et à texture d'épanchement formant les sommets, les parties plus grossières, la base. La direction, qui sera étudiée en détail plus loin, est à peu près nord, le pendage vertical, et les épanchements font face vers l'est.

Le contact entre les épanchements et le conglomérat a été répéré et débarrassé de la mousse et de l'humus. Le conglomérat repose directement sur le sommet à texture fluidale de la lave supérieure, et le contact semble presque parallèle à la direction de la lave. Il existait des dépressions d'environ un pouce de profondeur dans la surface de la lave, remplies de sédiments, et dans certains cas ces trous paraissaient traverser les lignes d'épanchement. Cette observation n'est pas assez positive, toutefois, pour conclure que le conglomérat se soit déposé sur une surface d'érosion.

La direction des laves à l'extrémité nord de l'affleurement est nord 40° ouest. Elle converge rapidement vers le sud, à nord 20° ouest, puis à nord 30° est, et enfin à nord 50° est. Le contact du conglomérat sur toute son étendue, parallèlement à la direction de la lave, est ainsi entraîné sur le rivage à quelque 650 pieds en dessous de l'endroit où il apparaît pour la première fois. Les laves conservent leur direction de nord 30° ouest sur une distance de 750 pieds en aval. On n'a pu obtenir la direction de l'affleurement de laves au sud.

Il est évident, d'après les faits acquis, que le conglomérat repose sur les laves et occupe un petit pendage synclinal dans le sommet de ce qui doit être une structure anticlinale. Le pendage extrême-est, vertical et même renversé à l'ouest par endroits, indique que cet anticlinal doit avoir subi une grande inclinaison régionale vu que les plis dans cette région plongent en général à l'est ou à l'ouest sous de faibles angles. La position de ce bloc, dans l'angle entre la principale faille de Davidson-Creek et son embranchement vers l'ouest fait présumer que ce renversement a été causé par les mouvements de la faille. On croit qu'une troisième faille traverse très probablement entre les deux failles principales en arrière du bloc incliné (*voir* figure 7), de sorte que le bloc ainsi détaché a subi pendant le mouvement des failles une rotation suffisante pour lui donner sa position actuelle. La faille dont on soupçonne la présence entre les deux principales failles, ne peut pas, cependant, être étudiée directement à cause du lourd manteau de drift.

On n'a pas étudié en détail la structure au sud du lac Vallet. Les seules données que l'on possède sur son comportement au delà de ce point se bornent aux pendages et aux directions obtenus pendant l'étude préliminaire de 1923. Ceux-ci ne sont pas nombreux entre les lacs Vallet et Kinojévis, vu que les affleurements sont assez rares. A l'extrémité nord du lac Kinojévis, au voisinage de la ligne Rouyn-Bellecombe, les directions et les pendages laissent présumer la présence de l'axe d'un pli. Les strates sur l'île, à un quart de mille au nord de cette ligne, s'orientent ouest-nord-ouest, et plongent 75° nord. Les couches à un demi-mille au sud de cette ligne se dirigent nord-est à nord-nord-est et plongent environ 75° sud-est. Il semble donc qu'un axe anticlinal traverse le lac près de la ligne Rouyn-Bellecombe.

Vers le sud, le long du lac Kinojévis, sur une distance d'environ 2 milles, les pendages se dirigent au sud, sous des angles de 75° à 80°. Vient ensuite un mille environ de rivage recouvert de drift, au delà duquel les pendages sont tous au nord, sous des angles de 60° à 65°. Il est donc évident qu'un axe synclinal traverse le lac, probablement en dessous de l'étendue recouverte de drift.

Les rapports de ces axes entre les trois lignes de coupe transversale sont naturellement incertains, par suite des données incomplètes disponibles et de la dislocation que l'on sait exister dans les coupes de Kekeko et de Kinojévis. Les rapports décrits plus bas ne sont donc qu'approximatifs.

Un grand anticlinal horizontal, de plus de 5 milles de largeur, se présente sur le lac Opasatika, ainsi qu'une étendue similaire de strates presque en plateure, d'environ 2 milles de largeur, à l'extrémité septentrionale du lac Evain. Une ligne tirée au centre de ces deux étendues peut être considérée comme l'axe de l'anticlinal et cette ligne, tracée à l'est traverse le lac Kinojévis près de la frontière Rouyn-Bellecombe, où, tel qu'indiqué antérieurement, il existe un axe anticlinal. Il paraît donc probable que cette ligne, s'orientant nord 78° est, est l'un des principaux axes de plissement des sédiments.

Un axe synclinal traverse le lac Opasatika à un mille à peu près de son extrémité septentrionale, environ 1½ mille de la position supposée de la limite septentrionale du Timiskaming en dessous de la série de Cobalt. Aucune détermination correspondante n'a été faite sur le lac Kekeko, mais l'axe synclinal traversant l'extrémité nord du lac Vallet se trouve de même à environ 1½ mille du contact Keewatin-Timiskaming. Il est, par conséquent, possible et même probable que les deux axes déterminés fassent partie d'un seul grand axe synclinal ininterrompu d'un bout à l'autre du territoire intermédiaire. On en a déduit qu'un second axe synclinal traversait le lac Kinojévis immédiatement au nord de sa jonction avec le lac Caron. Sur les lacs Evain et Albee, les pendages sont uniformes vers le sud jusqu'au contact du granite, à la tête du lac Albee, et atteignent une moyenne d'environ 60°. Le dernier axe synclinal mentionné sur le lac Kinojévis paraît donc avoir passé à peu près à la tête ou au sud du lac Albee. Si l'on suppose qu'il a passé par l'extrémité méridionale du lac, sa direction se trouve entre nord 63° est et nord 68° est; s'il passait plus au sud, sa direction serait encore plus vers le nord.

Pour résumer: l'axe du synclinal septentrional s'oriente légèrement au nord de l'est; celui de l'anticlinal suivant, nord 78° est; et l'axe du syndical suivant, nord 68° est ou plus vers le nord. Les axes convergent, par conséquent, vers l'est.

Le pendage approximatif du plan axial du synclinal septentrional sur le lac Kinojévis peut être déduit des pendages des flancs. Les plongements maximums des strates du flanc nord sont de 60° à 65° nord. Au sud de l'axe les strates plongent vers le nord sous des angles oscillant entre 45° et 70° avec une moyenne approximative de 65°. Le pli, par conséquent, est renversé, presque isoclinal, et le plan axial plonge sous un angle d'environ 65° nord. Le chiffre est presque identique à celui déterminé pour le même pli, au lac Opasatika.

Dans l'anticlinal suivant, au sud, il n'existe pas de grande différence entre les plongements sur le flanc nord et ceux au sud. Il faudra des données plus détaillées que celles acquises pour déterminer positivement le pendage du plan axial. Celles que nous possédons semblent indiquer que le pendage général sur le flanc méridional est de 5° à 10° plus élevé que sur le flanc septentrional; s'il en est ainsi, le plan axial plonge sous un angle d'environ 85° nord. Ce pli n'est pas renversé, mais il est très ouvert dans la section d'Opasatika et devient plus fortement comprimé vers l'est.

Sur le synclinal suivant les pendages observés sur le lac Kinojévis atteignent une moyenne de 75° à 80° sud sur le flanc nord et de 60° à 65° nord sur le flanc sud. Le plan axial plonge, par conséquent, vers le nord sous un angle d'environ 83°. Ce pli n'est pas non plus renversé.

L'ondulation des plis vers l'est déjà décrite semble se continuer vers l'est presque jusqu'à la rivière Kinojévis; mais près de la rivière ils plongent abruptement vers l'ouest, parce que, à ce que l'on croit, les strates ont été entraînées vers le haut à l'est par la faille de Davidson-Creek.

La convergence vers l'est des axes de plissement est peut-être due, en partie, à ce que les strates ont subi une plus grande compression dans l'est. On présume ce fait par les pendages à pic qui sont plus nombreux dans l'est. Il y a aussi la possibilité que révèle la convergence elle-même, à savoir, que le grand anticlinal formant un élément si important de la structure sur les lacs Opasatika et Evain disparaît peut-être à une faible distance à l'est du lac Kinojévis, laissant les synclinaux nord et sud unis en un seul synclinal.

BANDE DE CLÉRICY

L'étude des sédiments proprement dits ne révèle rien sur la structure de la bande de Cléricy. Les strates sont verticales et fournissent bien peu de renseignements. On démontrera clairement, toutefois, que la bande occupe en apparence un synclinal dans la formation du Keewatin, et ce fait, joint à celui que les sédiments sont plus récents que le Keewatin, indique lui aussi que la structure de la bande est également synclinale.

BANDE DE DUPARQUET-DESTOR

La bande de Duparquet-Destor possède une structure synclinale bien déterminée. Le conglomérat à porphyre rouge sur le côté nord de la bande passe vers le nord dans le porphyre rouge, indiquant que le côté supérieur fait face au sud. Le conglomérat à porphyre quartzifère sur le côté sud de la bande, dans des conditions analogues, fait face au nord. La bande doit, par conséquent, être synclinale.

La bande bifurque à l'extrémité orientale. L'axe projeté de la branche passe vers l'est par deux massifs isolés de sédiments dont l'affleurement le plus éloigné est à 6 milles plus loin. La branche méridionale est en ligne avec l'axe de la bande de sédiments de Cléricy. Les relations font présumer que la branche est la crête d'un anticlinal qui brise le synclinal des sédiments en deux parties, dont l'une vers l'est, l'autre vers le sud-est. La projection de cette dernière rencontre l'extrémité de l'axe du synclinal de Cléricy.

PLIS DU KEEWATIN

Les renseignements acquis sur le plissement du Keewatin sont encore très incomplets. Il existe de grandes étendues dans lesquelles on n'a fait aucune observation de la structure. Les déterminations faites l'ont été au cours de plusieurs années, par divers observateurs, et il est fort possible que quelques-unes soient en définitive inexactes. Cette possibilité est inspirée par le fait qu'en certains endroits les observations de deux ou plusieurs géologues semblent contradictoires. Si toutes les observations sont exactes, la structure des étendues données doit être très complexe, ce qui est tout à fait possible. Dans l'ensemble, cependant, les observations de la structure par des géologues différents concordent assez bien.

A l'heure actuelle un nombre considérable d'observations tectoniques ont été faites dans la coupe du lac Dasserat, de l'extrémité nord du lac, vers le sud-est, aux lacs Opasatika et Fortune. A quatorze milles à l'est, un grand nombre d'observations ont été effectuées le long d'une coupe s'étendant d'un point un peu au nord de la mine Waite-Ackerman-Montgomery, près de la bordure orientale du canton de Duprat, à la limite de la formation du Timiskaming au sud du lac Pelletier. Encore plus loin à l'est, l'attitude des laves au nord de la formation du Timiskaming, dans les cantons de Malartic et de Dubuisson, a été établie par de nombreuses observations à divers endroits, d'un bout à l'autre d'une bande de 5 à 6 milles de largeur. Un bon nombre de déterminations ont été effectuées dans les collines Abijevis, dans les cantons d'Aiguebelle et de Manneville ainsi que dans les parties sud et sud-est des régions de Palmarolle et d'O'Brien. En dehors de ces districts, les déterminations stratigraphiques sont assez rares.

Ces observations ont démontré que l'axe d'un pli synclinal passe par l'extrémité méridionale du lac Dasserat; qu'un axe anticlinal passe par le lac Dufault; qu'un axe synclinal supporte la bande de sédiments de Duparquet-Destor, et que ce plis se divise en deux à l'extrémité orientale; que la bande de tufs de Privat est située le long d'un axe synclinal, séparé de la bande de Destor-Duparquet par un anticlinal, et qu'il semble y avoir un axe synclinal en dessous de la bande sédimentaire de Cléricy. Il est permis,

en se basant sur la présence d'axes connus, par des déterminations tectoniques faites çà et là, de supposer qu'il en existe d'autres. Ainsi, il doit se présenter un anticlinal entre la bande de Cléricy et le principal massif de sédiments du Timiskaming, et, d'après sa position, ce ne peut être que le prolongement vers l'est de l'anticlinal de Dufault. Un autre anticlinal doit

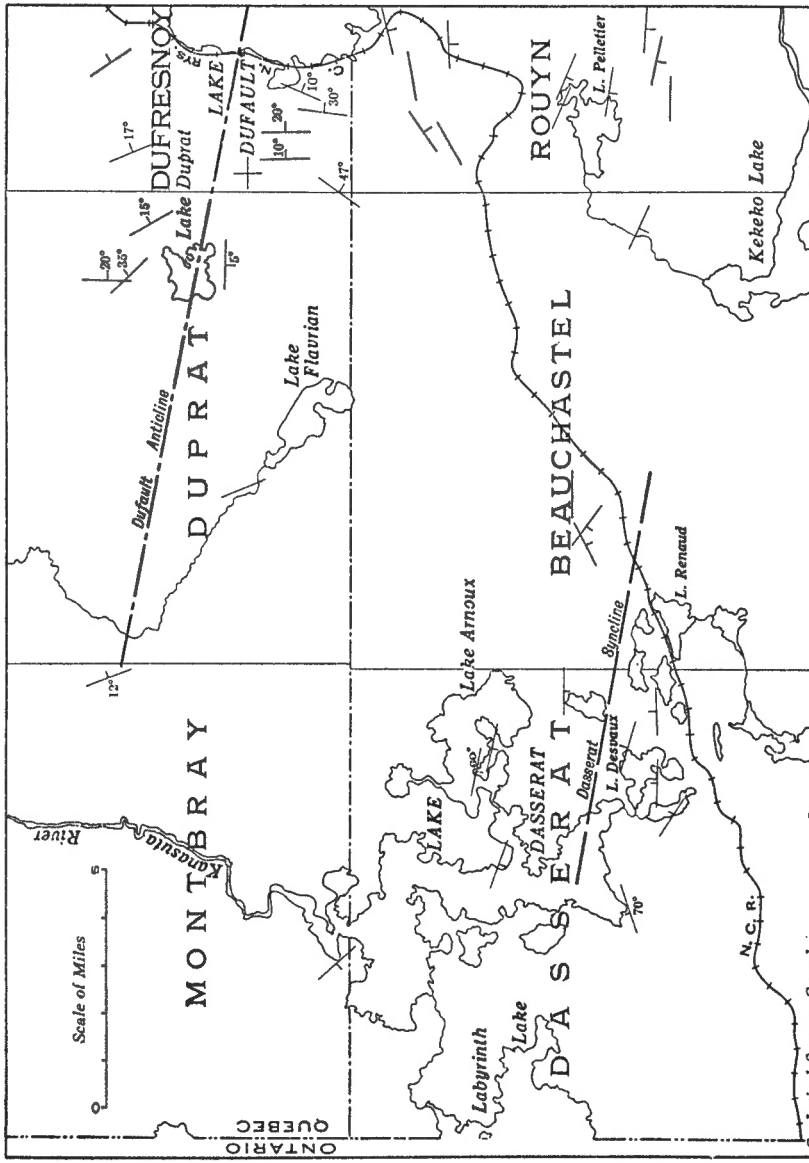


Figure 8. Observations structurales près de l'anticlinal Dufault et du synclinal Dasserat; les symboles indiquent la direction des épanchements et, où elle est déterminée, la direction vers laquelle les sommets font face.

séparer les deux synclinaux dans lesquels se divise la bande de Duparquet-Destor à son extrémité orientale. Cet axe, projeté à l'est, traverse le centre du gros amas de granite dans les cantons de Preissac et de La Motte. Un axe synclinal doit exister au nord du dernier anticlinal mentionné, et ce doit être l'axe formé par la jonction du synclinal de Privat et l'embranchement septentrional du synclinal de Duparquet-Destor. A l'aide de trois déterminations structurales entre Amos et le lac Okikeska, on peut probablement établir assez exactement la position de l'axe, comme passant par l'angle nord-est du canton de La Motte.

Les divers axes, ainsi déterminés ou présumés, sont indiqués sur la carte ci-jointe, n° 2275. Nous donnons ci-après une description plus détaillée de chacun, avec les données d'après lesquelles ils furent déterminés.

AXE ANTICLINAL DE DUFAULT

L'anticlinal Dufault est un pli ouvert, très large, comprenant toutes les laves entre l'extrémité septentrionale du lac Dufault et la limite du Timiskaming au sud. Les épanchements extrême-sud, à environ un mille au sud du lac Pelletier, sont séparés des conglomérats du Timiskaming par une bande de tufs ardoisiers finement stratifiés. La lave, à son contact avec les tufs, est un "basalte" ellipsoïdal bien défini qui se transforme au nord en un "basalte" sans coussinet. Cet épanchement fait donc face au sud. Il s'oriente nord 80° ouest, et plonge sous un angle de 60° ouest, de sorte que les épanchements et les tufs sont renversés.

Sur une distance de 5 milles vers le nord, à l'extrémité méridionale du lac Dufault, un nombre considérable d'observations structurales ont été faites à de grandes distances, et à chaque endroit l'orientation est presque à l'est et les épanchements font face au sud. L'attitude renversée existant au sud du lac Pelletier ne se continue pas vers le nord, mais en moins d'un mille ou à peu près, elle passe au pendage vertical ordinaire. On en conclut donc que toutes les roches du Keewatin entre le lac Dufault et le contact Keewatin-Timiskaming font partie du flanc d'un même pli.

Une zone marécageuse de 1 à 2 milles de largeur, recouverte d'humus, se présente entre l'étendue relativement rocheuse que l'on vient de mentionner et une autre renfermant de bons affleurements à l'ouest du lac Dufault. Les affleurements sont peu nombreux et petits dans la zone recouverte d'humus et on n'a pu déterminer la structure. Sur les crêtes rocheuses à l'ouest du lac Dufault cependant, de nombreuses et excellentes déterminations ont pu être faites, dont plusieurs sur des bandes de tuf en couches minces, où la direction et le pendage sont faciles à observer sans danger d'erreur. Dans cette région les épanchements de lave et les tufs interstratifiés sont presque horizontaux avec de faibles pendages de 5° à 30° vers l'est. Par endroits le pendage est sud-est, dans d'autres, nord-est, mais partout l'angle est faible et la direction vers l'est. L'étendue dans laquelle ces plongements dominent est large. La détermination la plus au sud fut faite près de la limite Duprat-Dufresnoy, à environ un quart de mille au nord de la ligne Sullivan, où les épanchements s'orientent nord 35° est, plongent sous un angle de 47° sud-est et font face au sud-est. L'observation extrême-nord fut faite sur la ligne centrale du canton de Dufresnoy, à environ 3 milles du

côté occidental du canton. A cet endroit les affleurements se dirigent vers le nord-ouest, plongent sous un angle d'à peu près 45° nord-est et font face au nord-est. Sur toute la distance de 5 milles entre ces positions, les pendages sont dans diverses directions, est, nord-est, ou sud-est, mais tous vers l'est avec angles variables de 5° à 30°. On a démontré que la structure en plateure se prolonge à l'ouest du moins jusqu'au centre du canton de Duprat. Des données plutôt médiocres obtenues le long de la ligne centrale du canton de Montbray, à environ un demi-mille de la frontière de Duprat, indiquent qu'à cet endroit la structure est aussi en plateure avec faible pendage vers le nord-est.

Comme les laves au nord de la région en plateure font face au nord ou au nord-est et celles du sud font face au sud, il est évident que l'étendue à faibles pendages forme le large sommet d'un grand anticlinal. La direction variable des faibles pendages du nord-est au sud-est révèle que le large sommet de l'anticlinal s'est formé en plis secondaires courts. (*Voir* description des mines Amulet, page 229). Le pendage uniforme vers l'est indique que dans cette région le principal plissement plonge à l'est, probablement sous un faible angle, de 5° à 30°.

L'axe de cet anticlinal plongeant vers l'est repose probablement à peu près au centre de l'étendue de laves en couches horizontales traversant la limite Duprat-Dufresnoy, à environ 3 milles de la limite méridionale des cantons. Sa direction peut être déterminée approximativement par l'allure des affleurements sur les flancs nord et sud du pli. Ceux du sud s'orientent presque à l'est, ceux du nord, à peu près nord 55° ouest. L'axe du pli doit, par conséquent, s'orienter dans une direction intermédiaire entre ceux-ci, ou aux environs de nord 73° ouest.

L'allure de l'axe peut aussi être estimée approximativement d'après d'autres données. Une excellente détermination de structure fut obtenue sur une grosse protubérance de "basalte", tranchant sur la plaine sablonneuse, immédiatement au nord de la ligne centrale de Duprat, à 2 milles à l'est de la frontière du canton. Cette protubérance, qui atteint peut-être 75 pieds de hauteur, se compose à la base de lave massive, qui devient progressivement plus amygdaloïde vers le sommet. A environ 20 pieds du sommet, la lave amygdaloïde se fond dans une lave cordée, formant une zone cordée d'à peu près 2 pieds d'épaisseur. La zone cordée, presque horizontale, est brisée sur le côté sud-est de la colline en une brèche de petits fragments atteignant un diamètre moyen d'un pouce. Une zone ellipsoïdale recouvre cette zone cordée et brèchiforme. Cet excellent affleurement est, par conséquent, une preuve positive que les laves sont presque horizontales en cet endroit.

Cette colline se trouve droit à l'ouest du bord septentrional de la charnière anticlinale dans le canton de Dufresnoy, de sorte que si elle se présente aussi sur le bord septentrional de la charnière, l'anticlinal doit s'orienter droit à l'ouest. Si la colline dans Duprat était située près du bord méridional de la charnière, l'anticlinal devrait s'orienter à peu près nord-ouest. Comme rien n'indique exactement sur quelle partie de la charnière repose cette colline, on ne peut que conclure que l'axe de l'anticlinal passe quelque part entre ces deux directions.

Près de la frontière orientale du canton de Montbray, le long de la ligne centrale, on n'a pu faire aucune bonne détermination, mais les laves sont envahies par plusieurs petits amas de diorite quartzifère en forme de filons-couches, plongeant sous un angle d'environ 20° est. Si l'on admet que ce sont des filons-couches injectés le long des plans de stratification, ils limitent l'allure de l'axe de l'anticlinal à une direction entre franc ouest et nord 70° ouest.

A l'est dans le canton de Bousquet, la bande synclinale des sédiments de Cléricy se rapproche ou pénètre le massif principal des sédiments du Timiskaming de sorte que le Keewatin, entre les deux, doit avoir une structure anticlinale. On ignore s'il existe un axe anticlinal entre l'axe anticlinal de Dufault et le synclinal de Cléricy et l'on conclut, par conséquent, que l'axe de Dufault, projeté vers l'est, coïncide avec l'axe anticlinal que l'on vient de mentionner. Une ligne droite tirée de la position axiale à l'ouest du lac Dufault à la position axiale dans Bousquet s'oriente nord 82° ouest, mais ce n'est pas la direction axiale réelle, vu que l'axe doit être déplacé par la faille de Davidson-Creek et peut-être par d'autres failles ou par une flexure. Une ligne tirée de façon à couper en deux l'angle entre la bande de Cléricy et la principale bande du Timiskaming se dirige à peu près nord 78° ouest. Cette direction se rapproche probablement d'assez près de l'allure générale de l'axe anticlinal, bien que, comme bien d'autres axes dans la région, il soit sans aucun doute infléchi en certains endroits.

AXE SYNCLINAL DE DASSERAT

A l'extrémité méridionale du lac Dasserat et autour des lacs Washusk et Ogima les épanchements du Keewatin sont bien en vue et offrent un nombre considérable de déterminations structurales. Tous les épanchements font face au nord et s'orientent entre 10° et 30° au sud de l'est. Dans la localité la plus au nord, sur le côté sud de la baie Renault, lac Dasserat, le pendage est de 70° nord; dans l'autre étendue la plus au nord, à l'extrémité septentrionale du lac Washusk, le pendage est vertical; à l'extrémité méridionale du lac Washusk, à mi-chemin sur la rive du lac, le pendage est de 85° sud; dans l'extrême-sud, près du bout méridional du lac Ogima, l'inclinaison est de 50° sud. Les strates sont donc renversées vers le sud, l'amplitude du renversement augmentant apparemment vers le sud. Le fort renversement près de l'extrémité méridionale du lac Ogima pourrait laisser à douter, si l'observation n'avait pas été particulièrement bonne, une couche de pétrosilex mincement stratifié, d'environ 4 pouces d'épaisseur, séparant les épanchements à cet endroit.

On a fait un nombre considérable d'observations sur le lac Dasserat, entre l'extrémité nord et l'embouchure du lac Arnoux (Mishikwish), sur le lac Arnoux même et à l'extrémité du lac Uwass. Dans tous les cas les épanchements font face au sud; les directions varient entre est et 30° au sud de l'est, et tous les pendages sont abruptement sud ou verticaux, sauf dans la partie la plus au sud, l'extrémité nord du lac Uwass, où les épanchements sont renversés et plongent sous un angle de 70° nord.

Ces observations révèlent qu'un axe synclinal passe par l'extrémité méridionale du lac Dasserat et traverse approximativement le bout méridional du lac Uwass. Les directions des strates sur les flancs du pli varient

entre est et 30° au sud de l'est, et la plupart d'entre elles vont de 10° à 15° au sud de l'est; le plissement est très serré, de sorte que les épanchements immédiatement au nord de l'axe sont renversés, et plongent aussi sous un angle de 70° nord.

Si cet axe synclinal est projeté vers l'est, il doit atteindre le contact Keewatin-Timiskaming, en dessous de la série de Cobalt, quelque part à l'ouest du creek Pelletier. Il ne peut converger vers le nord de façon à ne pas rencontrer ce contact, parce que si tel était le cas, les épanchements les plus rapprochés du contact, au sud du lac Pelletier, feraient face au nord, ce qui n'est pas. Il est probable, par conséquent, que l'axe se rend jusqu'au contact, et que là il est recoupé par la dislocation que l'on a supposé exister d'après d'autres données (page 71). Vu que la prétendue faille, si elle existe, doit être un renversement depuis le nord, le synclinal de Dasserat doit maintenant se trouver plus au sud que si la dislocation ne s'était pas produite, et il est intéressant de faire des conjectures quant à l'endroit où le prolongement de l'axe entre dans l'étendue du Timiskaming. Il doit pénétrer à l'est de sa position actuelle, mais il ne le peut pas du moins jusqu'à l'est d'une ligne tirée entre les lacs Routhier et La Bruère, parce que d'un bout à l'autre de cette distance les épanchements près du contact du Timiskaming font tous face au sud. A la rivière Kinojévis, cependant, il y a un synclinal très étroit dans la formation du Timiskaming (page 85), et on a déduit que le peu de largeur était dû à la dislocation en direction. Il peut, par conséquent, facilement se faire que l'axe synclinal extrême-nord à la rivière Kinojévis soit le prolongement disloqué de l'axe synclinal de Dasserat. Cet axe, déplacé vers le nord par la faille de Davidson-Creek, peut alors continuer vers l'est, parallèlement à la marge septentrionale des sédiments, et son existence expliquerait la présence, dans les cantons de Bousquet, de Cadillac et de Fournière, de la série de laves qui repose de 1½ mille à 2 milles à l'intérieur de la bordure sédimentaire. Ces épanchements, suivant cette conception de la structure, marqueraient le bord méridional du synclinal, et ne seraient simplement que des épanchements du Keewatin se présentant le long du sommet de l'anticlinal suivant.

SYNCLINAL DE PRIVAT

On a déjà donné la preuve par laquelle on a déterminé que la bande de Privat était un synclinal (page 35, 37) et elle ne sera pas répétée. L'axe de Privat s'oriente nord 53° ouest. A l'extrémité la plus méridionale la direction converge de l'est à nord 70° ouest, un fait qui sera démontré plus tard comme étant significatif.

SYNCLINAL DE CLÉRICY

La bande de sédiments de Cléricy semble occuper un synclinal dans la formation du Keewatin, et les données suggérant une telle conformation peuvent, par conséquent, être convenablement mentionnées ici. Sur le côté nord-est de la bande, et à 6 milles de là, dans le canton de Manneville, lot 24, rang I et lot 22, rang II, deux bonnes déterminations furent faites: la première s'oriente nord 55° ouest, avec pendage de 70° au nord et le sommet faisant face au sud-ouest; la seconde se dirige nord 80° ouest, avec pendage vertical

et le sommet faisant face au sud. Des déterminations supplémentaires de la direction dans ce voisinage indiquent que l'allure moyenne varie de nord 60° à 80° ouest. Sur le côté occidental du lac Abijévis, à 5 milles de la bande de Cléricy, les épanchements s'orientent à l'est, leur pendage est vertical et leurs sommets font face au sud. Sur le rivage oriental du prolongement de la rivière Kinojévis, à environ trois quarts de mille au nord-est de la bande de Cléricy l'allure d'un contact d'épanchement courbé converge de nord 45° ouest à l'extrémité nord-ouest de l'affleurement à nord 70° ouest à l'extrémité sud-est; l'inclinaison est de 75° sud-ouest, et le sommet fait face au sud-ouest, vers la bande sédimentaire. De l'autre côté de la bande on n'a fait aucune observation jusqu'au rapide Windfall, à la station de Cléricy. Là les directions varient de 35° à 60° au nord-ouest, les plongements sont verticaux, et les sommets font face au nord-est.

Ces déterminations portent à conclure que la bande de Cléricy remplit un bassin synclinal dans les laves du Keewatin. Cependant avant de tirer une conclusion finale il faudra d'autres observations, surtout sur le côté méridional de la bande, et plus près d'elle. La direction de la bande, nord 60° ouest, est étroitement parallèle à celle de la bande de Privat.

ANTICLINAL DE POULARIES

Au sud-ouest de la bande de tuf de Privat toutes les laves sont des "basaltes" et des "andésites" de couleur foncée, avec lesquelles une rhyolite de couleur claire très distincte est interstratifiée. Cet épanchement distinct fut soigneusement suivi à la trace par B.-S.-W. Buffam. D'un endroit dans l'angle sud-est du canton de Poularies près de la sortie du lac Lois, il fut suivi dans une direction est-nord-est sur une distance d'environ 4 milles, jusque sur le lot 18, rang II, canton de Privat. On a constaté qu'il convergeait à cet endroit, affectant une courbe douce plutôt abrupte vers le nord-ouest; il fut suivi dans cette direction sur une autre distance d'à peu près 4 milles, dans le rang V, canton de Poularies. L'affleurement a ainsi la forme de la "proue d'un canot". Buffam obtint un grand nombre de déterminations structurales dans ce voisinage, indiquant que les épanchements le long du flanc méridional du "canot" font face au nord-est. Cet épanchement a donc été courbé de façon à entourer complètement la crête d'un anticlinal plongeant au sud-est. L'axe de l'anticlinal doit passer par la crête et approximativement à mi-chemin entre les flancs, et sa direction est ainsi établie avec assez de précision comme étant nord 74° ouest (figure 9).

SYNCLINAL DE DUPARQUET-DESTOR ET SYNCLINAL D'OKIKESKA

Un grand nombre de déterminations structurales ont été faites sur le côté nord de la bande de Duparquet-Destor, et les épanchements s'orientent partout à peu près est-ouest et font face au sud. Sur le côté sud de la bande, toutefois, on n'a déterminé aucune direction. Par conséquent, notre connaissance de la structure du Keewatin est encore imparfaite; mais comme on sait que les sédiments eux-mêmes forment un synclinal étroitement comprimé, il semble raisonnable de conclure que le Keewatin dans lequel ils sont repliés est aussi un synclinal.

On a déjà signalé la ramification à l'extrémité orientale de la bande de Duparquet-Destor. Elle brise apparemment les sédiments en deux synclinaux, l'axe projeté de la ramification méridionale formant l'axe du synclinal de Cléricy. L'axe de la ramification septentrionale s'oriente nord 79° est, et, projeté, il rencontre l'axe du synclinal de Privat exactement là où ce dernier converge dans une direction plus à l'est. La projection de l'axe anticlinal de Poularies arrive aussi à peu près au même endroit. On en conclut donc qu'à cet endroit il y a jonction du synclinal de Privat et de la ramification septentrionale du synclinal de Duparquet-Destor, et que le synclinal combiné continue à l'est dans une direction un peu au sud de l'est. On l'appelle ici le synclinal d'Okikeska.

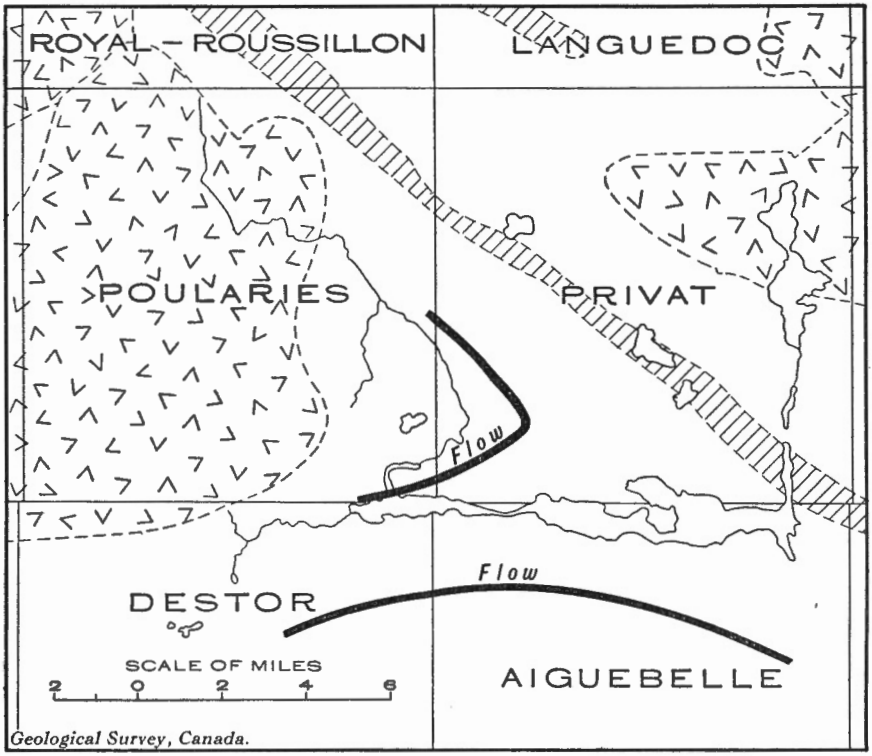


Figure 9. Canton de Poularies, de Privat et certaines parties de Destor et d'Aiguebelle, indiquant les positions suivies des épanchements de rhyolite (noir solide); les étendues de granite sont représentées par des angles; la bande de tuf de Privat par des lignes obliques, et les étendues de laves (autres que les épanchements de rhyolite) sont laissées en blanc.

Il n'existe pas beaucoup de données d'après lesquelles le cours vers l'est du synclinal d'Okikeska peut être déterminé. Dans le canton de Manneville, à 3¾ milles de la frontière orientale et à 3¼ milles de la limite

méridionale, les laves se dirigent à l'est et font face au nord. Dans le canton de Villemontel, à 4½ milles de sa limite occidentale et à 3½ milles de sa frontière méridionale, les laves s'orientent presque à l'est et font face au nord. Sur le lot 27, rang VIII, canton de Figuery, les laves se dirigent nord 85° ouest et font face au sud. Dans le rang IV, canton de Figuery, près de la ligne centrale, la direction est nord 70° ouest, et les épanchements font face au sud. Dans le rang II du même canton, à 3½ milles de sa frontière occidentale et à 1¾ mille de sa limite sud, les épanchements se dirigent nord 60° ouest et font face au sud. Ces observations, bien que peu nombreuses, établissent le cours possible du synclinal d'Okikeska dans de très étroites limites, et semblent indiquer qu'il doit passer par le centre de la bande de sédiments le long du rivage septentrional du lac Okikeska. Conséquemment, ces sédiments pourraient être comparés quant à l'âge et la position stratigraphique aux tufs de Privat, et reposent sur le sommet du Keewatin ou tout près.

ANTICLINAL DE LA MOTTE

Un anticlinal doit s'être développé entre le synclinal de Cléricy au sud et le synclinal d'Okikeska-Destor au nord. L'extrémité occidentale de cet anticlinal doit se trouver entre les deux ramifications de la bande sédimentaire de Duparquet-Destor. Comme dans le cas du synclinal d'Okikeska, son cours vers l'est est à peu près défini par des observations disséminées. La plus à l'est de ces observations fut faite dans le rang VI, canton de La Motte, à 4½ milles de la frontière septentrionale et à 3½ milles de celle de l'est. A cet endroit un épanchement s'oriente nord 12° ouest et fait face à l'est, laissant supposer qu'il repose directement sur un axe anticlinal, qu'on peut appeler l'anticlinal de La Motte.

ANTICLINAL D'AMOS

Dans l'angle nord-est du canton de Landrienne, à environ 1 mille de sa frontière septentrionale et à 1½ mille de sa limite occidentale, on n'a fait qu'une seule détermination, donnant une direction nord 80° est, le sommet faisant face au nord. Cette détermination, jointe à celles du sud d'Amos, indique qu'un axe anticlinal passe à travers ou près de la ville d'Amos, probablement dans une direction plus ou moins parallèle à celle des axes connus. On peut l'appeler l'anticlinal d'Amos.

Les diverses déterminations de structure sur lesquelles sont basées les conclusions précédentes sont données dans les pages suivantes. Les diversses abréviations employées sont les suivantes:

ch.—chaînes. Une chaîne équivaut à 66 pieds.
mi.—milles.
H.-C. C.—H.-C. Cooke.
J.-B. M.—J.-B. Mawdsley.
W.-F. J.—W.-F. James.
B.-S. B.—B.-S. Buffam.
S.-H. R.—S.-H. Ross.
E.-K F.—E.-K. Fockler.
Vert.—Vertical.
Non dét.—Non déterminé.

La colonne des "valeurs" indique l'estimation de l'observateur quant à la certitude de l'observation. E, équivaut à excellent; B, bon; P, passable; et M, médiocre. L'évaluation est faite en même temps que la détermination, et dépend d'un certain nombre de facteurs, tels que l'excellence de l'affleurement, le nombre d'épanchements vus en contact et la perfection du développement des textures et structures caractéristiques qui ont servi aux déterminations. Elle n'est pas influencée par le fait que l'observation concorde avec d'autres ou est corroborée par d'autres. Si la corroboration était prise en considération, plusieurs observations marquées "P" ou "M" dans la liste pourraient recevoir une valeur plus élevée, mais on n'en tient pas compte; au contraire, on a tâché d'indiquer les mérites de chaque observation prise individuellement.

La liste suivante ne comprend pas les déterminations de structure assez nombreuses faites sur le pli d'entraînement de Horne. Celles-ci sont données en détail dans la partie de ce rapport qui traite de la structure aux environs de la mine Horne (Noranda) (pages 205-207).

Localités	Observateurs	Valeurs	Directions	Pendages	Face au
2½ mi. au nord du rang X, lot 25, canton de Desmeloizes	J.-B.M.	B	N. 65° E.	Vert.	SE.
800 pds. au nord du rang X, lot 43, canton de Desmeloizes	J.-B.M.	B	N. 53° O.	85° S.	S.
Canton de Desmeloizes, limite nord, lot 26	J.-B.M.	M	N. 70° O.	83° N.	S.
Canton de Desmeloizes, rang IX, lot 41, moitié nord	J.-B.M.	P	N. 67° O.	85° N.	S.
Canton de Desmeloizes, rang VII, lot 47, côté ouest de la route	J.-B.M.	P	N. 52° O.	50° O.	S.
Canton de la Reine, rang II, lot 55-56	B.-S.B.	M	N. 20° E.	85° O.	O.
Canton de Roquemaure, côté sud de l'île Nepewa	B.-S.B.	P	N. 55° E.	Vert.	SE.
Canton de Roquemaure, rang VI, lots 23-24, rive du lac	B.-S.B.	P	N. 53° O.	Non dét.	Non dét.
Canton de Roquemaure, rang III, lot 5, embouchure du creek	B.-S.B.	P	N. 35° O.	75° E.	O.
Canton d'Hébécourt, île, baie nord-ouest, lac Duparquet	B.-S.B.	P	N. 50° E.	80° S.	SE.
Canton de Montbray, 20 ch. de la limite orientale, près de la ligne centrale	H.-C.C.	M	N. à N.O.	10-15° E.	E.
Canton de Montbray, 300 ch. de la limite occidentale, 25 ch. de la limite méridionale	H.-C.C.	B	N. 45° O.	Vert.	SO.
Canton de Dasserat, lac Ogima, milieu du rivage occidental	H.-C.C.	E	N. 60° O.	45° S.	N.
Canton de Dasserat, lac Dasserat, rive sud de la baie Renault	H.-C.C.	M	N. 70° E.	70° N.	N.
Canton de Dasserat, lac Desvaux, côté est, juste au sud du creek émanant du lac Uwass	H.-C.C.	B	N. 75° O.	Vert.	N.
Canton de Desserat, lac Desvaux, milieu du rivage sud-ouest	H.-C.C.	E	E.	Vert.	N.
Canton de Desserat, à 25 ch. au nord du lac MacDonald	H.-C.C.	B	N. 85° E.	Vert.	N.
Canton de Dasserat, lac Dasserat, rive orientale, juste au nord de l'embouchure de la baie s'orientant à l'est vers le lac Arnoux	H.-C.C.	B	N. 70° O.	Non dét.	S.

Localités	Observateurs	Valeurs	Directions	Pendages	Face au
Canton de Dasserat, lac Arnoux, Extrémité nord-ouest de la pointe en Y	H.-C.C.	E	N. 80° O.	60° S.	S.
Canton Dasserat, lac Arnoux, milieu de la pointe en Y	H.-C.C.	B	N. 80° O.	Non dét.	S.
Canton de Dasserat, 10 ch. à l'est de l'extrémité nord du lac Uwass	H.-C.C.	B	E.	70° N.	S.
Canton de Clermont, rang IV, lot 28-29	S.-H.R.	M	N. 65° O.	75° S.	S.
Canton de Duparquet, 4¾ mi. de la limite sud, 2¼ mi. de la frontière ouest sur la pointe	B.-S.B.	B.	N. 70° E.	Non dét.	N.
Canton de Duparquet, 1·12 mi. de la limite nord, île dans la rivière	B.-S.B.	B	N. 75° O.	Vert.	S.
Canton de Duparquet, 135 ch. de la limite ouest, 30 ch. au sud de la ligne centrale, île	B.-S.B.	E	N. 62° E.	55° N.	N.
Canton de Duprat, 45 ch. de la limite est, 260 ch. de la limite sud, A 2958	H.-C.C.	E	N. 30° O.	15° E.	E.
Canton de Duprat, 120 ch. de la limite est, 210 ch. de la limite sud, A 3698	H.-C.C.	P	E.	50° S.	S.
Canton de Duprat, 145 ch. de la limite est, 30 ch. au sud de la ligne centrale	H.-C.C.	P	N.O.	N. 35° E.	N.-E.
Canton de Duprat, 150 ch. de la limite est, juste au nord de la ligne centrale	H.-C.C.	E	N.	Horizontal 20°E.	E.
Canton de Duprat, 180 ch. de la limite sud, 25 ch. à l'ouest de la ligne centrale	H.-C.C. H.-C.C.	M E	N.N.O. N. 60° O	35° E. 33° N	..... N.
Canton de Beauchastel, 3½ mi. de la limite ouest, 20 ch. au nord de la ligne centrale	H.-C.C.	E	E.	A pic au S.	.....
Canton de Beauchastel, 56 ch. de la limite est, 312 ch. de la limite sud	H.-C.C.	B	N. 65° O.	70° N.	S.
Canton de Beauchastel, à peu près 3 mi. de la limite ouest, près de la ligne centrale	H.-C.C.	M	N. 55° O.	Non dét.	S.
Canton de Beauchastel, à peu près 3 mi. de la limite ouest, près de la ligne centrale	H.-C.C.	M	N. 80° O.	Vert.	S.
Canton de Beauchastel, 212 ch. de la limite ouest, juste au nord de la ligne centrale	H.-C.C.	E	N. 62° E.	A pic au N.	S.
Canton de Royal-Roussillon, ligne de rang I-II, lot 57	E.-K.F.	M	N. 30° O.	Non dét.	S.-O.
Canton de Poularies, Rang X, lots 37-38	E.-K.F.	P	N. 50° O.	N. 85° E.	N.-E.
Canton de Poularies, Rang I, lots 52-62	B.-S.B.	E	N. 70° E.	A pic au sud.	S.
Canton de Destor, 2·9 mi. de la limite nord, 0·2 mi. à l'ouest de la route de Makamik	B.-S.B.	P	N. 70° E.	Non dét.	S.
Canton de Destor, 2·0 mi. de la limite nord, 0·2 mi. à l'est de la route Makamik	B.-S.B.	E	N. 75° E.	Non dét.	S.
Canton de Destor, 20 ch. au sud de la ligne centrale, juste à l'est de la route de Makamik	B.-S.B.	P	N. 63° O.	Non dét.	N.
Canton de Destor, 2 mi. de la frontière nord, ½ mi. à l'ouest de la ligne centrale	B.-S.B.	P	N. 80° E.	Non dét	S.

Localités	Observateurs	Valeurs	Directions	Pendages	Face au
Canton de Destor, 3 mi. de la limite nord sur la ligne centrale.....	B.-S.B.	P	N. 65° E.	Non dét.	S.
Canton de Destor, 3·35 mi. de la limite nord, ¾ mi. à l'ouest de la ligne centrale.....	B.-S.B.	P	N. 70° E.	85° N.	S.
Canton de Destor, 2¾ mi. de la lilimite nord, 2·2 mi. à l'est de la ligne centrale.....	B.-S.B.	P	N. 83° E.	70° N.	S.
Canton de Destor, 4¼ mi. de la limite sud, 25 ch. de la limite orientale.....	B.-S.B.	P	E.	Non dét.	N.
Canton de Dufresnoy, 2¾ mi. de la limite ouest, sur la ligne centrale.	H.-C.C.	B	N. 35° O.	N.-E.	N.-E.
Canton de Dufresnoy, 160 ch. de la frontière ouest, 75 ch. de la limite sud.....	H.-C.C.	E	N. à N.-E.	10° E.	E.
Canton de Dufresnoy, 30 ch. de la limite 175 ch. de la limite sud....	H.-C.C.	E	Aucun	Horizontal	.....
Canton de Dufresnoy, 58 ch. de la limite ouest, 112 ch. de la limite sud.....	H.-C.C.	E	N.	10° E.	E.
Canton de Dufresnoy, 65 ch. de la limite ouest, 35 ch. au sud de la ligne centrale A 3456.....	H.-C.C.	E	N. à N.-O.	17° E.	E.
Canton de Dufresnoy, 100 ch. de la limite ouest, 90 ch. de la limite sud	H.-C.C.	P	N.	20° E.	E.
Canton de Dufresnoy, 132 ch. de la limite ouest, 47 ch. de la limite sud	H.-C.C.	P	N. 10° O.	30° E.	E.
Canton de Dufresnoy, sur la limite ouest, 21 ch. de la limite méridionale.....	H.-C.C.	B	N. 35° E.	S. 47° E.	S.-E.
Canton de Dufresnoy, rive ouest du lac Savard.....	H.-C.C.	M	N. 50° O.	Non dét.	N.-E.
Canton de Dufresnoy, île 49, extrémité sud du lac Dufault.....	H.-C.C.	P	N. 30° E.	Non dét.	E.
Canton de Dufresnoy, île 48, extrémité sud du lac Dufault.....	H.-C.C.	B	N. 30° E.	Vert.	E.
Canton de Dufresnoy, 60 ch. au nord-nord-ouest du point central.....	H.-C.C.	M	N. 55° O.	60-90° N.	N.
Canton de Dufresnoy, 235 ch. de la limite ouest, 335 ch. de la limite sud.....	H.-C.C.	E	N. 20° O.	35° E.	E.
Canton de Rouyn, angle nord-est du lac Routhier.....	H.-C.C.	B	N. 85° E.	62° N.	Non dét.
Canton de Rouyn, 120 ch. de la limite nord, 105 ch. de la limite ouest. Bl. 60.....	H.-C.C.	B	N. 55° E.	Vert.	S.-E.
Canton de Rouyn, 155 ch. de la limite nord, 90 ch. de la limite ouest, Bl. 140.....	H.-C.C.	B	N. 60° E.	Vert.	Non dét.
Canton de Rouyn, 105 ch. de la limite nord, 190 ch. de la limite ouest, Bl. 58.....	H.-C.C.	B	N. 80° E.	Vert.	Non dét.
Canton de Rouyn, 160 ch. de la limite nord, 250 ch. de la limite ouest, Bl. 98.....	H.-C.C.	B	N. 85° E.	Vert.	S.
Canton de Rouyn, 308 ch. de la limite sud, 275 ch. de la limite ouest.....	H.-C.C.	B	N. 85° O.	45° N	S.
Canton de Rouyn, îlot dans la baie de l'est du lac Pelletier.....	H.-C.C.	B	N. 65° O.	Vert.	Non dét.

Localités	Observateurs	Valeurs	Directions	Pendages	Face au
Canton de Rouyn, rive orientale de la baie de l'est, lac Pelletier.....	H.-C.C.	E	N. 65° O.	Vert.	S.
Canton de Rouyn, angle sud-est du lac Pelletier, prolongement principal.....	H.-C.C.	E	N. 80° O.	65° N.	S.
Canton de Rouyn, 264 ch. de la limite sud, 164 ch. de la limite ouest.....	H.-C.C.	B	E.	Raide N.	Non dét.
Canton de Rouyn, 288 ch. de la limite sud, 224 ch. de la limite ouest.....	H.-C.C.	E	N. 80° O.	60° N.	S.
Canton de Rouyn, 55 ch. de la limite nord, 270 ch. de la limite ouest...	H.-C.C.	B	N. 80° E.	Vert.	S.
Canton de Rouyn, ligne centrale est-ouest, 212 ch. de la limite est.....	H.-C.C.	B	N. 80° E.	Vert.	S.
Can. de Rouyn, ligne centrale est-ouest, 187 ch. de la limite orientale.....	H.-C.C.	B	N. 85° O.	Non dét.	S.
Can. de Rouyn, rivière Kinojévis, 120 ch. de la limite orientale.....	H.-C.C.	P	N. 80° O.	60° N.	S.
Canton de Languedoc, rang I, lot 13.	E.-K.F.	P	N. 80° O.	50° N.	N.
Canton de Languedoc, rang I, lot 30	B.-S.B.	M	N. 15° E.	50° E.	E.
Canton de Privat, rang II, lot 52...	B.-S.B.	B	N. 50° O.	80° N.	S.
Canton de Privat, rang III, lot 58..	J.-B.M.	M	N. 80° E.	Non dét.	S.
Canton de Privat, rang IV, lot 58...	J.-B.M.	M	N. 80° O.	Non dét.	S.
Canton de Privat, rang V, lot 34...	E.-K.F.	M	N. 60° O.	Non dét.	S.
Canton de Privat, rang V, lot 40-41.	E.-K.F.	M	N. 10° O.	Non dét.	O.
Canton de Privat, limite ouest, rang I à rang II, lot 18, extrémité nord.	B.-S.B.	E	N. 65° E.	Non dét.	S.
Canton de Privat, limite ouest, rang V à rang III, lot 18, extrémité sud.....	B.-S.B.	E	N. 45° O.	Non dét.	N.-E.
Canton d'Aiguebelle, côté ouest de l'extrémité sud du lac Abijévis...	H.-C.C.	M	E.	Vert.	S.
Canton d'Aiguebelle, ½ mi. de la limite ouest, 1·5 mi. de la limite sud	W.-F.J.	M	N. 85° O.	Vert.	N.
Canton d'Aiguebelle, 30 ch. de la limite ouest, 70 ch. de la limite nord.....	B.-S.B.	B	E.	75° N.	S.
Canton d'Aiguebelle, 35 ch. de la limite ouest, 220 ch. de la limite nord.....	B.-S.B.	P	N. 70° O.	Vert.	S.
Canton d'Aiguebelle, 3·9 mi. de la limite ouest, 4·6 mi. de la limite nord.....	B.-S.B.	P	N. 77° O.	Non dét.	S.
Canton d'Aiguebelle, 90 ch. de la limite nord, 4·65 mi. de la limite ouest.....	B.-S.B.	P	E.	Non dét.	S.
Canton d'Aiguebelle, 2¼ mi. de la limite nord, 3¾ mi. de la limite est	B.-S.B.	P	E.	70° N.	S.
Canton d'Aiguebelle, de la limite ouest, 170 ch. de la limite nord, à un point 3 mi. de la limite ouest, 165 ch. de la limite nord (un épanchement).....	B.-S.B.	E.	E.	Non dét.	S.
Canton d'Aiguebelle, du dernier endroit à un point à 3¾ mi. de la limite nord, 1¾ mi. de la limite est, un épanchement suivi.....	B.-S.B.	E	N. 70° O.	Non dét.	S.
Canton de Cléricy, 210 ch. de la limite nord, 180 ch. de la limite est.....	H.-C.C.	E	N. 60° O.	75° S.	S.-O.
Canton de Cléricy, côté sud de la rivière Kinojévis, près de la station de Cléricy.....	H.-C.C.	M	N. 60° O.	Vert.	N.-E

Localités	Observateurs	Valeurs	Directions	Pendages	Face au
Canton de Cléricy, à peu près 40 ch. au sud de la station de Cléricy....	H.-C.C.	E	N. 35° O.	Vert.	N.-E.
Canton de Cléricy, vis-à-vis de la station de Cléricy.....	H.-C.C.	P	N. 50° O.	Vert.	N.-E.
Canton de Joannès, rivière Kinojévis rive ouest, juste au sud de la plaque 72.....	H.-C.C.	E	N. 20° O.	70° E.	E.
Canton de Joannès, environ 10 ch. ouest-sud-ouest de la plaque 72...	H.-C.C.	E	N. 40° O	A pic.	N.-E.
Canton de Joannès, cr. Davidson, rive ouest, 55 ch. au nord-est de la plaque 72.....	H.-C.C.	B	N. 60° E.	50° N.	Non dét.
Canton de Joannès, cr. Davidson. rive ouest, 100 ch. au nord-est de la plaque 72.....	H.-C.C.	B	N. 45° E.	N. 45° O.	S.-E.
Canton de Joannès, rive ouest du cr. Davidson, 120 ch. au nord-est de la plaque 72.....	H.-C.C.	E	N. 80° O.	65° N.	S.
Canton de Manneville, rang 1, lot 24, près de la rivière Kinojévis.....	H.-C.C.	B	N. 55° O.	70° N.	S.-O.
Canton de Manneville, Rang I, lots 13-20, près de la rivière Kinojévis	H.-C.C.	....	N. 60-80°O.	Non dét.	Non dét.
Canton de Manneville, Rang II, lot 22, 4,300 pds au nord de la rivière Kinojévis.....	H.-C.C.	P	N. 80° O.	Vert.	S.
Canton de Manneville, Rang III, lot 43.	J.-B.M.	M	E.	Vert.	N.
Canton de Manneville, Rang III, lot 43.....	J.-B.M.	P	N. 85° E.	Vert.	N.
Canton de Manneville, Rang VI, lot 2, extrémité méridionale.....	J.-B.M.	P	N. 85° O.	Non dét.	S.
Canton de Bousquet, 2 mi. de la limite nord, 1½ mi. de la limite orientale.....	J.-B.M.	B	N. 80° O.	Vert.	S.
Canton de Villemontel, Rang IV, lots 28-29.....	W.-F.J.	P	E.	80° N.	N.
Canton de Preissac, islet, environ 36 ch. de la limite ouest, et juste au sud de la ligne de rang V-VI....	H.-C.C.	M	N. 20° E.	80° O.	E.
Canton de Figuery, Rang VIII, lot 27.....	H.-C.C.	B	N. 85° O.	Vert.	S.
Canton de Figuery, Rang IV, ligne de lots 35-36.....	J.-B.M.	M	N. 75° O.	65° N.	S.
Canton de Figuery, Rang II, ligne de lot 21-22.....	J.-B.M.	B	N. 65° O.	70° N.	S
Canton de La Motte, Rang VI, lot 47	J.-B.M.	P	N. 45° O.	S. 70° O.	N.-E
Canton de Malartic, Rang V lots 29-30 (Plusieurs déterminations)....	H.-C.C.	E	N. 70-75°O.	Vert.	S.
Canton de Malartic, Rang VI, lot 17	J.-B.M.	E	N. 45° O.	Vert.	S.
Canton de Malartic, Rang VII, lot 20.....	J.-B.M.	E	N. 63° O.	Vert.	S.
Canton de Landrienne, Rang IX, lot 10.....	J.-B.M.	B	N. 77° E.	Vert.	N.
Canton de Landrienne, Rang III, lot 13.....	J.-B.M.	B	N. 80° O.	50° N.	S.
Canton de Barraute, ligne de Rang IV-V, lots 30-31.....	J.-B.M.	P	N. 60° O.	70° N.	S.
Canton de Barraute, ligne de rang IV-V, lots 28-29.....	J.-B.M.	P	E.	55° N.	S.
Canton de Barraute, Rang I, lots 56-57.....	J.-B.M.	M	N. 45° O.	N. 45° E.	S.-O.
Canton de Dubuisson, Rang VII, lots 40-41, rive orientale du lac De Montigny.....	H.-C.C.	P	N. 72° O.	Vert.	S.

Localités	Observateurs	Valeurs	Directions	Pendages	Face au
Canton de Dubuisson, rang VII, lot 43, rive orientale du lac De Montigny	H.-C.C.	P	N.-70° O.	Vert.	S.
Canton de Dubuisson, île Siscoe, lac De Montigny	H.-C.C.	.....	N. 70° O.	Non dét.	Non dét.
Canton de Dubuisson, Rang VIII, lot 53, propriété Stabell	H.-C.C.	B	N. 82° E.	Vert.	S.
Canton de Dubuisson, rang VIII, lot 53, propriété Stabell	H.-C.C.	B	N. 87° E.	Vert.	S.
Canton de Dubuisson, Rang VIII, lot 55, propriété Stabell	H.-C.C.	B	N. 84° O.	Vert.	Non dét.
Canton de Dubuisson, Rang VIII, lot 51, propriété Legault	H.-C.C.	B	N. 82° E.	Vert.	S.

ÉPOQUE DU PLISSEMENT

L'époque à laquelle la série du Timiskaming, de même que celle du Keewatin sous-jacent, a subi une déformation intense que l'on constate aujourd'hui peut être déterminée assez exactement par rapport aux différentes périodes d'intrusion ignée. A la baie Renault, lac Dasserat, le Keewatin a été envahi par un gros filon-couche de porphyre à diorite, différencié par places et maintenant redressé sur son bord. L'agencement des types de roche dans le filon-couche indique que la différenciation s'est produite pendant que le filon-couche était horizontal et par conséquent, que l'intrusion a eu lieu avant le plissement du Keewatin.

La série de Timiskaming est envahie par des dykes de ce qu'on a appelé un lamprophyre à hornblende dans certains rapports, et amphibolite dans d'autres. Les dykes sont extrêmement schisteux et ont apparemment été métamorphisés aussi fortement que les sédiments qu'ils traversent. On doit donc présumer de cela qu'ils se sont formés après le plissement de la série.

Le lamprophyre et le porphyre à diorite sont les seules roches intrusives qui présentent des traces évidentes d'un envahissement avant le plissement. Il existe un certain doute quant à l'âge exact de la diorite quartzifère, ou ancien gabbro, et de la granodiorite, comme on le constatera plus loin dans ce rapport. Les autres roches intrusives, qui n'ont pas encore été étudiées, sont de fait plus récentes que le plissement, vu qu'elles ne sont pas schisteuses et traversent à angle droit les anciennes roches fortement plissées ou cisaillées. La plus ancienne de ces roches intrusives est le porphyre à syénite. Le plissement s'est donc produit entre l'intrusion du porphyre à diorite et celle du porphyre à syénite.

DISLOCATIONS DU KEEWATIN

Les failles dans les étendues du Keewatin appartiennent probablement toutes au post-Timiskaming. Ceci est indiqué par le fait que plusieurs d'entre elles entrecoupent des dykes de porphyre et de gabbro récent. En

général l'âge des failles déplaçant le gabbro récent ne peut pas être établi avec exactitude, parce que dans presque toute la région à l'étude, le gabbro récent est la plus jeune roche que l'on rencontre.

Les renseignements relatifs aux dislocations sont peu nombreux. La plupart des failles connues se trouvent dans les cantons de Dubuisson et de Rouyn, où les concessions minières ont été examinées attentivement. Il est généralement difficile de se procurer des renseignements sur le mouvement des failles dans le Keewatin, par suite du petit nombre de dykes ou d'autres horizons-repères qui peuvent être identifiés avec précision sur les deux côtés de la faille.

CANTON DE ROUYN

Une vaste zone ininterrompue de schiste, formée par suite des dislocations, traverse le lac Pelletier de l'est à l'ouest et offre un certain intérêt par l'or qu'on y a découvert au début du printemps de 1923. La zone de cisaillement s'oriente en général nord 80° est et plonge à 75° au sud. Sa direction varie cependant de nord 60° est à sud 80° est. Le plongement est aussi variable. A un endroit sur la rive méridionale du lac, où la direction passe à nord 80° ouest, le plongement change à 85° nord. La zone cisaillée affleure sur la rive sud du bras occidental du lac, traverse de là à la rive orientale et apparaît sur deux petites îles entre les deux rives. Par endroits elle bifurque pour former deux zones ou davantage de schiste, séparées par d'assez gros nerfs de roche massive. L'une de ces failles auxiliaires entrecoupe et déplace un dyke de 2 pouces de diabase basaltique, ainsi qu'un contact de lave et de diorite quartzifère (ancien gabbro), sur une petite île près de la rive orientale du lac. Ces dérangements révèlent que la paroi septentrionale de la faille s'est déplacée vers l'ouest par rapport au côté méridional; ce déplacement est d'environ 3 pieds sur la faille ramifiée observée, mais, naturellement, ce n'est qu'une faible partie du déplacement de la faille entière. Une faille plus récente fut observée sur la même île, s'orientant nord 52° ouest et plongeant sous un angle de 85° sud. Là où elle croise la faille plus ancienne se dirigeant ici nord 60° est, elle a fortement entraîné le schiste plus ancien vers l'ouest, indiquant que la lèvre septentrionale de la faille plus récente s'est aussi déplacée vers l'ouest par rapport au côté méridional. L'amplitude du mouvement est inconnue.

D'un bout à l'autre de la zone cisaillée de la première faille, il y a une certaine quantité de matière filonienne, en filets et en veinules nodulaires, entre les feuillets de schiste. Elle se compose de quartz, avec du carbonate ferrifère, de la séricite et de la pyrite. La roche d'éponte schisteuse est aussi un peu enrichie de pyrite. On a trouvé de l'or libre par endroits à la surface, mais on ignore encore si c'est un constituant primaire ou un résidu de l'altération de la pyrite. Sur la rive sud du bras occidental du lac, où la direction de la zone cisaillée change soudainement de nord 65° est à nord 80° ouest, une lentille de quartz de quelque 5 pieds de largeur se trouve à la flexure.

Sur le bloc 60, à l'extrémité orientale du lac Héré, une faille croise la veine Powell, à environ 2,000 pieds de la limite septentrionale de la concession. La faille, qui est marquée par un escarpement d'à peu près 50

pieds de hauteur, s'oriente nord 80° est et plonge verticalement ou abruptement vers le nord. Les stries sur le plan de faille s'inclinent sous un angle d'environ 45° vers l'extrémité occidentale de la faille. La veine au nord de la faille a été déplacée d'environ 40 pieds vers l'ouest et la direction des stries indique que le côté nord a aussi été dérangé.

On a rencontré d'autres failles avec des déplacements similaires recoupant les veines, sur les concessions au nord-est du lac Héré.

Sur la concession Chadbourne, bloc I, se trouve, une petite faille s'orientant à peu près au nord-ouest. Elle traverse le contact entre une brèche de rhyolite et une lave basique massive, déplaçant le côté nord-est vers le nord-ouest sur une distance de 6 ou 7 pieds.

On a longtemps supposé que la vallée du creek Horne était une vallée de faille. Cette supposition a été inspirée, par ses traits topographiques. La vallée peut être suivie sur une distance d'environ 3 milles. Elle est parfaitement droite sur toute cette longueur. Les flancs, surtout au sud, sont à pic, et forment par endroits des escarpements. Aucune preuve directe de la dislocation n'avait pu toutefois être obtenue avant que la United Verde Extension Mining Company (aujourd'hui la Quemont Mining Corporation) fonçât un puits pour fins de prospection sur la rive méridionale de la baie dans laquelle se jette le creek Horne. Du niveau de 100 pieds, les chantiers furent dirigés vers le nord et traversèrent de grandes largeurs de roche disloquée en maints endroits sur une distance totale de 1,800 pieds. Lors de la visite de la propriété, vers la fin d'août 1927, les chantiers n'avaient pas encore pénétré dans la faille, mais M. A.-J. Anderson, chargé des travaux de développement, nous a gracieusement fourni la description suivante de ce qu'ils ont découvert dans la suite:

"Comme on l'a généralement supposé, une faille occupe la vallée du creek Horne. On traversa d'abord la faille dans le travers-banc se dirigeant au nord à partir du puits, puis dans la galerie de direction occidentale, près de la borne cornière sud-ouest, et enfin dans un trou de perforatrice diamantée à l'ouest du dyke (de diabase récent). Dans le travers-banc septentrional, la faille se compose d'une zone de diorite broyée, d'environ 150 pieds de largeur, dont l'allure semble être nord 80° est et l'inclinaison sous un angle de 75° nord. On était encore dans la matière broyée quand on cessa de percer le travers-banc, mais un trou de sonde révéla que la largeur était d'environ 150 pieds. A l'intérieur de la zone broyée il y avait plusieurs petites couches (un quart de pouce à trois quarts de pouce) de salbande plastique et une d'environ 3½ pouces. Adjacente à cette couche plus large, se trouvent 5 pieds de matière beaucoup plus broyée que dans le reste de la zone. Toute cette matière est de la diorite broyée à divers degrés d'intensité.

On rencontra la faille dans la galerie de direction occidentale, à environ 100 pieds de l'angle sud-ouest. La faille ne fut pas croisée mais suivie parallèlement sur une distance de 50 pieds. A peu près 2½ pouces de salbande plastique se trouvait sur l'éponte septentrionale de la galerie de direction, sur une distance de 25 pieds. A cet endroit la faille s'oriente nord 80° est et plonge sous un angle de 75° sud. (Ceci concorde avec le trou de la perforatrice et le travers-banc du nord, sous un angle de nord 80° est.) La matière broyée est une rhyolite, de teinte pâle caractéristique. Elle est bien minéralisée en pyrite. Les sondages à la perforatrice diamantée concordaient très bien avec le travers-banc du nord."

Des spécimens des divers types de matière disloquée furent envoyés par M. Anderson. La "salbande plastique" est une substance broyée en une argile gris foncé à grain fin, ne contenant pas de fragments assez gros pour être reconnus comme telle à l'œil nu. La matière de la zone broyée de

5 pieds est extrêmement friable, se désagrégeant au toucher. Elle se compose de fragments dont la plupart sont plus petits qu'un pois, dans une pâte d'argile. Les autres spécimens de rhyolite et de diorite, bien qu'ils ne soient pas aussi fortement broyés, sont beaucoup écrasés et se clivent facilement suivant les cassures et présentent des surfaces de glissement.

On ne possède encore aucune donnée d'après laquelle la direction et l'amplitude du mouvement le long de cette faille puissent être directement déterminées. On rencontre toutefois un grand nombre de petites failles dans les chantiers de la mine Horne, directement au sud. La plupart se dirigent au nord-est sous divers angles, de sorte qu'elles semblent être des ramifications de la faille principale. Elles recoupent et déplacent des dykes de porphyre rouge à syénite, et fracturent aussi le gabbro récent. Le long de ces dykes, les côtés nord ou nord-ouest se sont déplacés vers l'ouest. Il est donc probable que la lèvre septentrionale de la faille du creek Horne s'est aussi déplacée vers l'ouest.

CANTON DE BEAUCHASTEL

Une large zone de cisaillement, formée probablement par dislocation, se dirige presque droit est et ouest à travers le lac MacDonald, le long de la rive méridionale du lac Fortune, et disparaît dans le lac Renaud. Le cisaillement a créé une zone de chloritoschiste, de 6 à 8 pieds de largeur, en moyenne, mais s'élargissant à 300 ou 400 pieds entre les lacs Fortune et Renaud. La faille appartient certainement au post-Timiskaming, car dans un endroit sur la propriété de la Lake Fortune Mining Company elle a rendu schisteux le porphyre à syénite intrusif dans la formation du Timiskaming.

Un gros dyke de gabbro récent s'orientant au nord-ouest, traverse le quart nord-ouest du canton de Beauchastel. Le manque d'affleurement empêche de le suivre sans interruption. Les affleurements observés ne sont pas en droite ligne, mais sont disposés, dans trois endroits du moins, comme si le dyke avait été disloqué. Dans les trois cas, la partie du dyke au nord de la fracture que l'on soupçonne, semble indiquer qu'elle a été rejetée vers l'est.

CANTON DE DUFRESNOY

On n'a encore observé aucune faille importante dans le canton de Dufresnoy. Sur la concession A 2039, au nord-est de la propriété Amulet, un gros dyke de gabbro récent se dirigeant à peu près au nord, est rejeté entre deux affleurements. La partie au nord est à l'est de la position qu'elle devrait occuper, si la partie méridionale se prolongeait au nord sans changement de direction. L'amplitude du rejet apparent est d'environ 800 pieds. Ici encore on observe des indices d'une dislocation assez récente.

CANTON DE DUBUISSON

Sur les concessions Stabell et Legault, entre les lacs De Montigny et Blouin, on a découvert un certain nombre de failles. La plus grande, dans laquelle repose la veine Stabell, s'oriente nord 60° ouest et plonge à pic vers le nord. La lèvre septentrionale est déplacée d'environ 400 pieds à l'est.

Les stries indiquent que le mouvement fut presque horizontal. Une faille plus petite sur les concessions Legault se dirige nord 75° est et plonge verticalement ou abruptement au sud. Elle croise le contact entre deux épanchements de lave, lequel sur le côté nord de la faille est à environ 25 pieds à l'est de la position qu'il occupe sur le côté sud. On a également remarqué quatre failles plus petites, avec déplacement de quelques pouces seulement. Deux sont à peu près parallèles à la veine Stabell, les deux autres suivent la faille des concessions Legault. La lèvre septentrionale des quatre est rejetée vers l'est. Ces failles sont traversées par des dykes de porphyre à granodiorite.

A la mine Martin, sur la rive méridionale du lac De Montigny, deux failles croisent la veine. Elles se dirigent à peu près nord 79° est et dans chacune la lèvre septentrionale est rejetée vers l'ouest. Le déplacement est d'environ 20 pieds dans l'une et d'à peu près 40 pieds dans l'autre. Les stries révèlent que le mouvement fut presque horizontal. Ces failles entrecoupent et déplacent des dykes de porphyre gris à syénite.

Sur les concessions Saint-Germain-Gale, sur la rive droite des rétrécissements entre les lacs De Montigny et Lemoine, on a remarqué trois failles. L'une, verticale, s'oriente nord 40° est et sa lèvre nord-ouest est déplacée d'environ 20 pieds au nord-est. La direction de la seconde va de nord 30° à 60° au nord-est, avec plongement de 55° au nord-ouest. La dislocation a considérablement cisaillé la roche encaissante sur une largeur de 6 pieds. La troisième s'oriente nord 80° ouest, plonge sous un angle de 75° nord et sa zone de cisaillement est de 2 à 3 pieds de largeur. Ces failles sont d'âges différents. Les deux premières sont traversées par des dykes de porphyre gris à syénite, semblable au porphyre de la mine Martin. La troisième entrecoupe un dyke de roche semblable devenue schisteuse. Les deux premières sont donc plus anciennes que l'intrusion de porphyre et la troisième plus récente.

Sur la propriété Sullivan, sur la rive orientale du lac De Montigny, de petites failles entrecoupent un monticule de granodiorite, s'orientant nord 75° est et plongent presque verticalement. L'amplitude du rejet est inconnue, mais elle est faible. Les fractures sont remplies de quartz et de tourmaline renfermant un peu d'or libre.

Ces observations et d'autres de détail indiquent que dans le canton de Dubuisson il existe au moins deux systèmes de failles, l'un plus ancien que les dykes de porphyre à syénite, l'autre plus récent que ce porphyre et la granodiorite. Le groupe plus ancien se dirige nord 40° est et nord 40° ouest, et celui plus récent, nord 75° est et nord 60° ouest.

FAILLES DANS LA SÉRIE DE TIMISKAMING

Il existe sans aucun doute plusieurs failles dans cette formation, car les strates ne seraient pas aussi plissées qu'elles le sont sans développer des fractures. Le lourd manteau de drift empêche toutefois de voir et d'identifier les fractures.

Une faille de direction générale nord-sud, passe par l'extrémité occidentale du lac Kekeko, et se continue probablement vers le sud à travers les lacs Evain et Albee, expliquant l'ouverture dans laquelle reposent ces

lacs. La lèvre occidentale de cette faille est déplacée vers le nord, sur une distance d'environ un demi-mille. Ce fait est indiqué par le rejet de la bande de conglomérat du Timiskaming au creek Pelletier. On a trouvé un affleurement de ce conglomérat sur le côté nord de la bande de la série de Cobalt, à une faible distance à l'ouest du creek. Le bord méridional de la bande de conglomérat apparaît de nouveau sur la rive orientale du lac Kekeko, mais non sur le rivage opposé. La stratification sur la rive est s'oriente au nord-ouest au lieu de presque ouest, un changement qui peut bien être causé par un entraînement du mouvement de la faille. Plusieurs petites failles secondaires furent observées sur le rivage oriental du lac.

A l'extrémité méridionale du lac Albee, la limite entre le granite et les sédiments, sur le bord occidental du lac, se trouve à environ un quart de mille plus au nord que sur la rive orientale. Les rapports font présumer que la faille s'étend peut-être au sud jusqu'à cet endroit, mais cette hypothèse est loin de la certitude, vu qu'une irrégularité peut facilement se produire dans une étendue d'intrusion sans être causée par des dislocations.

La faille doit s'être formée avant l'intrusion du gros dyke de gabbro récent qui traversent le lac Kekeko, vu que le dyke lui-même n'est pas disloqué.

Une autre grande faille se dirige à peu près nord 40° est, dans l'ouest du canton de Joannès, en dessous du lit du creek Davidson et de la rivière Kinojévis, en aval de l'embouchure du creek. Cette faille a déplacé le contact Timiskaming-Keewatin d'environ 3 milles, mesurés le long de la faille; le côté sud-est a été rejeté vers le nord-est. Bien que la grande partie de la zone de dislocation soit masquée par les lits de cours d'eau, les nombreuses failles secondaires le long des rives, le cisaillement prononcé et la stratification tordue et tourmentée près de la faille, prouvent suffisamment que des dislocations se sont produites, en outre du rejet du contact.

Presque vis-à-vis de l'embouchure du creek Davidson, la faille bifurque et une grosse ramification sinon la plus considérable, suit vers l'ouest une direction nord 82° est. Cette faille plonge sous un angle d'environ 60° nord; elle a déjà été décrite à la page 84. On a supposé qu'une seconde ramification se dirige vers l'ouest un peu au nord de la ligne centrale du canton de Joannès, près de l'axe du synclinal extrême-nord de la série de Timiskaming. La ramification extrême-nord s'oriente peut-être à l'ouest pour se relier à la faille qui traverse le lac Pelletier. La seconde suit peut-être le contact Timiskaming-Keewatin plus ou moins étroitement.

Une faille s'orientant presque droit au nord, déplace la bande de sédiments de Cléricy. Là où la rivière Kinojévis la traverse dans la partie orientale du canton de Cléricy, la lèvre orientale de cette faille a été rejetée d'environ 2,000 pieds au nord. La ligne de cette faille, projetée vers le nord passe par le lac Caste, le lac Abijévis et le creek qui l'égoutte, le lac Eileen, l'extrémité orientale du lac Lois et le lac Robertson. Projetée au sud, elle traverse le prolongement en forme de lac de la rivière Kinojévis, le lac Parfouru, les lacs Wabuskus et Vaudray, le lac Gendron et la rivière Kinojévis au sud du lac Vaudray, au moins 3 milles au delà de la limite de la région à l'étude. Cette ligne de dépression a, par conséquent,

une longueur totale d'au moins 52 milles et son existence fait croire à la présence d'une faille continue, bien que la dislocation réelle n'ait été démontrée que là où la ligne de dépression traverse les sédiments de Cléricy.

La direction de la faille de Davidson-Creek la conduirait à travers le lac Cléricy et dans la dernière faille mentionnée près du lac Parfouru. Dans les deux failles la lèvre orientale est rejetée au nord. Il se peut, par conséquent, que la faille de Davidson-Creek soit une ramification de celle de Cléricy.

Une autre grande faille existe sur les claims O'Brien, à environ trois quarts de mille du bord occidental du canton de Cadillac et 1⅜ mille au nord de la ligne centrale. Sa présence a été définitivement établie par exploration souterraine. A la surface elle a été érodée de façon à former une vallée occupée en partie par un petit tributaire de la rivière Blake. La zone de failles se compose de talcochloritoschiste, sur 150 pieds de largeur ou davantage; elle s'oriente approximativement à l'est et plonge presque verticalement. La zone de failles a été suivie par des forages sur une distance d'environ un mille.

En maints endroits dans la région de la série de Timiskaming la singularité des affleurements porte à croire que des dislocations se sont produites mais on ne possède pas de preuves positives.

CHAPITRE VI

ROCHES INTRUSIVES

INTRODUCTION

Les roches intrusives de la région appartiennent à plusieurs types et âges différents. Un amas de porphyre feldspathique rouge dans le canton de Duparquet est manifestement plus ancien que la série de Timiskaming. Un amas de porphyre à diorite et quelques dykes de lamprophyre ou d'amphibolite sont plus récents que le Timiskaming, mais antérieurs au grand plissement post-timiskamien. Des massifs de diorite, granodiorite, syénite, porphyre, granite et gabbro sont plus récents que le plissement du Timiskaming, mais plus anciens que la série de Cobalt. Un dyke de diabase de Nipissing entrecoupe la série de Cobalt à l'est du lac Olier.

La localisation des gros amas ignés fut évidemment déterminée par la tectonique régionale. Les granites de Dufault et de Flavrian, ceux de Palmarolle, du lac Robertson et l'énorme amas occupant une grande partie des cantons de Preissac, de La Motte et de La Corne, reposent tous sur les sommets ou près des sommets des anticlinaux dans la série de Keewatin. Des massifs intrusifs peuvent se présenter, et se présentent de fait, dans les étendues synclinales, mais ils sont peu nombreux et de petite dimension. La présence de ces amas intrusifs dans les anticlinaux n'indique pas, cependant, que la pression des magmas soulevés ait causé le plissement. Au contraire, il existe d'abondantes preuves que le plissement s'est produit avant l'intrusion et l'a influencée. Les axes des plis possèdent un arrangement régulier et sont droits sur de grandes distances. La plupart s'orientent de l'est au sud-ouest. Ces traits caractéristiques doivent être le résultat d'efforts qui se sont exercés uniformément sur toute la région. Si le plissement avait été primitivement causé par la poussée intrusive des amas, l'allongement de l'amas intrusif déterminerait la direction de l'axe du pli sus-jacent et on ne pourrait guère s'attendre que plusieurs amas intrusifs disséminés soient allongés et présentent une structure aussi régulière que celle qu'on retrouve dans la région. Davantage, si un amas intrusif s'était frayé un chemin dans des strates relativement horizontales en les recourbant en forme de dôme, l'amas intrusif devrait se trouver approximativement au centre de l'anticlinal ainsi formé et les strates devraient plonger de tous les côtés en s'en éloignant. Le centre des amas intrusifs à l'étude ne coïncide pas cependant avec le centre des anticlinaux; au contraire, la plupart des amas reposent en grande partie d'un côté ou de l'autre d'un axe, comme s'ils avaient irrégulièrement, par gradins, pris leur place dans le pli. Dans certains cas, l'une des limites intrusives s'étend presque jusqu'à l'axe synclinal suivant, par exemple, le granite injecté dans l'anticlinal de La Motte. Dans d'autres cas, l'amas intrusif recoupe complètement des axes synclinaux, tel le gros amas de granite du sud. Ces massifs intrusifs, en outre, ne sont ni brisés ni cisaillés comme s'ils avaient été plissés, les strates autour d'eux ne sont pas très déformées, comme on pour-

rait s'y attendre si les amas intrusifs avaient agi comme arcs-boutants rigides pendant le plissement. Les renseignements acquis indiquent tous, par conséquent, que l'intrusion eut lieu après que le plissement fût entièrement ou en grande partie terminé, et que les plis déjà formés servirent de champ aux inclusions.

ROCHES INTRUSIVES DU PRÉ-TIMISKAMING

Porphyre feldspathique rouge

Un gros amas de porphyre feldspathique rouge purpurin affleure dans le canton de Duparquet, près de la ligne centrale est-ouest. Cet amas possède une longueur de 3 milles et une largeur maximum de cinq huitièmes de mille. Il s'étend d'un demi-mille à l'est de la ligne nord-sud, à un demi-mille du lac Duparquet. En sus de ce gros amas, quelques petits dykes de porphyre tirant sur le pourpre ont été observés dans les roches volcaniques à 1½ mille à l'est ainsi qu'au sud de la formation adjacente à la frontière Destor-Duparquet. Leur similitude mégascopique et microscopique semble indiquer que les petites intrusions sont du même âge que le gros amas de porphyre.

La roche est hautement porphyrique avec phénocristaux de feldspath atteignant un pouce de diamètre. Ces phénocristaux sont à contours cristallins bien définis et leur couleur varie de gris ou vert, à rose, suivant l'intensité de l'altération qu'ils ont subie. La texture de la pâte varie mais elle est généralement à grain fin et, au microscope, se compose d'un agrégat feutré de petites lattes de plagioclase et d'orthose à contours confus, généralement fort altérés. Les produits d'altération sont de petits lambeaux de carbonate, des paillettes de séricite et, çà et là, un petit grain irrégulier d'épidote. Tous les phénocristaux sont obscurcis par du kaolin et des paillettes de séricite. La pyrite et la magnétite en petits grains et cristaux sont fréquentes. La composition des phénocristaux de feldspath telle que déterminée par immersion dans l'huile est celle de l'anorthose.

L'altération du porphyre a été particulièrement intense à l'est de la ligne centrale nord-sud. La roche, gris pâle à cet endroit, est entrecoupée par un lacis de filonnets de quartz blanc laiteux renfermant de la galène finement cristalline, de la tétrahédrite, chalcopyrite et arsénopyrite. Le porphyre est écrasé et schisteux sur des étendues considérables, et près de l'extrémité occidentale du gros amas la silicification et la minéralisation se sont produites le long d'un certain nombre de ces zones cisaillées.

Comme on l'a déjà décrit, le porphyre feldspathique rouge est disloqué sur le côté sud et forme le conglomérat de porphyre feldspathique rouge à la base de la bande de Duparquet-Destor des sédiments du Timiskaming. Il est donc d'âge pré-timiskamien.

Porphyre quartzifère

Sur le côté méridional de la bande de sédiments de Duparquet-Destor, affleure un porphyre quartzifère dont les débris forment le conglomérat de porphyre quartzifère déjà décrit (page 66). On ne sait au juste si c'est

une roche intrusive ou une lave. Les rapports sur le terrain ne peuvent être établis et au point de vue pétrographique cette bande ressemble aux rhyolites grossièrement porphyriques du genre de celle qu'on rencontre en quelques autres endroits. En outre du gisement à la base de la bande de Duparquet-Destor, plusieurs autres massifs, à 2 ou 3 milles à l'est, traversent la route de Makamik.

La roche est de vert olive pâle à gris pâle et de texture hautement porphyrique. La pâte est un agrégat très finement cristallin de cristaux de feldspath, dont la composition n'a pu être déterminée, d'abord à cause de la finesse du grain, puis parce qu'elle était considérablement altérée en séricite. Elle renferme des phénocristaux de quartz, de feldspath et de mica. Les phénocristaux de quartz sont nombreux, gros et facilement visibles, plutôt arrondis et de toutes dimensions jusqu'à un demi-pouce de diamètre. Ceux de feldspath sont nombreux mais moins gros, de forme carrée à aplatie et se composent surtout d'albite $Ab^{90}An^{10}$. Dans plusieurs affleurements ils sont invisibles à l'œil nu, mais atteignent dans certains endroits un cinquième de pouce de diamètre, de sorte que la roche devient ainsi un porphyre feldspathique ou feldspathique quartzifère. Les phénocristaux de feldspath sont aussi considérablement séricitisés. Les cristaux de mica sont peu nombreux et beaucoup altérés en chlorite. On observe aussi quelques grains de pyrite et de magnétite et des lambeaux irréguliers de chlorite.

Quelques petits amas d'un porphyre quartzifère se présentent sur le claim Newbec, bloc 8, au nord-ouest du lac Dufault, et sur le claim au nord. La roche hautement porphyrique est plutôt gris foncé, s'altérant au gris clair, et renferme de nombreux phénocristaux de quartz atteignant un diamètre d'environ 1 mm. On y rencontre aussi un certain nombre de phénocristaux d'oligoclase $Ab^{85}An^{15}$ de même taille ou légèrement plus gros. La pâte se compose en majeure partie d'oligoclase, avec plus ou moins de quartz, jusqu'à 20 pour cent, et un peu de mica blanc.

On a démontré qu'elle était intrusive dans les laves du Keewatin, vu que dans la mine elle traverse la direction des laves, telle que déterminée suivant un sommet d'épanchement caractérisé par une épaisse bande bien stratifiée de tuf pétrosiliceux; et de même au niveau de 250 pieds, elle forme une brèche de contact dans laquelle, sur une largeur de 50 pieds, les fragments de lave sont enchâssés dans une pâte de porphyre quartzifère.

Le porphyre quartzifère est envahi au nord-est du puits par l'étage de diorite-aplite de l'amas de granodiorite de Dufault, et, dans la mine et à d'autres endroits, par deux séries de dykes de diorite quartzifère, ou de gabbro ancien, qui se présentent sur la propriété Newbec.

ROCHES INTRUSIVES POST-TIMISKAMIENNES INJECTÉES AVANT LE PLISSEMENT

Porphyre à diorite

Le porphyre à diorite forme un seul amas sur le bord méridional de la baie Renault, lac Dasserat. La longueur de l'affleurement est d'environ 1½ mille sur une largeur maximum de 30 chaînes. Il s'oriente à peu près nord

60° est. Sa vraie largeur est plus grande que celle qu'on peut apercevoir, car le bord méridional de l'amas est recouvert par la série de Cobalt. Pour la même raison, et aussi parce que l'amas a été envahi au nord par le porphyre à syénite, l'allure de l'affleurement ne représente probablement pas la direction du massif.

La roche ressemble beaucoup au porphyre à diorite près du village de Larder-Lake. Elle s'est injectée comme ce porphyre, sous forme de filon-couche, dans les roches plus anciennes avant le plissement, s'est différenciée par endroits, s'est plissée dans la suite avec les roches plus anciennes et dressée sur son bord. En conséquence, comme à Larder-Lake, elle présente des phases variées. Le côté nord, à l'origine le côté supérieur, est un porphyre feldspathique plutôt acide, composé de nombreux phénocristaux de feldspath à albite, atteignant en moyenne un diamètre de 1 mm., enchâssés dans une pâte à grain fin, consistant presque entièrement en albite, avec de la magnétite accessoire. La phase dioritique est plus basique que la phase porphyrique. C'est une roche à grain fin gris brunâtre, avec phénocristaux de feldspath moins nombreux et plus petits, de la biotite et une plus grande quantité de magnétite que la phase acide. La phase dioritique basique de la roche trouvée au lac Larder est ici ou absente ou recouverte par la série sus-jacente de Cobalt.

L'âge du porphyre à diorite est assez bien déterminé. La différenciation indique qu'il doit avoir été envahi et s'être refroidi avant le plissement de la série de Timiskaming. Il recoupe non seulement le Keewatin dans la région d'Opasatika, mais aussi le Timiskaming dans la région de Larder. Son âge peut, par conséquent, positivement être établi comme étant post-Timiskaming et antérieur aux mouvements du plissement. Il est recoupé par des dykes provenant de l'amas adjacent de porphyre à syénite, et pour cette raison, il est plus ancien que la syénite. Il traverse le lamprophyre à hornblende dans la région de Larder, et on peut supposer qu'il possède ici les mêmes relations d'âge.

La roche n'est pas apparentée à la diorite quartzifère, ou au gabbro plus ancien, et ne doit pas être confondue avec elle, malgré la ressemblance de nom.

Amphibolite

Un nombre considérable d'amas ressemblant à des filons-couches, d'une roche tendre plutôt vert foncé, d'apparence micacée, se présentent dans la formation du Timiskaming, plus particulièrement dans la moitié occidentale de la région cartographiée. Leur largeur varie de 2 ou 3 pieds à 15 pieds. Ils sont ordinairement schisteux et la surface altérée dans la plupart des endroits est recouverte de nodules en saillie, de la grosseur du poing, qui se dressent à 2 ou 3 pouces au-dessus de la surface environnante, lui donnant une apparence verruqueuse frappante.

Les principaux éléments sont la hornblende, la chlorite et la biotite avec du feldspath et de la calcite interstitiels. Les parties nodulaires sont sensiblement les mêmes que le reste de la roche, sauf qu'elles semblent renfermer moins de calcite, dont la rapide érosion explique probablement les surfaces nodulaires altérées. Le feldspath est en grande partie de l'oligoclase, mais on a trouvé du microcline dans certains endroits.

La composition de la roche est celle de la roche intrusive basique, mais si tel est le cas, elle a si complètement recristallisé que tous les bords refroidis ont disparu. La schistosité et la recristallisation font présumer qu'elle s'est probablement injectée avant le plissement de la série de Timiskaming. Sur le lac Kinojévis elle est recoupée par un dyke de granite, mais on ne l'a trouvée en contact avec aucune autre roche ignée de la région.

ROCHES INTRUSIVES PRÉ-HURONIENNES PLUS RÉCENTES

Diorite quartzifère (Gabbro ancien)

Le terme de gabbro ancien fut attribué pour la première fois en 1922 à un gros amas qui traverse l'extrémité sud du lac Dasserat et se dirige au nord-est au delà de l'extrémité méridionale du lac Arnoux. On l'a différencié de façon positive du gabbro récent, parce qu'un dyke de porphyre à syénite rougeâtre le traverse, tandis que le gabbro récent recoupe le porphyre à syénite. On a trouvé plus tard que le gabbro dit "ancien" était très répandu et qu'il formait plusieurs gros amas.

La diorite quartzifère, ou gabbro ancien, semble être confinée, dans Québec, à la région entre le lac Abitibi et l'extrémité septentrionale du lac Opasatika, et surtout à une étendue de 25 milles au nord du lac Opasatika. Si l'on classe les amas basiques associés aux granodiorites du lac Dufault et de Cléricy avec la diorite quartzifère, la limite orientale de la zone de diorite quartzifère est située à un peu plus de 30 milles à l'est de la frontière ontarienne. On ignore jusqu'où ces massifs s'étendent à l'ouest dans Ontario. Les amas sont les plus nombreux dans les cantons de Montbray, Duprat et Beauchastel. On n'en a trouvé aucun dans les sédiments du Timiskaming.

A l'état frais la roche est gris très foncé avec une teinte verdâtre dans les endroits où elle s'est altérée en épidote. Les surfaces altérées sont vert foncé contrairement à celles du gabbro récent qui sont d'un brun caractéristique. Un autre trait caractéristique des gros dykes et amas est la présence de longs cristaux aciculaires de hornblende répandus dans la roche. Le gabbro récent ne présente jamais cette texture. Un troisième caractère particulièrement utile pour distinguer cette roche du gabbro récent dans les fonds de mine, est la teinte gris clair ou gris verdâtre du bord subitement consolidé. Le bord refroidi du gabbro récent est toujours très noir et vitreux, avec une sorte d'éclat résineux difficile à décrire mais qui peut être facilement reconnu à la lumière d'une lampe de mineur.

La diorite quartzifère est presque partout altérée. A l'origine elle se composait en apparence de hornblende et de feldspath en quantités à peu près égales, avec du quartz accessoire. Dans quelques plaques minces le feldspath excède la hornblende, dans d'autres c'est le contraire. Le feldspath est assez complètement altéré en agrégats micacés et en épidote. Des restes furent cependant trouvés dans plusieurs plaques minces, et ils varient de l'oligoclase $Ab^{75}An^{25}$ à la labradorite $Ab^{50}An^{50}$. Une forte partie de la hornblende est altérée en chlorite.

La texture de la roche varie considérablement. Quelques amas, et, dans certains cas, des parties d'amas, sont finement grenus et présentent des textures gneissiques et fluidales, indiquant que le mouvement s'est produit après que la roche se fut en partie refroidie et fut devenue visqueuse. Toutefois, la texture normale est semblable à celle d'un gabbro ordinaire, de grain moyen à modérément gros, sauf dans les petits dykes. Un trait caractéristique des gros amas est l'occurrence d'amas arrondis de pegmatite qui se traînent dans la diorite quartzifère normale à leurs bords. Les pegmatites, qui sont aussi des différenciés nettement acides, sont beaucoup plus grossières que la roche moyenne et se composent de longs cristaux de hornblende noire dans une pâte de plagioclase sodique, avec une bonne quantité de quartz. Par endroits, les cristaux de hornblende sont aussi longs et aussi épais que le doigt, et donnent naissance à une roche d'aspect très frappant.

Un caractère plutôt général de la roche est une sorte de "veinage" acide. Les fissures sont remplies d'un mélange de quartz et de pyrite, et la roche de chaque côté est lixiviée par le quartz et l'épidote sur des distances ayant jusqu'à un pouce, à travers le remplacement de matières rocheuses.

Les roches classées comme diorite quartzifère, ou gabbro ancien, appartiennent à plus d'une époque, bien que pétrographiquement semblables. Sur le claim A2746, canton de Dufresnoy, au nord-est de la mine Waite-Ackerman-Montgomery, un filon-couche de diorite quartzifère de faible pendage, recoupe un gros amas d'apparence et de composition presque identiques. Au nord du lac Dufault, sur la ligne entre les claims 14923 et 14932, deux massifs de diorite quartzifère ou de granodiorite basique sont en contact intrusif. Sur la propriété Robb-Montbray, on rencontre des roches intrusives basiques d'au moins trois époques; la roche dioritique à grain fin est croisée par un dyke de diorite à gros grain, recoupé à son tour par de petits dykes de composition à peu près analogue. Sur la propriété Oriole, dans le canton de Montbray, on a observé deux roches dioritiques intrusives, bien que leurs rapports n'aient pas été déterminés.

Apparemment, les mêmes conditions dominent sur la propriété de la Mining Corporation of Canada, qui touche au nord à celle de Noranda. En avril 1928, Warren-H. Emens a examiné la mine pour le compte de la Mining Corporation, et a gracieusement transmis ses résultats, avec de nombreux spécimens, à la Commission géologique. Dans les chantiers, selon Emens, il y a des dykes de diorite qui appartiennent au moins à deux époques. Les plus récents entrecoupent les plus anciens et sont refroidis contre eux. Les deux systèmes sont de même composition, mais Emens croit qu'ils se distinguent l'un de l'autre par la texture. La texture des dykes plus anciens semble être celle d'un gabbro, avec cristaux de hornblende ou d'augite aussi larges que longs, tandis que dans les plus récents, les hornblendes sont minces et aciculaires.

Sur la propriété Waite-Ackerman-Montgomery, les roches au voisinage du puits sont presque toutes des dykes basiques et des amas intrusifs irréguliers. Tous peuvent être considérés comme des variétés de gabbro ancien. Ils sont décrits en détail au chapitre réservé à cette propriété. Au moins trois, et peut-être quatre gabbros ont été distingués dans cette

localité, dont chacune recoupe les plus anciens, présentant des bords bien refroidis aux contacts. Toutefois, ils se ressemblent tellement, qu'il est difficile de les différencier sur le terrain, sauf là où les contacts sont bien en vue.

Il est donc évident que la diorite quartzifère, ou gabbro ancien, appartient à trois époques différentes et peut-être davantage. Les roches intrusives de diverses époques peuvent être différenciées dans des cas exceptionnels, là où l'une recoupe l'autre, mais cette distinction est ordinairement impossible parce qu'en général un seul type se présente dans un endroit quelconque, et que les différents types ne peuvent pas encore être déterminés au point de vue de la composition ou de la texture. Une légère différence de texture, telle que celle signalée par Emens, deviendra peut-être en dernière analyse un trait caractéristique de la région, mais d'ici là, la seule façon pratique consiste à grouper ces roches intrusives sous un seul et même nom. En autant qu'on le sache, toutes sont approximativement du même âge, c'est-à-dire que toutes envahissent la formation du Keewatin et sont plus anciennes que le porphyre à syénite et les roches intrusives plus récentes.

Aucun des massifs de diorite quartzifère envahissant le Keewatin n'est en contact avec la série de Timiskaming. Dans l'ouest, la seule étendue où de tels contacts pourraient probablement se présenter, la base du Timiskaming est masquée par la série sus-jacente de Cobalt. Plus loin à l'est, là où la base du Timiskaming est exposée, on n'a rencontré aucun amas de diorite quartzifère. On ne connaît aucune diorite quartzifère dans la région supportée par la formation du Timiskaming. Un petit amas de roche intrusive basique affleurant à l'entrée méridionale de la baie Moose, lac Opasatika, fut considéré durant un certain temps par le premier auteur comme une variété différenciée de la diorite quartzifère, mais la comparaison de spécimens de cette matière avec ceux des phases basiques du granite au sud fait que ce massif semble être, plus probablement, une variété basique du granite.

La diorite quartzifère décèle une forte tendance à former des filons-couches dans la série du Keewatin, bien qu'il s'y trouve parfois plusieurs dykes. Cette tendance à former des filons-couches est particulièrement marquée dans les cantons de Montbray et de Duprat, le long de la crête de l'anticlinal de Dufault, probablement parce que la fissuration, dans ces épanchements en plateure, s'est produite plus facilement le long des contacts éruptifs que dans tout autre plan. En conséquence, l'allure de la plupart des amas de diorite quartzifère dans cette région est vers le nord et l'inclinaison vers l'est sous de faibles angles.

Il semble y avoir peu de doute que plusieurs, sinon tous les amas de diorite quartzifère se sont injectés après le plissement des séries de Keewatin et de Timiskaming. Le gros dyke qui traverse l'extrémité méridionale des lacs Dasserat et Arnoux se dirige presque en ligne droite à travers l'axe du synclinal de Dasserat. Il est ni broyé ni cisaillé comme on pourrait s'y attendre s'il avait subi le plissement. Il semble donc que l'on doive conclure qu'il s'est injecté après le plissement. Sur la propriété Noranda, les laves sont contournées par un grand pli d'entraînement et sont envahies

par plusieurs massifs de diorite quartzifère. Quelques-uns sont plus ou moins parallèles à la stratification tourmentée, d'autres la traversent, mais aucun n'est schisteux ou déformé de quelque autre manière. La quantité totale de diorite quartzifère est aussi beaucoup plus grande au sein de la région plissée par entraînement qu'en dehors. Aucun de ces faits, ne constitue une preuve absolue, il est vrai, mais ils indiquent que l'intrusion s'est produite après le plissement plutôt qu'avant. De plus, la diorite quartzifère, lorsqu'elle s'injecte dans les épanchements en plateure, tend à former des filons-couches comme on peut le constater dans les cantons de Duprat et de Montbray. Si l'intrusion avait eu lieu avant le plissement, la plupart des amas devraient se présenter sous forme de filons-couches repliés avec les laves. En dehors de l'anticlinal de la région de Duprat-Montbray, toutefois, il en existe plusieurs qui croisent les structures plissées au lieu de leur être parallèles.

La diorite quartzifère est recoupée par des dykes de porphyre à syénite rouge. Un gros amas dans le canton de Duprat est recoupé à chaque extrémité par le granite de Flavrian, et près du contact, des fragments de cette diorite sont brisés en une brèche intrusive dans une pâte de granite. Elle est aussi recoupée en plusieurs endroits par des dykes de gabbro récent. Elle est, par conséquent, la plus ancienne des roches intrusives qui se sont injectées après le plissement.

Roches intrusives granitiques et syénitiques

Un grand nombre d'amas intrusifs de composition granitique à dioritique ont été trouvés dans la région. On connaît peu de chose de leurs rapports chronologiques, sauf qu'ils semblent tous s'être formés après l'intrusion de la diorite quartzifère et avant celle du gabbro récent. Il est donc préférable de décrire ces amas séparément, sans les grouper suivant leur âge. En général, ces roches tombent dans deux catégories principales, les syénites et porphyres à syénite, et les granites et granodiorites.

SYÉNITE ET PORPHYRE À SYÉNITE

Les syénites et les porphyres à syénite forment surtout des dykes et des petits amas. En général ils sont confinés aux étendues du Keewatin et à la partie septentrionale de l'étendue du Timiskaming. Au nord du lac Opasatika, un bloc d'environ 10 milles carrés renferme la plupart des gros amas qui se présentent dans la partie occidentale de la région. A l'est de ce point il existe une solution de continuité d'environ 15 milles de largeur, dans laquelle les amas de porphyre sont peu nombreux et petits. Une seconde étendue dans laquelle les massifs de syénite sont assez nombreux commence dans la partie orientale des cantons de Destor et de Dufresnoy et s'étend vers l'est sur une distance d'environ 25 milles, sur une largeur d'à peu près 7 milles. On a aussi trouvé des dykes et de petits amas dans les cantons de Dubuisson et de Bourlamaque.

Le groupe occidental des amas de porphyre à syénite, comprenant la syénite de Hub-Lake, est considéré comme étant étroitement apparenté. Ils sont ordinairement rougeâtres, grossièrement porphyriques et riches en

soude. Le groupe oriental, qui s'appellerait plus justement syénites, se rattache par son origine, croit-on, aux amas de granite. Quelques-uns ont une texture porphyrique, mais les phénocristaux sont enveloppés dans une pâte de texture granitique, de sorte que les roches sont des syénites porphyriques plutôt que des porphyres à syénite. En outre de ces gros amas, il existe, çà et là dans la région, des dykes de porphyre à syénite gris et de porphyre à granodiorite. Le rapport de ces roches avec les porphyres à syénites rougeâtres ou les syénites est inconnu.

Syénite du lac Hub

La syénite du lac Hub forme un amas d'environ 1½ mille de diamètre au sud et au sud-ouest du lac, près du centre du canton de Montbray. Les affleurements ne sont pas très nombreux.

La roche près du centre de l'amas est une variété assez ordinaire de syénite, à texture granitique grossière. Elle se compose en grande partie d'albite rose finement maclée, à texture zonaire bien développée. Elle renferme aussi de l'orthose et de la hornblende en petite quantité, et très peu de quartz. La hornblende est de la variété ordinaire avec un indice de réfraction variant entre 1.640 et 1.655, mais elle est associée à une hornblende bleuâtre, probablement riche en soude, en petits fragments et en lambeaux, indices d'enchevêtrement ou de remplacement. La présence de la hornblende riche en soude paraît indiquer un rapport entre cet amas et les porphyres riches en soude qui seront décrits un peu plus bas. En outre de ces principaux minéraux, l'épidote, la titanite, le zircon et l'apatite se rencontrent comme accessoires.

Çà et là dans la syénite normale on observe des lambeaux de roches plus basiques. Ceux-ci renferment également de l'albite rosâtre, mais contiennent une plus grande proportion de ferromagnésiens parmi lesquels augite, biotite et magnétite en plus de la hornblende. L'augite est incolore et en partie altérée en hornblende. La biotite est toujours en contact avec l'augite. Par endroits on rencontre des amas compacts de cristaux de hornblende.

Près du bord de l'amas, la syénite présente des textures fluidales bien développées. Les épanchements s'étant produits apparemment alors que la roche était presque consolidée, ont donné aux cristaux de feldspath un agencement parallèle et plus ou moins disloqué les hornblendes, de sorte que les fragments remplissent maintenant les espaces entre les feldspaths.

Porphyre à syénite d'Aldermac

Le porphyre à syénite d'Aldermac forme, dans la partie occidentale du canton de Beauchastel, un amas d'environ 1½ mille de longueur du nord au sud sur un mille de largeur. Il a été étudié en détail par H.-C. Gunning (*voir* Bibliographie). Le massif n'est pas une seule intrusion, mais se compose d'un grand nombre d'amas en forme de filons-couches plus ou moins irréguliers dont les compositions varient considérablement mais sont apparentées. Les divers dykes présentent des rapports intrusifs l'un par rapport à l'autre, les plus basiques étant les plus anciens, les plus acides, les plus

récents. Les contacts, toutefois, sont rarement bien refroidis et dans maints cas les âges relatifs de deux dykes en contact ne peuvent être déterminés par la présence de textures fluidales sur le bord du plus récent. L'impression générale qui se dégage de l'examen est que divers dykes se sont succédés assez rapidement, de sorte qu'en maints cas les dykes plus anciens ne s'étaient pas complètement refroidis avant d'être envahis par ceux qui les suivaient.

Les dykes peuvent être disposés en une série dont chaque terme ne diffère que légèrement, quant à la composition, des termes qui l'ont précédé et suivi. Afin de faciliter les références, Gunning a divisé cette série en quatre types: acides, intermédiaires, trachytiques et basiques. Il faut, toutefois, se rappeler que ce n'est là qu'une division facultative et que les termes acides d'une partie diffèrent peu des termes basiques de la partie suivante.

Les types acides sont de petits dykes composés, en général, d'une pâte de quartz et de feldspath à grain plutôt fin, avec quelques lambeaux d'amphibole. La pâte renferme ou ne renferme pas de phénocristaux de feldspath, qui, quand ils sont présents, n'ont ordinairement pas plus d'un quart de pouce de longeur. Les phénocristaux se composent surtout d'orthose et de microcline avec de l'albite dans certains dykes; le feldspath de la pâte consiste surtout en albite, avec un peu d'orthose.

Les types intermédiaires renferment du feldspath en gros phénocristaux comme principal constituant. Plusieurs de ces roches ont une apparence très frappante, composées qu'elles sont de gros feldspaths bruns de 2 ou 3 pouces de longueur, en paquets compacts. D'autres variétés renferment des feldspaths plus petits, un demi-pouce et plus de longueur. Certaines de ces roches se composent presque entièrement de phénocristaux, d'autres contiennent d'assez grandes quantités de pâte grisâtre. La teneur minérale est d'environ 75 pour cent ou davantage de feldspath, une très petite quantité de quartz et le reste de hornblende et de pyroxène. Dans certaines variétés la quantité de ces derniers minéraux est faible, dans d'autres elle peut s'élever à 10 ou 15 pour cent. Les phénocristaux des types intermédiaires consistent presque entièrement en orthose, microline et microperthite. Le feldspath de la pâte d'un autre côté, est une albite à grain fin qui a attaqué et en partie remplacé le feldspath des phénocristaux. Les minéraux ferromagnésiens comprennent la muscovite, biotite verte, ægirine et amphiboles riches en soude.

Les types trachytiques ont une grande ressemblance avec les types intermédiaires, sauf que les feldspaths en forme de lattes sont tous communément parallèles l'un à l'autre et à la direction du dyke, comme si la roche en fusion avait coulé immédiatement avant sa cristallisation finale. Quant à leur composition, ils sont un peu plus basiques que les types intermédiaires. Les lattes de feldspath d'un pouce ou plus de longueur et d'un quart de pouce de largeur constituent de 50 à 75 pour cent de la roche et sont enchâssées dans une pâte de pyroxène et de biotite. Le quartz fait pratiquement défaut. Les phénocristaux se composent d'orthose et de microperthite. La quantité d'albite dans la pâte est faible et se limite d'ordinaire au bord des petits grains entourant les phénocristaux. Les

minéraux ferromagnésiens sont la biotite brune et l'ægirine-augite, avec une bonne quantité d'apatite, titanite et magnétite. L'ægirine-augite est plus ou moins altérée en hornblende riche en soude.

Les types basiques présentent une assez grande variété. Les plus basiques renferment un peu plus de 50 pour cent de pyroxène et de biotite, et entre ce type et le type trachytique, avec 25 pour cent de minéral ferromagnésien, il existe toutes les variations de composition. Les types basiques sont légèrement porphyriques ou point du tout. En général, aucun des types basiques ne renferme de très gros phénocristaux de feldspath comme ceux de types acides. Plusieurs des roches basiques ne seraient pas reconnues comme membres de la série de porphyre, n'était-ce leur teneur en pyroxènes particulièrement riches en soude qui caractérisent l'amas de porphyre. La variété la plus basique examinée se compose d'environ 50 pour cent de feldspath, surtout d'albite avec un peu d'orthose, d'une petite quantité de quartz et de l'augite, apatite et biotite en grains d'environ 1 mm. de diamètre.

Cet amas de porphyre traverse un gros dyke de gabbro ancien et il est recoupé par un dyke de gabbro récent.

Porphyres à syénite de Duprat et des lacs Twin et Olier

Le porphyre de Duprat forme un amas triangulaire d'environ 1 mille de longueur sur 1 mille de largeur à la base, à environ 2 milles ouest-sud-ouest du centre du canton. L'amas du lac Twin est un massif oval d'à peu près la même grosseur, immédiatement au sud du lac, dans le nord-ouest du canton de Beauchastel. Le porphyre du lac Olier se trouve entre les lacs Olier et Renaud, dans le sud-ouest de Beauchastel. Il est un peu plus petit que les autres.

Aucun de ces amas n'a été étudié en détail. Tous ressemblent à l'amas de porphyre d'Aldermac, en ce qu'ils se composent d'un certain nombre de dykes de composition variée, ayant des rapports intrusifs l'un avec l'autre. Tous les types observés peuvent être comparés avec les types de l'amas d'Aldermac, bien qu'aucun des massifs ne puisse présenter autant de types qu'on en rencontre dans l'amas d'Aldermac. Par conséquent, tous semblent dérivés du même bassin magmatique et se sont donc formés à peu près à la même époque.

Porphyres à syénite de Dasserat et de Kekeko

Sur la rive méridionale de la baie Renault, lac Dasserat, il existe un amas de porphyre à syénite d'environ 1¾ mille de longueur sur un peu moins de ½ mille à sa plus grande largeur exposée. Un affleurement arrondi de porphyre assez semblable, d'environ un quart de mille de diamètre, envahit les conglomérats du Timiskaming près de l'extrémité septentrionale du lac Kekeko. On ignore si ces porphyres sont apparentés à ceux que l'on vient de décrire. Ils leur ressemblent par leur couleur rouge, leur texture grossièrement porphyrique et leur composition plutôt sodique, mais, par contre, ce sont des amas de composition uniforme, non pas un assemblage complexe de dykes de compositions variées et ils ne renferment ni amphiboles ni pyroxènes particulièrement riches en soude comme ceux de l'amas d'Aldermac et d'autres semblables.

Certains des phénocristaux de feldspath sont rougeâtres, d'autres blancs, mais les premiers dominent et donnent leur couleur à la roche. Ils atteignent une longueur moyenne d'environ 2 mm., mais il s'en présente de plus gros. Ils semblent tous se composer d'albite, Ab^{90} An^{10} à Ab^{80} An^{20}. Plusieurs sont considérablement altérés en kaolin. On y rencontre des phénocristaux de hornblende ayant jusqu'à 1.5 mm., bien qu'ils soient en moins grand nombre que les phénocristaux de feldspath. En plaque mince la hornblende est presque incolore; elle est en grande partie altérée en chlorite. Le volume total des phénocristaux forme environ 15 pour cent de la masse rocheuse. La pâte se compose presque entièrement de petits cristaux de feldspath, atteignant un diamètre moyen de 0.2 mm. Elle est plus ou moins remplacée par la calcite. On y rencontre de la titanite secondaire.

Porphyres gris à syénite

En outre des porphyres à syénite décrits, qui possèdent tous une couleur rougeâtre, plusieurs dykes de porphyre gris à syénite sont disséminés çà et là dans toute la région. On ignore s'ils sont magmatiquement apparentés au porphyre à syénite rouge, ou l'un à l'autre. On sait cependant que le terme général de "porphyre gris" comprend des roches d'âges tout à fait différents. Ainsi dans la région de Dubuisson, il existe deux "porphyres gris" assez semblables, qui furent différenciés dans cette région parce qu'ils sont séparés par une période de dislocation. Par ailleurs, sur les propriétés O'Brien, Thompson-Cadillac et Graham-Bousquet, dans les cantons de Cadillac et de Bousquet, il existe sans aucun doute des porphyres de deux époques, parce que là un porphyre est disloqué par la grande faille et l'autre est intact. Les endroits où l'on peut établir cette distinction sont peu nombreux cependant, et tant que la contrée n'aura pas été examinée avec beaucoup plus de détail tout ce qu'on peut faire est de grouper ensemble les "porphyres gris".

Ce sont des roches gris clair à gris foncé, composées de phénocristaux de feldspath blanc dans une pâte gris foncé. Les phénocristaux sont pour la plupart petits, mais on a rencontré certains cas où ils atteignaient environ un pouce de longueur. Tous les porphyres gris se présentent sous forme de dykes—presque tous de taille petite ou moyenne, mais dans certains endroits ils atteignent jusqu'à 100 pieds de largeur. Le grain n'augmente pas cependant en proportion de l'accroissement des dykes. D'ordinaire ils sont plus altérés que les porphyres rouges.

En général, les porphyres feldspathiques gris semblent renfermer moins de feldspath potassique et plus de feldspath sodique que les porphyres rouges. De même, la grande variation des types tout à fait basiques à fortement siliceux que présentent les porphyres rouges, semblent faire défaut.

Dans le canton de Dubuisson le type plus ancien de porphyre gris a été appelé porphyre à syénite, pour le distinguer du type récent, connu sous le nom de porphyre à granodiorite. Le porphyre à syénite est une roche grise, d'apparence altérée, qui se compose de phénocristaux blancs d'albite avec quelques-uns d'orthose, dans une pâte grise à grain fin. Les phénocristaux

forment jusqu'à 10 ou 20 pour cent de la roche. Leur diamètre varie de 1 à 4 mm. et ils sont beaucoup altérés en kaolin, séricite et calcite. La pâte est formée d'albite à grain fin, avec de 10 à 15 pour cent de hornblende et d'un peu de biotite. Les minéraux ferromagnésiens sont en grande partie altérés en chlorite qui, dans certains endroits, a recristallisé en longues aiguilles et lattes d'actinote, entrecoupant les phénocristaux et la pâte dans toutes les directions.

Les porphyres à granodiorite sont des roches grises d'apparence plutôt fraîche, renfermant plusieurs phénocristaux de feldspath et de hornblende de taille moyenne, dans une pâte grise à grain fin. Les phénocristaux de feldspath sont formés d'andésine ou d'andésine oligoclase (environ An^{60} Ab^{40}), et constituent parfois jusqu'à 20 pour cent de la roche. Les phénocristaux de hornblende forment rarement plus que 1 pour cent. Dans le dyke le plus siliceux examiné, on a aussi rencontré quelques phénocristaux de biotite. La pâte se compose en grande partie de feldspath à albite ($Ab^{90}An^{10}$), avec à peu près 3 pour cent de hornblende et de biotite et des quantités variables de quartz. La plupart des dykes étudiés renfermaient moins de 1 pour cent de quartz, sauf un, sur la concession Legault, qui en contenait environ 15 pour cent.

Les porphyres à granodiorite contiennent ainsi plus de silice et de chaux, et moins de soude et de potasse, que les porphyres à syénite. Une série de failles s'orientant nord 75° est se rencontre dans le canton et les failles de cette direction entrecoupent et déplacent les dykes de porphyre à syénite, mais sont elles-mêmes recoupées par des dykes de porphyre à granodiorite. Ce fait porte à croire que le porphyre à syénite est probablement plus ancien. Des dykes de porphyre à granodiorite entrecoupent les gros amas de granodiorite dans ce district, mais les rapports des dykes de porphyre à syénite avec l'une quelconque des roches de la région, sauf les laves, sont inconnus.

Sur la propriété Thompson-Cadillac, dans le canton de Cadillac, un porphyre se présente dans la zone fortement schisteuse d'une grande faille est-ouest. Le porphyre n'est pas lui-même cisaillé et pour cette raison a de toute évidence été déposé après la période de dislocation. Il est blanc et se compose de phénocristaux de plagioclase ayant jusqu'à 2 mm. de longueur, dans une pâte à grain fin de plagioclase acide avec quelques grains de quartz.

Les porphyres cisaillés par les dislocations ou le plissement sont très répandus sur ces claims et ceux du voisinage, mais ne sont ni trop schisteux ni trop altérés en carbonate pour qu'on ne puisse déterminer de façon assez satisfaisante leur composition originelle.

Sur les claims Bathurst, dans le canton de Rouyn, un certain nombre de porphyres gris recoupent les conglomérats et les grauwackes du Timiskaming. Les différents dykes présentent d'assez grandes variations de composition et ressemblent un peu, tant par leur composition que par la grosseur de leurs phénocristaux, aux porphyres rouges. Ils n'ont pas été étudiés en détail, mais un, qu'on a examiné, se compose de nombreux phénocristaux blancs d'albite-oligoclase ($Ab^{85}An^{15}$), ayant jusqu'à un pouce de longueur,

enchâssés dans une pâte gris foncé dont le grain varie de 0.05 à 0.5 mm. La pâte est formée d'albite, de biotite et d'un peu de quartz et de zoïsite.

Buffam a constaté que des dykes de porphyre feldspathique gris recoupaient l'amas de granodiorite de Palmarolle. Ils se composent de phénocristaux tabulaires gris d'albite et d'orthose avec quelques-uns de quartz, dans une pâte à grain fin de lattes de feldspath. Les phénocristaux sont considérablement altérés en kaolin, séricite et épidote. Quelques lambeaux de chlorite qui s'y trouvent sont peut-être des vestiges de l'amphibole originelle.

Dans le canton de Bourlamaque il existe un amas assez mal exposé de porphyre gris verdâtre foncé, d'environ 1½ mille de diamètre, dont le centre se trouve à environ un mille au sud-est du centre du canton. La roche se compose de nombreux cristaux terreux verdâtres de feldspath altéré atteignant un demi-pouce de longueur, enchâssés dans une pâte à grain fin gris verdâtre. Le microscope révèle que le feldspath est complètement altéré en épidote, surtout avec de la calcite, de la chlorite et du mica blanc. De faibles traces de macles d'albite indiquent que le feldspath était autrefois un plagioclase. La pâte se compose aussi en grande partie des mêmes produits d'altération, mais on a établi que le quartz, l'albite, le microcline, l'apatite et la magnétite étaient probablement les éléments originels.

Syénites porphyriques de Cléricy

Un amas de syénite porphyrique d'à peu près 2 milles de long sur 1½ mille de large se rencontre dans l'angle nord-ouest du canton de Cléricy, et un autre, de plus petite taille, à environ 2 milles au nord-ouest, dans le canton de Destor. Les roches sont mauves ou roses et grossièrement porphyriques, avec de nombreux phénocristaux, atteignant un pouce ou plus de longueur, d'orthose, de plagioclase zonaire acide et d'un peu de microperthite. L'orthose constitue environ 40 pour cent de la roche. La pâte est grossièrement cristalline, à grain moyen d'environ 4 mm. Elle se compose de grains de feldspath, d'un peu de quartz et de titanite et de pyroxène vert foncé. Ce dernier forme de 10 à 20 pour cent de la roche.

Un autre amas de syénite porphyrique d'à peu près un mille de diamètre se présente immédiatement au sud du centre de la frontière nord du canton de Cléricy, ainsi que trois autres massifs plus petits dans l'angle nord-est du canton qui s'étendent sur une faible distance dans Aiguebelle. Un autre petit massif existe dans le canton de Manneville, juste au nord-est des rapides Cascades. Il est formé de roches rosâtres renfermant des phénocristaux de feldspath rose d'un quart de pouce ou plus de longueur. La composition est semblable en tous autres points à celle des roches décrites dans le paragraphe précédent.

Une roche à peu près semblable, mais plus basique, affleure à environ un mille au sud du portage de Clayhill, rivière Kinojévis. Elle se compose de phénocristaux d'orthose, de plagioclase zonaire et de microperthite atteignant un quart de pouce de longueur, enchâssés dans une pâte foncée dont l'augite, formant à peu près la moitié de la roche, est le principal élément. Elle est incolore au microscope et en partie altérée en hornblende verdâtre. La titanite, l'apatite, le zircon et la biotite sont les minéraux accessoires.

Syénites de La Pause

Dans le canton de La Pause il existe trois petits amas de syénite disposés approximativement sur une ligne se dirigeant au nord-nord-ouest du lac La Pause. Un quatrième massif de composition similaire se présente sur la ligne centrale du canton de Bousquet, à environ 1¾ mille de la frontière septentrionale. Les roches ont l'aspect général des syénites à quartz-augite, mais par suite de la présence d'une quantité considérable de feldspath calcique avec le plagioclase acide et le microcline, ce sont des monzonites à augite-quartz. La roche est rose, à grain ayant jusqu'à 4 mm. Les minéraux ferromagnésiens forment de 20 à 30 pour cent de la roche, le reste est du feldspath et un peu de quartz. Les gros cristaux de feldspath ont une tendance à l'idiomorphisme et possèdent des structures zonaires. Leurs centres sont brun rougeâtre et sont entourés d'une zone plus claire environnée à son tour par une autre presque blanche. Au microscope on constate que la zone centrale est fortement transformée en calcite. Il est probable que c'était à l'origine un plagioclase basique. Le microcline est interstitiel par rapport aux individus de plagioclase. Les cristaux trapus d'augite sont aussi interstitiels par rapport au feldspath. L'augite est en partie altérée en hornblende verte et en chlorite. On rencontre çà et là des grains de quartz vitreux. De petits grains de mica blanc et de calcite se sont apparemment développés comme produits d'altération du plagioclase. La magnétite et l'épidote y sont présentes comme minéraux accessoires.

Syénites de Preissac

Dans l'angle nord-ouest du canton de Preissac quelques petits massifs de syénite porphyrique envahissent les sédiments métamorphisés. Du point de vue pétrographique ils ressemblent aux petits amas déjà décrits dans le nord-est du canton de Cléricy.

GRANITES ET GRANODIORITES

Le granite et la granodiorite forment les plus gros amas de roche intrusive de la région. La frontière méridionale repose sur la majeure partie de sa longueur sur du granite, qui n'est que le bord d'un immense amas qui s'étend à perte de vue au sud et à l'est. Un autre gros massif forme le sous-sol des cantons de Preissac, La Motte, La Corne et Varsan; les massifs plus petits, de toutes grosseurs, sont nombreux.

On a tenté dans les pages qui suivent de subdiviser ces roches intrusives en granites et en granodiorites. Cette subdivision n'est pas tout à fait satisfaisante, parce que la rapidité avec laquelle le travail sur le terrain a été effectué n'a pas permis une étude minutieuse des massifs, et que plusieurs spécimens des roches recueillis pour examen, étaient trop altérés pour les déterminer avec précision, malgré le très grand soin apporté à leur prélèvement. On croit cependant qu'il existe des différences pétrographiques et chronologiques réelles entre les granites et les granodiorites, de sorte que la classification tentée a apporté quelque chose de plus, même si des travailleurs subséquents dans la région ne s'accordent pas avec les auteurs du présent rapport sur l'exactitude de la classification d'un amas donné.

L'une des plus grandes différences entre les granites et les granodiorites se trouve dans les proportions relatives de pegmatite qu'ils renferment. Les dykes de pegmatite, dont la composition va du granite siliceux au quartz presque pur, sont nombreux dans les granites et près de ceux-ci. La carte détaillée des concessions St-Maurice, canton de Preissac, a révélé plus de 16,000 pieds linéaires de ces veines de pegmatite dans moins d'un mille carré, quelques-unes ayant jusqu'à 16 pieds de largeur. Puis, de grandes étendues à l'intérieur du gros amas méridional de granite sont entièrement supportées par de la pegmatite grossière. Les granodiorites ne présentent aucune richesse semblable en pegmatite. Au contraire, les dykes de pegmatite qu'elles renferment sont si petits et si disséminés qu'il font à vrai dire presque défaut. Cette différence paraît signifier que la composition des différents magmas était à l'origine différente. Les magmas granitiques sembleraient avoir renfermé une proportion beaucoup plus grande d'eau et d'autres constituants volatils, par lesquels le quartz et les autres matériaux étaient maintenus en solution après la cristallisation du massif de la roche.

Une autre différence pétrographique est l'étendue de l'altération. Les granodiorites sont tellement décomposées qu'il reste très peu du feldspath originel; et cela est vrai non seulement des spécimens prélevés à la surface, lesquels pourraient être affectés par l'intempérisme, mais aussi des spécimens provenant d'excavations rocheuses profondes et fraîches le long du chemin de fer de Rouyn Mines. Les granites, d'un autre côté, sont très peu altérés, même dans les spécimens prélevés près de la surface. La cause de cette différence ne peut être que matière à conjectures; mais la différence elle-même paraît assez caractéristique.

Une troisième différence réside dans la composition des feldspaths. Le feldspath de toutes les roches dans ladite subdivision de granodiorite se compose presque entièrement de plagioclase; on ne constate que très rarement de l'orthose ou du microcline dans une plaque mince. La composition du plagioclase varie de l'albite dans les types plus siliceux, à l'oligoclase $Ab^{75}An^{25}$, dans les variétés plus basiques. Le feldspath des granites, d'autre part, renferme beaucoup de feldspath potassique, surtout du microcline, avec de l'orthose. Dans certaines variétés les deux tiers du feldspath sont du microcline et de l'orthose. Par contre, le granite normal du batholithe méridional renferme peu ou point de feldspath potassique, mais le feldspath se compose presque entièrement d'albite, de sorte qu'il est impossible de distinguer la roche d'avec les variétés siliceuses de "granodiorites". Toutefois, les syénites à augite-hornblende, les syénites porphyriques et les pegmatites du batholithe méridional sont riches en feldspath potassique. Si la composition est un facteur de distinction entre les deux catégories, par conséquent, ce doit être celle des massifs en général plutôt que des individus ou variétés.

Il importe de remarquer que les "granodiorites" se trouvent principalement dans l'extrémité occidentale de la région, où il se présente aussi des massifs de diorite quartzifère et de porphyre à syénite riche en soude. Il se peut que les trois types de roches aient une même origine magmatique et que ce district constitue peut-être une petite "province pétrographique".

Subdivision de la granodiorite

L'amas de *granodiorite de Dufault* forme le sous-sol d'une étendue d'environ 10 milles carrés bordant la partie septentrionale du lac Dufault, canton de Dufresnoy. Il est intéressant au point de vue pétrographique, à cause de sa différenciation insolite.

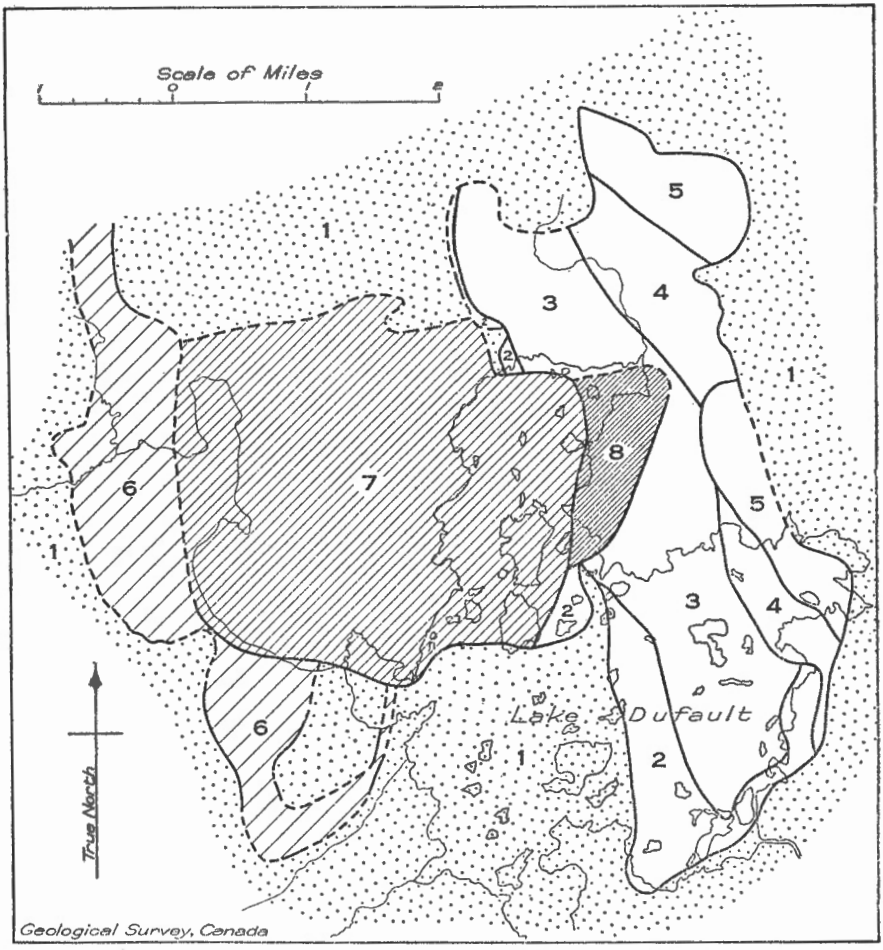


Figure 10. Amas de granodiorite de Dufault. Le massif occidental se compose de diorite (6), granite (7), et granite très siliceux (8); le massif oriental, de diorite quartzifère (2), diorite aplitique et feldspathique (3), granite graphique chloritisé (4), et granite (5). Les roches environnantes (1) sont en majeure partie des laves du Keewatin.

L'amas, considéré dans son ensemble, se compose de deux dépôts séparés de roche intrusive (*voir* figure 10). Le massif de l'ouest s'étend du bord occidental de l'amas jusqu'au milieu du lac Dufault. Celui de l'est sup-

porte la moitié orientale du lac et se prolonge vers le nord sur un demi-mille au delà de la ligne centrale du canton de Dufresnoy. La ligne de séparation entre les deux massifs est approximativement marquée, au sud, par une pointe longue et étroite de roches keewatiniennes qui s'avance nord 22° ouest, sur une distance de plus d'un demi-mille du massif principal du Keewatin, et, au nord, sur les claims Newbec, par une pointe à angle droit de roches keewatiniennes et une inclusion considérable du Keewatin, de près de 2,000 pieds de longueur, recoupée de la pointe par des roches intrusives. Entre ces deux endroits, sur une distance de 1½ mille, les deux roches intrusives sont directement en contact et le massif occidental pénètre dans celui de l'est sur une distance d'au moins un mille.

Le massif oriental est à peu près rectangulaire, de 1½ à 1¾ mille de large sur environ 5½ milles de longueur. Le grand axe se dirige approximativement nord 20° ouest. Ce massif se compose de trois variétés distinctes de roche, qui présentent un agencement rubané bien marqué, dont les bandes sont parallèles au grand axe du massif. La bande la plus à l'ouest (représentée sur la figure 10 comme se composant de deux bandes), consiste en diorite feldspathique grossière, composée en moyenne d'environ 70 pour cent de feldspath blanc et de 30 pour cent de hornblende à grain moyen de 5 à 10 mm. La composition exacte du feldspath est inconnue, vu que tous les spécimens prélevés étaient trop altérés pour être déterminés avec précision. En maints endroits, surtout vers le côté oriental de la bande, la diorite feldspathique passe à une aplite blanche, composée de feldspath, avec plus ou moins de quartz et presque pas de minéral ferromagnésien. Un spécimen de la coupe de chemin de fer, juste au nord de la voie d'évitement de Dufault, se composait entièrement d'albite-oligoclase, $Ab^{85}An^{15}$ et un second, de l'île 16, d'albite presque pure avec quelque 25 pour cent de quartz. Sur le côté occidental, près de ses contacts avec le Keewatin, la bande de diorite feldspathique devient plus basique et passe finalement à une diorite quartzifère normale de grain fin à moyen. Les spécimens de cette roche sont trop altérés pour être exactement déterminés, mais au mégascope on estime qu'elle se compose de parties presque égales de feldspath et de hornblende. Au microscope on constate qu'il s'y trouve aussi de 2 à 3 pour cent de quartz. La largeur totale de la bande d'aplite dioritique varie de trois quarts de mille à 1¼ mille.

Dans la bande d'aplite dioritique, le fasciage sur une échelle plus petite est fréquent, et l'allure des petites bandes est toujours parallèle à celle de la bande principale. L'aplite, par exemple, se présente toujours sous forme d'une ou de plusieurs bandes dans la diorite feldspathique grossière. Les bandes de diorite renferment du feldspath en proportion variable et ces bandes ont une tendance à être alternes. En dépit de cela, une croissance générale progressive de la teneur en feldspath se produit de l'ouest à l'est, de sorte que les roches à l'ouest sont tellement basiques dans l'ensemble qu'elles se rapprochent de la composition du gabbro, tandis que celles de l'est se rapprochent ou réalisent celle de l'aplite.

En maints endroits il n'existe pas de contact marqué entre les variétés plus feldspathiques et celles qui le sont moins, mais on observe dans la composition une gradation quasi imperceptible qui indique ou que la

différenciation des deux s'est produite, ou que la plus ancienne était encore chaude, peut-être même fluide, quand l'autre s'est injectée à son côté. Dans d'autres endroits on a observé des phénomènes positivement intrusifs, indiquant que les variétés plus feldspathiques sont plus récentes que les moins feldspathiques et qu'elles les envahissent. Ainsi, sur la grande île près du rivage méridional du lac, à travers laquelle passe la ligne centrale du canton de Dufresnoy, il existe un dyke de 2 pieds de diorite feldspathique recoupant la diorite plus basique et présentant des bords légèrement figés. Sur la rive orientale de l'île 11, se trouve une brèche intrusive composée de fragments de diorite basique à grain fin et grossier, dans une pâte de diorite un peu plus feldspathique. Les fragments ont des angles aigus et sont de toutes dimensions jusqu'à un pied de diamètre ou davantage. Sur la rive occidentale de l'île 12, à quelques cents pieds seulement à l'est, il existe une brèche semblable, mais les fragments sont à peu près aussi acides que la gangue sur l'île 11, et la nouvelle pâte est encore plus feldspathique.

Dans une coupe de chemin de fer, un peu au delà de l'extrémité septentrionale de la voie d'évitement du lac Dufault, on peut observer une transition de nature intermédiaire entre les phases ordinaires, dont on décrira plus bas un exemple caractéristique, et celles plus rares des roches intrusives. Là, une diorite grossière, blanche et extrêmement feldspathique renferme de gros amas irréguliers, dont quelques-uns deviennent des bandes de diorite foncée à gros grains, moins feldspathique. On ne trouve aucune limite bien définie entre les variétés basiques et acides, et les rapports font présumer que les amas plus foncés sont des ségrégations basiques dans les plus clairs, que la matière plus feldspathique fut injectée dans la moins feldspathique et l'a brisée pendant que cette dernière était encore chaude.

A l'est de la bande d'aplite dioritique se présente une bande de granite chloritisé ou micropegmatite, dont la largeur varie de trois huitièmes à trois quarts de mille. La plus grande largeur se trouve à l'extrémité septentrionale où celle de l'aplite dioritique est la plus étroite, et la plus petite, à l'extrémité méridionale où l'aplite dioritique est la plus large. Les deux bandes forment ainsi des coins complémentaires.

Macroscopiquement le granite chloritisé est vert foncé et d'apparence très basique. Il semble à première vue se composer entièrement de chlorite, mais un examen plus soigné le révèle rempli de petits cristaux de quartz atteignant 1 mm. de diamètre. Dans certains spécimens on observe aussi des vestiges de feldspath, et, en un endroit sur la baie de l'est du lac Dufault, la roche passe à une matière très grossière ressemblant à peu près à une diorite quartzifère feldspathique. En plaques minces on constate que cette roche est excessivement altérée. Les spécimens les plus frais obtenus se composent d'amas, de 3 à 6 mm. de diamètre, de quartz et de feldspath formant un enchevêtrement graphique. Dans chacun de ces amas tout le quartz décèle la continuité des cristaux par l'extinction simultanée sous les nicols croisés, et tout le feldspath agit de même. Le feldspath a été déterminé comme étant de l'albite $Ab^{90}An^{10}$ à Ab^{100}. Il semble y avoir peu ou point de minéral ferromagnésien, sauf quelques grains d'ilménite et un grain occasionnel d'apatite. Le quartz et le feldspath sont en quantité à peu près égale. La roche possède donc la composition d'un granite graphique.

Dans d'autres plaques la proportion du quartz est beaucoup moindre. L'une en renfermait au plus 2 pour cent. Toutes, cependant, sont caractérisées par l'enchevêtrement graphique du quartz avec une partie ou tout le feldspath.

Dans les spécimens moins altérés les feldspaths sont garnis de fissures remplies de chlorite et de séricite et un nombre moins considérable de ces fissures recoupent aussi les cristaux de quartz. Dans le quartz et le feldspath les veines ont des bords de remplacement irréguliers, et dans les feldspaths des agrégats de chlorite se sont développés en forme de champignon dans les espaces entre les veinules. Les parties non chloritisées des cristaux d'albite sont parsemées de petits grains de séricite ou de paragonite. Dans d'autres minces plaques, divers stades moins avancés d'altération peuvent se voir, jusqu'à la phase finale dans laquelle tout le feldspath est converti en chlorite et en séricite, et même les bords des cristaux de quartz sont attaqués. Dans ces lames la seule indication de la composition originelle est l'extinction simultanée de groupes de cristaux de quartz dans la pâte chloriteuse.

Cette forte altération chloriteuse et la grande dimension des massifs de roche ainsi altérée, font inévitablement penser à l'altération très répandue en chlorite qui accompagne le développement du cuivre dans le district avoisinant. Ces ressemblances frappantes ne sont pas ordinaires; de sorte que, bien que la preuve fasse défaut, on ne peut s'empêcher de croire que toutes deux ont une cause commune.

Les rapports du granite graphitique chloritisé avec l'aplite et la diorite semblent être sensiblement les mêmes que ceux des diorites plus feldspathiques avec celles qui le sont moins. On peut mieux les observer sur le rivage méridional de la baie de l'est du lac Dufault, sur une haute pointe rocheuse de l'île 31, où il existe de bons affleurements entre le haut et le bas niveau de l'eau. Près du bas niveau de l'eau la roche se compose de diorite à grain moyen, composée à peu près de parties égales de feldspath blanc et de hornblende. Cette roche passe vers le haut sur 4 ou 5 pieds de distance verticale, à une diorite beaucoup plus grossière et un peu plus feldspathique sur laquelle s'est développée une plate-forme unie érodée par les glaces ayant jusqu'à 15 pieds de largeur. Une petite bosse, d'environ 15 pieds de longueur, 8 pieds de largeur et de 10 pouces de hauteur, s'élève au-dessus du niveau général de cette plate-forme et se compose en grande partie de diorite aplitique blanche. Le contact entre les deux est une bande d'environ un pouce de large, dans laquelle une variété passe à l'autre. Le contact plonge nord sous un angle très faible, environ 5°.

L'aplite est recoupée, à cet endroit, par un dyke de 2 pouces de granite chloritisé. Le plan du dyke est presque parallèle à celui du contact d'aplite dioritique; mais au lieu d'être parfaitement horizontal, le dyke est légèrement incliné, de façon à former un bol très peu profond. L'érosion a tout enlevé, sauf le fond de cet entonnoir peu profond; de sorte que l'affleurement se compose maintenant d'un amas oval d'aplite, reposant au-dessus du dyke, entouré d'un ruban de granite chloritisé sur le bord de l'entonnoir, et, en dehors, le principal amas d'aplite, se trouve en dessous du dyke.

A environ 20 pieds plus loin, le granite chloritisé est directement en contact avec la diorite feldspathique grossière verdâtre. Ce contact, comme le précédent, plonge sous un angle d'environ 5° nord. Le contact n'est pas une ligne bien marquée, mais ne semble pas être en gradation. Le granite chloritisé est assez grossier au contact, bien que pas aussi grossier qu'à quelques pouces plus loin. Il n'existe aucune texture fluidale au contact.

Les rapports indiquent que le granite chloritisé était plus récent que les roches diorite-aplite, mais probablement très peu, vu qu'il existe peu de refroidissement et aucune texture fluidale au contact du granite. Le parallélisme du contact avec celui de la structure dans l'amas de diorite-aplite porte à croire que ce dernier a influencé la dernière intrusion.

A l'est de la bande de granite chloritisé il existe un type de granite normal. Celui-ci ne forme pas une bande continue du nord au sud, mais se présente comme deux amas séparés, l'un d'environ 1½ mille de longueur sur 1,000 pieds de largeur, vers l'extrémité méridionale du massif de l'est, l'autre, d'à peu près la même longueur mais un peu plus large, à l'extrémité septentrionale. Entre les deux, le Keewatin à l'est est en contact direct avec le granite chloritisé.

C'est un granite normal gris, de grain moyen à grossier, composé de quartz, de feldspath blanc et de hornblende considérablement chloritisée. En aucun endroit l'a-t-on trouvé en contact avec le granite chloritisé.

Une analyse chimique fut faite par l'aide du présent auteur, J.-F. Henderson, en préparant une thèse à l'Université de Queen's. Elle fut la suivante:

	Pour cent
SiO^2	70.41
Al^2O^3	15.41
Fe^2O^3	1.01
FeO	2.60
MgO	0.99
CaO	1.29
Na^2O	6.87
K^2O	1.48
CO^2—H^2O	0.97
	101.03

La forme du massif oriental de l'amas intrusif semble être celle d'un laccolithe plongeant vers l'est. Ceci est indiqué en partie par les changements pétrographiques et en partie par des déterminations directes. Dans un filon-couche en plateure ou laccolithe différencié en types acides et basiques, les variétés plus acides se trouvent invariablement au sommet, les plus basiques à la base. Quand un tel amas est penché et érodé, la position des types acides par rapport aux basiques indique la direction du déversement. Dans ce cas la diorite repose à l'ouest, suivie de l'aplite à l'est, puis par le granite graphique chloritisé. Cette disposition indique, par conséquent, un pendage vers l'est.

Dans la baie de l'est du lac Dufault le pendage est très horizontal. Il a été révélé par des observations directes effectuées sur les contacts diorite-aplite et diorite-granite au sud de l'île 31, qui présentent un pendage de 5° vers le nord; et aussi par la présence, le long du même rivage,

de nombreux affleurements de laves du Keewatin, qui probablement représentent des lambeaux du toit de la roche intrusive, dont la surface est accidentée. A l'ouest le pendage devient plus raide. Ceci est démontré par le fasciage dans l'amas, qui plonge sous des angles plus ouverts, et aussi par une observation directe du pendage de la base, obtenue à environ 1,000 pieds au nord-est du puits Newbec, concession T 1291 (bloc 8). Ici la base du filon-couche plonge vers l'est sous un angle de 50°.

La structure en filon-couche fait d'abord présumer que tout le massif oriental intrusif a été un seul magma qui s'est différencié sur place. Bien que cette conclusion soit possible, il y a certaines objections qui sont émises dans les observations qui suivent.

L'amas de diorite et d'aplite semble, sans aucun doute, s'être différencié sur place sous l'influence de la pression. La présence uniforme, le long du côté occidental de l'amas, des types plus basiques et la plus forte teneur générale en feldspath vers l'ouest, en même temps que la présence de rapports tels qu'observés au sud de l'île 31, portent à cette conclusion. En même temps, la présence du fasciage et les rapports intrusifs constatés çà et là entre les types plus feldspathiques et les moins feldspathiques; laissent supposer qu'il s'est produit, avant la consolidation complète, d'importantes dislocations dans l'amas, résultant en l'enchevêtrement partiel des formes basiques et acides et l'injection des matières feldspathiques plus liquides dans les phases basiques solidifiées ou en partie consolidées.

Il semble probable que le granite graphique chloritisé actuel ait été un produit de différenciation de l'amas de diorite. Il était, avant l'altération, encore plus siliceux que la partie aplitique, et son feldspath était de composition sodique. Certaines parties, celles qui renferment moins de quartz, ne diffèrent des aplites que par leurs textures graphiques. Les rapports observés au sud de l'île 31 portent à croire qu'il n'y eut pas une grande différence d'âge. Les données à notre disposition, par conséquent, semblent justifier la conclusion que la diorite, l'aplite et le granite graphique chloritisé représentent un seul massif de magma intrusif différencié depuis sa venue dans sa position actuelle.

Les massifs de granite normal à l'est du granite graphique chloritisé sembleraient, cependant, représenter entièrement une intrusion séparée. Elle est moins siliceuse que le granite graphique et renferme aussi une proportion considérable de hornblende originelle. Ce ne peut pas, par conséquent, être un produit différencié du massif de diorite, parce que les produits émanant de la diorite deviennent progressivement plus acides vers l'est. Il est regrettable qu'on n'ait trouvé aucun contact entre le granite normal et le granite graphique chloritisé; mais la façon dont le granite normal converge vers l'ouest, au nord du lac, de façon à isoler les massifs nord et sud de granite graphique chloritisé l'un de l'autre, fait présumer que le granite normal est plus récent que le granite graphique chloritisé et qu'il l'a envahi.

Par conséquent, on conclut expérimentalement que la partie orientale de l'amas de Dufault se compose de deux massifs intrusifs, l'un, occidental et l'autre oriental. Le massif occidental est un filon-couche ou laccolithe

différencié, dont la composition varie de la diorite quartzifère à l'ouest au granite graphique à l'est. Le massif oriental est un granite de composition et d'apparence assez normales, probablement intrusif dans le filon-couche. Sa forme n'est pas connue, bien que sa longueur et sa faible largeur relative, à la surface, nous portent à croire que ce peut aussi être un filon-couche.

La moitié occidentale de la roche intrusive de Dufault est un massif d'environ 2½ milles de longueur du nord au sud et de 3 milles de l'est à l'ouest. On peut le diviser en une partie occidentale dioritique et une partie orientale granitique (représentées sur la figure 10 comme se composant de deux massifs séparés). Le contact entre les deux est presque complètement masqué par une zone marécageuse. Sur la concession A 3496, canton de Dufresnoy, le type granitique envahit le type dioritique; mais un affleurerement n'est pas suffisant pour décider de leurs rapports mutuels. Dans l'amas oriental, tel que reproduit, la diorite plus feldspathique pénètre la moins feldspathique par endroits; cependant, les deux sont sans aucun doute des produits provenant d'un seul massif magnatique. Il en est peut-être ainsi de la diorite et du granite de l'amas occidental.

Le massif de diorite à l'ouest du granite présente les changements suivants de composition. La roche près du contact avec le Keewatin est à grain moyen et très basique, se composant de parties à peu près égales de hornblende verdâtre et de feldspath labradorite ($Ab^{50}An^{50}$) avec quelques grains de quartz et de magnétite et parfois un peu de pyrite. La roche de cette composition, toutefois, forme une bande de quelques pieds de largeur seulement autour du bord de l'amas, et la phase basique moyenne se compose de quelque 25 à 35 pour cent de hornblende, 55 à 65 pour cent de feldspath variant en composition, dans différents spécimens, de $Ab^{50}An^{50}$ à $Ab^{75}An^{25}$ et de quartz dont la quantité varie de quelques grains à peut-être 10 pour cent. La texture est granitoïde et modérément grossière, 2 à 3 mm. en moyenne, mais des phases de pegmatite très grossière se présentent çà et là, avec des cristaux ayant jusqu'à 2 ou 3 pouces de longueur. La roche dioritique constitue une bande d'environ trois quarts de mille de large sur le bord occidental du granite.

A l'est de la bande de diorite, il existe un massif de granite gris plutôt ordinaire dont la composition varie quelque peu de place en place, mais atteint peut-être en moyenne 20 pour cent de quartz, 10 pour cent de hornblende, un peu de magnétite et le reste de feldspath fortement altéré qui semble en grande partie avoir été de l'albite.

A l'est le granite normal passe progressivement dans un granite de composition hautement siliceuse. Un spécimen typique se compose d'environ 30 pour cent de quartz, 1 ou 2 pour cent de hornblende chloritisée, et le reste d'albite et d'oligoclase-albite considérablement altérées.

Une analyse d'un spécimen de ce granite fut effectuée par J.-F. Henderson en préparant sa thèse à l'Université de Queen's. L'analyse révèle moins de silice que ne l'indiquent les plaques minces, de sorte qu'il se peut que le spécimen ne soit guère le type de la composition moyenne.

	Pour cent
SiO^2	67.02
Al^2O^3	16.41
Fe^2O^3	0.23
FeO	3.36
MgO	1.06
CaO	4.68
Na^2O	4.02
K^2O	1.79
CO^2—H^2O	2.77
	101.34

En 1926, quand la moitié occidentale de la roche intrusive de Dufault fut étudiée pour la première fois, les variations de composition portaient à croire que tous les types de roches avaient été formés par différenciation sur place d'un seul massif magmatique. D'après cette hypothèse l'amas serait horizontal et en forme de filon-couche avec un faible pendage vers l'est. En conséquence, on a cherché les contacts sur le bord occidental de l'amas d'où le plongement pouvait être directement observé. Deux de ces contacts furent répérés. Dans l'angle nord-est de la concession M.L. 1890, le contact de la diorite et du Keewatin est mis à jour sur une distance de 50 ou 60 pieds, et plonge vers l'est sous un angle de 22°. De nouveau, dans l'angle nord-est de la concession A 2746 le pendage est même plus faible, étant à peu près de 10°. La nature en forme de filon-couche de l'amas et le pendage horizontal vers l'est, peuvent, par conséquent, être considérés comme établis, mais par suite de la nature complexe de la moitié orientale de l'amas intrusif de Dufault, il est peut-être préférable d'attendre d'avoir découvert d'autres preuves avant de conclure que les parties de granite et de diorite furent à la fois formées par la différenciation d'un seul magma. Il est fort possible qu'ils représentent des injections séparées.

Les rapports entre le dépôt de l'est et celui de l'ouest de l'amas de Dufault révèlent qu'ils sont intrusifs. La base du massif oriental s'étendait probablement à une certaine époque en ligne plus ou moins droite à travers la solution de continuité entre la base observée dans la partie méridionale du lac et celle constatée sur les claims Newbec au nord du lac. Le granite du massif occidental a croisé cette ligne et s'étend à l'est sur une distance de plus d'un mille dans la région qui serait autrement occupée par la diorite et l'aplite. En outre, on a obtenu un témoignage direct des rapports intrusifs sur le rivage et les îles au contact méridional du granite et de la diorite. On a observé en maints endroits des brèches formées de nombreux fragments de diorite et de diorite feldspathique dans une pâte de granite normal.

Ainsi l'amas de granodiorite de Dufault, d'après les faits constatés, se compose d'une série de filons-couches ou de laccolithes superposés. Le plus ancien est celui qui occupe maintenant le centre de l'amas, et qui s'est différencié en diorite, aplite et granite graphique. Le magma ou les magmas, qui se sont consolidés en granite et diorite de la moitié occidentale se sont injectés à une date plus récente. Ils se sont différenciés en formant les diverses diorites basiques et acides à l'ouest, ainsi que le granite normal et celui hautement siliceux à l'est. Le granite a envahi le laccolithe de diorite

en se formant en gradins sur une distance considérable. A une certaine époque durant la période ignée, après l'intrusion du laccolithe central, le granite normal du côté oriental de l'amas s'est injecté, mais ses rapports chronologiques avec le laccolithe occidental sont inconnus. Finalement l'amas tout entier s'est incliné de façon à acquérir un pendage vers l'est et s'est affaissé de telle sorte que son inclinaison varie de presque horizontale en certains endroits à 50° dans d'autres.

Granodiorite de Cléricy.—La granodiorite de Cléricy forme le sous-sol d'une étendue d'environ 1 mille de largeur sur 7 milles de longueur, s'orientant à peu près 30° au nord-ouest. Elle occupe surtout l'angle sud-ouest du canton de Cléricy, mais se prolonge sur une certaine distance dans Joannès au sud et Dufresnoy à l'ouest. Comme la partie occidentale de l'amas de Dufault, elle se compose de roches dioritiques et granitiques. La diorite forme une bande d'une largeur maximum de 1 mille de longueur du côté occidental du massif, s'étendant de l'extrémité septentrionale du lac Savard vers le sud-ouest sur une distance de tout près de 4 milles. Le reste du massif est en majeure partie un granite rougeâtre d'aspect normal, mais vers l'extrémité méridionale il devient blanc et apparemment plus siliceux. La majeure partie de la région supportée par l'amas de Cléricy est recouverte d'une épaisse couche de drift, qui rend difficile l'étude des rapports entre les différentes variétés.

Les diorites sont des roches foncées à grain moyen, de composition assez uniforme et de même grain que celui qui caractérise les diorites de Dufault. La ressemblance entre ces diorites et celles de l'extrémité occidentale de l'amas de Dufault est assez frappante. Elles renferment ordinairement du quartz—par endroits jusqu'à 10 ou 15 pour cent; de 30 à 40 pour cent de hornblende, avec un peu d'augite, d'apatite et de titanite; le reste est du feldspath blanc, trop altéré pour permettre une détermination précise.

Les variétés siliceuses ressemblent à celle de la partie granitique de la moitié occidentale de l'amas de Dufault. Le quartz en forme une grande proportion—par endroits de 50 à 60 pour cent. Le feldspath, qui constitue la plus grande partie du reste, est surtout de l'albite-oligoclase fort altérée en séricite, mais il s'y trouve du microcline et peut-être de l'orthose. Les minéraux ferromagnésiens sont totalement altérés en amas tachetés d'épidote, de chlorite et d'oxyde de fer.

Le granite à l'extrémité méridionale du massif est blanc et hautement quartzeux, rempli de phénocristaux de quartz de 1 mm. ou plus de diamètre. La même matière forme un petit amas d'environ cinq huitièmes de mille au sud-est de l'extrémité de l'amas principal.

Les variétés granitiques sont distinctement plus récentes que les variétés dioritiques qu'elles pénètrent en certains endroits. Ces rapports sont peut-être le résultat du dérangement pendant la consolidation d'un magma de différenciation.

En somme, les diorites et les granites de l'amas de Cléricy présentent une ressemblance très marquée avec celles de la moitié occidentale de l'amas de Dufault, et l'on croit que toutes deux ont probablement tiré leur origine d'une même source et se sont injectés à peu près à la même époque.

Granite de Flavrian. L'amas de Flavrian, sous le rapport de la composition, est un granite hautement siliceux. On l'a classé avec les granodiorites à cause de son manque de phases pegmatiques et de l'altération de ses feldspaths. En autant qu'on le sache, aucune roche dioritique du genre des granodiorites de Cléricy et de Dufault n'est associée à cet amas de granite.

Le granite de Flavrian supporte une étendue d'environ 25 milles dans le sud-est du canton de Duprat et dans le nord du canton de Beauchastel. Un amas plus petit, entre ce dernier et le chemin de fer, dans le nord de Beauchastel, est considéré comme faisant partie de la même intrusion. Le massif principal est coupé presque en deux dans le canton de Duprat, par une bande de roches du Keewatin, d'environ trois quarts de mille de largeur. Ces roches sont partout tellement altérées et recristallisées qu'on a conclu qu'elles étaient simplement un mince tronçon du toit primitif du massif intrusif. La présence d'un débris aussi large et long suggère également que le granite au nord et au sud n'a pas été érodé bien en dessous de son premier sommet. Un amas en forme de filon-couche de diorite quartzifère pénètre le débris du toit et plonge légèrement vers l'est sous des angles qui varient, çà et là, de 10° à 30°. On croit que ce pendage correspond probablement à la structure primitive des épanchements et, si cette supposition est juste, il est probable que leur structure horizontale a influencé et localisé la roche intrusive, en lui donnant une surface supérieure horizontale ou à pente douce un peu plus élevée que le niveau actuel de la contrée.

Les roches se composent d'une variété de granites roses ou blancs, de texture grossière. On a prélevé une série considérable de spécimens illustrant les différents types observés, et on a constaté que leur composition était semblable dans tous les cas. La principale différence se trouvait dans le pourcentage du quartz qui varie entre 25 et 50 pour cent. Presque tout le reste est de l'albite, bien qu'on ait identifié un peu d'orthose dans certaines plaques minces. Le feldspath est très altéré en séricite. Quelques lambeaux de biotite vert foncé, et des débris chloritisés d'un autre minéral ferromagnésien, probablement de la hornblende, sont visibles dans toutes les plaques minces.

Les roches keewatiniennes près de l'amas de Flavrian ont considérablement été altérées par l'addition de quartz et de feldspath et la recristallisation. Elles ont été transformées, sur de grandes étendues, en roches gris clair à blanc pur, finement cristallines, facilement prises pour du granite par quiconque n'a pas suivi l'altération dans ses diverses phases. Les roches altérées diffèrent toujours du granite, cependant, en ce qu'elles renferment de nombreux cristaux aciculaires de hornblende, d'un huitième à un demi-pouce de longueur.

Le granite de Flavrian est recoupé à deux ou trois endroits par des dykes de gabbro récent. Il traverse un filon-couche de diorite quartzifère juste au nord du lac Flavrian et une brèche de fragments de diorite quartzifère dans une pâte de granite s'est développée au contact. Ses rapports avec le porphyre à syénite n'ont pas été déterminés.

Granite de Powell. Le granite de Powell est un amas d'environ 3 milles de long sur ½ à 1 mille de large dans le quart nord-ouest du canton de

Rouyn. Il est borné au sud par le prolongement de la faille de Horne-Creek. C'est une roche gris clair ou rosâtre, finement grenue, qui semble affecter une texture porphyrique. La plaque mince examinée présentait des phénocristaux de quartz et d'albite atteignant 2 mm. de diamètre, enchâssés dans une pâte plus fine des mêmes minéraux. Les phénocristaux constituent environ 15 pour cent de la roche et ceux d'albite sont à peu près deux fois plus nombreux que ceux de quartz. On a estimé à 25 pour cent la quantité totale de quartz dans la plaque. L'albite en formait presque tout le reste, bien qu'ils s'y présentât quelques grains de chlorite, d'hématite et de pyrite.

La roche encaissante sur les bords de l'amas est, en certains endroits, considérablement altérée en granite, au point qu'il est parfois difficile de déterminer où se termine le granite et où commence la roche de fond. L'altération est semblable à celle causée par le granite de Flavrian.

Granite du lac Noranda. Une bande de granite de quelque 300 pieds de largeur se rencontre sur la rive méridionale du lac Noranda, canton de Rouyn, bordant le côté nord de la bande de diorite quartzifère qui s'oriente à l'est en passant par le village de Rouyn. Le granite conserve sa position sur le côté septentrional de la diorite quartzifère sur une distance d'environ 2 milles, puis, vers l'extrémité orientale du village, converge légèrement et traverse la bande de diorite quartzifère sous un angle peu élevé. Le contact entre le granite et la diorite quartzifère n'est pas nettement défini, mais présente une transition plutôt rapide, une roche passant à la suivante sur une distance de 3 ou 4 pouces. Le fait que le granite coupe la diorite quartzifère indique que celle-ci a dû s'injecter et se solidifier avant l'intrusion du granite, mais la transition graduelle au contact porte à croire que le granite l'a envahie avant qu'elle se fût refroidie, de sorte qu'un peu de refonte s'est produit au contact, causant un léger mélange des deux roches.

Le granite est de couleur claire à gris foncé, à grain moyen (1.5 mm.), et hautement siliceux. Le pourcentage de quartz varie, çà et là, de 10 à 50 pour cent, et presque tout le reste de la roche est une albite plus ou moins altérée en séricite et calcite. Par endroits une partie du feldspath présente un enchevêtrement graphique avec le quartz. La chlorite, probablement secondaire après la hornblende, est le principal minéral ferromagnésien. D'ordinaire seulement quelques lambeaux sont visibles, mais la roche peut en contenir, çà et là, 5 ou 6 pour cent.

Granite du lac Moose. Le granite du lac Moose forme un amas d'environ 2 milles de longueur sur ½ mille de largeur dans la partie méridionale du canton d'Hébécourt. La partie septentrionale du massif n'est pas aussi bien exposée.

La composition de la roche varie considérablement et tend à être plus basique près des bords. Les variétés plus acides sont des roches roses ou gris clair, à texture granitique grossière, à grain moyen de 3 à 4 mm. Elles se composent d'environ 25 pour cent de quartz, 70 pour cent d'albite, Ab^{95} An^{5}, plus ou moins altérée en mica blanc, zoïsite, etc., et de 5 pour cent de chlorite, probablement secondaire après la hornblende. Les variétés plus basiques sont plus foncées et diffèrent surtout par leur teneur plus élevée en chlorite.

Granite du lac Nelson. Le granite du lac Nelson est un petit amas d'environ 1 mille de diamètre sur le côté est du lac Nelson, dans le quart sud-est du canton de Montbray. C'est un granite à albite à gros grain de couleur claire, renfermant des cristaux d'albite ayant jusqu'à 8 mm., et des cristaux de quartz jusqu'à 6 mm., de diamètre. Il se compose d'environ 30 pour cent de quartz, dont une partie présente une extinction onduleuse; 65 pour cent d'albite, $Ab^{95}An^{5}$, quelque peu altérée en calcite, épidote et mica blanc, et d'à peu près 5 pour cent de chlorite. La magnétite, la pyrite et l'apatite sont les minéraux accessoires.

Granite du lac Labyrinthe. Un petit amas de granite d'un peu plus d'un mille de long et de moins d'un quart de mille de large se présente sur le rivage nord-est du lac Labyrinthe, canton de Dasserat. Il est en contact, au nord, avec un gros dyke ou filon-couche de diorite quartzifère, et sa texture et sa composition portent à croire qu'ils sont tous deux apparentés au même magma.

Le granite possède une texture grossière, avec un grain moyen d'environ 3 mm. Il renferme de 30 à 40 pour cent de quartz, environ 5 pour cent de hornblende en longs cristaux étroits, en grande partie altérée en chlorite, 2 ou 3 pour cent de magnétite en grosses paillettes et le reste se compose surtout d'albite $Ab^{80}An^{20}$. L'albite est très altérée en carbonate. Les longs cristaux étroits de hornblende rendent la texture assez semblable à celle des phases pegmatitiques de la diorite quartzifère, et la composition minérale est ainsi identique à celle des pegmatites, sauf les proportions des minéraux qui sont différentes.

Granodiorite de Palmarolle. La granodiorite de Palmarolle forme le sous-sol d'une étendue d'environ 17 milles de longueur et de 4 à 12 milles de largeur, en majeure partie dans les cantons de Palmarolle et de Poularies. Sur presque toute cette étendue seuls des affleurements disséminés surgissent à travers le manteau d'argile. Il existe, toutefois, des crêtes saillantes dans le sud de Poularies sur les deux côtés de la route de Makamik. L'amas est appelé ici granodiorite plutôt que granite parce que les types dioritiques apparaissent autour de ses bords, comme dans l'amas de Dufault.

Les parties centrales de la roche intrusive se composent d'un granite blanc ou gris clair à gros grain (3.4 mm.), de composition très uniforme. Il renferme une grande proportion de quartz, et le reste se compose de parties à peu près égales de feldspath et de minéraux ferromagnésiens. Le feldspath est considérablement altéré en agrégats de mica blanc, kaolin et épidote, mais la plupart des débris qui peuvent être identifiés consistent en albite-oligoclase. On a aussi identifié de la microperthite et un peu de microcline. Les éléments ferromagnésiens comprennent la biotite et la hornblende, dont la biotite est la plus abondante. Elle est assez fort altérée en chlorite et en épidote avec une séparation de grains de magnétite pulvérulente. La hornblende est aussi un peu chloritisée, mais c'est de beaucoup le constituant le plus frais de la roche. L'apatite, le zircon, la magnétite et, çà et là, la titanite, constituent les minéraux accessoires.

Les variétés dioritiques marginales sont ordinairement en petite quantité, bien qu'on ait rencontré une étendue de 1½ mille de long et d'un demi-

mille de large dans les rangs II et III, canton de Palmarolle, le long de la ligne centrale nord-sud. La roche est gris foncé, riche en hornblende et renferme des lambeaux de hornblende et de feldspath grossièrement cristallisés. Elle ressemble ainsi fortement aux types dioritiques du côté occidental de l'amas de Dufault.

La granodiorite est recoupée par des dykes de porphyre quartzifère aphanitique, porphyre feldspathique, diabase plus récente, dunite et, dans la partie occidentale, par un complexe de dykes de "basalte". Les porphyres quartzifères se composent de petits phénocristaux de quartz dans une pâte gris clair à grain fin. Ils passent, d'après Buffam, aux porphyres feldspathiques, qui se composent de phénocristaux tabulaires blancs de feldspath et parfois d'un phénocristal isolé de quartz, enchâssé dans une pâte gris clair, à grain fin, formée de lattes de feldspath. Le feldspath est surtout du plagioclase acide avec un peu d'orthose assez fort altérée en séricite, kaolin et épidote. Un peu de chlorite probablement secondaire après la hornblende se présente dans la pâte.

Un gabbro ou une diorite à grain très gros affleure dans l'amas de Palmarolle sur la limite des cantons de Poularies et de Royal-Roussillon, sur les lots 19 et 20. C'est une roche gris foncé très grossièrement grenue, de 8 à 10 mm. Le feldspath s'altère complètement à la surface, laissant la hornblende en relief. La roche est remarquablement fraîche. Le feldspath semble être une labradorite et forme à peu près la moitié de la roche. Le reste est de la hornblende d'une légère teinte verdâtre, avec quelques paillettes de biotite. L'état frais de cette roche laisse supposer qu'elle est peut-être une des phases basiques du granite de Robertson-Lake; dans ce cas, elle pourrait fournir une preuve des âges relatifs des deux granites. Malheureusement le contact du gabbro et de la granodiorite de Palmarolle est recouvert de drift et le seul témoignage qu'on puisse obtenir est la présence dans le gabbro, près du contact, d'une texture fluidale bien définie. Cette texture se présente ordinairement au bord d'un amas igné qui a été envahi alors qu'il était un peu visqueux et son occurrence ici, par conséquent, fait présumer que le gabbro est plus récent que la granodiorite de Palmarolle.

Syénites à hornblende de La Sarre et de Guyenne. Deux massifs de roche intrusive plutôt basique se présentent au bord septentrional de la région à l'étude au delà de laquelle ils s'étendent vers le nord. L'amas de La Sarre est de 8 milles de longueur, mesurés sur la limite septentrionale de l'étendue de la carte, et d'une largeur maximum de 3 milles dans la région même. Il se trouve en majeure partie dans les cantons de La Sarre et de Royal-Roussillon. L'amas de Guyenne forme le sous-sol d'une étendue d'à peu près la même dimension plus à l'est, surtout dans les cantons de Languedoc et de Guyenne. Le massif de La Sarre est assez bien exposé dans une série de hautes crêtes rocheuses, mais les affleurements de l'amas de Guyenne sont peu nombreux.

Ces deux roches intrusives présentent une si grande ressemblance pétrographique qu'on peut les décrire sous un même chef. Ce sont des roches plutôt foncées, çà et là à texture faiblement gneissique, avec un grain moyen d'environ 2 mm. Des cristaux parfaits, noir luisant, de hornblende

peuvent facilement être identifiés en surfaces fraîches; ils sont répandus à profusion dans le feldspath qui est ordinairement blanc. La hornblende est plus ou moins altérée en chlorite. Le feldspath semble être un plagioclase variant entre l'albite et l'oligoclase-andésine, mais on a aussi identifié de l'orthose et du microcline. Le feldspath tout entier est beaucoup altéré en carbonate, mica blanc et épidote. Il s'y présente ordinairement un peu de quartz, formant jusqu'à 10 pour cent de certains spécimens. La titanite, la magnétite et l'apatite sont les minéraux accessoires.

D'après cette description il est évident que ces roches ressemblent beaucoup aux diorites quartzifères formant le facies marginal de l'amas intrusif de Dufault; c'est pourquoi ces massifs sont classés avec les granodiorites.

Les amas de La Sarre et de Guyenne sont tous deux recoupés par d'étroits filonnets de granite. On ne sait pas encore s'il s'agit d'une intrusion entièrement isolée ou simplement d'une phase marginale du granite qui se serait solidifiée avant la matière plus acide.

Granite de La Reine. Le granite de La Reine supporte une étendue d'environ 6 milles de l'est à l'ouest, dans l'angle extrême nord-ouest de la région à l'étude. Il affleure sur la rive septentrionale du lac Abitibi et s'étend vers le nord dans le canton de La Reine au delà des limites de la carte annexée à ce mémoire. De petits affleurements isolés de roche analologue se rencontrent aux rétrécissements entre l'île Nepawa et la terre ferme, sur les lots 11 et 12, rang I, canton de La Sarre, ainsi que sur la rivière La Sarre, rang X, canton de Palmarolle.

La roche de la principale étendue est gris clair à rose, de grain moyen à grossier et de texture un peu gneissique. Elle se compose d'environ 25 pour cent de quartz, peut-être de 4 pour cent de biotite et le reste en partie d'albite ou d'albite-oligoclase, avec un peu de microcline interstitiel. L'apatite, la titanite et le zircon sont les minéraux accessoires. Les feldspaths sont considérablement altérés en séricite et kaolin, la biotite en chlorite et épidote. Le quartz et les feldspaths sont plus ou moins broyés et granulés et le quartz présente une extinction onduleuse. Le granite gneissique est exempt de façon remarquable d'inclusions de roche encaissante et cette dernière n'est pas métamorphisée comme c'est ordinairement le cas près d'un amas de granite. Les épanchements de lave près de la roche intrusive s'orientent parallèlement au contact, bien que quelques déterminations seulement de l'allure puissent être faites dans ce district recouvert d'une forte épaisseur de drift. Ces faits paraissent indiquer que le batholithe a atteint sa position actuelle en refoulant la roche de fond en masse, de côté et vers le haut, plutôt qu'en empiétant par gradins sur le toit, comme c'est généralement le cas dans la région.

Le granite est recoupé par d'étroits filonnets de quartz et par quelques dykes de pegmatite qui ne présentent aucune trace de morcellement par dérangement après la consolidation. Près de la ligne du lot 30-31, environ un quart de mille au nord de la limite méridionale du rang II, canton de La Reine, le granite est entrecoupé par un gros dyke de porphyre feldspathique gris, s'orientant 30° nord par est.

Ce qui peut être une phase basique du granite est exposé sur l'extrémité occidentale de l'île Nepawa. La roche est un granite hornblendique, à peu près aussi altéré que le granite de La Reine. Elle est rose clair, à grain moyen et massive. Des analyses Rosiwal de plaques minces ont révélé une composition moyenne de 20 pour cent de quartz, 3 pour cent de microcline, 56 pour cent d'albite-oligoclase, 17 pour cent de hornblende et 4 pour cent de biotite, avec de l'apatite et du zircon comme minéraux accessoires. La ressemblance de composition avec le granite de La Reine, sauf pour la hornblende, est apparente. Le microcline est assez frais, et remplace évidemment, pour une partie, les autres feldspaths partiellement altérés.

Vers l'extrémité nord-ouest de l'île ce granite hornblendique est en contact avec un gneiss micacé de composition et d'apparence identiques à celle de l'amas de La Reine. Le contact est recouvert de drift, de sorte qu'on n'a pu constater les rapports. Buffam a supposé, toutefois, que le microcline frais dans le granite hornblendique peut s'être infiltré à partir du granite micacé et, par conséquent, que le granite micacé est plus récent.

Granite du lac Robertson. Le lac Robertson recoupe presque en deux un amas de granite qui s'étend à travers le lac dans une direction nord-ouest sur une longueur totale de 9 milles et une largeur de 4½ milles. Au nord, au sud et à l'ouest, l'amas est bordé par une large "zone de transition" bornée de laves fort métamorphisées, dans laquelle ont pénétré de grandes quantités de roche ignée de composition intermédiaire à basique. Cette zone, sur toute son étendue, ou du moins une grande partie, a été portée sur les premières cartes comme étant du granite.

Le granite est rose clair à blanc, à grain assez grossier et ordinairement porphyrique, avec des phénocristaux de quartz atteignant un pouce de diamètre. Ces phénocristaux sont extraordinairement transparents, tellement que dans des spécimens polis les minéraux peuvent être distingués à travers un demi-pouce de quartz. La composition minérale atteint une moyenne d'environ 30 pour cent de quartz, 3 pour cent de biotite, le reste étant du feldspath. Le feldspath est presque entièrement de l'albite-oligoclase, environ $Ab^{90}An^{10}$, avec un peu de microcline interstitiel. L'albite-oligoclase est assez légèrement altérée en kaolin, séricite et épidote, mais le microcline est frais. La hornblende, la magnétite, l'apatite, le zircon et la titanite sont les minéraux accessoires.

Vers les bords, surtout à l'ouest du lac Robertson, le granite acide passe imperceptiblement à une matière plus basique dans laquelle la hornblende semble être en quantités qui, çà et là, égalent celles du feldspath et du quartz. La hornblende forme de petits cristaux allongés noir luisant, qui au microscope sont vert foncé et polychroïques. Le microcline est en faible quantité ou fait défaut dans ces variétés marginales.

Les roches de la zone de transition autour de la roche intrusive sont le mieux exposées sur les lots 6 à 25, rang IX, canton de Privat, et dans l'angle nord-est du canton de Poularies, rang X. Elles consistent en laves du Keewatin envahies de façon complexe par une série de roches plutoniennes. Les laves ont, par endroits, été rendues bréchiformes d'une façon compliquée par les matières envahissantes et un grand nombre de fragments, plus ou moins parfaitement transformés, se présentent dans une pâte de roche

ignée. Les roches intrusives varient, d'une façon irrégulière, de la syénite hornblendique à l'amphibolite. L'amphibolite est une roche gris foncé à très gros grain qui s'altère en une surface caillouteuse bizarre. Elle se compose d'une manière typique de cristaux de hornblende vert clair légèrement polychroïques, avec peu ou point de matière interstitielle. Quelques-uns des cristaux de hornblende atteignent 10 mm. de longueur. Dans le rang X, canton de Poularies, et dans certains autres endroits, l'amphibolite décrite plus haut se confond imperceptiblement avec les variétés feldspathiques. Le gabbro, la diorite, la syénite hornblendique et les autres roches basiques de la zone de transition se ressemblent de même qu'à l'amphibolite, par leur composition minérale, mais diffèrent quant aux proportions de feldspath. Elles sont si mal exposées que leurs rapports mutuels n'ont pu être déterminés. Les différentes variétés se présentent à peu près dans les mêmes proportions d'un bout à l'autre de la zone de transition. Si ce sont des facies marginaux du granite, comme elles semblent l'être, les proportions approximativement constantes parmi les différentes variétés doivent indiquer que le granite repose à de faibles profondeurs sous la zone entière.

Le massif de gabbro ou diorite, déjà décrit dans l'amas de granodiorite de Palmarolle, ressemble fortement à certaines roches intrusives basiques de la zone dans le voisinage du granite du lac Robertson.

Granodiorite de Bourlamaque. La granodiorite de Bourlamaque forme un amas d'environ 6 milles de diamètre du nord au sud, en majeure partie dans le canton de Bourlamaque, mais s'étend aussi au nord dans les cantons de Senneville et de Pascalis, et à l'est dans celui de Louvicourt. Le côté occidental du massif est masqué par du drift, mais il existe des affleurements de granodiorite pétrographiquement identiques à l'extrémité méridionale du lac Blouin, et sur les claims Sullivan sur la rive orientale du lac De Montigny, laissant supposer qu'une longue langue peut se projeter vers l'ouest à partir du massif principal. Si tel est le cas, l'amas mesure 13 milles de long de l'est à l'ouest. Il est assez mal exposé dans des affleurements bas surgissant à travers les argiles lacustres. C'est une roche à gros grain, rose à grise, de texture granitique qui se distingue dans la plupart des localités par de grands yeux de quartz opalescent. Elle se compose de 20 à 30 pour cent de quartz, de 50 à 70 pour cent d'oligoclase, $Ab^{85}An^{15}$, et le reste de hornblende avec un peu de biotite. Le feldspath est beaucoup altéré en épidote, zoïsite et kaolin, la hornblende en chlorite. L'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

Granodiorite de Siscoe. La partie septentrionale de l'île Siscoe est occupée par une granodiorite basique ou diorite quartzifère qui ressemble à la granodiorite de Bourlamaque par les yeux de quartz opalescent qu'elle renferme, bien qu'elle soit beaucoup plus foncée et plus basique. L'amas est peut-être continu, en dessous du lac, avec celui de la rive orientale. Le grain varie de fin à grossier. Les minéraux originels semblent avoir été l'albite-oligoclase, la hornblende, un peu de biotite et le quartz opalescent, mais la roche est aujourd'hui totalement transformée en mélanges d'épidote, de carbonate et de chlorite. On considère que c'est probablement une variété basique marginale de la granodiorite de Bourlamaque.

Granodiorite Unison. Deux affleurements de diorite quartzifère dans une étendue recouverte d'un lourd manteau de drift, l'un à la mine Unison, canton de Dubuisson, l'autre à 1,200 pieds au sud-est du premier, peuvent indiquer l'existence d'un petit massif. La roche est tout à fait identique à la granodiorite de Siscoe.

Granodiorite de Figuery. Sur la rive méridionale du lac Figuery, canton de Figuery, il existe un massif de granodiorite dont la longueur exposée est un peu moins d'un mille et la largeur en deçà d'un quart de mille. A l'est, à moins de 3 milles, se trouvent deux affleurements de roche semblable. La granodiorite est rose ou rougeâtre, à grain plutôt gros (3 mm.), et par endroits cisaillés dans une direction est-ouest, parallèlement à son allure. Elle se compose d'un peu de quartz, d'environ 20 pour cent de chlorite probablement secondaire après la hornblende, et de feldspath avec de l'ilménite et du zircon comme éléments accessoires. Le feldspath, qui est assez altéré en mica blanc, est une andésine, $Ab^{65}An^{35}$, avec un indice de réfraction extraordinairement faible, qui porte à croire qu'il renferme probablement un pourcentage considérable de potasse dissoute. Le quartz peut former, çà et là, un pourcentage assez élevé de la roche.

Granodiorite de Malartic. Un granite porphyrique particulier affleure sur les pointes et les îles sur la rive méridionale du lac La Motte, canton de Malartic, sur une distance d'environ 5 milles. Bien qu'équigranulaire par endroits, il est ordinairement porphyrique, avec des phénocristaux de quartz, et de feldspath dans une pâte noirâtre ou vert foncé. La roche est plutôt altérée et, çà et là, fort cisaillée. L'altération et le cisaillement font présumer qu'elle se rattache à la granodiorite plutôt qu'aux granites ou même qu'elle est plus ancienne que les granodiorites.

Les phénocristaux forment normalement environ la moitié de la roche. Ceux de quartz et de feldspath se présentent à l'est, les feldspaths dominant. Vers l'ouest, les phénocristaux de quartz deviennent moins nombreux, jusqu'à ce que finalement il ne reste que du feldspath lattiforme. Ils ont de 2 à 4 mm. de longueur et sont ordinairement opalescents. Bien que quelques-uns présentent un contour cristallin normal, la majorité est arrondie. Les phénocristaux de feldspath sont plus gros, variant de 2 à 8 mm. de longueur et ordinairement bien cristallisés. Ils se composent de plagioclase acide, beaucoup altéré. Les phénocristaux de hornblende très altérée en chlorites sont communs et on a constaté de la biotite dans certains spécimens.

La pâte est vert foncé sur les surfaces érodées par les glaces, de sorte que les cristaux de feldspath et les phénocristaux de quartz bleuâtre prédominent. Le grain ne dépasse pas 0.5 mm. La roche se compose en grande partie de quartz et de feldspath, mais avec une bonne quantité de chlorite, d'épidote, de carbonate et de limonite. Les minéraux ferromagnésiens qui peuvent s'y être trouvés autrefois sont maintenant entièrement transformés en chlorite. Sur le rivage septentrional de la grande île dans la baie méridionale du lac La Motte, cette roche est fortement cisaillée et en grande partie altérée en carbonate contenant des filonnets de pyrite. La zone cisaillée a été prospectée.

Granodiorite de Fiedmont. Dans les rangs I, II et III, canton de Courville, trois affleurements de granodiorite surgissent à travers les argiles et sont probablement des parties d'un seul amas continu, avec un diamètre probable de 2½ milles. La roche est à grain moyen (1 à 2 mm.), gris clair ou rosâtre et assez considérablement altérée. Elle se compose de quelque 20 pour cent de quartz d'à peu près la même quantité de biotite et le reste de feldspath, $Ab^{85}An^{15}$, avec de l'apatite et du zircon comme minéraux accessoires. Le feldspath est en grande partie transformé en un tapis de mica blanc et de zoïsite.

Subdivision du granite

Zone méridionale. La frontière méridionale de la région, sur une grande partie de sa longueur, repose sur des roches intrusives granitiques, qui forment simplement la limite septentrionale d'un immense amas de granite s'étendant au loin au sud et à l'est. La largeur moyenne de la zone de granite dans la région portée sur la carte est d'environ 4 milles, mais par endroits elle atteint 8 ou 10 milles. En outre, de nombreux petits massifs de granite apparentés au gros amas par leur composition percent les grauwackes du Timiskaming au nord du principal massif de granite. Ceux-ci sont moins nombreux et plus petits vers le nord, et comme ce sont probablement des prolongements vers le haut d'un seul gros batholithe sous-jacent, leur agencement porte à croire que la surface supérieure du batholithe plonge abruptement vers le nord.

Le granite envahit la formation du Timiskaming d'une façon très compliquée, y projetant de longues langues et remplissant des échancrures irrégulières. Des blocs de grauwacke de quelques pouces à plusieurs milles de diamètre sont entièrement interrompus et entourés par le granite et peuvent se trouver dans l'étendue de granite à 10 milles ou davantage au sud de la limite de cette carte. Le granite surtout a pénétré très facilement le long des plans de stratification ou de schistosité, fendant ainsi de grandes plaques de grauwacke près du contact principal et formant de nombreux dykes en forme de filons-couches plus loin au nord.

On a déjà signalé la profonde influence du granite sur la grauwacke, dans la description de la série de Timiskaming. La réaction de la grauwacke sur le granite a de même été très grande. Des fragments de grauwacke flottant dans le granite présentent toutes les phases de la fusion et de la transformation. Dans quelques-uns les arêtes et les angles sont encore tranchants et intacts; d'autres présentent des traces plus accentuées de fusion; d'autres encore sont plus considérablement affectés, au point que les restes d'un amas originel de grauwacke forment parfois un lambeau foncé à contours vagues de granite plus basique que celui qui l'entoure. Des amas considérables de grauwacke doivent ainsi avoir été absorbés et le mélange peut avoir donné naissance à certaines des variétés marginales basiques qui seront décrites plus bas.

Ainsi tous les granites témoignent de leur avancement dans leur position actuelle en taillant des blocs du toit qui s'enfoncèrent dans le magma liquide ou furent absorbés par lui. Il n'existe guère de preuve qu'ils aient avancé en refoulant les roches du toit en masse vers le côté ou vers le haut,

car la limite irrégulière de la roche intrusive traverse la stratification des sédiments sous tous les angles, sans produire dans les sédiments une schistosité parallèle au contact.

On a trouvé dans l'amas de granite quatre types pétrographiques principaux: le granite normal, la pegmatite, la syénite porphyrique et la syénite à augite. On n'a rencontré aucun indice qui puisse faire présumer qu'il existe une différence importante entre ces variétés.

La quantité de granite normal dépasse de beaucoup celle des autres variétés. Il est gris clair ou rosâtre, de grain moyen à gros et ordinairement équigranulaire, bien que par endroits un peu porphyrique. Sa composition varie considérablement. Certains spécimens renferment peu de quartz, parfois 5 pour cent, d'autres jusqu'à 40 pour cent. Le minéral ferromagnésien est d'ordinaire la biotite avec ou sans muscovite, mais par places la hornblende remplace en partie ou complètement la biotite. Bien que les minéraux ferromagnésiens constituent rarement plus de 10 pour cent de la roche, et ordinairement moins de 1 ou 2 pour cent, dans certains types basiques, ils atteignent 20 pour cent. Le reste de la roche se compose surtout d'albite et d'albite-oligoclase avec ou sans un peu d'orthose et de microcline. Les enchevêtrements graphiques de quartz et de feldspath sont assez fréquents. L'épidote, la titanite, le zircon, l'apatite et le grenat sont les minéraux accessoires.

La syénite porphyrique forme un certain nombre d'amas dans les cantons de Bellecombe, Vaudray, Surimau et Fournière. Le plus gros a 5 ou 6 milles de diamètre. La roche est essentiellement une syénite dans laquelle la plupart des cristaux de feldspath sont idiomorphes et de taille considérable. Plusieurs atteignent des diamètres d'un demi-pouce, bien qu'ils soient généralement un peu plus petits. Le microcline forme à peu près 40 pour cent de la roche, l'oligoclase-albite 40 pour cent et la hornblende le reste. Les enchevêtrements perthitiques des feldspaths sont communs. Les cristaux de hornblende sont ordinairement petits et interstitiels aux feldspaths, mais atteignent, çà et là, la même dimension. Le quartz, la biotite, l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

La syénite à augite est surtout confinée aux cantons de Montanier et de Bousquet, bien que certains petits mamelons se rencontrent dans les cantons de Surimau et de Fournière. Le plus gros amas est d'un peu plus de 3 milles de diamètre. La roche possède une apparence caractéristique, vu qu'elle se compose d'augite ou de hornblende noire ou vert très foncé dans une pâte de feldspath rose. Le grain est gros, atteignant en moyenne 4 mm., et la texture équigranulaire ou légèrement porphyrique. L'augite constitue environ 30 pour cent de la roche; elle forme des cristaux idiomorphes trapus et est en partie ou complètement altérée en hornblende. L'autre principal élément est un mélange de microcline et d'albite ou d'albite-oligoclase en proportions variées, avec probablement un peu d'orthose. Dans certaines plaques minces le microcline constitue la moitié ou les deux tiers du feldspath tout entier, dans d'autres la quantité de microcline est faible. Le quartz varie de quelques grains à 5 pour cent, et l'épidote, la titanite, l'apatite et la biotite sont les minéraux accessoires.

La pegmatite forme des dykes et de gros amas dans l'étendue de granite. Dans les cantons de Montanier et de Surimau la majeure partie du granite est pegmatitique, et de grandes étendues sont, çà et là, supportées par de la pegmatite grossière. Une de ces étendues se trouve juste à l'ouest du lac Lemoine. La pegmatite est caractérisée par de très gros cristaux de quartz et de feldspath, ayant jusqu'à 6 ou 8 pouces de longueur. Le feldspath est surtout de l'orthose. Il s'y présente aussi du mica blanc en assez grande quantité, en cristaux atteignant 2 pouces de diamètre. Des dykes d'aplite à grain fin sont aussi assez nombreux par endroits. Ils se composent principalement d'albite, avec plus ou moins de quartz et d'orthose et d'un peu de hornblende.

Granite de La Motte-La Corne. La roche intrusive de La Motte-La Corne forme le sous-sol d'une étendue de quelque 33 milles de longueur et de 10 à 12 milles de largeur, surtout dans les cantons de Preissac, de La Motte et de La Corne. A l'ouest de cette roche intrusive se trouvent quelques petits massifs de granite dans le canton de La Pause, lesquels sont probablement des apophyses de l'amas principal. A l'est, dans les cantons de Fiedmont, de Courville et de Pascalis, il existe quelques gros amas mal exposés qui sont peut-être aussi des apophyses du même massif sous-jacent.

La roche intrusive de La Motte-La Corne présente la même variété de types rocheux que le gros batholithe méridional, à savoir, granite, pegmatite, augite, syénite et syénite porphyrique, ainsi que des roches plus basiques que l'on appellera désormais amphibolite. Le granite et la pegmatite supportent la majeure partie des cantons de Preissac et de La Motte et se présentent aussi dans la partie occidentale du canton de La Corne, s'étendant presque complètement à travers le canton du nord au sud, sur environ 4 milles de l'est à l'ouest. Les étendues entre ces deux zones de granite, ainsi qu'à l'est et au sud-est du dernier massif mentionné, sont supportées en grande partie par des syénites à augite-hornblende, avec de l'amphibolite en quantité moindre.

Le facies de granite est ordinairement très siliceux et pegmatitique sur de grandes étendues. Il est blanc ou gris clair, de grain moyen à grossier mais en général équigranulaire, bien que porphyrique par endroits. Le quartz et le feldspath forment la majeure partie de la roche et la biotite est le minéral ferromagnésien ordinaire. La hornblende et le mica blanc remplacent cependant, çà et là, la biotite. Le grenat, l'épidote et la titanite sont les minéraux accessoires. Les proportions minérales, telles qu'estimées d'après une plaque mince, sont à peu près: quartz 40 pour cent, feldspath 50 pour cent, autres éléments 10 pour cent ou moins. Dans certaines plaques, presque tout le feldspath est de l'orthose ou du microcline, avec seulement un peu d'albite-oligoclase; dans d'autres, le principal feldspath est l'oligoclase avec seulement des lambeaux disséminés d'orthose. Des enchevêtrements de quartz et de plagioclase acide se présentent entre les grains d'albite et de microcline et remplissent des échancrures dans le microcline. Le granite est ordinairement assez frais. Les plagioclases sont légèrement altérés, généralement le long des plans de macle.

Au voisinage des massifs de syénite à augite, le granite normal passe au granite hornblendique par la substitution de la hornblende à la biotite,

puis se fond, par la diminution graduelle de la teneur en quartz, dans une syénite riche en hornblende et en augite. La syénite est très semblable à celle de la zone méridionale. On croit toutefois qu'une partie de la hornblende peut être originelle et non secondaire après l'augite, comme dans la zone méridionale.

Les analyses chimiques suivantes du granite normal et de la syénite hornblendique du canton de La Corne,[1] faites par William Gerrie, illustrent bien la composition de ces roches:

—	*(a)*	*(b)*	*(c)*	*(d)*	*(e)*
SiO^2	69·10	69·00	69·15	67·30	58·30
Al^2O^3	17·90	17·35	16·10	15·95	17·65
Fe^2O^3	0·72	1·28	1·30	1·75	2·00
FeO	1·38	1·22	1·50	1·30	3·98
CaO	3·44	3·40	2·95	3·68	6·24
MgO	1·14	0·75	1·18	0·70	3·60
Na^2O	1·16	1·33	1·88	2·88	3·22
K^2O	5·00	5·48	5·10	4·08	4·54
	99·84	99·81	99·16	97·64	99·53

(a) Granite d'un petit filon-couche, rang I, lot I, canton de La Corne.
(b) Granite d'un petit amas, rang I, lot 2, canton de La Corne.
(c) Granite du rang X, lot 64, angle nord-est, canton de Malartic.
(d) Granite du rang II, lot 11, canton de La Corne.
(e) Syénite hornblendique du rang III, lot 44, canton de La Corne.

Les dykes de pegmatite, d'aplite et de quartz formés à haute température sont très nombreux dans les étendues de granite, ainsi que dans les roches plus anciennes près des contacts du granite. Ils sont çà et là d'importance économique par leur teneur en molybdénite et en bismuthinite. Les autres minéraux présents en petites quantités sont muscovite, allanite, épidote, titanite, apatite et zircon. Leur composition générale est semblable à celle des pegmatites de la zone méridionale.

On rencontre des amas d'amphibolite dans le rang IV, lots 40 et 44, canton de La Motte; sur la limite entre les cantons de La Motte et de La Corne, dans les rangs VI et VII et dans une étendue d'environ 6 milles de diamètre au sud-est et au sud-ouest du lac Fiedmont. La roche se compose presque entièrement de gros cristaux de hornblende ayant jusqu'à un pouce de diamètre, avec un peu de quartz et de feldspath interstitiels. Certaines variétés renferment plus de feldspath et pourraient justement être classées comme variétés basiques de la syénite à augite, laissant ainsi croire que l'amphibolite n'est simplement qu'un produit basique différencié de la syénite à augite.

Age des granites

Les granites se sont injectés après le plissement du post-Timiskaming, car des massifs de granite variant en largeur de quelques pouces à plusieurs milles, traversent la schistosité des grauwackes du Timiskaming, et ces

[1] Gerrie (W.): "Molybdenite in La Corne and Malartic Townships, Que."; University of Toronto Studies, Geol. Ser. N° 24, p. 38.

massifs, qu'ils soient gros ou petits, ne sont pas fissurés, plissotés ou schisteux. De petits dykes, d'une fraction de pouce de largeur et plus, envahissent la grauwacke le long des plans de schistosité et de stratification, mais ils n'ont pas été rendus schisteux, comme ils l'auraient sûrement été, s'ils s'étaient injectés avant le plissement intense des grauwackes.

Les rapports du granite avec le porphyre à syénite sont inconnus.

Le granite est recoupé par des dunites, du gabbro récent et du gabbro basaltique. Il est recouvert en grande discordance par la série de Cobalt et fournit de nombreux cailloux ou conglomérat basal.

Le granite a donc été l'une des premières roches à s'injecter après le plissement du post-Timiskaming. Il est probable que la poussée du magma de granite a suivi de près le plissement et le soulèvement.

Les cailloux de granite et de syénite dans les conglomérats du Timiskaming indiquent, qu'en outre des granites post-timiskamiens, il existe des massifs de granite pré-timiskamien. Certains des granites et des roches intrusives apparentées décrits, peuvent, par conséquent, appartenir à l'époque pré-Timiskaming; mais on n'a obtenu aucune donnée au moyen de laquelle ces derniers, s'ils existent, peuvent être distingués d'avec les granites plus récents.

Péridotites altérées

Les paragraphes suivants décrivent un certain nombre de petits amas de roche qui possèdent tous une composition très basique, mais dont les affinités et les rapports chronologiques sont imparfaitement connus. Quelques-uns de ces massifs peuvent être des épanchements basiques altérés du Keewatin; d'autres passent pour être des dykes et recoupent la formation du Timiskaming ou les roches intrusives plus récentes. Le groupement sous un même chef, par conséquent, indique seulement qu'ils ont une certaine ressemblance pétrographique l'un avec l'autre, et n'implique pas qu'ils sont tous du même âge ou d'origine commune. Certaines desdites péridotites sont probablement intimement apparentées à la diorite quartzifère ou "gabbro ancien".

La plupart des roches sont aujourd'hui extrêmement altérées. Elles tombent dans deux catégories principales: (*a*) roches serpentines, résultant probablement de l'altération des roches riches en olivine; et (*b*) roches de hornblende-chlorite-carbonate qui sont vraisemblablement des produits d'altération de roches riches en augite ou en hornblende.

Les serpentines typiques se distinguent facilement dans l'affleurement par la nature de leur altération. Bien que vert très foncé à l'état frais, elles passent entre le blanc et le brun rougeâtre clair par altération. La surface possède des contours réguliers et lisses et un toucher onctueux assez caractéristique. Les massifs sont ordinairement recoupés par d'étroites veinules d'amiante qui s'altèrent au blanc-argentin. Ces veinules n'ont pas été jusqu'ici rencontrées en nombre suffisant pour être de quelque importance industrielle. L'amiante est ordinairement flexible, mais la clintonite ou mica non flexible s'y présente fréquemment. On rencontre çà et là de la fibre plate le long des plans de mouvement.

Les roches de hornblende-chlorite-carbonate sont plus pâles que les serpentines, moins massives et moins onctueuses au toucher. Elles peuvent avoir çà et là un aspect schisteux, dû à l'orientation parallèle des cristaux de chlorite et de hornblende.

La plupart des gisements connus de péridotites se présentent dans les régions de La Motte et de Dubuisson, dans une zone de 5 à 10 milles de largeur sur 50 milles de longueur, qui se dirige à l'est à travers le centre du canton de Preissac et l'ouest de La Motte, puis converge au sud-est dans l'est de La Motte et le nord-est de Malartic, entre dans le canton de Varsan, passe dans l'angle sud-est de Varsan et traverse Bourlamaque jusque dans Louvicourt. Les principaux gisements sont situés dans une zone d'un mille de large ou davantage, qui commence à l'extrémité septentrionale du lac Chassignolle, dans le canton de Preissac, longe le rivage septentrionale du lac Kewagama et se dirige vers le sud-est à travers le canton de La Motte, s'élargissant sur la rive orientale du lac La Motte (canton de Malartic), à l'entrée de la rivière Harricanaw. A trois milles au sud-est de cet endroit on rencontre un affleurement de cette roche sur la rivière Harricanaw et d'autres sur le rivage nord des îles et sur le rivage sud-est du lac De Montigny.

En dehors de la zone générale on connaît trois dykes de péridotite, l'un sur le rivage sud-est du lac Lemoine, un autre dans l'angle nord-est du canton de Senneville et le troisième dans le nord-ouest du canton de La Corne.

Du quart nord-ouest de la région, Buffam a décrit trois amas intrusifs de dunite et des épanchements basiques serpentinisés. Un amas de dunite forme un petit affleurement isolé dans le rang I, lot 29, canton de Roquemaure. Le deuxième se trouve dans le canton de Poularies, rang II, lots 37 à 40; c'est un amas en forme de dyke, de 600 pieds de largeur, qui a été suivi sur une distance de 3,500 pieds en direction nord 20° ouest. Le troisième se présente dans le canton de Destor, à 1½ mille à l'est du centre, sur la ligne des rangs V et VI. Il s'oriente presque à l'est, est large de 650 pieds et a été suivi sur une distance d'un demi-mille. En outre de ces derniers, il existe de petits amas disséminés dans les régions de Duparquet et de Cléricy.

PÉRIDOTITE DE POULARIES

Le massif de péridotite en forme de dyke dans le canton de Poularies, mentionné ci-dessus, recoupe la granodiorite de Palmarolle, et ses contacts avec la granodiorite sont bien marqués. Le massif de roche se compose presque entièrement de serpentine, qui semble avoir été formée par l'altération de l'olivine, vu que la serpentine a conservé les contours des anciens cristaux d'olivine et que la structure réticulée de la serpentine est caractéristique de celle provenant de l'olivine. Des grains assez nombreux de spinelle vert clair y sont aussi présents, interstitiels aux anciens cristaux d'olivine. Ils sont en partie altérés en un minéral non-polychroïque incolore ou jaune pâle qui est probablement une hydromagnésite. Quelques grains de chlorite, de biotite brune et de magnétite, ainsi que quelques petits cris-

taux rectangulaires ou hexagonaux de nature inconnue, constituent le reste de la roche. Dans une plaque mince on a observé un petit cristal de plagioclase basique.

Près de ses bords la péridotite diffère notablement de la composition décrite. Au contact méridional avec le granite, elle est gris clair, massive, à grain moyen et de texture granitique. Macroscopiquement elle semble se composer entièrement de cristaux de hornblende ayant jusqu'à 3 mm. de diamètre, mais au microscope on constate un peu de feldspath extrêmement altéré entre les cristaux de hornblende. Ces derniers se composent presque entièrement d'actinote et sont effilochés et irréguliers, mais il existe aussi quelques cristaux d'amphibole brun rougeâtre clair, qui sont envahis en maints endroits par du feldspath lattiforme leur donnant une texture ophitique. L'amphibole brune, qui semble une katophorite, tend à être lixiviée autour des bords des cristaux, et à devenir incolore avec la même orientation optique.

Sur moins de 2½ pieds de ce contact la roche ci-dessus se fond dans une roche composée de cristaux d'augite ayant jusqu'à 6 mm. de diamètre, enchâssés dans une pâte verdâtre compacte. Elle se compose en grande partie de diopside avec à peu près la même quantité d'amphibole brune; l'actinote et le feldspath du facies marginal ont entièrement disparu. Le reste consiste en zoïsite, épidote, chlorite et serpentine.

A quatre pieds du contact méridional, la roche, en spécimen de manipulation, ressemble étroitement au massif principal. Elle est noir grisâtre et ne renferme aucun cristal que l'on puisse identifier à l'œil nu. Le microscope révèle que sa composition est intermédiaire entre la péridotite normale serpentinisée et la dernière variété décrite. Le diopside est encore abondant, mais il existe beaucoup plus de serpentine et de chlorite. L'amphibole brune a disparu.

An contact septentrional, la péridotite possède un grain plus fin qu'au contact méridional et renferme de nombreuses inclusions de granodiorite. L'extrémité occidentale de l'amas de péridotite est recoupée par un dyke de gabbro récent.

PÉRIDOTITE DE DESTOR

Un gros massif de péridotite dans le canton de Destor ressemble à celui du canton de Poularies. Il se compose presque entièrement de serpentine avec un peu d'augite. Comme dans le massif de Poularies, la serpentine semble être secondaire après l'olivine, et les cristaux d'augite sont interstitiels aux anciennes olivines. L'augite est remarquablement fraîche.

Trois autres petits amas de serpentine se présentent dans le canton de Destor, deux dans le nord du rang VI, de 1 à 2 milles respectivement de la ligne centrale, et le troisième dans le rang IV, traversant la route de Makamik. Ils ressemblent de près aux roches que l'on vient de décrire. Buffam semble d'avis que ce sont des laves basiques serpentinisées du Keewatin plutôt que des roches intrusives.

PÉRIDOTITE DE DUPARQUET

Dans la région de Duparquet il existe quelques massifs en forme de dyke de péridotite très métamorphisée et formant d'étroites bandes de schistes dans les roches volcaniques. Sur une péninsule, dans la partie méridionale du lac Duparquet, ces bandes ont environ 50 pieds de largeur et s'orientent d'est à nord 70° est, parallèlement à la direction générale des laves. Dans cette localité, le type le plus frappant est grossièrement cristallin, presque noir, et se compose de gros cristaux brillants d'amphibole, enchâssés, dans une pâte verdâtre. Au microscope on contate que l'amphibole est une ouralite secondaire après l'augite et la pâte est probablement une serpentine, bien que l'indice de réfraction soit plutôt élevé pour la serpentine, de 1.58 à 1.60. Il s'y trouve aussi un peu de pyrite en agrégats irréguliers. D'autres variétés sont plus pâles, plus schisteuses et moins grossièrement cristallines. Elles renferment de nombreux cristaux et diallage en partie altéré en ouralite seulement, dans une pâte de serpentine.

PÉRIDOTITE DE CLÉRICY

On a rencontré très peu d'affleurements de péridotite dans la région de Cléricy. L'un se présente sur la rivière Kinojévis, en aval des rapides Cascades, sur le lot 13, rang I, canton de Manneville. Ils semblent être des dykes altérés recoupant les laves du Keewatin. La plupart se composent de chlorite et de serpentine, bien que dans certaines variétés des cristaux d'augite et de hornblende soient aussi présents.

PÉRIDOTITE DE L'EST

Les péridotites de la zone de 50 milles dans les régions de La Motte et de Dubuisson sont de différents types, diversement altérés, mais toutes présentent une certaine ressemblance générale. Elles sont généralement vertes, variant de pâles à très noires, et toutes, sauf les moins altérées, sont faciles à rayer. Quelques-unes sont fort cisaillées. Les roches varient de types à gros grain dans lesquels tous les éléments sont visibles isolément, à des variétés à grain très fin. De grosses lamelles de mica se présentent dans certaines variétés à gros grain.

Une péridotite du voisinage de la mine Saint-Maurice, canton de Preissac, semble se composer en grande partie de talc et de serpentine à fibre fine, avec un peu de minerai de fer noir. Dans d'autres le principal élément semble être une hornblende pâle polychroïque, avec le talc et la serpentine. On rencontre aussi des variétés moins altérées, composées principalement d'olivine, d'augite et de hornblende. Le minerai de fer noir est un accessoire prépondérant dans presque toute la roche et le mica brun est çà et là important. Les carbonates sont presque toujours présents et constituent une grande proportion de certaines roches.

Gabbro récent

Le terme "gabbro récent" a été appliqué à un grand nombre de dykes de gabbro plus récent que les sédiments du Timiskaming. La roche est dénommée gabbro plutôt que diabase parce que, bien que sa texture soit

généralement ophitique, dans certains cas elle ne l'est pas d'une façon aussi marquée. On considère ici la diabase simplement comme une variété à texture gabbroïde. Les dykes de gabbro récent sont très répandus et on en a trouvé dans chacun des cantons portés sur la carte. Dans maints endroits où les affleurements sont peu abondants, il a été impossible de suivre les dykes sur une grande distance, mais là où les affleurements sont meilleurs, plusieurs des dykes se prolongent sur de grandes longueurs. Un dyke traversant le lac Opasatika, par exemple, a été suivi sur une distance d'environ 50 milles jusque dans le canton de Manneville, et il peut s'étendre encore 50 milles plus loin, car des affleurements dans le canton de Trécesson environ 3 milles à l'est de La Ferme et d'autres à un mille à l'ouest du lac Obalski, sont approximativement dans la même direction. Deux dykes traversent les passes entre les lacs La Motte et Okikeska et ont été suivis sur une distance d'environ 30 milles vers le sud-ouest, dans le canton de Montanier; dans la direction opposée, l'un d'eux s'étend apparemment sur une distance de 20 milles dans le canton de Barraute. Dans les cantons de Montbray et de Beauchastel, un dyke a été suivi sur une distance de tout près 30 milles.

La présence de dykes si longs, si droits et de largeur si constante est intéressante, étant donné surtout le parallélisme prononcé qui existe entre eux sur de vastes étendues. Ils se divisent naturellement en deux séries, l'une qui comprend le plus grand nombre de dykes, s'orientant à peu près nord 50° à 60° est, l'autre à peu près nord, à nord 20° ouest. Ces traits caractéristiques impliquent que les fissures hypabyssales se sont formées par des efforts généraux dans la région, probablement assez modérés, vu qu'ils n'ont fait qu'ouvrir les fissures hypabyssales sans occasionner des dislocations notables sur leur parcours.

Les dykes de gabbro récent comprennent le gabbro à olivine et le gabbro quartzifère. Ce dernier est le plus fréquent et forme la plupart des petits dykes. L'olivine semble plus fréquente dans les gros dykes.

En spécimen de manipulation il est difficile de différencier les deux variétés. Toutes deux se composent en grande partie d'augite et de plagioclase et ni le quartz ni l'olivine ne sont en évidence. Toutes deux sont au contact des roches noires compactes, qui, dans certains cas, présentent de petits phénocristaux de feldspath. Cette roche à grain fin, à une courte distance du contact, se fond dans une phase grossièrement cristalline dans laquelle les cristaux d'augite et de plagioclase peuvent être facilement distingués. Dans les phases altérées, le gabbro à olivine a une apparence légèrement plus rouilleuse que le gabbro quartzifère probablement par suite de l'altération de l'olivine.

Le gabbro quartzifère possède un grain variable, mais dans les phases grossières, les cristaux atteignent jusqu'à environ un quart de pouce de diamètre. Il est tacheté de gris et de noir, la couleur noire étant due aux cristaux d'augite. Les cristaux de feldspath gris présentent souvent une teinte verdâtre causée par l'altération. Des paillettes de biotite lui donne une apparence mouchetée noire. La texture ophitique est plus en évidence dans les spécimens à grain moyen et nullement apparente dans les phases extrêmement grossières. Au microscope on constate que dans certaines

parties l'augite est considérablement altérée en hornblente verte. La biotite est enchevêtrée parallèlement avec une partie de cette hornblende. Le plagioclase est presque toujours maclé et de composition assez basique, se rapprochant de la labradorite ($Ab^{50}An^{50}$). Il présente des rapports ophitiques avec l'augite et est en cristaux lattiformes. Le quartz s'y trouve en enchevêtrement micrographique avec le feldspath et en grains vermiculés de forme irrégulière. Il semble avoir cristallisé bien après les autres minéraux. La magnétite, probablement titanifère, l'apatite, l'épidote et la zoïsite sont les minéraux accessoires. Les phases plus fines de cette roche ressemblent beaucoup aux roches volcaniques fines. Elles se composent d'un tapis de feldspath en cristaux fins qui pénètrent les petits cristaux d'augite et dont le grain est assez régulier, sauf dans quelques gros cristaux de feldspath.

Le gabbro à olivine atteint un grain plus gros que la variété quartzifère et en surface altérée présente en général un aspect plus rouilleux, mais comme on l'a signalé plus haut il est semblable en apparence en tout autre point. Le feldspath possédait une composition basique, dans une coupe déterminée comme andésine basique ($Ab^{55}An^{45}$). Il est çà et là probablement plus basique. L'olivine forme de gros grains fortement altérés et renfermant dans les fissures de clivage des quantités considérables de grains de minerai de fer noir. L'olivine et le plagioclase ont cristallisé avant l'augite, celle-ci affectant les contours des anciens cristaux. De la biotite brune entourant des cristaux d'apatite et des grains de minerai de fer noir est aussi présente en petite quantité. L'augite est presque incolore, mais avec une teinte pourpre pâle que l'on dit indiquer la présence de titane. Elle est quelque peu altérée en hornblende verte.

Les rapports chronologiques du gabbro récent n'ont pu être définitivement établis, parce que dans toute la majeure partie de la région c'est la plus récente roche dominante. On n'a pu déterminer si le gabbro récent est pré-huronien ou post-huronien que dans l'angle sud-ouest de la région où affleure la série de Cobalt.

Dans l'étendue voisine d'Ontario il existe des dykes identiques du point de vue pétrographique au gabbro récent, mais de deux âges complètement différents. Le plus récent est la diabase de Nipissing, qui envahit la série de Cobalt, et on le considère généralement de l'époque keeweenawienne. Le plus ancien fut d'abord observé dans le district de Matachewan. Il fait partie de la base sur laquelle repose la série de Cobalt, et fournit des cailloux au conglomérat basal de cette série. Les dykes classés comme gabbro récent dans la région de Québec peuvent comprendre des roches intrusives des deux époques.

Quelques-uns des dykes du Québec présentent une texture qu'on rencontre seulement dans certains dykes pré-Cobalt à Matachewan. Ils renferment plusieurs gros phénocristaux, de 2 ou 3 pouces de diamètre, formés à l'origine de feldspath labradorite, mais aujourd'hui complètement altéré en kaolin et en séricite, de sorte qu'ils ont un aspect cireux. Les contours de ces phénocristaux sont mal définis car ce sont ordinairement des fragments assez irréguliers. Jusqu'ici on n'a remarqué de phénocristaux de

ce genre que dans la diabase pré-Cobalt, et les dykes de Québec caractérisés par ces phénocristaux peuvent être attribués au pré-Cobalt avec assez de certitude.

Les dykes ayant cette texture porphyrique extraordinaire sont, cependant peu nombreux et des données positives relativement à l'âge des autres ne peuvent être obtenues que dans l'angle sud-ouest de la région, où se présente la série de Cobalt. A cet endroit un dyke entrecoupe la série de Cobalt près de la route d'Angliers, à l'est du lac Renaud, dans une direction nord 70° est. Le dyke est large d'environ 100 pieds, s'altère en une teinte brunâtre, et il ressemble par ailleurs au gabbro récent de la région. On n'a observé aucun autre dyke recoupant la série de Cobalt. Par contre, le gros dyke traversant le lac Opasatika dans une direction à peu près nord 60° est a été suivi vers l'ouest jusqu'à son contact avec la série de Cobalt, et là on a positivement constaté qu'il passait en dessous de la série de Cobalt. Dans un endroit la série de Cobalt a été érodée au-dessus du dyke, formant une petite "île" de diabase, complètement entourée de conglomérat. Le dyke de diabase se dirigeant au nord sur le bord occidental du lac Opasatika a également été suivi jusqu'à 200 pieds du contact du Cobalt, où il passe en dessous du drift; mais on n'a rencontré aucun dyke recoupant la série de Cobalt bien exposée près de l'endroit où le dyke, s'il était retracé, devrait la recouper. On a, par conséquent, conclu que ce dyke passait aussi en dessous de la série de Cobalt.

Il existe, par conséquent, peu de preuve directe que les dykes de Québec appartiennent, dans l'ensemble, à l'ancienne série ou à la récente. C'est un fait bien intéressant, toutefois, sur lequel on ne semble pas avoir porté attention, que l'intrusion de la diabase de Nipissing ait cessé assez soudainement à la latitude approximative de 47° 54′ nord, soit à peu près au milieu de la rangée de cantons d'Ontario s'étendant de Mulligan à l'est, à Midlothian à l'ouest. L'étendue au sud de cette ligne, jusqu'à la rive septentrionale du lac Huron, est sillonnée et parsemée de nombreux dykes et filons-couches de diabase intrusive de Nipissing dans la série de Cobalt. Au nord de cette ligne on n'en trouve presque pas qui aient ce rapport, bien que des étendues considérables soient supportées par la série de Cobalt. Dans la région de Matachewan on retrouve de grandes étendues de la série de Cobalt; mais un examen géologique assez détaillé n'a pu révéler la présence d'amas de gabbro qui la recoupe. Dans les cantons de Flavelle, Burt et Bompas, il existe un gros amas de la série de Cobalt, dont une langue s'étend à l'est dans le canton de Grenfell; mais la seule diabase qu'on ait observée qui l'entrecoupait, était une couple de dykes dans le canton de Bompas. Dans la région de Larder, la série de Cobalt forme le sous-sol des cantons de Mulligan, Rattray et McFadden et s'étend à l'est dans les cantons de Dufay et Dasserat (Québec); mais M.-E. Wilson, qui dressa la carte de cette région en 1909, ne trouva aucune diabase recoupant cette série, sauf un dyke sur le lac Raven, canton de McFadden. Dans les cantons de Dufay, Dasserat et Beauchastel, on n'a rencontré aucune diabase envahissant la vaste étendue de sédiments de Cobalt, si ce n'est un seul dyke dans Beauchastel. Pour cette raison, par conséquent, on considère la majeure partie de la diabase récente dans Québec comme appartenant à l'époque pré-Cobalt.

La diabase à olivine de Québec n'a aucune ressemblance avec la diabase à olivine du Keweenawien récent, rencontrée dans la région entre Gowganda et la rive nord du lac Huron et qui recoupe la diabase de Nipissing et le granite de Killarney. Les traits caractéristiques des diabases du Keweenawien d'Ontario sont, premièrement, un degré remarquable de conservation, et, deuxièmement, une texture porphyrique dont les deux sont tout à fait dissemblables à ce qu'on a trouvé dans Québec. La diabase keweenawienne récente, au microscope, ne présente presque pas de trace d'altération de ses minéraux, ce qui la rend presque unique parmi les roches précambriennes. De plus, tous les dykes de plus de 5 pieds environ de largeur sont caractérisés par des phénocristaux bien formés, assez nombreux, de feldspath blanc variant d'un quart de pouce à 1 pouce de diamètre. Ils s'altèrent en cavités peu profondes sur les surfaces exposées au jour, et ils sont si en évidence qu'on peut les observer d'une distance considérable. On n'a encore découvert aucun dyke de ce type dans Québec. Il est fort probable que les gabbros à olivine de Québec sont simplement des variétés basiques des diabases quartzifères.

Dykes basaltiques

Des dykes basiques, qui se distinguent par leur grain très fin, même dans ceux de largeur considérable, se présentent çà et là dans les étendues du Keewatin. On les a, par conséquent, dénommés basaltiques, parce que leur composition et leur texture sont semblables à celles du basalte. Quelques-uns d'entre eux recoupent des dykes de gabbro récent et sont, par conséquent, les roches intrusives les plus récentes connues dans la région; mais dans la plupart des cas ils recoupent des roches plus anciennes que le gabbro récent. Or l'âge des dykes qui se comportent de cette façon ne peut être positivement établi, sauf que l'on peut dire qu'ils sont plus récents que les roches qu'ils recoupent. Certains dykes basaltiques dans le canton de Palmarolle sont recoupés par un dyke de gabbro plus récent. Il vaut mieux, par conséquent, considérer à présent les roches décrites dans cette partie comme ayant une ressemblance simplement pétrographique les unes avec les autres, sans impliquer qu'elles appartiennent toutes à une même période d'extrusion.

L'épaisseur des dykes basaltiques varie de quelques pouces à plus de vingt pieds. Ils sont bien visibles surtout dans la région de Palmarolle, dans une zone de 3 milles de long et d'un demi-mille de large s'étendant du rang III au rang VI, d'un bout à l'autre des lots 23 à 27. Il s'en présente aussi plusieurs dans la région de Duparquet. Sur l'île Beattie, dans la partie septentrionale du lac Duparquet, de petits dykes basaltiques recoupent un gabbro schisteux que l'on considère comme une diorite quartzifère. Dans le canton de Montbray des dykes basaltiques recoupent les laves du Keewatin dans l'angle extrême sud-ouest du canton, sur la propriété Robb-Montbray dans l'angle sud-est, et près de la frontière orientale, juste au nord de la ligne centrale, ainsi que dans la partie avoisinante de Duprat. Sur la propriété Noranda de petits amas basaltiques entrecoupent le gros dyke de gabbro récent. Des dykes analogues se pré-

sentent autour du lac Pelletier, dans le canton de Rouyn. Dans le canton de La Corne, au centre du lot 24, rang III, un dyke basaltique d'au moins 100 pieds de largeur croise la direction du schiste à biotite. Dans le canton de Barraute des dykes basaltiques se rencontrent dans le rang III, lot 18, immédiatement au nord de la voie ferrée; dans le rang II, lot 25, et à un quart de mille au sud-ouest de la station de Barraute.

Les dykes basaltiques du canton de Palmarolle sont les seuls qui aient été étudiés en détail. Ce sont des roches gris foncé à noir, d'aspect frais et non feuilleté. Elles sont en général à grain fin et régulier, mais porphyriques, et renferment de petits phénocristaux de plagioclase et de hornblende. On a remarqué quatre types s'entrecoupant les uns les autres dans un ordre de basicité croissante.

Le dyke le plus ancien et le plus acide contient de nombreux phénocristaux tabulaires de plagioclase, tellement altéré en zoïsite avec du carbonate qu'il est impossible de le déterminer, et quelques phénocristaux de hornblende vert pâle, ayant jusqu'à 2 mm. de diamètre; ils sont tous enchâssés dans une pâte de petites lattes de feldspath, quelques paillettes rougeâtres de biotite et des microlithes et de petits agrégats de hornblende. Les lattes de feldspath ont environ ½ millimètre de diamètre et elles sont propres et inaltérées. On a établi que c'était de l'andésine-labradorite, $Ab^{55}An^{45}$.

Le dyke suivant dans la série renferme aussi de petits phénocristaux de feldspath ayant jusqu'à 1.5 mm. de diamètre, et des phénocristaux de hornblende ayant jusqu'à 0.5 mm. Comme dans le précédent, les feldspaths sont complètement altérés en épidote, carbonate et séricite, mais les hornblendes sont fraîches et en plus grande quantité que dans le type précédent. La gangue est un agrégat de feldspath frais, de quartz, d'aiguilles de hornblende et de paillettes de biotite.

Le dyke suivant de la série n'est pas porphyrique, et se compose de hornblende et de labradorite assez fraîche, en quantités à peu près égales. Il s'y trouve une quantité considérable de magnétite.

Les dykes les plus récents se composent de 70 à 75 pour cent de hornblende, avec de petites lattes interstitielles de feldspath anorthite frais. On y rencontre en outre des restes de phénocristaux de feldspath originel, maintenant complètement altéré en saussurite.

Les dykes de basalte observés dans les cantons de Montbray et de Duprat varient de quelques pouces à 20 pieds de largeur et sont très difficiles à distinguer des laves massives à grain fin. Quelques-uns sont longs et très droits tandis que d'autres sont très irréguliers. La direction générale est de 15° à 35° à l'est du nord; quelques-uns, toutefois, s'orientent à l'est.

Les dykes du canton de Barraute sont plus altérés que la plupart de ceux qu'on a observés ailleurs, et furent très probablement les "filons alimentateurs" des épanchements de lave du Keewatin.

CHAPITRE VII

SÉRIE DE COBALT

La série de Cobalt ne se présente que dans la région d'Opasatika et se compose entièrement des couches inférieures de la série, groupées par Collins[1], sous le nom de Gowganda. Elle renferme de grandes quantités de conglomérat interstratifié avec des grauwackes et des quartzites impurs, en même temps que de la grauwacke noirâtre à grain fin ou argilite. La puissance de la série, de 500 à 1,000 pieds à cet endroit, ne représente qu'une fraction de l'épaisseur primitive, car la majeure partie a été érodée.

La série de Cobalt s'est déposée sur une surface relativement plane qui tronque toutes les roches plus anciennes. La nature de cette surface est bien exposée dans la région d'Opasatika. Elle semble avoir consisté en protubérances et en courtes ou longues crêtes alternant avec des vallées de largeur modérée, et avoir eu un relief probable de 200 à 300 pieds. La topographie variait sans doute avec la nature de la roche sous-jacente; dans les étendues de la formation de Timiskaming on constate que la structure a modifié le relief, de sorte que la vallée et les crêtes du pré-Cobalt devraient avoir une direction générale est-ouest.

On peut observer une belle coupe entre les lacs Opasatika et Dasserat, où le feu a complètement détruit la végétation et clairement exposé tous les détails. Le contact des séries de Cobalt et de Timiskaming à l'extrémité septentrionale du lac Opasatika se trouve sur une colline de la formation du Timiskaming, qui s'élève à environ 100 pieds au-dessus du lac. Le niveau du lac est de 869 pieds au-dessus du niveau de la mer, de sorte que l'ancienne surface du Timiskaming a ici une altitude approximative de 970 pieds. On peut voir sur le rivage formé d'escarpements que le contact fléchit rapidement vers le nord, de sorte que cette partie était évidemment le côté sud d'une ancienne vallée de profondeur quelconque. Cette profondeur est inconnue, mais elle était de plus de 100 pieds, puisque le contact passe en dessous du lac Opasatika.

A l'extrémité méridionale du lac Ogima (913 pieds d'altitude), à un mille franc nord du contact décrit dans le dernier paragraphe, des affleurements bas de lave s'élèvent à quelques pieds au-dessus du lac, correspondant à une élévation de plus de 40 pieds dans l'ancienne surface. A un demi-mille plus au nord, sur le côté occidental du lac, l'ancienne surface s'est élevée en une crête considérable, vu que le contact Keewatin-Cobalt est élevé sur le flanc de la colline, 100 pieds ou davantage au-dessus du niveau du lac, c'est-à-dire avec une altitude approximative de plus de 1,000 pieds au-dessus du niveau de la mer. Plus au nord, l'ancienne surface a évidemment retombé dans une autre vallée, laquelle était large d'environ 1 mille, et, puisque la formation de Cobalt affleure encore une

[1] Com. géol. du Canada, Mém. 95, p. 63.

fois à la surface de bas niveau du lac Dasserat (913 pieds), elle doit avoir eu plus de 100 pieds de profondeur. Le contact septentrional se trouve sur cette crête, sur le côté méridional de la baie Renault, lac Dasserat, à environ 100 pieds au-dessus du niveau du lac. La figure 11 montre une coupe transversale de l'ancienne surface décrite.

Des observations analogues, bien que moins complètes, ont été faites en maints endroits de la région. Ainsi, l'affleurement de porphyre à syénite au nord du lac Olier forme une crête saillante d'âge pré-Cobalt, qui s'élève maintenant à 150 pieds ou davantage au-dessus du lac Olier, et doit s'être élevée plus haut au-dessus du fond des anciennes vallées au nord et au sud, vu que celles-ci sont maintenant comblées par la série de Cobalt au niveau du lac, et sur une profondeur inconnue plus grande.

L'origine de la série de Cobalt a été étudiée en détail au cours des dernières années, relativement à la théorie émise par le professeur A.-P. Coleman, que la formation de Gowganda représente les dépôts d'une période glaciaire primitive. La ressemblance des épais conglomérats à blocaux de la série de Cobalt avec les moraines à blocaux, des grauwackes non-stratifiées avec les argiles à blocaux, et des argilites en couches minces renfermant des cailloux disséminés avec les argiles stratifiées des dépôts de lacs post-glaciaires, a été à maintes reprises signalée par divers géologues

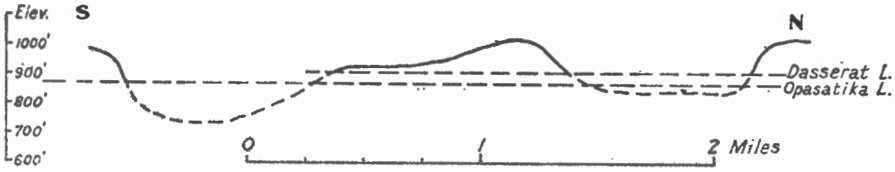


Figure 11. Profil de surface sur laquelle la série de Cobalt s'est déposée, entre l'extrémité septentrionale du lac Opasatika et la baie Renault, lac Dasserat.

travaillant dans le nord d'Ontario et Québec. Coleman a découvert des cailloux striés et massifs dans le conglomérat à Cobalt (Ontario), identiques à ceux que l'on trouve dans les dépôts de la dernière époque glaciaire. La preuve semble concluante, mais plusieurs géologues ne l'ont pas considérée comme telle, parce que jusqu'à présent on n'a jamais rencontré de surface érodée par les glaces en dessous de la série de Cobalt, c'est-à-dire une surface rocheuse polie, lisse, couverte de rainures et de stries causées par les cailloux entraînés par la glace en mouvement, comme on peut en observer presque partout aujourd'hui dans le nord du Canada.

Sans entrer davantage dans ces divergences d'opinion, on peut dire qu'en 1922 on a recueilli deux preuves appuyant fortement la théorie de l'origine glaciaire de la formation de Gowganda. Ce sont la découverte d'un conglomérat qui n'a pu être formé que par érosion glaciaire et la découverte d'une surface striée en dessous de la série de Cobalt.

Sur le côté sud du creek drainant le lac Olier, à environ 30 chaînes à l'est de la ligne Dasserat-Beauchastel, se trouve un escarpement de la série de Cobalt formé surtout de grès et de quartzite, en couches de 4 pouces

à 2 pieds d'épaisseur, laquelle se maintient très uniformément en direction. L'allure à cet endroit est nord 80° ouest, et le pendage de 10° à 15° nord. Une couche de conglomérat d'environ 15 pieds d'épaisseur est interstratifiée avec le grès. Elle se compose surtout de blocs roulés de 2 à 4 pieds de diamètre, plusieurs ayant cette dernière dimension. On a remarqué un bloc roulé de plus de 15 pieds de longueur et d'au moins 8 pieds de hauteur; son épaisseur totale est de plus de 8 pieds, mais sa base est cachée par l'humus au pied de l'escarpement. On a observé de même plusieurs cailloux de 8 à 10 pieds de diamètre. Ces cailloux sont serrés les uns contre les autres et cimentés par une petite quantité de pâte argileuse gris verdâtre très irrégulièrement stratifiée près de la base de la couche de conglomérat, mais absolument sans stratification dans les deux tiers supérieurs. La plupart des cailloux sont subanguleux mais non-massifs; un certain nombre sont fort anguleux et présentent peu de traces d'érosion. Environ 80 pour cent d'entre eux se composent de granite blanc fortement quartzeux renfermant très peu de minéral ferromagnésien. L'autre 20 pour cent est formé en grande partie de basalte et d'autres laves, avec un peu de grauwacke du Timiskaming.

On ne connaît que deux modes de formation pour un conglomérat à blocaux grossiers de cette nature. L'un est par les cours d'eau torrentiels descendant d'une région montagneuse; l'autre par les glaciers. La théorie des cours d'eau torrentiels doit être immédiatement écartée parce que, comme on l'a démontré, le relief de la surface était très faible au moment où la série de Cobalt s'est déposée et aussi parce que les grès bien stratifiés tant au-dessus qu'au-dessous de la couche de conglomérat, indique que la région était couverte d'eau relativement tranquille et peu profonde. On peut, donc, conclure en toute certitude, que les cailloux ont été entraînés dans leur position actuelle par la glace, probablement par une langue glaciaire relativement mince, poussée dans un lac peu profond depuis un gros massif à distance pendant une avance momentanée de la nappe glaciaire. La langue de glace flottait évidemment sur l'eau de telle façon qu'elle exerçait peu de pression sur les sédiments non consolidés sous-jacents, car ils ne présentent aucune trace de dérangement, du moins au point où les observations ont été faites.

La composition du conglomérat confirme encore la théorie glaciaire. La distance est de 5 milles de cet endroit à l'affleurement de granite le plus rapproché au sud-ouest, et beaucoup plus de l'affleurement le plus rapproché dans toute autre direction. Il est impossible que tout autre agent que la glace ait entraîné des cailloux de la taille de ceux décrits plus haut, sur une distance de 5 milles ou davantage, sur un terrain relativement plat.

Au sud de l'extrémité occidentale de la baie Renault, près de l'endroit où la limite méridionale du claim Renault le plus à l'ouest traverse le flanc oriental de la petite vallée fluviale, le contact de la série de Cobalt et du porphyre à diorite sont bien exposés à une hauteur estimée à au moins 200 pieds au-dessus du niveau du lac. La vallée qui traverse le plan de contact, se dirige à cet endroit nord 20° à 30° ouest. L'étendue a été complètement rasée par le feu et toute trace de mousse et de matière végétale a

disparu, de sorte que les roches sont très bien exposées, si ce n'est quelques talus. L'attention s'est d'abord portée sur le contact à cause de sa forme extraordinaire; au lieu d'être plat, grossièrement dentelé, ou par gradations, il forme une ligne bien marquée, sinueuse, en courbes régulières, les "sillons" ayant environ 6 pouces à 1 pied de profondeur du sommet de la crête au fond de la dépression. Le contact ressemble en tout point à une coupe transversale d'une surface rocheuse d'argile glaciaire creusée recouverte d'humus.

On a donc cherché ce contact inaccoutumé pour trouver des endroits où la série de Cobalt avait été récemment brisée, de façon à exposer un peu de la surface sur laquelle elle s'était déposée. Si c'eût été vraiment une surface d'argile glaciaire de frottement, il devrait y avoir des stries plus fines, parallèles aux grandes rainures. Le contact était bien exposé sur une longueur de 4 ou 5 chaînes, sur une paroi rocheuse presque verticale, et sur cette distance, on a remarqué deux endroits où de petits blocs de la série de Cobalt avaient été récemment fissurés par l'intempérisme, mettant à jour, dans chaque cas, une petite étendue de la surface sous-jacente d'à peu près 4 pouces sur 6 pouces. Chacune de ces surfaces était lisse et présentait de fines stries bien caractéristiques, parallèles l'une à l'autre et à la principale grande rainure. La direction, d'après les fines stries, fut déterminée aussi exactement que possible comme étant nord 60° est sur une petite partie de la surface et nord 62° est sur l'autre.

Ces observations semblent établir de façon assez positive que la déposition de la série de Cobalt a commencé dans des conditions glaciaires, et de plus que les glaciers devaient être des nappes glaciaires ou glaciers continentaux, car l'allure générale d'une pénéplaine qu'affecte la région eût empêché la formation de glaciers de vallée, fréquents dans les régions montagneuses. De plus, ces glaces doivent s'être avancées sur la région d'Opasatika à partir d'un centre qui se trouvait au nord-est ou au sud-ouest. Bien qu'il n'existe pas de méthode définie pour déterminer plus exactement qu'on ne l'a fait la position du centre de la glace, deux des faits observés se prêtent à l'hypothèse que le centre de la glace se trouvait au sud-ouest, ou précisément sud 60° ouest des collines Swinging. Le premier de ces faits est la pente de la surface du pré-Cobalt là où les rainures ont été observées. La pente monte doucement vers le nord-est, sous un angle de 10° à 15°, exactement comme la pente douce du côté glaciaire d'une roche moutonnée—laissant ainsi supposer que la glace venait du sud-ouest. Il importe aussi de se rappeler que les gros cailloux dans le conglomérat glaciaire décrit antérieurement se composent presque entièrement de granite. Les grandes étendues de granite dans la région sont toutes situées au sud et au sud-ouest. Au nord-est, le massif de granite le plus rapproché se trouve à 12 milles plus loin et ne forment avec les massifs adjacents qu'une partie relativement faible de la région. Si la glace s'était avancée du nord-est, les cailloux de basalte et des autres laves formeraient naturellement une grande proportion de la masse totale de la glace. Il est vrai que les roches vertes tendres auraient pu se pulvériser pendant le mouvement de la glace beaucoup plus facilement que les granites plus durs, de sorte que pendant ce mouvement il y aurait toujours eu augmentation dans la proportion des

cailloux de granite; cette considération, toutefois, ne peut guère expliquer la composition de la couche particulière de conglomérat à l'étude, car les cailloux qui s'y trouvent, dont quelques-uns sont fortement anguleux et le reste subanguleux, ne présentent aucune trace d'érosion. Il semble donc raisonnable de conclure que ces blocs roulés ont été amenés de la grande étendue de granite au sud-ouest, où une quantité considérable de granite et très peu d'autre roche était disponible pendant que la glace accumulait sa masse.

On a démontré dans des travaux antérieurs, auxquels le lecteur est prié de se reporter, que la série de Cobalt est du post-huronien inférieur.[1]

[1] Com. géol. Canada, Mém. 131, p. 40-41.

CHAPITRE VIII

LACS POST-GLACIAIRES ET LEURS DÉPÔTS

EXPOSÉ GÉNÉRAL ET CORRÉLATION

La nappe de glace du pléistocène en fondant dans l'est du Canada, eut pour résultat de former d'immenses lacs. Ces lacs doivent leur origine non seulement aux énormes quantités d'eau mises en liberté par la fonte de la glace, mais aussi à l'inclinaison du terrain qui, à cette époque, était plus accentuée vers le nord qu'aujourd'hui, et au système hydrographique vers le nord et le nord-est qui fut obstrué par la nappe de glace en retrait ou par le drift. Ainsi, une partie du glacier a pendant longtemps encombré les vallées de Mattawa et d'Ottawa à Mattawa, forçant les eaux du bassin supérieur des Grands Lacs à prendre un cours détourné par voie de Niagara et de la vallée de la Trent. Un autre grand barrage de débris morainiques remplit la vallée et l'extrémité inférieure du lac Timiskaming, et dut probablement être traversé par la rivière avant que les eaux au nord puissent atteindre leur bas niveau actuel.

Il est probable, toutefois, que la cause la plus favorable à la formation des lacs fut la conformation du sol qui différait alors considérablement de l'attitude actuelle. A l'époque où les nappes glaciaires recouvraient le nord du Canada, la surface terrestre en dessous de ces nappes était moins élevée que le niveau actuel, de plusieurs cents pieds. Depuis la disparition de la glace le sol a atteint son présent niveau. Ce fait est démontré par la présence de sables et d'argiles renfermant des coquillages marins très loin en remontant les vallées du Saint-Laurent, de l'Ottawa et des rivières qui se jettent dans la baie d'Hudson; par la présence de terrasses littorales autour des côtes du Labrador et de la baie d'Hudson, et dans le fait que les anciennes rives des Grands Lacs post-glaciaires s'élèvent en pente vers le nord.

L'amplitude du soulèvement post-glaciaire a atteint au moins 700 pieds en certains endroits et probablement davantage. A Kingsmere, 8 milles au nord-ouest d'Ottawa, on a trouvé des terrasses marines (Gerard De Geer) à une altitude de 690 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer. De plus, ce niveau était à cette époque plus bas qu'aujourd'hui par suite de l'immense quantité d'eau absorbée et retenue par les nappes continentales. Antevs a calculé cet abaissement à environ 300 pieds au prolongement maximum des nappes de glace. Quand la glace se fut retirée en deçà d'Ottawa, une bonne partie de l'eau retenue était retournée à la mer par la fonte, peut-être la moitié ou même davantage; mais si on suppose que les deux tiers de cette eau étaient ainsi retournés, le niveau de la mer serait encore 100 pieds plus bas qu'à présent. Les plages de Kingsmere, par conséquent, étant formées par une mer plus basse que la mer actuelle, indiquent un soulèvement correspondant plus considérable depuis l'époque glaciaire, selon toute probabilité d'au moins 800 pieds.

Les plages des Grands Lacs glaciaires récents ont été étudiées par plusieurs géologues, depuis plus de 40 ans, qui ont constaté qu'elles s'inclinaient vers le sud. La plus élevée, celle d'Algonquin, ne s'élève qu'à environ 25 pieds au-dessus du niveau actuel du lac à l'extrémité méridionale du lac Huron. On l'a suivie vers le nord jusqu'à Uphill, un village à 22 milles au nord-est d'Orillia, où son altitude est de 344 pieds au-dessus du lac Huron. Près de North-Bay, une plage que l'on suppose correspondre à la plus haute plage du lac Algonquin se trouve à 596 pieds au-dessus du lac Huron. Comme ces plages, au moment de leur formation, étaient horizontales, elles accusent ainsi un soulèvement de la région de North-Bay d'au moins 571 pieds, par rapport à l'extrémité méridionale du lac Huron.

D'autres observations que le manque d'espace ne permet pas d'exposer ici, ont démontré que le territoire ainsi élevé se limite à la région que recouvrait la glace et que le territoire au delà des limites des nappes glaciaires n'a pas été dérangé de façon appréciable. On a aussi démontré, d'après une étude des niveaux des plages Algonquin, que la partie méridionale du bassin du lac Huron n'avait pas été affectée, sinon très légèrement, par le soulèvement de la région au nord.

Il est donc possible de calculer approximativement l'ancienne position de la surface terrestre. L'extrémité méridionale du lac Huron se trouve à 581 pieds au-dessus du niveau de la mer et est demeurée à ce niveau ou à peu près depuis la formation du lac Algonquin. Le niveau de la voie ferrée à la station de North-Bay se trouve à 662 pieds au-dessus du niveau de la mer, et cette région a été soulevée d'au moins 571 pieds, de sorte que son premier niveau n'était que de 91 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer. La hauteur des terres, là où elle est traversée par le chemin de fer Timiskaming and Northern Ontario, se trouve maintenant à 1,044 pieds au-dessus du niveau de la mer; à son point le plus bas entre les lacs Dasserat et Opasatika, elle est de 915 pieds. Si ces endroits se sont affaissés autant qu'Ottawa, comme c'est probable, avant le soulèvement ils s'élevaient respectivement pour le moins à 354 et 225 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, et probablement d'au moins 100 pieds plus bas. Ces chiffres démontrent qu'à la fin de l'époque glaciaire la pente générale du terrain se dirigeait vers le nord et le nord-est. Si l'écoulement des eaux s'était effectué librement, sans entrave par la glace, le drainage aurait fort bien pu s'établir directement des Grands Lacs à la baie James. Le soulèvement subséquent des parties septentrionales de la région a entraîné une migration des partages des eaux vers le nord.

En vue de certaines théories qui ont été émises au cours des dernières années, à l'effet qu'il existerait un certain rapport entre la formation des gîtes minéraux et la position de la hauteur des terres, cet exemple de date récente de la migration des lignes de faîte par le soulèvement différentiel offre peut-être quelque intérêt; et cette migration n'est qu'un seul de toute une série de changements que l'on sait s'être produits pendant l'histoire de la terre. A moins donc que l'on suppose que les gîtes minéraux se sont déplacés avec les lignes de faîte, il est difficile de concevoir un rapport mutuel.

Depuis l'époque où le front des glaciers se retira au nord des extrémités méridionales des lacs Huron et Michigan, les cours d'eau qui en découlaient furent immobilisés entre la nappe glaciaire et la ligne de faîte au sud, et les lacs ainsi formés prirent sans cesse de plus grandes proportions à mesure que le front glaciaire reculait. A leur prolongement maximum, quand la glace se fut retirée au nord des Grands Lacs actuels, ces nappes lacustres se réunirent en une seule vaste étendue d'eau qui occupait les bassins des lacs Supérieur, Michigan et Huron et recouvrait de grandes parties de la contrée environnante, jusqu'à environ 50 milles au nord du lac Huron. On a appelé cette nappe d'eau le lac Algonquin, et il disparut en grande partie par soulèvement différentiel. La partie septentrionale subit le grand soulèvement précité; la partie méridionale resta stable. Après que le soulèvement eut pratiquement cessé, la digue de glace dans la vallée de l'Ottawa, à Mattawa, se brisa, ouvrant un nouveau débouché dans la vallée de l'Ottawa, en deçà de North-Bay. Ceci, en même temps que le soulèvement, réduisit le lac à une dimension légèrement plus grande que celle des grands lacs actuels. Le nom de Grands Lacs de Nipissing s'applique aux nappes lacustres de cette époque.

A mesure que le front glaciaire continuait à se retirer vers le nord, deux nouveaux lacs se formèrent. Le plus à l'ouest, le lac Ojibway, fut enfermé entre la glace et la hauteur des terres au nord du lac Huron. Le lac oriental, le lac Barlow, remplit la vallée du Timiskaming, et fut enfermé entre la glace et la grande barrière de drift et ce qui est connu sous le nom de rapides du Long Sault, au pied du lac actuel. La dimension de ces lacs s'accrut à mesure que la façade de la glace se retirait, jusqu'à ce que finalement ils s'étendissent à travers ce qui est maintenant la hauteur des terres. Finalement, quand le front glaciaire fut quelque part dans les 15 milles entre la hauteur des terres et la station de Ramore, les deux lacs s'unirent pour former une grande nappe d'eau, qui persista pendant plusieurs centaines d'années. Elle disparut assez soudainement alors que le front du glacier se trouvait dans Québec, un peu au nord du chemin de fer National-Transcontinental. Il est probable que l'eau commença à couler vers la baie James, à travers la glace qui s'amincissait et dans laquelle elle se fraya rapidement un chenal.

Sur le terrain élevé près de Haileybury, Hume[1] a découvert des plages de gravier à une altitude de 875 pieds au-dessus du niveau de la mer, ou 300 pieds au-dessus du bas niveau actuel du lac. Il se peut que ces plages ne représentent pas les plus hautes plages de l'ancien lac Barlow, mais ce sont les plus élevées encore rencontrées dans cette partie de la région. Aux pages 167-168 de ce rapport, on a signalé la découverte des dépôts de plage les plus élevés du lac Barlow-Ojibway, sur la propriété Aldermac, dans le canton de Beauchastel, Québec. Elles se trouvent à 1,201 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer et à 58 milles de Haileybury, dans une direction de 20° à l'est du nord. Si les plages observées par Hume sont les hautes rives de l'ancien lac, celles du canton de Beauchastel ont été soulevées, depuis l'époque glaciaire, à 326 pieds au-dessus de celles de

[1] Hume (G.-S.): "The Palaeozoic Outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Quebec;" Com. géol., Canada, Mém. 145, p. 6-8 (1925).

Haileybury. En d'autres termes, le soulèvement différentiel a donné à la région une pente vers le sud de 5.6 pieds par mille. Si les terrasses de Haileybury ont été formées à une certaine distance en dessous du haut niveau du lac, l'inclinaison correspondante serait de moins de 5.6 pieds par mille. Il est probable que les plages de Haileybury ne sont pas les plus élevées, vu que Coleman mentionne des terrasses de sable et d'argile de 811 pieds au-dessus du niveau de la mer à l'embouchure de la rivière Montréal. Cette localité se trouve à 78 milles presque franc sud du gisement de Beauchastel, et la différence de niveau entre les deux n'est que de 390 pieds, correspondant à une inclinaison de 5 pieds par mille. Selon toute probabilité, l'inclinaison est même moindre que ce chiffre, ou les terrasses de Coleman ne sont pas des plages de gravier comme il s'en formerait sur un rivage, mais elles sont de sable et d'argile, laissant supposer un dépôt en eau profonde. Hume a constaté près de Haileybury des terrasses semblables qui ne s'élèvent qu'à 782 pieds au-dessus du niveau de la mer, ou 93 pieds en dessous du niveau de la plage, qui probablement n'est pas la plus élevée. Si l'on suppose que le niveau de l'eau à la rivière Montréal était à 100 pieds au-dessus des terrasses rencontrées par Coleman, l'inclinaison post-glaciaire est réduite à 3.7 pieds par mille, chiffre qui correspond de plus près à celui établi pour la plage Algonquin.

De l'embouchure de la rivière Montréal elle se trouve à 24 milles en deçà d'une ligne tirée par la tête des rapides du Long Sault, à angle droit avec la direction du soulèvement. Si l'on suppose que le niveau du lac Barlow à la rivière Montréal est de 910 pieds, et l'inclinaison, par conséquent, de 3.7 pieds par mille, alors l'ancien niveau aux rapides du Long Sault doit être de 89 pieds plus bas, ou 821 pieds au-dessus du niveau de la mer. Si les terrasses de la rivière Montréal avaient été formées sur l'ancienne surface lacustre ou près de celle-ci, et qu'en conséquence l'inclinaison ait été de 5 pieds par mille, alors l'ancien niveau aux rapides du Long Sault serait maintenant d'à peu près 691 pieds au-dessus du niveau de la mer.

L'emplacement des rives du lac Barlow-Ojibway n'est encore qu'imparfaitement connu. Des rapides du Long Sault la rive occidentale doit avoir été bien près de la rive occidentale actuelle du lac Timiskaming, vu que cette dernière s'élève abruptement sur une distance de quelques centaines de pieds. Au nord du lac Timiskaming elle se dirigeait vers le nord-ouest sur une distance d'environ 45 milles dans le sud du canton de Flavelle. Apparemment une longue pointe ou un chapelet d'îles rapprochées les unes des autres s'étendait alors vers l'est dans le lac sur une distance de tout près de 60 milles, vu que l'argile fait défaut, sauf dans quelques-unes des vallées inférieures de cours d'eau dans toute la région supportée par la série de Cobalt dans Québec, d'un bout à l'autre des régions de Larder et de Kirkland-Lake, et à l'ouest dans le district de Matachewan. La largeur de cette pointe, mesurée le long de la ligne du chemin de fer Timiskaming and Northern-Ontario était d'environ 30 milles; les argiles disparaissent un peu au nord de la station de Krugersdorp, et réapparaissent à quelques milles au sud de Ramore. De Ramore la ligne riveraine doit s'être étendue un peu au sud de l'est pour passer autour de l'extrémité du massif de la série de Cobalt dans le canton de Beauchastel, et à l'ouest ou légèrement au sud

de l'ouest, vu qu'on ne rencontre pas d'argile dans Ontario au nord jusqu'au centre des cantons de Cleaver et McNeill.

A l'est du lac Timiskaming la ligne riveraine du lac Barlow-Ojibway se limitait à la tranchée Timiskaming jusque près de la rivière Lavallée. Elle convergeait ensuite à l'est, passant au sud du lac des Quinze et traversant à l'extrémité septentrionale du Grand lac Victoria. A l'est du Grand lac Victoria elle semble avoir convergé soudainement au nord et s'être dirigée à peu près parallèlement à la rivière Bell et à quelques milles à l'est de cette dernière.

La limite de la zone argileuse traverse l'angle sud-est de la région de Rouyn-Harricanaw. Elle est marquée par de vastes plaines sablonneuses, dont quelques-unes ont été amenées par les vents, et d'autres sont sans aucun doute des dépôts de plage. Au sud de ces plaines la contrée passe au type de plateau rocheux ordinaire, fréquent dans le bouclier canadien, en dehors des zones argileuses.

Il est intéressant de noter que l'altitude actuelle du Grand lac Victoria est de 1,103 pieds au-dessus du niveau de la mer. Ce lac se trouve juste en dehors des limites de la zone argileuse. Dans le canton de Beauchastel on a rencontré des dépôts de plage du lac post-glaciaire jusqu'à 1,202 pieds au-dessus du niveau de la mer. Il semblerait, par conséquent, que depuis la disparition de la glace, le canton de Beauchastel se soit élevé d'environ 100 pieds de plus que le Grand lac Victoria. C'est un point qu'il serait intéressant d'étudier; de meilleures données sur l'altitude précise des dépôts de plage dans le sud-est seront requises avant que l'amplitude et la direction de l'inclinaison puissent être déterminées.

La calotte glaciaire formait la limite septentrionale du lac. Actuellement on connaît presque rien à son sujet, sauf qu'au moment où le lac était drainé, il s'étendait dans une direction générale à l'est d'un point à plusieurs milles au nord de Cochrane. Cette limite est particulièrement difficile à déterminer, vu que le front du glacier avança de nouveau dans la suite jusqu'à Iroquois-Falls, Nellie-Lake, et à un point à 3 milles au nord du lac Frederick-House, déposant une couche d'argile à blocaux presque exempte de cailloux, au sommet des argiles lacustres.[1] Une argile à blocaux semblable, exempte de cailloux, forme le dépôt de surface vers le nord à la limite méridionale des limons et argiles marins de la plaine côtière de la baie James.

DÉPÔTS LACUSTRES

Plusieurs types de dépôts se formèrent dans ces lacs ou près de leurs bords. Des argiles et limons stratifiés furent déposés dans l'eau profonde et constituent les grandes "zones argileuses" qui sont maintenant défrichées graduellement pour fins agricoles. Autour des anciens bords des lacs et sur les collines qui étaient des îles dans les lacs, des dépôts de sable et de gravier se formèrent dans les eaux moins profondes et sur les plages. Au moment où les eaux commencèrent à se retirer, les limons et sables séchant furent attaqués par les vents, qui formèrent de vastes plaines sablonneuses et de grandes étendues de dunes.

[1] Antevs (E.): Am. Geog. Soc., Research Ser. N° 28, 1928.

Les argiles et les limons qui recouvrent la majeure partie de la région de Rouyn-Harricanaw, étaient de la roche finement pulvérisée formée par le frottement de la calotte de glace sur les roches sous-jacentes. Les débris furent entraînés par des cours d'eau sous la glace et déposés au fond des lacs, en couches minces connues sous le nom de "varves". Chaque varve est en général épaisse d'un demi-pouce à un pouce et se compose de deux couches distinctes. La couche inférieure est ordinairement la plus épaisse, à grain plus gros, plus limoneuse et un peu plus pâle. La couche mince supérieure possède un grain très fin et est argileuse. Ces traits caractéristiques, croit-on, indiquent que la varve est la matière déposée en une année. On prétend que chaque année les eaux de la calotte de glace fondante apportent de nouveaux sédiments dans les lacs, tandis qu'en hiver la fonte cesse et avec elle l'apport de sédiments. La couche inférieure limoneuse et plus épaisse de chaque varve, se compose du sédiment plus grossier déposé au cours de chaque été; la partie supérieure argileuse de la varve est la matière plus fine qui ne se dépose que très lentement et représente probablement le dépôt d'hiver, alors qu'aucune matière nouvelle n'est apportée dans le lac. On a trouvé que les varves individuelles conservent la même épaisseur par rapport à celles qui se trouvent au-dessus et au-dessous, sur de grandes distances, en d'autres termes, si une varve est, disons, deux fois aussi épaisse que ses voisines dans un endroit, elle sera approximativement deux fois aussi épaisse dans chaque localité. On doit s'attendre à un tel rapport, si les varves sont des dépôts annuels; car l'épaisseur d'une varve devrait être proportionnelle à la quantité de limon entraînée dans le lac au cours de la saison, et cette dernière devrait être proportionnelle à la chaleur totale de l'été, laquelle est constante sur de grandes parties de la surface du globe.

D'après ce rapport on a réussi, de place en place, à mettre les varves en corrélation et à déterminer, avec une exactitude remarquable, combien la calotte glaciaire a mis de temps à fondre, la direction de son retrait, où le front de glace est resté temporairement stationnaire pendant les périodes de retrait, pendant combien de temps elle est ainsi demeurée stationnaire, ainsi que plusieurs autres problèmes intéressants et importants.[1]

Comme on l'a déjà dit les argiles recouvrent la majeure partie de la région de Rouyn-Harricanaw. Les eaux du lac Barlow-Ojibway, dans le canton de Beauchastel, inondèrent la surface actuelle jusqu'à une altitude de 1,200 pieds au-dessus du niveau de la mer, ou approximativement de 330 pieds au-dessus du niveau actuel du lac Opasatika. Par conséquent, on peut rencontrer l'argile à n'importe quel endroit en dessous de cette altitude, bien qu'en fait, la majeure partie se trouve en dessous du niveau de 1,000 pieds. Le mouvement des vagues tendait à empêcher l'argile de se déposer dans les parties moins profondes du lac et entraîna aussi vers des niveaux inférieurs, à mesure que le lac tombait, une bonne partie de ce qui s'y était d'abord déposé. La majeure partie de la région, toutefois, est au-dessous du niveau de 1,100 pieds, de sorte que l'argile se retrouve partout, sauf sur les plateaux les plus élevés. Les principaux sont les collines Kekeko et toute la

[1] Antevs (Ernst): "Retreat of the Last Ice-Sheet in Eastern Canada"; Com. géol. Canada. Mém. 146, 1925.

région supportée par la série de Cobalt, les collines Abijévis, Smoky, Tenendo, certaines hautes crêtes dans le sud-ouest du canton de Cléricy et quelques autres endroits. Dans l'angle sud-est de la région à l'étude les argiles disparaissent aussi, et sont remplacées par des dépôts littoraux de divers types.

On a rencontré des dépôts de plage dans quelques endroits, mais ils n'ont pas été étudiés. Une plage remarquable fut suivie sur une distance de 1 mille dans une direction nord et sud, entre ½ mille et 1½ mille au nord du rapide Plat, rivière Kinojévis, dans l'angle sud-est du canton de Manneville. Le contour de la plage décrit une courbe douce et elle se trouve à environ 40 pieds au-dessus de la basse contrée argileuse à l'est et au sud et probablement pas plus de 75 pieds au-dessus de la rivière Kinojévis. L'accès à la plage du côté de l'est est une pente raide de 30 pieds de sable jaune fin; cette pente est suivie d'une étendue plane de sable, d'environ 100 pieds de largeur, au delà de laquelle il existe une plage de galets uniformément entassés, à pente douce, de 6 à 10 pieds de largeur, composée de cailloux ayant jusqu'à 4 pouces de diamètre. Au delà de la plage il y a une falaise littorale de 3 ou 4 pieds taillée dans l'argile à blocaux.

On a remarqué des plages moins bien marquées dans le canton d'Aiguebelle au nord et sur les flancs méridionaux des collines Abijévis. Quelques-unes se trouvent probablement à une plus haute altitude que celles mentionnées ci-dessus. Les feux de forêt ont détruit toute végétation sur la partie occidentale des collines Abijévis, ce qui permet d'examiner attentivement les crêtes rocheuses et les dépôts qui s'y trouvent. Au sommet de la crête la plus septentrionale de ces collines, de 2 à 3 milles à l'est de la frontière occidentale du canton d'Aiguebelle, près de sa ligne centrale est-ouest, se présentent des crêtes de gravier reliant des protubérances qui doivent avoir été des barres de gravier quand le lac Barlow-Ojibway était à ce niveau. On n'a remarqué aucun autre phénomène de rivage dans le voisinage, sauf que les crêtes rocheuses adjacentes à cette altitude ou à des altitudes plus élevées ou plus faibles sont généralement dénudées, probablement par suite de l'action des vagues. Les crêtes de gravier mentionnées se trouvent probablement à 300 pieds au-dessus du lac Lois qui est situé à 5 milles au nord et à 200 pieds au-dessus de la plage décrite précédemment dans le canton de Manneville. Ils doivent se trouver dans le voisinage de 1,300 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Une série de crêtes de gravier reliant des protubérances saillantes, qui étaient évidemment des barres de gravier quand le niveau du lac était élevé, fut observée dans le canton de Beauchastel sur la propriété Aldermac, concession minière M.L. 1953, sur l'emplacement du principal camp minier et sur une distance de quelques centaines de pieds à l'ouest. On a établi au moyen du théodolite une courbe de niveau de la voie ferrée à environ un mille au sud et l'altitude des barres fut ainsi déterminée avec exactitude. La barre la plus haute de la plage se trouve à 3 milles 1,270 pieds de la limite occidentale du canton et à 550 pieds au nord de la ligne est-ouest. Elle se compose de sol résiduel oxydé rougeâtre recouvert de 3 ou 4 pouces de gravier mal lavé. Sa nature fait présumer qu'il représente le niveau d'eau le plus élevé du lac. La crête se dresse à 1,202 pieds au-dessus du

niveau de la mer. La barre suivante, à 800 pieds franc est de la précédente, se trouve 1,175 pieds au-dessus du niveau de la mer. Elle se compose entièrement de gravier bien délavé, sans sable fin ni humus. Une troisième barre à 200 pieds plus à l'est s'élève à 1,163 pieds au-dessus du niveau de la mer et se compose entièrement de gravier grossier bien lavé. Comme le niveau du lac Opasatika, à quelques milles au sud-ouest, est de 869 pieds au-dessus du niveau de la mer, il est évident que le lac Barlow-Ojibway à son plus haut niveau doit avoir eu plus de 300 pieds de profondeur.

On a aussi observé des plages élevées et des barres sur les collines Swinging dans le canton de Dasserat, sur une haute crête à environ 2 milles au sud-ouest du lac Hub, canton de Montbray et sur les flancs des collines Smoky dans le centre du canton de Duprat. On n'a pas calculé leur altitude.

Sur la propriété Amulet, à environ 300 pieds au nord-ouest du puits, il existe des plages de gravier bien délavé dans un petit ravin. Le niveau du bord supérieur fut déterminé au théodolite depuis la voie ferrée en cul-de-sac comme étant de 1,218 pieds au-dessus de la marée.

Au nord du puits de la mine Harvie, environ 1 mille à l'est du lac Savard, canton de Cléricy, il y a une haute barre de gravier presque au sommet de l'étendue montagneuse. En autant que possible on a déterminé son altitude en traçant une courbe de niveau jusqu'au lac Savard, à travers le portage de la rivière Kinojévis et de la rivière au niveau de la voie ferrée à la station de Cléricy. Par ce moyen on a établi l'altitude de la barre comme étant de 1,197 pieds au-dessus du niveau de la mer, chiffre qui est probablement exact à quelques pieds près.

Les plaines sablonneuses sont nombreuses d'un bout à l'autre de certaines parties de la région. Leur altitude est ordinairement un peu plus élevée que celle des zones argileuses. Il est probable que la plus grande forme le sous-sol d'une forte partie des cantons de Privat, de Launay, de Guyenne et de Languedoc, et, selon Tanton,[1] s'étend à l'ouest dans le canton de Desmeloizes. Une deuxième étendue, bien que beaucoup plus petite, s'étend vers l'ouest des collines Abijévis à travers le canton de Destor. Une plaine sablonneuse d'environ 2 milles de diamètre se présente près du centre du canton de Duparquet et une autre dans sa partie septentrionale. Une étendue de sable, de quelque 4 ou 5 milles de diamètre, se trouve dans le quart nord-est du canton de Duprat.

On a rencontré au sud et à l'est une petite étendue de sable aux environs de l'angle des cantons de Cléricy, La Pause, Joannès et Bousquet. D'autres se présentent dans la partie est de Vaudray, s'étendant dans Montanier. Le flanc septentrional de l'étendue rocheuse et montagneuse passant par le centre du canton de Montanier, le centre et le sud de Surimau, et le sud de Fournière, est borné par des plaines sablonneuses horizontales à travers lesquelles s'avancent de petits affleurements rocheux et des crêtes irrégulières d'argile à blocaux. Une zone plus courte d'une largeur de 3 ou 4 milles s'étend vers le sud-est à travers le centre de Cadillac et

[1] Tanton (T.-L.): "Le bassin des rivières Harricanaw et Turgeon dans le nord du Québec"; Com. géol. Canada, Mém. 109, p. 55 (1919).

le sud-est de Malartic. Une étendue semblable de sable recouvre en partie le canton rocheux de La Corne et s'étend vers le nord dans le sud de Landrienne, l'est de La Motte, le nord de Varsan, le nord-est de Senneville et l'ouest de Fiedmont.

Tous les cantons le long des frontières méridionale et orientale de la région cartographiée renferment des étendues de sable qui par endroits recouvrent une grande partie de la contrée. La partie méridionale de Dubuisson et de Bourlamaque et la partie centrale de Louvicourt renferment de vastes plaines sablonneuses onduleuses avec des affleurements fortuits et des crêtes d'argile à blocaux faisant saillie à travers la couverture de sable. On rencontre de petites étendues onduleuses ou des mamelons isolés de sable, bornés par de vastes marais, dans d'autres parties de ces cantons, ainsi que dans ceux de Pascalis, de Carpentier et de Barraute.

Quelques-unes de ces étendues de sable semblent être des plaines de lavage superficiel, surtout, selon Tanton, la grande qui va du canton de Desmeloizes vers l'est. Les plaines de lavage superficiel se composent de sables, de graviers et de galets abandonnés par la multitude de ruisseaux et petites rivières coulant de la calotte glaciaire en fusion.

Le plus grand nombre des étendues de sable, toutefois, ne se compose pas de sables, graviers et galets mélangés, mais seulement de sable fin. Le grain moyen du sable, tel que déterminé au microscope, est de 0.2 mm. de diamètre. Environ 75 pour cent des grains sont de cette taille et le reste est légèrement plus gros ou plus petit. On peut traverser ces étendues de sable sur une distance de plusieurs milles, ou creuser n'importe où sans trouver un cailloux de la grosseur d'un pois. Ce caractère physique de même que la forme en croissant des crêtes sablonneuses, qui caractérise les dunes, indique que les couches de sable ont été formées par l'action éolienne. On a trouvé des trous de géant, quelques-uns assez grands, en maints endroits, dans les étendues de sable. Quelques-uns sont secs, d'autres forment des étangs ou de petits lacs. On considère communément que les trous de géant ont été formés par la fusion de blocs de glace qui ont été enfouis dans les plaines de lavage superficiel ou moraines. Leur présence dans les étendues de sable porte fortement à croire que les dépôts de sable furent formés par l'action des vents à la surface des plaines de lavage superficiel. Les dépôts de sable se trouvent ordinairement sur des étendues plus élevées que la contrée argileuse normale. Plusieurs se présentent sur les flancs des chaînes de collines, telles que la longue crête sablonneuse qui se dirige à l'ouest à travers le canton de Destor à partir de l'extrémité des collines Abijévis, et l'étendue sablonneuse dans le nord-est de Duprat se trouve entre les hautes crêtes à l'est et à l'ouest.

Les étendues de sable semblent avoir une tendance à se développer sur les flancs occidentaux des chaînes plutôt qu'à l'est, au sud, ou au nord. L'exemple le mieux connu est l'étendue sablonneuse à l'ouest des collines Abijévis. Ceci porte à croire qu'au moment du retrait de la calotte de glace, les vents doivent surtout avoir soufflé de l'est. Cette conclusion est confirmée par les formes des dunes sablonneuses, qui sont maintenant sans mouvement par suite de leur couverture protectrice de végétation et sont probablement restées ainsi depuis que la végétation s'établit après la

disparition des lacs glaciaires. Les dunes tendent à développer des formes convexes en se formant, parce que çà et là les bois ou autres obstructions arrêtent le mouvement du sable; et les convexités font toujours face à la direction du vent dominant. Des photographies aériennes des étendues sablonneuses dans Québec représentent un grand nombre de dunes, avec cette convexité très bien développée et dans tous les cas faisant face presque franc est.

CHAPITRE IX

RÉSUMÉ DE LA GÉOLOGIE APPLIQUÉE DE LA RÉGION DE ROUYN-HARRICANAW

La région de Rouyn-Harricanaw renferme des gîtes de cuivre, de zinc, d'or et de molybdène. On trouve des quantités d'argent et d'or dans quelques-uns des dépôts cupro-zinciques, de même que dans les dépôts filoniens du type ordinaire.

Les dépôts cupro-zinciques n'ont jusqu'ici été trouvés que dans les roches du Keewatin, et les découvertes se limitent à la partie occidentale de la région, à moins de 30 milles de la frontière interprovinciale. Le fait que les intrusions de diorite quartzifère, de granodiorite et de porphyre feldspathique très grossièrement porphyrique sont aussi surtout restreintes à la même étendue, a suggéré la possibilité que les dépôts de cuivre sont génétiquement apparentés à l'une ou à l'autre de ces roches.

Il existe des gîtes aurifères dans les formations du Keewatin et du Timiskaming. Ils appartiennent à deux zones, une septentrionale et une méridionale, cette dernière, large de 7 à 8 milles, chevauche le principal contact du Keewatin et du Timiskaming, avec sa limite sud de 2 à 2½ milles dans le Timiskaming. Certains gisements de la zone septentrionale se trouvent près du contact Keewatin-Timiskaming dans le canton de Destor et d'autres près de la station de Fisher, presque à l'est des gisements de Destor. Ces relations portent à croire que les gîtes aurifères, pour des raisons encore inconnues, tendent à s'être formés près des axes synclinaux; et il est intéressant de noter, sous ce rapport, que les gîtes de Porcupine, et ceux du district s'étendant de Kirkland-Lake à Larder-Lake se trouvent aussi près des axes des synclinaux moyens.

On ne connaît la présence de gisements de molybdénite que dans deux petites étendues dans l'est de la région. Ils furent apparemment formés comme le produit final de la différenciation du granite à biotite, et pour certaines raisons encore inexpliquables, ils ne sont situés que près des contacts du granite pegmatitique et du schiste à biotite.

Quant aux gîtes aurifères et cuprifères leur formation semble s'être localisée surtout par des facteurs structuraux. D'autres facteurs ont sans doute contribué à leur développement; les solutions minéralisatrices doivent être provenues de sources en profondeur, probablement d'amas de roche ignée en voie de refroidissement, et leur injection peut avoir été influencée chimiquement par la composition des roches d'éponte, et physiquement par leur température, parce que les différences de température dans la roche encaissante affecteraient les distances que doivent parcourir les solutions avant de se refroidir à l'endroit où elles sont déposées. On a cependant obtenu très peu de renseignements quant à ces relations éventuelles, et certainement rien qui pourrait aider à la recherche de nouveaux gîtes. Par contre, on possède un grand nombre de données quant à la présence d'un rapport intime entre les gîtes et les dislocations structurales. La

disposition générale des gîtes aurifères le long des principaux synclinaux a déjà été signalée. Les fissures de faille, petites ou grandes, et les zones de cisaillement sont des endroits où maints gîtes se sont formés. Les massifs de minerai de Robb-Montbray, de Lake-Fortune, de Graham-Bousquet, de Thompson-Cadillac et d'O'Brien, ainsi que d'autres de moindre importance, en sont des exemples. Les plis d'entraînement se sont montrés favorables, par endroits, à la précipitation du minerai, comme sur les propriétés Noranda et Chadbourne et probablement sur celle de Malartic. Les traits structuraux de ce genre se reconnaissent facilement et peuvent ainsi servir de précieux guides au prospecteur.

DÉPÔTS DE SULFURES

Les dépôts de sulfures sont de deux types généraux: remplissage filoniens et dépôts de substitution. Les remplissages filoniens sont relativement petits et peu importants au point de vue économique, de sorte que lorsqu'on mentionnera les dépôts il faudra entendre les gîtes de substitution.

Les dépôts de remplacement sont de toutes dimensions et à tous les degrés de remplacement. Plusieurs se composent de sulfures presque purs, avec peu ou point de la roche de fond originelle. Ils peuvent varier de petits amas de 10 à 20 pieds de long sur 1 ou 2 pieds de large à de gros massifs de plusieurs centaines de pieds de longueur ayant jusqu'à 200 pieds de largeur. D'autres renferment des fragments non remplacés de la roche de fond primitive en plus ou moins grande quantité. D'autres, enfin, se composent simplement de roche encaissante parsemée de grains de sulfure. On a constaté qu'aucun de ceux-ci n'était d'importance économique.

Les sulfures sont la pyrite, la pyrrhotine, la blende de zinc (sphalérite) et la chalcopyrite, associées à plus ou moins de magnétite. Les proportions des divers sulfures varient considérablement. Certains massifs se composent de pyrite presque pure, d'autres en grande partie de pyrrhotine avec un peu de pyrite. Sur une propriété la majeure partie du sulfure est de la blende de zinc avec de la chalcopyrite et de la pyrrhotine en petite quantité, et certaines parties des massifs de minerai de Noranda se composent de chalcopyrite presque pure. Normalement le massif de sulfure est constitué par de la pyrite et de la pyrrhotine avec une plus ou moins grande proportion de chalcopyrite.

On attribue généralement aux massifs de minerai une forme lenticulaire, parce que leur longueur et leur épaisseur sont plus grandes que leur largeur; dans plusieurs cas cependant la longueur n'est pas de plus de deux ou trois fois la largeur, de sorte que les lentilles sont trapues et ressemblent à des cônes ou tuyaux plutôt qu'à des lentilles. L'emploi d'un de ces termes désigne une forme plus ou moins symétrique, que très peu de massifs possèdent. Leurs contours, vus dans trois dimensions, sont assez irréguliers. Un observateur les a décrits comme ayant la forme des pommes de terre; et, considérant l'irrégularité générale des formes des différents spécimens de ce légume, la description pourrait difficilement être plus parfaite.

Les lentilles paraissent avoir une tendance à reposer verticalement en dessous, l'une de l'autre et dans une direction parallèle. On ne possède pas

de données suffisantes qui puissent permettre de conclure à la généralité de cette attitude, et les gisements que l'on connaît pourraient bien ne pas présenter de règle générale. Néanmoins, des exemples de cette manière d'être sont maintenant connus sur trois propriétés, la Noranda, l'Aldermac et la Waite-Ackerman-Montgomery et une si vaste répartition semble bien indiquer que cette conformation est générale. A supposer que les solutions aient gagné la surface à l'origine par quelque fissure, comme tel dut être probablement le cas, des couches successives de brèche ou d'autres roches facilement remplaçables eussent été remplacées et cette substitution s'étendrait au dehors de la fissure le long des plans de stratification. De cette façon il aurait pu se former une série de massifs à peu près parallèles.

Les roches qui ont été remplacées pour former des massifs de minerai sont toutes ou des laves acides de la composition des rhyolites et des dacites, ou des brèches et des tufs de composition correspondante. Partout où le remplacement a rencontré de la brèche ou du tuf, ces deux roches ont cédé la place plutôt que la lave massive, et, de fait, la plupart des dépôts se trouvent dans des massifs de ces roches fragmentaires. Les gîtes de Robb-Montbray, Aldermac et Noranda, celui de pyrite de Chance et la plupart des dépôts secondaires de la région sont tous des remplacements de brèches, de roches cisaillées ou de tufs. La substitution de la lave massive se rencontre sur les propriétés Amulet et Waite-Ackerman-Montgomery. Sur ces propriétés la localisation des massifs de minerai semble avoir été déterminée par la structure.

Classés d'après la composition, les massifs de sulfures se divisent en deux catégories: ceux qui se composent surtout de sulfures de fer, et ceux qui renferment d'importantes quantités de sulfures de cuivre et de zinc. Ce classement, bien qu'en apparence purement du point de vue économique, reflète néanmoins une importante différence génétique, parce que les sulfures de cuivre et de zinc sont plus récents que les sulfures de fer et les ont remplacés. Dans le cas du sulfure de cuivre du moins, la différence d'âge est considérable, vu qu'au moins deux périodes différentes d'intrusion à demi-profondeur se sont produites entre la formation du sulfure de fer et celle du sulfure de cuivre.

ÂGE DES SULFURES

On a déterminé à la mine Aldermac que la pyrite et la pyrrhotine des massifs de minerai sont plus récentes que les plus anciens produits différenciés de l'amas de porphyre à syénite d'Aldermac, et plus anciennes que les plus récents, parce que ces sulfures remplacent les minéraux des dykes plus anciens et sont recoupés par des dykes plus récents. Les amas de pyrite-pyrrhotine sont donc à peu près du même âge que les intrusions de porphyre, et il est possible qu'ils leur soient génétiquement apparentés. Des veinules de chalcopyrite, par ailleurs, recoupent et altèrent même les dykes plus récents, de sorte que le cuivre s'est évidemment introduit longtemps après la pyrite et la pyrrhotine. Sur la propriété Horne (Noranda), on a rencontré des veinules de chalcopyrite entrecoupant non seulement un dyke de porphyre à syénite, mais s'avançant aussi, sous forme de langues ou filonnets, dans les bords fracturés d'un dyke de gabbro récent. La chalcopyrite est, par conséquent, plus récente que les deux roches intrusives.

Des plaques polies indiquent que le premier sulfure à précipiter fut la pyrite. Là où il se présente de la magnétite, comme il s'en trouve en petite quantité en certains endroits, elle s'est formée après la pyrite qu'elle remplace dans une certaine mesure. La pyrrhotine fut le second minéral à s'injecter, puis la sphalérite ou la blende de zinc et la chalcopyrite. Chacun de ces minéraux remplace les précédents à un degré plus ou moins considérable.

La pyrite semble aussi s'être formée comme un minéral récent, contemporain ou à peu près de la chalcopyrite par endroits. Ce fait est bien en évidence à la mine Newbec, où la pyrite et la chalcopyrite forment la pâte d'une brèche renfermant des cailloux de pyrrhotine et de magnétite.

ALTÉRATIONS AYANT ACCOMPAGNÉ L'INJECTION DES SULFURES

On a constaté sur plusieurs propriétés que les gros amas de roches encaissantes avaient subi une profonde altération. Cette altération est de deux types: silicification et chloritisation.

Silicification. Sur les propriétés Noranda et Aldermac, de grande quantités de rhyolite originelle ne renferment plus aucun feldspath reconnaissable, bien que la proportion de feldspath soit élevée dans les rhyolites à une certaine distance des dépôts. Le feldspath est remplacé par un minéral incolore à grain fin qui est soit du talc soit de la séricite et du quartz. La formation de la séricite ou paragonite à partir du feldspath libérerait le quartz, et il est probable que la majeure partie du quartz dans ces rhyolites "silicifiées" est la somme du quartz primitif plus le quartz formé de cette façon; mais certaines roches, telles que le minerai extrêmement siliceux à gangue fusible (fluxing) de la propriété Horne et les fragments dans la brèche d'Aldermac, renferment tellement de quartz qu'elles ressemblent aux quartzites. Dans ces cas il semble très probable que le quartz se soit réellement injecté.

La rhyolite adjacente aux massifs de minerai sur les propriétés Robb-Montbray et Coniagas est même plus siliceuse que les roches silicifiées aux mines Aldermac et Horne. Elle renferme tellement de quartz que des spécimens isolés ont été identifiés au microscope comme du quartzite. On ne peut guère douter qu'une grande quantité de silice se soit introduite dans cette roche.

L'apport de silice est évident dans des spécimens provenant du voisinage du massif de minerai Waite-Montgomery. La roche, telle qu'observée dans les carottes de sondage, est un trachyte normal, sauf de nombreuses taches arrondies, blanchâtres, d'environ un huitième de pouce de diamètre. Ces taches ont une forme irrégulière et passent dans la pâte sans aucune ligne de contact bien définie, de sorte qu'elles ne sont que de petits remplacements. Au microscope on constate qu'elles se composent en grande partie de quartz avec un peu de pyrite et de sphalérite; la roche qu'elles remplacent se compose d'oligoclase à grain fin, $Ab^{75}An^{25}$, et d'aiguilles d'actinote vert pâle.

Des apports notables de silice sont aussi visibles aux mines Amulet et Newbec. A l'Amulet, une dacite renfermant peut-être de 2 à 3 pour cent de quartz est altérée en une roche en contenant de 35 à 40 pour cent; une partie du feldspath de la gangue des rhyolites est aussi remplacée par du quartz. A la mine Newbec, le porphyre quartzifère renfermant environ 20 pour cent de quartz originel est altéré de façon à en contenir de 40 à 50 pour cent.

Les réactions qui interviennent dans la silicification d'une roche peuvent être brièvement esquissées comme suit: un trachyte du genre de celui de la mine Waite se compose à peu près de 60 pour cent de silice, 18 pour cent d'alumine, environ 10 pour cent de soude et de potasse, surtout de soude, ainsi que de chaux, fer et autres constituants en petite quantité. Il est évident que l'injection de la silice implique la dispariton simultanée des autres éléments rocheux, qui dans ce cas sont surtout l'alumine et la soude. Quel qu'ait été le dissolvant, par conséquent, il a pénétré dans la roche chargée de silice et renfermant probablement aussi du fer et du sulfure, parce que les roches silicifiées sont d'ordinaire légèrement parsemées de pyrite. En réagissant sur la roche il a perdu une partie de sa silice et de son sulfure de fer, mais est devenu plus riche en alumine et en soude.

Chloritisation. La roche silicifiée sur la propriété Robb-Montbray est elle-même remplacée par un amas compact de chlorite vert foncé. Le rapport de la chlorite avec la roche silicifiée indique clairement que la chlorite est plus récente que la rhyolite silicifiée. Sur la propriété Horne il s'est produit un certain degré de chloritisation de plusieurs roches et il paraît probable que les gros massifs connus sous le nom de dacite et de brèche de dacite soient de véritables rhyolites ayant subi une chloritisation plus ou moins intense. Sur la propriété Aldermac, environ un quart de l'amas de brèche rhyolitique près des massifs de sulfures se compose de chlorite, et la nature du rapport de celle-ci avec les pyrites de fer indique de toute évidence l'injection de la chlorite. Sur la propriété Amulet on remarque de gros massifs de dalmatianite, un produit d'altération de la rhyolite et, près des massifs de minerai, cette roche, riche en biotite, est transformée en un amas de chlorite banale, parsemée de nodules de cordiérite. Sur la plupart des massifs de minerai plus petits, on rencontre une roche riche en chlorite au voisinage et particulièrement sur les bords des veines et amas de sulfures.

La chlorite est un silicate de magnésium et d'aluminium, dans lequel le fer remplace ordinairement une partie du magnésium. La biotite est un silicate de magnésium, de fer, d'aluminium et de potassium. La cordiérite est un silicate de magnésium, de fer et d'aluminium. Tous ces minéraux possèdent une composition analogue, et peuvent, par conséquent, être des produits de la réaction de mêmes solutions agissant dans des conditions légèrement différentes de température et de pression.

La chlorite et la biotite sont des minéraux qui présentent de grandes variations de composition, de sorte que sans analyses chimiques il est impossible de déterminer la composition exacte de ces minéraux trouvés dans le district de Rouyn. Le traité de minéralogie de Dana fournit des moyennes d'analyses qui peuvent apporter quelque éclaircissement.

—	SiO^2 %	Al^2O^3 %	MgO %	K^2O %	Oxydes de fer %	H^2O %
Chlorite (clinoclore)	32·5	18·4	31	.....	5±	13
Biotite	34–40	12–18	10–24	8–9	5–20	1–4
Cordiérite	49·4	33·6	10·2	.....		
				K^2O+Na^2O	5·3	1·5
Rhyolite (moyenne)	75	14	.....	7–8	1·7	.....

Il est donc évident que la transformation d'une rhyolite ordinaire ou d'une rhyolite fortement silicifiée en une roche riche en chlorite, en biotite, ou en cordiérite doit entraîner l'élimination de beaucoup de silice et l'apport de grandes quantités de magnésie et du fer. La soude, s'il s'en trouvait, a été entraînée, et là où la biotite s'est formée la potasse s'est ajoutée. Il est difficile, sans analyses complètes, de tenter d'expliquer ce qui est advenu de l'alumine, vu qu'il s'en trouve presque assez dans la roche originelle pour avoir formé les nouveaux minéraux. L'alumine doit s'être injectée là où le remplacement de la rhyolite fortement silicifiée s'est produit.

La nature complémentaire des réactions qui se sont produites pendant la silicification et la chloritisation semblerait hautement significative de quelque rapport mutuel. Au cours de la silicification les sulfures de fer et la silice se substituèrent à l'alumine et à la soude. Pendant la chloritisation, la silice disparut, à laquelle se substituèrent la magnésie, le fer et probablement l'alumine. La solution silicifiante était riche en silice et pauvre en minéraux basiques, la solution chloritisante riche en minéraux basiques et pauvre en silice. On doit s'attendre à ce qu'il existe un certain rapport génétique entre toutes les solutions ayant déterminé l'altération et la précipitation des sulfures; en d'autres termes qu'elles ont émané d'une même source; dans ce cas il faudrait s'attendre à des changements progressifs plutôt que subits dans la composition. Le changement soudain d'une solution fortement acide et de faible basicité à une hautement basique et de faible acidité, serait extraordinaire et difficile à expliquer, de sorte qu'il est intéressant de conjecturer si des effets différents n'auraient pas pu être produits par la même solution dans des conditions différentes de chaleur et de concentration.

En émanant d'une source magmatique, une solution riche en minéraux basiques, particulièrement en magnésie avec fer, potasse et alumine, entraînerait pendant qu'elle est encore chaude et concentrée, la silice et la soude des roches qu'elle rencontrerait et à mesure qu'elle se refroidirait, déposerait des silicates tels que biotite, hornblende, chlorite et cordiérite. Il est concevable que l'injection se soit continuée avec le refroidissement jusqu'à ce que la masse des éléments basiques se soit détachée sous forme solide, laissant un résidu semi-fluide assez riche en silice et en soude. A mesure que les solutions devinrent de plus en plus éloignées de leur source à travers les crevasses et les pores de la roche encaissante refroidie, leur température dut tomber en définitive en dessous de

celle de saturation de la silice, de sorte que cet élément constitutif tendait à se séparer, causant les silicifications observées. La soude, étant extrêmement soluble, ne se séparait pas; mais une partie, étant libérée du composé soluble de silicate de sodium, par la séparation de la silice, pouvait attaquer le feldspath de la roche, en convertissant une partie en mica sodique, en paragonite, et en enlevant une partie de l'alumine sous forme d'aluminate de sodium soluble. De l'albite s'est probablement formée et cette réaction peut expliquer la présence des "taches" d'albite et d'oligoclase-albite dans la dalmatianite à la mine Amulet, et des petites quantités d'albite fraîche dans les roches altérées à la mine Horne et ailleurs. Dans l'intervalle, à mesure que les solutions riches en magnésium continuaient de se répandre à partir de la source magmatique, la limite extérieure de la zone chloritisée continuait d'avancer plus loin vers le dehors jusqu'à ce que finalement elle empiéta sur la zone de roche silicifiée, produisant ainsi les phénomènes observés aujourd'hui, de la roche chloritique remplaçant les matières silicifiées.

Ces réactions, bien qu'entièrement hypothétiques, sont conformes à l'ordre de succession des précipitations ailleurs. C'est un fait bien connu qu'à mesure que les solutions magmatiques se refroidissent, elles déposent d'abord leurs éléments basiques sous forme d'oxydes, sulfures ou silicates lourds; avec le refroidissement subséquent la silice se sépare avec une autre série de sulfures métalliques et dans la phase finale la silice se sépare encore, accompagnée de carbonates et d'une variété d'autres minéraux.

La chloritisation et la silicification sont-elles associées à l'injection des sulfures de fer et du sulfure de cuivre? — Il est impossible de répondre à cette question d'une façon positive, parce que jusqu'ici ce sont en grande partie les dépôts de chalcopyrite et non ceux de sulfures stériles qui ont été ouverts et étudiés. Cependant, un certain nombre de faits ont été recueillis qui portent à la conclusion que la chloritisation et la silicification, sur une grande échelle du moins, ont été associées à la formation de la chalcopyrite et non à celle de la pyrite et de la pyrrhotine.

Il semble exister une certaine proportionnalité dans chaque dépôt entre l'intensité de la chloritisation et de la silicification et la quantité de chalcopyrite et de blende de zinc. Jusqu'à preuve positive on suppose expérimentalement que la blende de zinc s'est introduite çà et là avec la chalcopyrite. Sur la propriété Horne, là où il se présente de gros massifs de chalcopyrite, de gros amas de roche semblent s'être altérés en chlorite et des amas de même dimension et même plus gros ont été fortement silicifiés. Sur la zone principale de la propriété Robb-Montbray où le minerai est de la chalcopyrite pure et la pyrite et la pyrrhotine font défaut, sauf des cristaux disséminés de pyrite, la chloritisation et la silicification se sont toutes deux produites à un haut degré. Le même état de choses existe, mais à un moindre degré sur la propriété Coniagas. Sur la propriété Amulet, où se présentent de gros amas de blende de zinc et de chalcopyrite, la biotite, la chlorite et la cordiérite, tous des minéraux de composition semblable, se sont grandement développés. Sur la propriété Waite-Ackerman-Montgomery on ne s'est pas encore rendu compte de l'étendue de l'altération.

Par contre, sur la propriété Aldermac, où la chalcopyrite ne constitue qu'environ 6 pour cent de la quantité totale des sulfures, la silicification, bien que prononcée près du massif de minerai n'est pas considérable à une distance un peu plus grande du massif. Bien que l'injection de la chlorite soit manifeste elle ne forme pas plus que le quart ou le tiers du massif rocheux, même près de l'amas de minerai. Ceci est tout à fait différent des conditions observées sur les propriétés riches en chalcopyrite, où une grande partie de la roche est convertie en chlorite pure. Sur la propriété Chance, où on rencontre de gros amas de pyrite pure, les roches près des massifs de sulfures, étudiées en plaques minces, ne présentent ni chloritisation ni silification. Sur la propriété Horne un amas d'environ 35 pieds de largeur se trouve près de l'angle nord-ouest du bloc 15. Les roches tout près n'ont pas été étudiées en plaques minces, mais il est évident à l'œil nu qu'elles n'ont pas été beaucoup chloritisées.

L'étude des altérations produites dans les roches encaissantes par de petites veines de pyrite et de chalcopyrite a jeté quelque lumière sur ce problème. En étudiant ces petites veines, toutefois, il faut prendre beaucoup de soin, car les deux sulfures se trouvent dans la plupart des dépôts. Dans ces endroits il est évident que si la lave était altérée près d'une veinule de pyrite, on ne saurait être certain que l'altération ait pu être causée par l'action subséquente des solutions cuprifères; ou, dans le cas d'une lave altérée près d'une veinule de chalcopyrite, que l'altération ait pu n'avoir pas été causée longtemps avant l'injection de la chalcopyrite.

Pour cette raison il semble sûr de considérer l'altération adjacente aux veinules de pyrite du massif de sulfures Chance, vu que, près de la surface du moins, il ne renferme pas de cuivre. Des veinules de chalcopyrite, celles qui entrecoupent les dykes de porphyre à syénite, furent choisies, parce que cette roche ne peut pas avoir été affectée par les solutions pyritifères puisqu'elle s'est formée après les massifs de pyrite.

Les veinules sur les concessions Chance se composent de pyrite et de magnétite, avec quartz, épidote, actinote et feldspath altéré. Elles altèrent légèrement la roche en une association minérale identique, sans cependant la chloritiser ou la silicifier de façon marquée. Cette altération peut, par conséquent, être considérée comme une altération pyritique typique inaffectée par des solutions plus récentes associées à la minéralisation cuprifère; des veinules et des altérations de ce type se trouvent sur plusieurs autres propriétés. Sur la propriété Aldermac les veinules de pyrite renferment des proportions plus ou moins grandes de hornblende, qui semble toujours être de l'actinote. Elles contiennent aussi des quantités variables de quartz et d'épidote et n'altèrent que légèrement la roche adjacente. Sur la propriété Horne les veinules de pyrite, en plusieurs endroits, transforment la diorite quartzifère en un mélange de quartz, d'actinote et d'épidote.

L'altération du porphyre à syénite par les veinules de chalcopyrite a été étudiée dans des spécimens provenant des propriétés Aldermac et Horne. Dans un spécimen de manipulation la couleur passe d'une teinte rougeâtre à gris très foncé presque noir. Le microscope révèle que ce changement est dû à la conversion du feldspath de la roche en chlorite, en mica incolore ou en talc, ainsi qu'en un peu d'épidote.

Il semble donc que la chloritisation et la silicification des roches soient liées à la formation de la chalcopyrite et de la sphalérite plutôt qu'à celle des sulfures de fer. Très peu d'altération accompagnait la formation des sulfures de fer, et même se limite à l'injection d'un peu de quartz, d'épidote et de hornblende.

Cette conclusion explique l'opinion formée au cours du levé de reconnaissance des gîtes de minerai en 1925. A cette époque un des auteurs a constaté que les gisements de chalcopyrite et de sphalérite semblaient se limiter aux roches plus basiques, tandis que les dépôts de pyrite pure se présentaient dans les rhyolites acides. Il a attribué cette différence à la composition originelle des laves elles-mêmes. La présente étude, de date plus récente, porte à croire que la composition actuelle des roches encaissantes est attribuable aux réactions avec les solutions cuprifères. Là où la pyrite seule s'est injectée, les roches encaissantes n'ont été que légèrement ou point du tout altérées. Là où la chalcopyrite et la blende de zinc se sont introduites, il y eut une altération considérable en chlorite et en minéraux semblables.

Il est évident, toutefois, que bien que la chlorite et la chalcopyrite soient intimement associées, la chalcopyrite s'est déposée peu de temps après la chlorite. Ceci se révèle par le remplacement de la chlorite par la chalcopyrite en plusieurs endroits, comme sur la propriété Robb-Montbray. Evidemment il y eut un changement progressif dans la composition des solutions, qui d'abord étaient riches en magnésie et autres éléments formant la chlorite, et plus tard, peut-être quand elles étaient plus froides, contenaient moins de magnésie et plus de cuivre. On a déjà indiqué que ce changement s'était peut-être produit dans un massif de minerai à gangue fusible sur la propriété Horne. Dans ce massif des veinules de chalcopyrite près du massif de minerai "E" sont flanquées de larges bordures noires de chlorite, accompagnée de pistazite et de talc. Plus loin du massif "E", les veinules de chalcopyrite ne possèdent pas de bords altérés. Il est clair, par conséquent, que les solutions ont continué d'entraîner du cuivre dans la roche encaissante longtemps après que leur teneur en magnésie fut épuisée.

La formation du massif de minerai "E" lui-même semblerait correspondre exactement à celle des petites veinules de chalcopyrite mentionnées en dernier lieu. Ce massif a longtemps été un objet de curiosité, parce que, contrairement à tout autre massif connu de minerai de cuivre dans le district, il est entouré de roche hautement siliceuse. Les nombreuses veinules de sulfures entrecoupant la roche près de ce massif ont chloritisé les bords, mais le reste de la roche, dans laquelle il se trouve, n'est pas affecté. La description du minerai à gangue fusible indique cependant que la chalcopyrite a pu être entraînée après que la magnésie des solutions fût épuisée, et il est peu douteux, par conséquent, que le massif de minerai "E" ait été formé par des solutions de ce type.

NATURE DES SOLUTIONS RICHES EN SULFURES

On a démontré que les veinules environnant les amas de pyrite et de pyrrhotine se composent de pyrite, quartz, épidote, actinote et, par endroits, d'un peu d'albite et d'orthose. Le quartz se compose naturellement de silice

pure. L'épidote ordinaire est formée d'environ 38 pour cent de silice, 22 à 25 pour cent d'alumine, 14 à 11 pour cent d'oxyde ferrique, 24 pour cent de chaux et 2 pour cent d'eau. L'actinote est constituée par environ 57 pour cent de silice, 13 pour cent de chaux et 29 pour cent de magnésie et de fer, surtout de magnésie. L'albite, un élément constitutif bien secondaire, est un silicate de sodium et d'aluminium.

Evidemment les solutions renfermant de la pyrite étaient riches en fer et en soufre et contenaient aussi de la silice, de la chaux et une certaine quantité d'alumine, de magnésie et de soude.

Après la précipitation de la pyrite, une certaine quantité de magnétite vint remplacer la pyrite formée en premier lieu. La quantité de magnétite est faible et l'on en connaît fort peu de chose. On a constaté que les veinules de remplacement recoupant des massifs de pyrite sur la propriété Horne se composaient de magnétite, de hornblende incolore se rapprochant de la trémolite par sa composition, et d'un peu de quartz. Cette composition semble indiquer une autre augmentation du fer et une diminution de la silice, de l'alumine et du soufre, avec probablement peu de changement dans la magnésie et la chaux.

La quantité de magnétite dans les dépôts est faible, et il est probable que sa formation a été presque simultanée avec celle de la pyrrhotine. On connaît très peu de chose de la pyrrhotine, sauf qu'elle remplace la pyrite dans plusieurs des massifs de sulfures pour former les gros amas de pyrite et de pyrrhotine qu'on a découverts dans tant d'endroits dans Québec. Sa formation ne semble pas avoir été accompagnée de celle de minéraux de gangue. S'il faut supposer que la pyrrhotine et la magnétite furent contemporaines, il est évident que les solutions qui les ont formées doivent avoir été riches en fer mais relativement pauvres en soufre. Elles se combinèrent pour la plupart avec la pyrite riche en soufre pour former la pyrrhotine, mais là où la teneur en soufre devint trop réduite à cause de cette réaction, la formation de la magnétite était inévitable.

Les solutions cuprifères appartenaient à un type tout à fait différent. On a démontré qu'elles étaient assez intimement associées aux solutions ayant formé la chlorite, de fait une de leur phase un peu plus récente. Les solutions qui ont formé la chlorite étaient d'abord riches en magnésie et faibles en fer et en chaux; et à mesure que la teneur en magnésie a diminué, celle du cuivre et du soufre a augmenté. Finalement la composition a tellement changé que les solutions purent dissoudre la chlorite et la remplacer par de la chalcopyrite. Elles purent aussi attaquer et remplacer les dépôts de sulfures de fer.

CAUSES DE LA LOCALISATION DES DÉPÔTS DE SULFURES

La formation d'un massif de minerai cuprifère, dans toutes les propriétés connues se produit en deux stades, premièrement l'injection d'un massif de sulfures de fer ou de chlorite, et deuxièmement, le remplacement de ces substances par la chalcopyrite. Il existe dans la région de petites veines où la chalcopyrite et le quartz ont été directement déposés sous forme de remplissage filonien; mais ces massifs, d'après ce qu'on en connaît, sont tous petits et d'aucune importance économique. Il est nécessaire, par con-

séquent, d'étudier séparément les deux phases de formation, lorsqu'on décrit les conditions dans lesquelles les massifs de minerai se sont développés.

Trois facteurs au moins ont contribué au développement des massifs de pyrite, de pyrite et de pyrrhotine ou de chlorite. Ce sont, la présence de fissures favorables dans lesquelles les solutions minéralisatrices ont pu circuler, l'existence d'une roche facilement remplaçable sur le parcours des solutions, et la présence de digues ayant obstrué çà et là le mouvement des solutions et ayant causé par là un remplacement local plus intense. En outre, d'autres facteurs tels que la proximité de certaine source ignée ont eu sans doute une certaine influence, mais jusqu'ici les renseignements touchant ces derniers sont rares.

L'existence de fissures ayant affecté la précipitation est clairement visible dans un certain nombre de propriété, telles la Robb-Montbray, la Coniagas, la Newbec, la Chance, et, par endroits, la Horne. Le massif de minerai n° 2 de l'Aldermac semble s'être aussi développé le long d'une fissure pré-existante, d'où l'altération et l'injection des sulfures se sont étendues. La preuve dans chacun de ces endroits réside dans l'existence de la fissure ou zone de cisaillement au delà d'une ou des deux extrémités de l'amas de sulfures ou de chlorite, dans la forme linéaire générale du massif de minerai, et dans l'altération ou la déposition plus intense le long de la ligne de la fissure. Dans d'autres endroits, tels que le massif de minerai n° 3 d'Aldermac, les amas minéralisés d'Amulet, et quelques-uns de Horne, on n'a pas encore trouvé de fissures primitives bien qu'elles aient probablement existé.

L'influence dominante de la nature de la roche encaissante est bien illustrée par le dépôt de pyrite Chance (*voir* figure 18), où une fissure minéralisée traverse la stratification des épanchements et des brèches interstratifiées, et le remplacement s'étend sur une grande distance de la fissure dans les brèches, et sur une faible distance seulement dans les laves massives. Sur les propriétés Robb-Montbray, Coniagas, Aldermac et Horne les minerais sont confinés de même aux bandes de brèche. Les seules propriétés sur lesquelles la roche remplacée n'était pas une brèche sont l'Amulet et la Waite-Ackerman-Montgomery.

Les brèches remplacées sont de deux types: dynamiques et primitifs, Les brèches dynamiques sont celles qui se sont formées par l'écrasement des roches massives pendant le plissement et la dislocation. Les brèches sur les propriétés Robb-Montbray, Coniagas et certaines de celles sur la Horne appartiennent à ce type. Les brèches primitives comprennent celles d'épanchement et les couches de cendre, et possèdent une texture bréchiforme depuis leur formation. Les brèches sur l'Aldermac, la Chance et la plupart de celles sur la Horne appartiennent à cette catégorie. L'un et l'autre type de brèches sont susceptibles de remplacement, les brèches dynamiques peut-être plus que les autres.

La raison du remplacement sera certainement trouvée dans le caractère physique de la roche. Les brèches, particulièrement les couches de cendre et les brèches dynamiques, étaient des roches poreuses dans lesquelles les solutions pouvaient facilement pénétrer; la fine poussière dont elles étaient en grande partie composées présentait une très grande surface

à l'attaque de ces solutions. Pour ces raisons le remplacement s'est limité en grande partie aux brèches, si elles se trouvaient dans le rayon d'action des solutions.

Certaines sortes de roches agissent exactement de la façon contraire envers les solutions, car tandis que les brèches, à cause de leur porosité et de leur grain fin, concentrent l'action des solutions en elles-mêmes, les autres, à cause de leur densité et leur gros grain, résistent au mouvement des solutions et agissent comme digues. Plusieurs types de roche se sont comportés de cette façon. Sur la propriété Aldermac les épanchements de l'éponte de rhyolite dure et vitreuse du massif de minerai, et leur résistance au remplacement peuvent avoir affecté la concentration du sulfure dans les brèches interstratifiées. Sur la propriété Horne, des dykes de diorite forment les épontes des massifs de minerai en plusieurs endroits, et à quelques points les rhyolites vitreuses sont probablement des roches hypabyssales agissant de la même façon. Sur l'amas de minerai n° 2 d'Amulet un dyke incliné de rhyolite semble avoir influencé sous lui la concentration du minerai. Sur la propriété Robb-Montbray, la séricite le long des petits éboulis tendait à endiguer les solutions minéralisatrices. Plusieurs autres cas seront sans doute découverts à mesure que se développera la région.

Les amas de minerai Amulet et Waite-Ackerman-Montgomery semblent avoir été localisés par des digues structurales. Ces massifs se présentent, comme des nappes d'huile, près des crêtes des anticlinaux ouverts à léger plongement. Les solutions minéralisatrices, montant par les fissures ou à travers les sommets amygdaloïdes à texture fluidale des épanchements de lave peuvent, il semble, n'être pas allées plus loin après avoir atteint les crêtes des anticlinaux, probablement parce qu'elles se trouvent en dessous d'une certaine lave relativement imperméable. Elles furent donc forcées de déposer leurs éléments minéralisateurs, en dépit du fait qu'il ne s'y présente aucune brèche ou aucun tuf.

La précipitation du sulfure de cuivre, qui constitue la seconde phase de la formation de chaque massif de minerai, semble avoir relevé de deux facteurs seulement, à savoir, la pré-existence d'un massif de matière facilement remplaçable, telle que le sulfure de fer ou la chlorite, et la présence conjointe de solutions cuprifères. La minéralisation se trouve en maintes parties de la région dans des veines de quartz et de chalcopyrite ayant 2 pieds ou davantage de largeur, remplissant des fissures pré-existantes ou zones de cisaillement, et dans des veinules et en grains disséminés; mais les seuls massifs d'importance économique découverts jusqu'ici sont ceux dans lesquels le sulfure de fer ou la chlorite ont été remplacés par de la chalcopyrite.

Par conséquent, vu que les massifs de cuivre ont été formés par le remplacement des amas de sulfure de fer ou de chlorite par les solutions cuprifères, on pourrait s'attendre que les bords extérieurs de ces amas plus anciens seraient les premières parties attaquées, sauf dans les cas où la fissuration a permis aux solutions cuprifères de pénétrer à l'intérieur. Par conséquent, dans plusieurs cas, on eût été en droit de s'attendre de trouver l'une ou les deux extrémités ou la base d'une lentille de sulfure de fer ou de chlorite altérée en chalcopyrite, pendant que le reste était encore non rem-

placé. En général le développement n'est pas encore assez avancé sur la plupart des propriétés pour juger du bien fondé de cette théorie; mais trois des massifs de minerai sur la propriété Horne confirment cette conclusion.

ORIGINE DES MASSIFS DE SULFURES

On a démontré que les massifs de sulfures plus anciens se composent de pyrite et de pyrrhotine, et que de la magnétite, de l'épidote, de l'actinote et du feldspath leur sont ordinairement associés. Cette association minérale n'est caractéristique qu'avec des solutions très chaudes et concentrées et par conséquent il faut conclure que les massifs de sulfure de fer se sont formés à une grande profondeur, de solutions émanant d'amas de roche en voie de refroidissement ou qu'ils furent réchauffés par eux et acquirent une grande partie de leur teneur minérale.

On a démontré de la même manière que les solutions cuprifères étaient intimement associées à celles ayant formé la chlorite, lesquelles contenaient de grandes quantités de magnésie et de plus faibles teneurs en fer, alumine, silice, etc. Par conséquent elles ont eu sans doute une origine magmatique, bien que le fait qu'elles formèrent la chlorite fasse présumer qu'elles étaient beaucoup moins chaudes que la série qui a déposé la pyrite. Les solutions plus chaudes auraient eu tendance à former la biotite plutôt que la chlorite, et le développement considérable de ce minéral sur la propriété Amulet suggère que cette région a peut-être été plus près d'une source ignée que les autres.

On a avancé dans les rapports précédents que la source des solutions de sulfures peut avoir été le réservoir duquel ont émané les gros massifs de diorite quartzifère ou de gabbro ancien. Ce réservoir existait évidemment depuis longtemps, vu qu'au moins quatre séries de dykes et de filons-couches, d'âge différent, passent pour s'en être épanchés. Le principal témoignage reliant la diorite quartzifère aux massifs de minerai repose dans leur distribution; tous deux se limitent à une étendue de 30 ou 35 milles de diamètre adjacente à la frontière interprovinciale. Tout rapport entre les deux ne pourrait naturellement avoir lieu qu'avec les sulfures de fer vu que le sulfure de cuivre est beaucoup plus récent.

Les observations faites à la mine Aldermac en 1929, révélèrent, cependant, que les sulfures de fer remplacent à cet endroit certaines des variétés plus anciennes du porphyre à syénite d'Aldermac et sont recoupés par des dykes des variétés plus récentes de porphyre. Cette observation fixe définitivement le temps du dépôt des amas de sulfure de fer à la période d'extrusion du porphyre et aussi, probablement, comme plus récent que la diorite quartzifère ou gabbro ancien, parce que, en autant qu'on le sache, toutes les variétés de porphyre sont plus récentes que les diorites. Il est aussi raisonnable de supposer, à cause des rapports génétiques intimes, que le réservoir magmatique d'où vinrent les porphyres produisit aussi les solutions chargées de sulfures.

On a déjà signalé, au chapitre VI, le fait qu'il existe sept amas de ces porphyres extraordinaires dans la partie occidentale de la région, groupés dans une étendue d'à peu près 15 milles carrés. La répartition est ainsi

analogue, bien que plus restreinte, à celle des diorites quartzifères, de sorte que tout argument basé sur la distribution s'applique également aux deux.

On ne sait pratiquement encore rien de la source des solutions cuprifères. L'âge beaucoup plus récent de la chalcopyrite et le fait que la composition chimique des solutions cuprifères était assez différente de celle des solutions à teneur de fer, portent tous deux à la conclusion qu'ils dérivèrent de sources séparées. L'association générale des dépôts de cuivre avec les amas de sulfure de fer peut être due en partie au fait que les deux séries de solutions se sont échappées par les mêmes canaux. Elle est sans doute due en partie à la facilité qu'ont les sulfures de fer d'être remplacés. Les gisements Robb-Montbray et Coniagas révèlent, cependant, qu'il était possible dans des conditions favorables aux sulfures de cuivre de former des massifs de minerai là où il se trouvait auparavant peu de sulfure de fer; et il sera démontré dans la suite qu'on trouvera plusieurs de ces massifs, même dans des régions en dehors du champ d'influence du gabbro plus ancien.

Au cours de la saison de campagne de 1929, on a constaté que la partie centrale de l'amas intrusif du lac Dufault, une diorite à très gros grain passant à l'aplite, s'est différenciée de façon à donner naissance sur le côté supérieur ou oriental, à des amas de micropegmatite hautement siliceuse; et, de plus, que la micropegmatite était de quelque façon altérée, de sorte que presque tout son feldspath est maintenant remplacé par la chlorite. Une roche d'apparence très basique, mais remplie de quartz, fut ainsi produite. Le fait que cette altération en chlorite s'est limitée à la micropegmatite porte à croire qu'elle fut causée par des solutions ayant émané du magma lui-même en voie de refroidissement, et la ressemblance de l'altération avec celle qui se présente près des massifs cuprifères fait présumer la possibilité d'une certaine parentée entre les deux. La principale objection à cette hypothèse est qu'aucune partie de l'amas intrusif de Dufault, en autant qu'on le sache, est plus récente que le gabbro récent et que la chalcopyrite fut, suivant le témoignage apporté, formée après l'intrusion de cette roche.

Par conséquent, quant à l'origine on sait seulement que les solutions ferrifères et cuprifères ont émané de grandes profondeurs et à une très haute température. Les solutions ferrifères provenaient probablement du réservoir magmatique qui également a fourni les divers massifs de porphyre à syénite très sodiques et à gros grain. On possède jusqu'à présent peu de renseignements sur la source des solutions cuprifères.

GÎTES AURIFÈRES

Les gîtes aurifères de la région de Rouyn-Harricanaw peuvent être classés de plusieurs façons. On peut les grouper suivant leur position en une zone septentrionale et une zone méridionale ou les diviser selon leurs caractères physiques en dépôts de remplacement, veines minéralisées et dépôts de zone de cisaillement; leurs caractères minéralogiques offrent aussi un troisième mode de subdivision.

Jusqu'à présent un seul de ces gîtes, le Siscoe, a réalisé quelque production, bien qu'un atelier d'échantillonnage de 10 tonnes soit en opération sur la Thompson-Cadillac, et du minerai de haute qualité ait été ex-

pédié de la propriété O'Brien. Certains dépôts ont été éprouvés, mais ils sont si peu considérables ou à trop faible teneur pour en justifier l'exploitation. Sur d'autres, les travaux de traçage avancent activement, mais il reste encore à démontrer leur valeur réelle. Les propriétés de meilleur augure à l'heure actuelle semblent être la Siscoe, l'O'Brien, la Thompson-Cadillac, la Graham-Bousquet et la Granada.

La subdivision en dépôts filoniens et de remplacement est peut-être la plus utile pour le prospecteur. Dans les dépôts de remplacement le minerai consiste en roche encaissante altérée et minéralisée, avec de moindres quantités de matière filonienne. Le remplacement peut se faire par la silice, comme dans la mine Malartic, ou par le carbonate et la silice, comme sur la propriété Arntfield. Les dépôts de remplacement tendent à former de gros massifs de minerai à basse teneur.

Les veines peuvent de plus être subdivisées en veines minéralisées et en dépôts de zone de cisaillement. Les premières se composent, en somme, d'un seul massif tabulaire de quartz et d'autres matériaux filoniens. Les dépôts de zone de cisaillement consistent en une série de veines ou de lentilles de quartz à peu près parallèles, séparées par la roche encaissante schisteuse altérée et minéralisée. Les veines minéralisées remplissent des fissures là où il y a eu peu de mouvement différentiel des épontes; les dépôts de zone de cisaillement, comme le nom l'implique, furent formés par l'infiltration du quartz et des sulfures dans une bande de roche rendue schisteuse par dislocation.

Les gîtes aurifères peuvent être classés suivant leur composition en six types, à savoir, veines formées à haute température, composées de quartz vitreux, ordinairement foncé, et par endroits de tourmaline ou de hornblende, et d'or libre; veines de quartz et de chalcopyrite; veines de quartz et de tourmaline; veines de quartz et de pyrite; remplacements en silice et remplacements en carbonate et silice.

Les veines d'origine à haute température se rencontrent surtout dans la formation du Timiskaming au sud. Le quartz forme la majeure partie de la matière filonienne, d'aspect fuligineux foncé dans presque tous les cas, et de texture vitreuse. Au microscope, on constate que le quartz renferme des inclusions gazeuses et liquides, et quelques petites aiguilles foncées de rutile probablement. Là où l'or se présente il est toujours libre, et certaines veines de ce type ont donné des spécimens frappants d'or libre, mais la plupart sont stériles. Les roches d'éponte, sur une distance de quelques pouces des veines, sont ordinairement enrichies de pyrite ou d'arsénopyrite, ou des deux avec un peu de carbonate de fer, et, par endroits, de tourmaline. La roche d'éponte minéralisée renferme ordinairement de faibles teneurs aurifères.

Le plus grand nombre de ces veines se présente d'un bout à l'autre des grauwackes dans les cantons de Rouyn, Joannès, Bousquet, Cadillac et Malartic. De larges zones de grauwacke schisteuse sont réticulées de veinules irrégulières injectées parallèlement à la schistosité et traversant aussi la schistosité d'une veinule à la suivante. Plusieurs de ces dépôts ont été jalonnés et prospectés, mais aucun ne s'est montré d'une valeur persistante.

Les gîtes Granada dans le sud du canton de Rouyn et les veines Clark-Reid dans le canton de Bourlamaque tombent dans la même catégorie. Dans ces dernières les veines sont plus grosses et de bon augure. Les veines des propriétés O'Brien, Thompson-Cadillac et Graham-Bousquet sont aussi classées dans cette catégorie, bien que dans ces veines les sulfures se trouvent dans le quartz aussi bien que dans les roches d'épontes.

Intimement alliés aux veines à haute température décrites sont les veines de quartz et de tourmaline, dont les propriétés Unison, Sullivan et Siscoe, dans le canton de Dubuisson, en offrent des exemples. Ils diffèrent de celles du premier type, en ce qu'elles renferment de la tourmaline en abondance. Plusieurs présentent deux phases de formation filonienne, l'une un dépôt de quartz avec un peu de tourmaline, de la calcite et de l'or libre, et l'autre un dépôt de quartz avec beaucoup de tourmaline, jusqu'à la tourmaline pure par endroits, accompagnée d'un peu d'albite, de calcite, de pyrite et d'or. Là où les deux phases se présentent sur la propriété Siscoe, la dernière peut recouper la première, ou des veines du premier type peuvent s'être ouvertes de nouveau et les fissures remplies de matière filoniennes du dernier type. Le quartz de ces veines, des premières et des dernières, est blanc plutôt que bleu ou fuligineux; l'or est presque tout à l'état libre, et ordinairement associé à la tourmaline. Les roches d'éponte sont altérées sur des distances d'un ou deux pouces en albite fraîche, avec l'apport d'un peu de tourmaline et de pyrite.

Les veines de quartz et de chalcopyrite se présentent sur la propriété Stabell et aussi à l'est de celle de Fisher. Le quartz, de la variété blanche ordinaire, est associé à une bonne quantité de chalcopyrite, laquelle, bien que n'étant pas le principal sulfure des veines, est généralement beaucoup aurifère et renferme la plus forte partie des teneurs en or. Les minéraux formés à haute température, tels que la pyrrhotine et la tourmaline, peuvent ordinairement s'y trouver, et il s'y présente une bonne quantité de carbonate. L'or libre fait entièrement défaut, sauf près de la surface où il a été détaché de la chalcopyrite par intempérisme. Dans la veine Stabell la roche d'éponte est un peu altérée, mais plusieurs de celles qui se trouvent à l'est de Fisher sont bordées par de larges zones de roches volcaniques fort carbonatées.

Les veines de quartz et de pyrite se rencontrent sur les concessions minières Martin, Saint-Germain-Gale et Russian-Kid. La matière filonienne se compose surtout de quartz blanc, en maints endroits de texture saccharoïde, avec plus ou moins de pyrite et un peu de calcite. La roche d'éponte est carbonatée et enrichie de pyrite sur des distances variant de 1 à 2 pieds de la veine. Il n'existe pas apparemment d'or libre, si ce n'est dans des parties altérées à la surface; l'or semble être bordé de pyrite. Les teneurs sont ordinairement assez faibles.

Des amas de remplacement siliceux n'ont jusqu'ici été découverts que sur la propriété Malartic dans le canton de Fournière. Les grauwackes du Timiskaming ont été métamorphisées en amas luisants de silice à grain fin assez riche en pyrite réticulée de veines et de filonnets de quartz. Il s'y présente de l'or libre et un peu de mica, de feldspath, de galène et de

chalcopyrite. La silicification semble intimement associée à l'intrusion des petits amas de porphyre feldspathique. De grandes largeurs de minerai de faible et moyenne teneur ont été formées.

Les dépôts de remplacement en carbonate se rencontrent sur les propriétés Arntfield et Francœur et sur les concessions détenues en 1925 par la Huronian Belt Company. Les roches encaissantes qui, sur ces concessions, sont des laves et des tufs keewatiniens sont plus ou moins complètement remplacées par des carbonates et de la pyrite et sont réticulées de veinules de quartz, carbonate, pyrite et albite. On rencontre rarement d'or libre, mais la variabilité des essais porte à croire qu'il s'en trouve probablement, bien que dans un état finement divisé. L'altération a produit des massifs assez gros de matière aurifère dont la teneur, toutefois, semble un peu faible pour être extraite.

DÉPÔTS DE MOLYBDÈNE

Des veines de pegmatite renfermant de la molybdénite, du sulfure de molybdène, en quantité industrielle, existent dans les cantons de Preissac et de La Corne. Celles de Preissac sont connues depuis longtemps mais celles de La Corne ont été découvertes récemment.

Le molybdène est surtout utilisé pour durcir l'acier. Le prix de ce métal a considérablement varié dans le passé, à cause des grands écarts tant dans les quantités produites que dans celles utilisées, et cette instabilité du prix a été le principal obstacle à son exploitation. Le second, c'est que le tungstène s'adapte à peu près aux mêmes usages que le molybdène, et peut être produit pour environ la moitié du prix de revient. Cependant, des usages spéciaux se développent graduellement, qui, on l'espère finiront par stabiliser le marché. Le molybdène se vend ordinairement sous forme d'alliage, ferro-molybdène, qui contient de 50 à 60 pour cent de molybdène métallique. Sous cette forme le métal vaut actuellement environ $1.25 la livre.

Pour le commerce, les minerais doivent être réduits à un concentré renfermant au moins 80 pour cent de molybdénite. Le bismuth et le cuivre, surtout ce dernier, sont des constituants délétères. Plus d'un pour cent de cuivre dans un concentré de haute qualité le rend impropre au commerce. Il se présente une bonne quantité de bismuth dans les minerais de Québec, mais on peut facilement s'en débarrasser en grillant les concentrés.

La molybdénite se présente dans des veines de quartz et de pegmatite qui sont les derniers produits de la cristallisation des amas de granite. Un grand nombre de ces veines traversent le granite et les schistes près des bords du granite. La répartition des dépôts de molybdénite coïncide, par conséquent, avec celle des granites. Un second facteur nécessaire à l'existence de ces veines semble être la présence de massifs d'anciens sédiments métamorphisés en schiste à biotite. Aucune veine n'a encore été rencontrée là où les granites sont en contact avec les laves du Keewatin ou toute autre roche que les schistes à biotite. La raison de ce rapport particulier est inconnue.

Le principal élément des veines est le quartz, qui en maints endroits possède une teinte rosée, mais il s'y trouve invariablement du feldspath, et

par endroits, en si grande quantité que la matière filonienne est transformée en pegmatite. La muscovite est un autre constituant important; elle est ordinairement concentrée le long des épontes. La molybdénite, la bismuthinite, la chlorite, la fluorine et la pyrite se présentent en quantité moindre, et du béryl, de la chalcopyrite, du bismuth natif, de la blende de zinc et de la phénacite (silicate de béryllium) ont été identifiés.

La largeur des veines riches en molybdénite varie de quelques pouces à 15 pieds. Quelques-unes ont été suivies sur des distances considérables, mais elles sont en général de peu de longueur. Plusieurs possèdent une forme et une allure irrégulières et tendent à se briser en bifurquant. Dans le canton de Preissac, l'allure des veines dans le granite varie ordinairement d'ouest à nord 50° ouest; mais celles qui se trouvent dans le schiste ont une tendance à suivre la direction de la schistosité, qui est à peu près parallèle au contact du granite. Dans le canton de La Corne l'orientation générale est est-nord-est.

La molybdénite se présente dans les veines en cristaux hexagonaux et en paillettes irrégulières soit irrégulièrement disséminés dans le quartz, soit plus ordinairement associés intimement à du mica. Sur la propriété de la Height of Land Mining Company, les cristaux, en certains endroits, ont de 1 à 2 pouces de diamètre sur 1 pouce d'épaisseur; ailleurs ils sont d'ordinaire beaucoup plus petits. L'intempérisme a par endroits transformé la molybdénite en molybdite, un oxyde de molybdène, et donne ainsi aux veines une teinte jaunâtre.

La bismuthinite, l'autre minéral commun, tend à se présenter en lames longues et très minces. La plus grande observée avait 11 pouces de longueur sur environ ½ pouce de largeur et était très mince. C'est évidemment un produit plus récent que la molybdénite puisqu'elle se présente en plans de fissuration dans les veines; on a remarqué qu'elle renfermait de petits cristaux de molybdénite et, dans un cas, formait un pseudomorphe après la molybdénite.

La pyrite se présente sous forme de gros cubes et d'agrégats granulaires irréguliers. Le béryl, là où il se trouve, se présente en gros cristaux ayant jusqu'à 2 ou 4 pouces de diamètre, en nids entourés de muscovite en paillettes. La fluorine pourpre foncé apparaît en grains considérablement éloignés les uns des autres, ou sous forme de pellicule sur les surfaces de glissement.

Les dépôts de molybdénite et de bismuthinite sont très erratiques, se présentant en poches ou en bandes dans les veines de quartz. En général, le pourcentage de la molydénite est beaucoup plus élevé dans les parties micacées des veines. Sur la propriété de la Height of Land Mining Company on a trouvé de grandes poches de molybdénite relativement pure, dont l'une, à ce que l'on dit, renferme 500 livres de minéral. Par suite de la grande variation de place en place de la teneur en molybdénite, il est impossible d'échantillonner les dépôts d'une manière satisfaisante si ce n'est par des essais d'atelier sur de grandes quantités. Pour être considérées comme minerai les matières filoniennes doivent contenir en moyenne au moins 1 pour cent de molybdénite; les veines qui sont actuellement exploitées dans le canton de La Corne en renferment en moyenne à peu près 2 pour cent.

CHAPITRE X

DÉPÔTS DE SULFURES

Mines Aldermac

EMPLACEMENT ET HISTORIQUE

L'Aldermac Mines, Limited, détient sept claims dans la moitié occidentale du canton de Beauchastel, près de la ligne centrale est-ouest. Ces claims portent les numéros M.L. 1951, 1952, 1953 et T. 2986, 2987, 2988, 2989 et 2990 et occupent une superficie totale de 747 acres. La mine elle-même est approximativement à 3 milles et 1,000 pieds de la limite occidentale du canton et à 4 milles et 3,300 pieds de la limite septentrionale.

La propriété appartenait tout d'abord à la Towagmac Exploration Company, qui découvrit le massif de minerai par des explorations à la boussole d'inclinaison à l'automne de 1925. Pendant les travaux de traçage un intérêt de 65 pour cent fut vendu à N.-A. Timmins, Incorporated, et cet intérêt fut plus tard cédé à la Noranda Mines. En 1927, la propriété fut incorporée sous le nom d'Aldermac Mines, Limited, dont la Noranda Mines détenait 60 pour cent du capital-action et la Towagmac Exploration Company 35 pour cent. Jusqu'en 1929 la propriété fut gérée directement par la Noranda Mines, avec Alderson et MacKay de la Towagmac Exploration Company comme ingénieurs-conseils. Vers la fin de 1929, des arrangements furent conclus par lesquels la Towagmac Exploration Company en prit le contrôle.

L'attention s'est d'abord portée sur la région par la découverte d'une zone de roches fortement rouillées à environ 500 pieds au nord de la ligne centrale du canton sur la concession M.L. 1953. Il fut démontré que cette roche était un tuf rhyolitique bien minéralisé, mais on n'y a trouvé jusqu'ici aucun massif de minerai. Au nord de la bande de tuf, cependant, il existe un massif de lave foncée, de composition et d'apparence à peu près semblables à celle de la dalmatianite dans laquelle se présentent les massifs de minerai à l'Amulet; dans cette lave furent découverts deux petits massifs de sulfures, connus sous les n°s 1 et 2. Un levé de précision de la propriété fut alors fait à la boussole d'inclinaison par lequel une étendue de forte attraction magnétique fut localisée dans un marais près de la limite septentrionale du claim M.L. 1953. Le forage à cet endroit conduisit à la découverte du massif de minerai n° 3, un gros amas de sulfures qui n'atteint pas la surface. Tout en explorant le prolongement de ce massif en profondeur, on a découvert le massif de minerai n° 4, verticalement en dessous du n° 3.

Les géologues de la Commission géologique ont examiné la propriété et l'étendue voisine en 1927 et presque tous les renseignements donnés dans les pages suivantes ont alors été obtenus. A ce moment-là, toutefois, seul

le niveau de 125 pieds avait été exploré. De courtes visites ont depuis été faites en 1928 et en 1929, sans cependant étudier à fond les chantiers plus profonds.

On y a exécuté de grands travaux. Un puits d'exploration a été foncé jusqu'à 1,125 pieds de profondeur et des niveaux percés à 125, 250, 500, 750 et 1,125. En octobre 1929, approximativement 600 pieds de travaux latéraux avaient été pratiqués au niveau de 125 pieds, un peu plus à celui de 250 pieds, et plus du double au niveau de 500 pieds. Au niveau de 750 pieds seule la recette avait été taillée. Les fouilles avaient principalement été concentrées au niveau de 1,125 pieds, où on avait percé environ 3,300 pieds de galeries. A ce niveau on avait non seulement exploré le massif de minerai, mais percé une longue galerie de recherches vers le nord-est jusqu'au dyke de diabase récente, près duquel, on espérait trouver d'autres amas minéralisés, mais ces travaux n'aboutirent à rien. De nombreux forages au diamant ont été effectués, surtout à partir des divers niveaux, et toute la propriété a été prospectée par les méthodes électriques.

GÉOLOGIE

La géologie du terrain environnant la mine, telle que portée sur la carte par M. W. Samuel, géologue en résidence, est reproduite d'une façon générale par la figure 12. Les roches se composent d'une variété d'épanchements et de tufs du Keewatin en grande partie acides, envahis par des dykes de diorite quartzifère, de porphyre à syénite et de gabbro récent.

La roche dans laquelle se présentent les amas 1 et 2 est d'un gris très foncé, presque noir, en surface altérée et remplie en certains points de petits nodules arrondis ou mouchetures atteignant en moyenne environ un huitième de pouce de diamètre, avec une taille maximum d'un quart de pouce. Les mouchetures sont serrées en quelques endroits, mais plus ordinairement séparées d'un quart de pouce à 1 pouce; elles n'apparaissent pas cependant sur des étendues considérables. Ces taches s'altèrent en une teinte légèrement plus pâle que la pâte. En surface fraîche elles sont assez difficiles à distinguer, mais semblent plus foncées que la pâte. Les parties mouchetées tendent à former des amas arrondis de 3 ou 4 pieds de diamètre, ressemblant un peu à des coussinets et la matière qui les sépare ne possède aucune tache ou n'en renferme que quelques-unes disséminées.

La roche est de texture à grain fin régulier et amygdaloïde dont les amygdales sont remplies de quartz et de pyrite. Le massif de roche est aussi assez fortement minéralisé en magnétite et pyrite à grain fin. Il se compose surtout de biotite et de quartz, le quartz en formant peut-être de 25 à 35 pour cent. Une partie de la biotite est altérée en chlorite et d'autres parties semblent avoir été lixiviées. On n'a pas trouvé de feldspath dans les plaques minces et on ne distingue aucune moucheture au microscope. La composition fait donc présumer que la roche originelle a été beaucoup altérée et silicifiée.

AMAS DE MINERAI N°s 1 ET 2

L'amas n° 1 dans cette roche mouchetée est une petite zone fracturée d'apparence presque horizontale, et chargée de pyrite et d'un peu de chalcopyrite. Elle n'a qu'environ 25 pieds de largeur. A 25 pieds à peu près

au nord-est, il y a un autre développement fortement minéralisé. L'amas n° 2 se trouve à tout près de 200 pieds au nord. C'est une lentille qu'on peut suivre à la surface sur une distance d'environ 130 pieds et s'orientant droit à l'est. Les deux pieds du centre de la lentille se composent de sulfures presque massifs et la roche encaissante est extrêmement imprégnée de sulfures sur une largeur totale d'environ 15 pieds. Ce dépôt renferme un peu plus de chalcopyrite que le numéro 1.

AMAS DE MINERAI N° 3

L'amas n° 3 n'affleure pas, mais il a été percé par les chantiers souterrains au niveau de 125 pieds (figure 13) et au niveau de 250 pieds. C'est une lentille s'orientant à peu près est-ouest et plongeant sous un angle d'environ 60° sud. Au niveau de 125 pieds on l'a éprouvée sur une longueur de 135 pieds où elle a une largeur maximum de 40 pieds de sulfures solides. Au niveau de 250 pieds, d'après les renseignements fournis par Alderson et MacKay, elle a plus de 200 pieds de longueur sur environ 55 pieds de largeur. Les travaux souterrains au niveau de 500 pieds, ont ouvert deux lentilles, l'une de 60 pieds de longueur sur 16 de largeur, l'autre de 30 pieds de longueur sur 10 de largeur que l'on considère comme étant peut-être les prolongements en profondeur du massif n° 3.

Les roches au nord et au sud de la lentille de minerai sont des laves rhyolitiques dures et massives. Macroscopiquement la rhyolite au sud semble plus chloritique que celle du nord, mais au microscope on constate bien peu de différence dans sa composition. Les deux sont formées de quartz et de feldspath altérés en proportions à peu près égales, avec un peu de biotite et de muscovite; le feldspath est entièrement altéré en agrégats de séricite avec de l'épidote. Par endroits la rhyolite sur le bord du massif de minerai est remplie de veinules de composition variée. Quelques-unes sont des veinules de remplacement rougeâtres, formées d'albite et d'un peu d'orthose et de carbonate. D'autres, ressemblant beaucoup aux dernières, se composent en grande partie de carbonate. D'autres encore consistent en hornblende noire, avec du quartz et de la calcite, dont plusieurs de hornblende avec beaucoup de quartz, renfermant aussi de l'épidote, de la pyrite et une matière à grain très fin, fortement biréfringente et pouvant être du mica. La roche sur une courte distance de chaque côté du dernier type de veinules s'est altérée en un produit blanchâtre composé de quartz, d'épidote et d'une grande quantité d'une substance ressemblant au leucoxène. Les rapports mutuels de ces veinules et avec le minerai n'ont pas été déterminés.

A l'extrémité occidentale du gisement se trouve un amas de brèche rhyolitique mis à jour sur une distance de 30 pieds dans la galerie. Comme le minerai, cette brèche semble reposer entre les épanchements de rhyolite décrits dans le dernier paragraphe. Elle se compose de nombreux fragments arrondis et irréguliers gris clair, de toutes dimensions jusqu'à 3 ou 4 pouces de diamètre, dans une pâte plus foncée à grain fin. En plaque mince on constate qu'environ 50 pour cent de la pâte se compose de quartz en grains atteignant un diamètre moyen de 0.02 mm., bien qu'il en existe quelques-uns de dimensions plus grandes; le reste est surtout de la

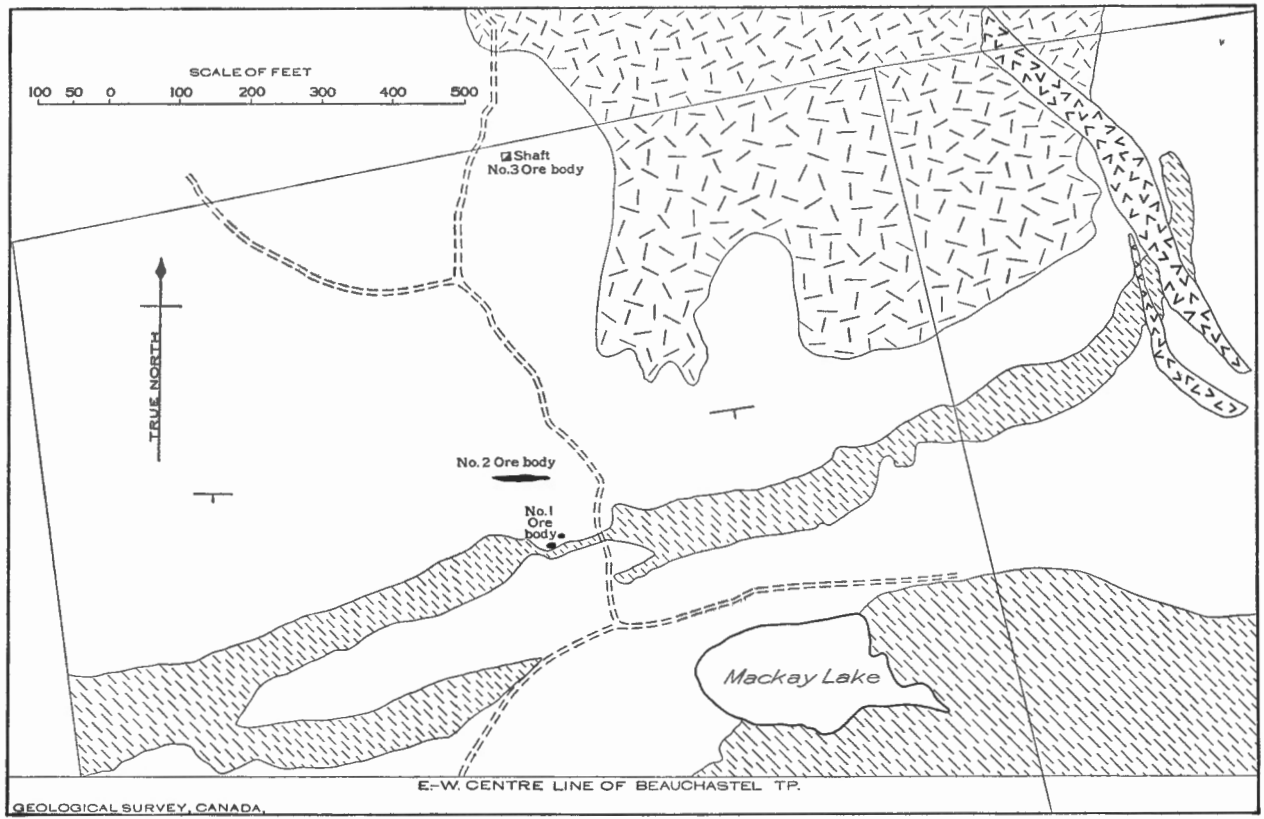


Figure 12. Géologie superficielle, mine Aldermac (Québec). Le gabbro récent est représenté par des angles, le porphyre à syénite par des traits irréguliers, la diorite quartzifère par des diagonales, les épanchements et les tufs du Keewatin sont en blanc.

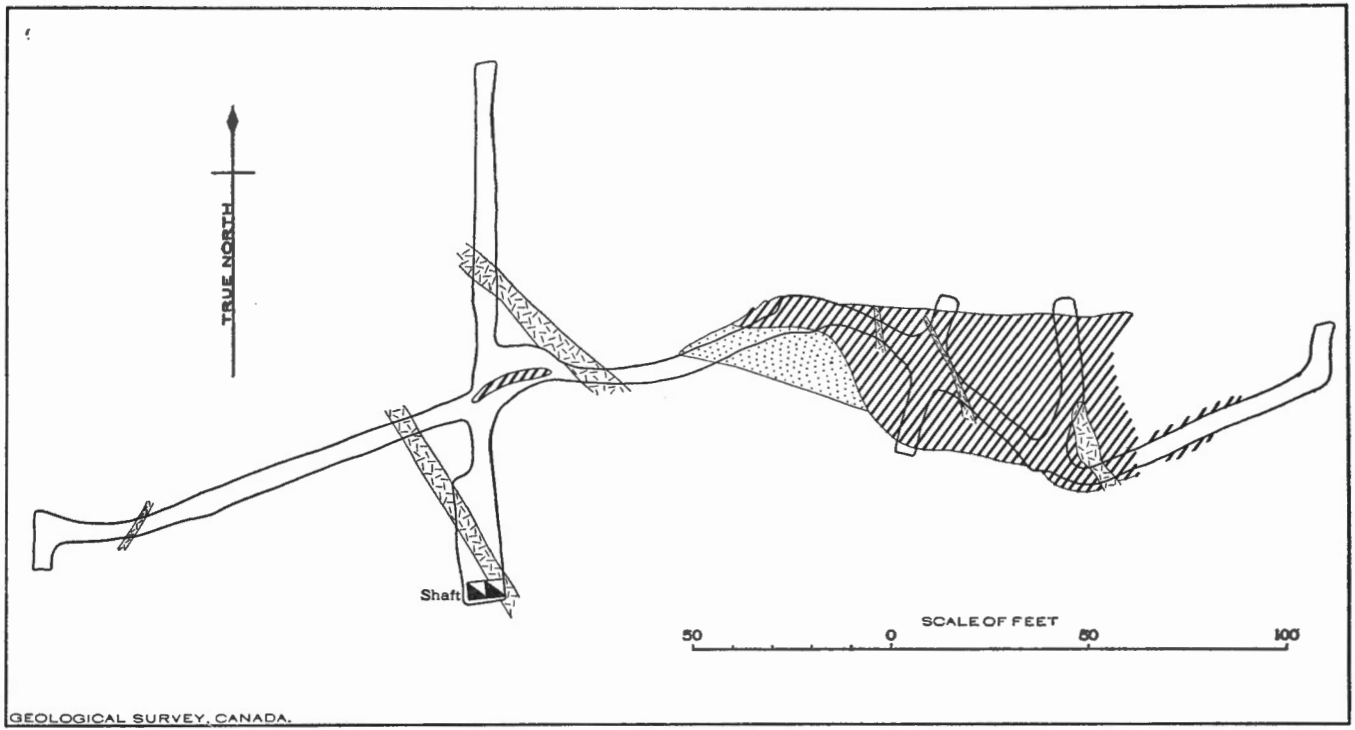


Figure 13. Mine Aldermac (Québec), plan du niveau de 125 pieds, juillet 1927. Le porphyre à syénite est représenté par des traits irréguliers, la brèche en pointillé et le minerai par des diagonales grasses.

chlorite, avec un peu de biotite et une bonne quantité de pyrite. La chlorite est en amas assez gros, et la pyrite est toujours associée à ces amas. Vu que la plus forte partie de la pyrite n'est pas un élément primitif de la roche, mais qu'elle s'y est injectée, et que l'entassement des cristaux de chlorite est plus caractéristique d'un remplacement que d'un élément constitutif originel, il semble probable que presque toute la chlorite soit un produit de remplacement.

Les fragments blanchâtres dans la brèche ont à peu près le même grain que la pâte, soit 0.02 mm., mais ils sont si fortement siliceux qu'ils ressemblent à un quartzite. Le quartz formait de 80 à 90 pour cent de la plaque mince examinée, le reste était du mica presque incolore.

A l'endroit le plus à l'ouest où la brèche se présente dans la galerie, sa pâte est assez fortement imprégnée de pyrite, mais il y en a peu dans les fragments blanchâtres. La brèche est aussi recoupée par de nombreuses veinules atteignant un pouce de largeur, dont quelques-unes se composent de pyrite seulement, d'autres de pyrite et de hornblende. Il est probable que ces veinules furent les sources d'où émanèrent la pyrite et la hornblende ou la chlorite maintenant disséminées d'un bout à l'autre de la brèche. Vers l'est la quantité de pyrite s'accroît rapidement, et avec cet accroissement les grains de pyrite commencent à se présenter dans les fragments blancs de la brèche ainsi que dans la gangue. La gangue est complètement remplacée par le sulfure à quelques pieds plus loin, mais les fragments blancs sont encore en partie non remplacés. Finalement, toute la roche est transformée en un amas de sulfure compact.

Ces faits semblent indiquer que l'amas de sulfure s'est formé par le remplacement d'une lentille de brèche reposant entre deux épanchements de rhyolite. Dans le but de vérifier cette théorie, des recherches ont été faites à tous les contacts visibles du massif de minerai afin de découvrir des restes de la brèche. On en a trouvé en trois endroits. A environ 110 pieds à l'est du puits un travers-banc a été dirigé vers le sud à partir de la galerie principale. Les sulfures lourds se répandent à moins de 4 pieds de l'extrémité méridionale du travers-banc et au delà se trouve la rhyolite fortement imprégnée de pyrite. A environ 8 pieds de l'extrémité méridionale du travers-banc, le sulfure renferme plusieurs fragments de couleur pâle, identiques à ceux de la brèche. On a donc conclu que celle-ci s'était étendue jusqu'à cette limite puis avait été remplacée, et aussi que l'agent de remplacement avait réagi sur la rhyolite massive, en la transformant en sulfure sur une distance de 4 ou 5 pieds au delà du bord de l'amas de brèche. De nouveau sur le côté méridional de la galerie principale, à 155 et 180 pieds du travers-banc conduisant au puits, on a rencontré de la brèche sur des largeurs de 2 ou 3 pouces au bord du massif de minerai. Ces faits, par conséquent, justifient la conclusion que l'amas de minerai fut formé par le remplacement de la brèche.

L'amas de sulfure se compose en grande partie de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopyrite. Il ne renferme presque pas de sulfure de zinc. La pyrite s'est formée sur ses bords extérieurs, là où le remplacement de la roche originelle est incomplet. La pyrrhotine forme la grande partie du centre de l'amas de sulfure. La chalcopyrite constitue des veinules de

remplacement et de plus gros amas recoupant la pyrrhotine et la pyrite, et pour cette raison elle a évidemment été introduite à une époque subséquente à la formation de sulfures de fer.

Le Dr Ellis Thomson, de l'Université de Toronto, a examiné en détail des plaques polies du minerai et, grâce à la courtoisie d'Alderson, McKay et Armstrong, son rapport a été mis à notre disposition. Les conclusions du Dr Thomson peuvent se résumer comme suit:

Le dépôt en est un de remplacement. La preuve est clairement établie par de nombreux pseudomorphes des minéraux métalliques après les éléments constitutifs de la roche comme le feldspath et la hornblende. Dans la plupart des spécimens examinés, on a également constaté des feldspaths et des hornblendes à toutes les phases de remplacement. La substitution du feldspath était particulièrement bien visible, les sulfures l'envahissant le long des plans de clivage et de macle.

Une bonne partie du feldspath est de l'albite secondaire, formée après l'injection du premier sulfure, la pyrite. Il importe de se rappeler que de l'albite fraîche fut observée dans quelques-unes des veinules près du massif de minerai, de sorte que le travail du Dr Thomson peut indiquer à quelle époque celles-ci se sont formées.

La minéralisation métallique fut le résultat de dépôts successifs. La pyrite fut le premier minéral à se former, puis la magnétite, la pyrrhotine, la sphalérite et la chalcopyrite. Chacun de ces minéraux remplace dans une certaine mesure ceux qui se sont formés antérieurement.

Du quartz s'est déposé durant toute la durée de la précipitation des métaux, particulièrement en même temps que la pyrite, après la chalcopyrite et, dans une moindre mesure, après la magnétite. Un peu de carbonate s'est formé vers la fin de la période de formation.

Relations du minerai avec les dykes de porphyre. L'amas de minerai est recoupé sur le premier niveau par trois dykes de porphyre à syénite, apophyses du plus gros massif de ces roches intrusives directement au nord-est. Ces dykes s'orientent vers le nord-ouest le long de divers cours et plongent au nord-est sous des angles de 70° à 80°. Ce sont des roches grossièrement porphyriques, composées de nombreux gros phénocristaux rougeâtres ou brunâtres de feldspath dans une pâte plus foncée. Les dykes passent à travers le massif de minerai, indiquant que le porphyre le pénètre ou bien s'il s'y trouvait avant le développement du minerai a résisté au remplacement. Dans ce dernier cas, il y aurait eu quelque légère substitution autour des bords, produisant une limite échancrée irrégulière. Tel n'est pas le cas, cependant; les bords sont très bien découpés, et aussi droits que s'ils avaient été tracés à la règle; le porphyre est donc probablement intrusif dans le massif de minerai. Les bords des dykes sont fortement solidifiés sur 3 ou 4 pouces de largeur. Le refroidissement est particulièrement bien marqué par le calibre réduit des phénocristaux, qui, dans les bords solidifiés, n'atteignent en moyenne qu'environ un quart de leur taille au centre des dykes. Des observations ont démontré que le gros feldspath au centre du gros dyke avait en moyenne une longueur de ¾ à 1¼ pouce et une largeur de ¾ à 1 pouce, et il s'en trouve un certain nombre encore plus gros

de 2 à 2¼ pouces de longueur. Le plus gros phénocristal trouvé dans le bord refroidi n'avait qu'un demi-pouce de long sur un huitième de large. Puis, le porphyre envoie par endroits de petits filonnets dans l'amas de sulfures. Un de ces filonnets, d'environ 1 pied de longueur, a été observé dans le travers-banc se dirigeant vers le nord à partir de la galerie principale, à 155 pieds du travers-banc conduisant au puits. Tous ces faits portent à la conclusion que les dykes sont intrusifs dans les amas de sulfures.

En contradiction apparente des faits exposés plus haut, des veinules de sulfures pénètrent parfois les dykes de porphyre et une apophyse de 4 pouces du plus gros dyke de porphyre est traversée en plusieurs endroits par des veines de sulfure. Cette apparente contradiction disparaît cependant quand ces veinules sont examinées attentivement. Elles se composent en grande partie non pas de pyrite et de phyrrotine, comme le gros de l'amas de sulfure, mais de chalcopyrite pure. On a déjà avancé que la chalcopyrite était plus récente que la pyrite et la phyrrotine, étant donné qu'elle forme des veinules de remplacement dans ces sulfures. Les rapports de la chalcopyrite et du porphyre sont, par conséquent, une preuve que la chalcopyrite s'est injectée après l'intrusion des dykes de porphyre, tandis que les relations générales des dykes avec l'amas de sulfure indiquent que la pyrite et la pyrrhotine se sont formées avec les dykes.

On a trouvé un indice intéressant à l'appui de cette conclusion dans le travers-banc se dirigeant vers le nord à partir de la galerie principale à 155 pieds à l'est du travers-banc conduisant au puits. Un dyke de porphyre à ce point s'incurve abruptement presque à angle droit. Plusieurs veinules de chalcopyrite d'un dixième à un vingtième de pouce de largeur, recoupent la pyrrhotine près du contact parallèlement à celui-ci tout autour de la courbe raide. Il est évident que les forces qui ont disloqué la pyrrhotine de façon à laisser pénétrer le magma de porphyre, ont de même causé un certain nombre de fractures parallèles secondaires; et dans ces étroits chenaux les solutions cuprifères purent circuler dans la suite et former les petites veinules de remplacement observées. Il faut conclure que la chalcopyrite est plus récente que le porphyre.

AMAS DE MINERAI N°s 4 ET 6

L'amas n° 4 repose verticalement sous le n° 3. Il semble plonger un peu plus abruptement vers le sud que le n° 3 et s'incliner légèrement vers l'ouest, tandis que le n° 3 s'incline vers l'est. Les contours du massif ne sont pas encore complètement établis. Son sommet se trouve entre 250 et 400 pieds en profondeur, mais on ne l'a pas encore localisé. Le puits le pénètre à une profondeur de 412 pieds et le laisse à 698 pieds. La limite inférieure dans le puits, est une fissure qui est probablement une large faille horizontale. Au niveau de 500 pieds, le massif a une longueur d'environ 240 pieds sur une largeur maximum de 140 pieds. Le minerai diffère de celui du massif n° 3 en ce qu'il renferme une grande proportion de pyrite et relativement peu de pyrrhotine; la proportion de cuivre est à peu près la même.

Au niveau de 1,125 pieds le massif de minerai repose légèrement au nord-est du puits et il est long d'environ 300 pieds et large de 200 pieds. Sa dimension, sa forme et son caractère minéralogique portent à croire que cet amas est probablement le prolongement en profondeur du massif de minerai n° 4; mais il se trouve trop loin au nord-est pour que tel soit le cas, à moins que le massif ait été dérangé par une faille, ou qu'il ait changé de plongement ou de direction. Il semble probable que la partie inférieure du n° 4 ait été déplacée vers le nord-est par la faille qui en forme le fond dans le puits; mais les travaux souterrains ne sont pas encore assez avancés pour le prouver. En attendant, on désigne ordinairement ce massif de minerai par le n° 6.

La teneur moyenne en cuivre de ces trois massifs est un peu moindre que 2 pour cent. On a trouvé, cependant, que partout où un dyke de porphyre recoupe le minerai, la teneur en cuivre est plus considérable sur des largeurs de plusieurs pieds de chaque côté des dykes. Dans ces endroits la teneur en cuivre peut atteindre 5 ou 6 pour cent. On a constaté que ce rapport était dû à la fissuration produite dans les sulfures pauvres par l'intrusion des dykes. Les sulfures pauvres, sur une certaine distance de chaque côté d'un dyke, sont recoupés de petites fissures parallèles aux épontes du dyke, et ces fissures ont été remplies de chalcopyrite. En certains endroits la transformation s'est répandue davantage, et les sulfures pauvres sont en partie remplacés par la chalcopyrite émanant des veinules.

Relations entre le minerai et le porphyre. Un rapport d'un intérêt extraordinaire se présente au niveau de 500 pieds. Un massif de porphyre, au lieu de recouper les sulfures pauvres, comme d'habitude, a été envahi et en partie remplacé par eux, de sorte que la pyrite et la pyrrhotine, ainsi que la chalcopyrite, se trouvent à la fois dans le porphyre.

L'amas de porphyre d'Aldermac (*voir* page 118) est un complexe de dykes de composition variée, non pas un seul amas; et l'âge de ces dykes varie, le plus basique étant le plus ancien, le plus acide le plus récent. En examinant le porphyre, en partie remplacé par les sulfures de fer, on a constaté qu'il formait un des dykes anciens plus basiques. Un dyke feldspathique plus récent à son contact traverse les sulfures de la façon ordinaire, et n'est pas remplacé par eux.

Cette venue, par conséquent, fixe très exactement l'époque à laquelle les amas de pyrite et de pyrrhotine se sont formés. Ils doivent s'être développés au milieu de la période d'injection du porphyre, parce que le porphyre qu'ils remplacent est nullement le plus basique de la série, et le porphyre qui les recoupe est loin d'être le plus siliceux. Les données font aussi croire que les amas de pyrite et de pyrrhotine sont génétiquement apparentés à ces porphyres étranges; une association si intime d'âge et de localisation implique la probabilité d'une origine commune.

RÉSUMÉ

Les rapports existant à la mine Aldermac, par conséquent, établissent: (1) que les amas de pyrite et pyrrhotine se sont formés pendant la période d'intrusion du porphyre, et laissent supposer un rapport génétique entre les

intrusions et les massifs de minerai; (2) que l'époque de la formation de la chalcopyrite comme étant postérieure aux amas de pyrite et de pyrrhotine et après les variétés plus récentes de porphyre. Ils offrent aussi un certain intérêt (3) à cause de la localisation du massif de minerai n° 3 dans une lentille de brèche ryolitique et (4) à cause de la nature et des limites de l'altération de la roche encaissante. Cette dernière est transformée en une roche hautement siliceuse avec chlorite et pyrite, mais cette altération se limite à une zone de quelques pieds de largeur autour du massif de minerai.

Mines Noranda

EMPLACEMENT ET HISTORIQUE

La propriété de la Noranda Mines, Limited, se trouve directement à l'ouest du lac Osisko (ou Tremoy), dans le canton de Rouyn. Elle comprend un bloc de seize claims complets et une partie d'un certain nombre de petites concessions. Trois découvertes ont été faites sur la propriété, la veine de quartz aurifère Powell, le gîte d'or de Chadbourne, et la mine de cuivre aurifère Horne. Les deux premières sont décrites au chapitre sur l'"Or". On ne traitera ici que de la mine Horne, située dans le bloc 15, près de la rive occidentale du lac Osisko.

Cette propriété fut jalonnée en 1920 par E.-H. Horne, pour le compte d'un petit syndicat. Les premières découvertes, telles qu'examinées en 1922, consistaient en bandes de rhyolite assez fortement imprégnées de grains de pyrite et d'un peu de chalcopyrite se trouvant à l'ouest et au sud-ouest de ce qui est maintenant le puits n° 2, et en une large veine de pyrite massive près du creek Horne. Bien que des essais effectués à la surface aient donné de hautes teneurs en or, celles-ci étaient entièrement dues à la concentration de l'or à la surface par l'altération. On trouva plus tard que des matières inaltérées ne renfermant qu'environ $2 d'or la tonne et un peu de cuivre. La minéralisation lourde et très répandue encouragea cependant la prospection, et au mois d'août 1922 M. Horne et ses associés cédèrent la propriété avec faculté d'achat, à un syndicat qui peu de temps après devint la Noranda Mines, Limited. Comme les travaux d'exploration du syndicat furent d'abord concentrés sur la veine Powell et sur la découverte de Chadbourne, bien peu d'autres travaux, si ce n'est ceux d'évaluation, furent faits sur la mine Horne jusqu'à la fin de 1923, alors que les tranchées mirent à jour le gros massif de sulfures de cuivre et de fer maintenant connu sous le nom de massif de minerai "A". Après quelques forages préliminaires la compagnie commença le creusage du puits n° 1 sur ce massif, poursuivant en même temps une campagne de prospection active à la surface. Cette dernière conduisait à la découverte du massif "F", un amas de sulfures de fer renfermant de faibles teneurs en cuivre et d'autres assez élevées en or; ce gîte fut de nouveau exploré par le puits n° 2, foncé à environ 1,500 pieds au nord-ouest du n° 1.

Le puits n° 2 fut creusé jusqu'au niveau de 100 pieds seulement, où un nombre suffisant de galeries furent ouvertes pour découper le massif "F" à ce niveau et recouper un massif de minerai de zinc à une faible distance au nord du massif "F". La majeure partie de l'exploration souterraine fut

effectuée du puits n° 1, foncé à une profondeur de 300 pieds, et des niveaux furent ouverts à 100 pieds d'intervalle. Un certain nombre des massifs de minerai ont été explorés par ces chantiers et sont désignés par les lettres "A", "B", "C", "D", "E" et "K". Plus tard une longue galerie fut creusée pour relier les puits 1 et 2 au niveau de 100 pieds, connue dans la localité sous le nom de la galerie Montréal; cette galerie croise le plus gros massif de sulfures sur la propriété, une bande de pyrite et de pyrrhotine de quelque 150 pieds, appelée massif "H".

En outre des massifs tracés par les travaux souterrains, un certain nombre d'autres ont été découverts, mais on ne les a pas encore explorés. Ils comprennent un amas de minerai cuprifère de quelque 200 pieds de longueur, mis à jour à environ 225 pieds à l'est-nord-est du puits n° 2 alors qu'on enlevait du gravier du sommet de la colline pour servir à la construction de l'atelier de traitement; un amas de minerai riche en cuivre découvert en septembre 1927, à environ 500 pieds au sud-ouest du puits n° 1 alors qu'on était en train de creuser un égout; et un massif ou plusieurs massifs d'un bon minerai cuprifère, lequel fut rencontré par hasard à quelque 400 ou 600 pieds au sud-est de l'atelier en creusant la fondation pour un réservoir d'eau. Des amas de sulfures de fer ont aussi été trouvés dans maintes parties de la propriété, sur lesquels une exploration plus intense permettra peut-être de découvrir des amas de cuivre. De fait, des amas de sulfures ont été découverts en tant d'endroit où la roche de fond a de toute façon été mise à jour, qu'on est forcé de conclure qu'on en trouvera davantage lorsqu'on entreprendra l'exploration systématique.

Les travaux, en 1927, ont surtout été effectués dans le but d'amener la mine à l'état de production. Le premier atelier de 500 tonnes de l'usine fut complété, et les opérations commencèrent vers la mi-décembre de la même année. Les travaux souterrains furent restreints aux changements requis pour l'extraction rapide du minerai et comprenaient le fonçage du puits n° 3 jusqu'au niveau de 500 pieds, un puits à trois compartiments, permettant d'utiliser des wagons de 3 tonnes, l'ouverture de grandes recettes aux divers niveaux, l'élargissement des petites galeries de développement pour le roulage par moteur, le percement de cheminées dans les massifs de minerai et l'installation des couloirs de chargement. En 1928 le puits n° 3 fut descendu à 1,040 pieds, et on a constaté qu'il pénétrait dans l'amas "H" un peu au-dessus du niveau de 975 pieds; un nouveau puits, le n° 4, fut commencé. Il se trouve à 785 pieds au nord et à 397 pieds à l'ouest du puits n° 3. Le premier avril 1930, le puits n° 4 avait été foncé à 1,557 pieds et le n° 3 à 1,150 pieds. Aucune galerie latérale n'avait été ouverte en dessous du niveau de 975 pieds avant cette époque.

Au début de 1928, un petit concentrateur fut construit pour le traitement des minerais trop pauvres pour la fusion directe, et des travaux de recherches furent poursuivis durant toute l'année. Le rendement du concentrateur fut ensuite porté à 500 tonnes par jour, et, en 1927, 51,691 tonnes de minerai pauvre furent traitées, donnant 11,553 tonnes de concentrés. A l'assemblée annuelle de la compagnie tenue vers la fin de mars 1930, il fut annoncé que le rendement du concentrateur avait été porté à 1,000 tonnes par jour, et qu'on s'attendait de terminer les annexes en août 1930.

PRODUCTION

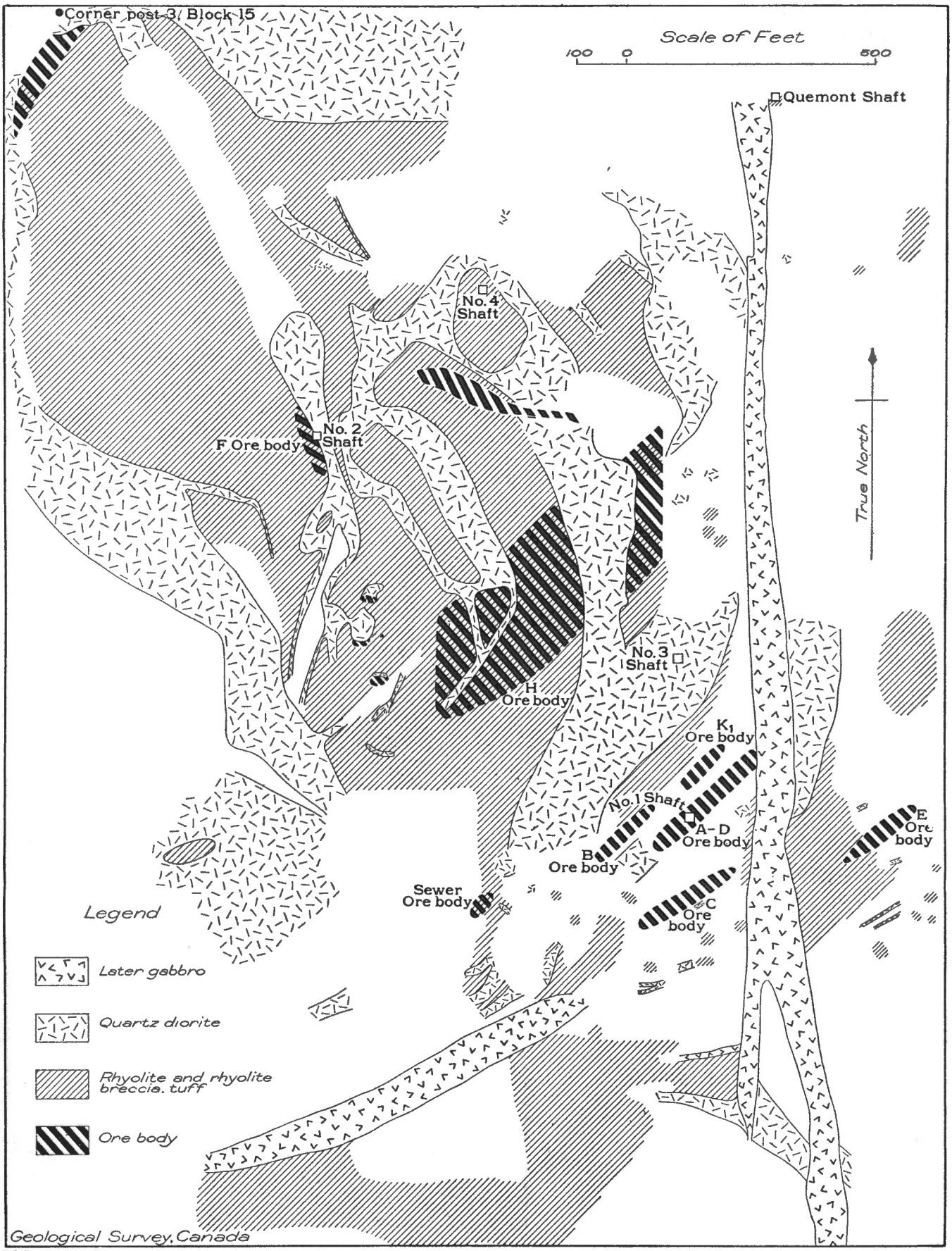
Le premier janvier 1928 le concentrateur ne fonctionnait que depuis quelques jours et la construction se poursuivait dans diverses parties de l'usine. En janvier, une moyenne de 409 tonnes par jour fut traitée et pendant le reste de l'année le tonnage quotidien fut augmenté au fur et à mesure qu'avançaient les changements en vue d'améliorer le traitement, jusqu'à ce qu'en décembre un rendement quotidien de 940 tonnes eût été réalisé. En 1929 la quantité fondue augmenta graduellement jusqu'à 1,300 tonnes par jour. Vers la fin de novembre les annexes à l'usine étaient complétées, ce qui permit d'accroître le tonnage quotidien à 2,000 tonnes, quantité que la direction espère maintenir au cours de 1930.

En 1928 on a traité à l'usine 271,926 tonnes de minerai, de fondant et de concentrés, provenant presque entièrement de la mine Horne. La teneur moyenne des minerais Horne expédiés à l'usine était de 6.52 pour cent de cuivre, 0.64 once d'argent et $3.82 d'or par tonne; cette teneur comprend le minerai siliceux de pauvre qualité utilisé comme fondant. Le rendement fut de 33,307,937 livres de cuivre brut, atteignant une moyenne de 99.27 pour cent de cuivre, 11.2 onces d'argent et 3.18 onces d'or par tonne. Le revenu de la récupération du métal fut de $6,160,098, dont les teneurs en or constituaient approximativement $1,100,000 et celles d'argent environ $100,000. Le coût total d'extraction, de traitement et d'expédition fut de $2,495,324. Ce chiffre comprend le coût du fonçage des puits et des autres frais d'exploitation.

Au cours de 1929, la quantité de minerai, de fondant et de concentrés passés à l'usine fut de 428,221 tonnes, dont 43,916 tonnes de minerais et de concentrés traités à façon. La teneur moyenne des minerais Horne, à l'exclusion des concentrés, fut de 6.13 pour cent de cuivre, 0.72 d'once d'argent et $3.38 d'or par tonne. L'usine produisit 51,625,478 livres de cuivre brut, comprenant une moyenne de 99.22 pour cent de cuivre, 12.95 onces d'argent et 2.66 onces d'or par tonne. Les revenus s'élevèrent à $10,947,289, dont la valeur d'or constituait approximativement $1,422,570, et celle d'argent environ $160,000. Le coût de revient de l'extraction, du traitement et l'expédition s'éleva à $4,592,296.

RÉSERVES DE MINERAI

Le minerai découpé au 31 décembre, par suite des travaux exécutés en forages, galeries, travers-bancs et couloirs inclinés, est estimé, d'après le rapport annuel de la compagnie, à 6,664,000 tonnes, dont 3,426,000 tonnes de minerai propre a été envoyé directement aux fours et contenant en moyenne 7.53 pour cent de cuivre et $3.29 d'or à la tonne; 3,000,000 de tonnes de minerai qu'il faudra concentrer, d'une teneur moyenne d'environ 2 pour cent de cuivre et $3 d'or à la tonne; et 238,000 tonnes de minerai siliceux qu'on utilise comme fondant, renfermant une moyenne de 1 pour cent de cuivre et $2.43 d'or. Depuis la publication de ce rapport, le tonnage déterminé de fondant siliceux a été considérablement accru et une grande proportion du nouveau minerai, selon des déclarations officielles, renferme des teneurs en or de $12 à $15 par tonne.



54267—pp. 200-201

Figure 14. Géologie superficielle de la mine Horne.

Les roches au voisinage immédiat de la mine sont des laves, des brèches et des tufs du Keewatin qui ont subi une altération considérable et forment une grande variété de roches qui se fondent les unes dans les autres de façon si complexe qu'il est presque impossible de figurer chaque type séparément sur la carte. Ces roches sont recoupées par un grand nombre de dykes et d'amas irréguliers de diorite quartzifère, qui se séparent et se réunissent de nouveau et dont l'allure et le plongement varient au point qu'on ne peut en retracer aucun avec certitude sur une distance quelconque au delà de l'endroit où il est réellement visible. En outre il s'y trouve un ou deux petits dykes de porphyre à syénite et deux gros dykes de gabbro récent.

Keewatin. Les principales roches keewatiniennes seront dénommées rhyolites et dacites afin de faciliter leur classement. Les rhyolites sont des roches ordinaires de couleur pâle, massives ou bréchoïdes et hautement siliceuses bien connues. Les dacites leur ressemblent, mais renferment plus de chlorite et moins de quartz et sont ordinairement plus foncées. Les rhyolites s'altèrent au blanc ou au gris clair, les dacites en une teinte verdâtre plus foncée, presque la même que celle de l'andésite altérée, et à cause de leur couleur elles ont été considérées comme des andésites dans un rapport précédent. Les rhyolites et les dacites passent graduellement des variétés massives aux variétés bréchoïdes.

La rhyolite la moins altérée qu'on ait rencontrée se compose d'environ 20 à 25 pour cent de quartz et de 75 à 80 pour cent de ce qui en apparence était du feldspath, mais constitue maintenant un tapis de mica incolore, d'épidote et de chlorite. Cette roche est massive, à grain fin et d'ordinaire assez fortement imprégnée de petits globules arrondis de quartz. En plusieurs endroits elle passe graduellement à une roche de couleur beaucoup plus pâle, avec une phase intermédiaire consistant en taches arrondies de matière foncée dans un champ plus clair. Le changement de la matière foncée à la plus claire est dû au remplacement de la chlorite et de l'épidote, lorsqu'il s'en trouve, par du mica incolore et du quartz. On a constaté dans une plaque mince qu'un peu d'albite fraîche s'était formée en même temps que le mica incolore.

La roche gris clair, crème ou blanche ainsi formée par l'altération de la lave rhyolitique ne peut pas être distinguée macroscopiquement d'avec une roche qui est extraite comme fondant pour la fusion, et considérée comme un tuf altéré à grain fin (*voir* page 202). Leur ressemblance est un des traits caractéristiques qui rendent difficile la séparation en profondeur des divers types de roche.

En plusieurs points de la mine on rencontre des brèches rhyolitiques grossières se composant de fragments siliceux dans une pâte pâle. Les fragments siliceux ressemblent par leur apparence et leur composition à la rhyolite massive silicifiée que l'on vient de décrire. La pâte est le plus souvent une rhyolite, de sorte que les brèches sont ordinairement des brèches d'épanchement plutôt que des couches de cendre. De vraies couches de matière fragmentaire mélangée, grossière et fine, se rencontrent à la

surface en maints endroits, et quelques-unes de celles observées en profondeur appartiennent peut-être à ce type, mais il est difficile d'établir une distinction entre les couches de cendre et les brèches d'épanchement dans le sous-sol à cause de l'altération générale et de la minéralisation.

Les roches classées sous le nom de dacite varient considérablement d'apparence et de composition, mais elles sont groupées ensemble parce que les différentes variétés se fondent graduellement les unes dans les autres. La plus basique est une roche foncée, chloritique et massive, renfermant quelques phénocristaux de quartz. Certains spécimens se composent entièrement de quartz et de chlorite, le quartz variant en proportion jusqu'à 35 pour cent. D'autres contiennent, en outre, une quantité considérable de mica blanc. Le mica et la chlorite, et probablement une partie du quartz, semblent d'origine secondaire, formés peut-être en partie des minéraux originels et en partie de la matière de remplacement. Les rapports observés dans les plaques minces laissent présumer deux phases successives d'altération; dans la première, la roche primitive fut altérée en un mélange à grain fin de quartz et de mica incolore; dans la seconde, le mica quartzifère fut remplacé par la chlorite, peut-être avec apport d'une plus forte proportion de quartz.

Les variétés très chloritiques de dacite ne renfermant que quelques phénocristaux de quartz ressemblent très étroitement à certaines roches extrêmement chloritisées rencontrées en quelques endroits dans la mine, lesquelles ne contiennent pas de quartz visible.

Presque toutes les variétés chloritiques de la dacite peuvent être suivies à la trace latéralement dans les brèches composées de fragments ryolitiques de couleur claire dans une pâte chloritique foncée. Le changement peut être observé, par exemple, dans la galerie n° 1125, au premier niveau. D'abord les fragments sont peu nombreux et la proportion de la pâte est considérable. En s'éloignant de la dacite chloritique massive le nombre et la taille des fragments augmentent, et la quantité de pâte diminue, jusqu'à ce que finalement, par places, les fragments soient serrés ensemble. La roche ressemble alors étroitement à la brèche ryolitique déjà décrite, sauf pour la pâte plus foncée et plus chloritique.

Les plaques minces ont démontré, par conséquent, que la plupart de la chlorite dans la "dacite" a été introduite dans la roche, en remplaçant la roche plus siliceuse; et l'examen au mégascope indique que là où la quantité de chlorite, i.e., d'altération, est au minimum, les parties non chloritisées sont identiques aux rhyolites trouvées ailleurs sur la propriété. La conclusion s'impose donc que les roches classées comme "dacite" et "brèche de dacite" sont en réalité des ryolites chloritisées.

En plus de ces deux principaux types de roches, il en existe d'autres qui méritent d'être décrits. A l'est du dyke de gabbro récent se dirigeant au nord (*voir* figure 14), se présente un gros massif de roche à grain fin et couleur claire, de composition et de grains très uniformes. Elle est ordinairement blanche ou gris clair, avec une teinte légèrement brunâtre ou rosâtre. La grosseur moyenne du grain est de 0.05 à 0.1 mm., et se compose de 70 à 75 pour cent de quartz, et le reste de mica ou de séricite incolore. La forte proportion de quartz, l'uniformité de sa composition et le fait qu'il

ne passe en aucun endroit dans la lave massive indiquent que la roche est une cendre silicifiée à grain fin. Macroscopiquement, il est impossible de la différencier d'avec certaines variétés de rhyolite silicifiée et séricitisée, mais aucune de ces dernières ne renferme autant de quartz que la cendre silicifiée.

De nombreux filonnets entrecoupent ce tuf siliceux près de l'amas de minerai "E", lesquels ne se composent à une distance du massif que de pyrite et de chalcopyrite, mais plus près sont bordés par un produit d'altération noire qui, au microscope, paraît être de la chlorite, de la pistazite (épidote) et de la séricite ou du talc. Le tuf siliceux est extrait pour servir de fondant dans la fusion, et la plus grande partie renferme tant de veinules de sulfure que la roche est un minerai suffisamment riche pour compenser les frais d'extraction et de broyage. Il atteint en moyenne entre 1 et 2 pour cent de cuivre et environ $2 d'or à la tonne. Un gros amas de cette roche affleure à environ 500 pieds à l'est-nord-est du puits n° 3, un autre à environ 400 pieds au sud-est du puits de la mine Quémont, ou 700 à 800 pieds directement au nord du premier. Si ces amas font partie d'une seule bande, la quantité de minerai pouvant être extraite pour usage comme fondant doit être considérable.

Dans la galerie 1323, au troisième niveau, et aussi à l'extrémité sud-est de la galerie 1116, au premier niveau, se présente une roche noire, vitreuse et dure. Elle possède un grain et une composition très uniformes sur toute sa largeur, qui atteint 75 pieds ou davantage. Au microscope on constate qu'elle se compose de quartz et de mica incolore, le quartz en formant à peu près 40 pour cent, et ayant un grain moyen de 0.02 à 0.03 mm. Elle présente des ramifications de quartz et de chlorite affectant vaguement la forme de filons, le quartz constituant de 40 à 75 pour cent des "filons". Un peu de pyrite accompagne la chlorite. Il n'y a aucun indice de ce que fut la nature originelle de la roche. Son grain fin, l'uniformité de sa composition et l'absence complète d'amygdales ou d'autres textures caractéristiques des laves, la rattachent très étroitement à quelques-uns des dykes de rhyolite si nombreux dans cette région. Elle diffère cependant par le manque de feldspath et si la roche fut à l'origine un dyke de rhyolite, elle s'est presque complètement altérée.

Un petit amas de roche très extraordinaire se trouve à l'est du puits n° 1 sur le premier niveau, et un second à l'extrémité orientale du massif de minerai " K " sur le troisième niveau. La roche est pâle, à grain fin, massive, et ressemble beaucoup à la stéatite. Elle est si tendre qu'elle est rayée par l'ongle. Elle est constituée presque entièrement par du talc. Elle passe latéralement dans la brèche de rhyolite ou de dacite, de sorte que c'est évidemment un produit d'altération de la brèche. Ce produit particulier d'altération ne semble pas se rattacher à la formation du minerai, parce que si tel était le cas, on le trouverait probablement en plus grande quantité près des massifs minéralisés.

Diorite quartzifère. De nombreux dykes de diorite quartzifère se présentent sur la propriété Horne et dans la mine même. Leur largeur varie de quelques pouces à 300 pieds. La direction varie considérablement de place en place sur une longueur et les dykes de même se divisent et se réunissent d'une manière très complexe. Les travaux souterrains ont démontré

que les pendages varient également de presque verticaux à à peu près horizontaux, puis, graduellement ou soudainement, à très à pic. Le pendage moyen des dykes dans les chantiers souterrains semble, toutefois, être à peu près de 45° à 50° au nord-est et la direction moyenne entre nord et nord-ouest.

Porphyre à syénite. De petits dykes de porphyre à syénite se rencontrent en quelques endroits. On n'en a découvert que deux dans les chantiers de la mine. Le principal passe à environ 15 pieds au nord du puits nº 1 sur le premier niveau, s'oriente presque à l'est et plonge sous un angle d'environ 60° nord. Le porphyre possède une teinte rougeâtre, par suite des nombreux phénocristaux de feldspath rouge foncé qu'il renferme. La pâte à grain fin est gris foncé. Les phénocristaux, en tant qu'on peut les déterminer, sont de l'albite; la pâte aussi est surtout de l'albite, avec de la chlorite et beaucoup de poussière noirâtre à grain fin, dont une partie est de la magnétite et le reste ne peut être établi. Cette matière pulvérulente est disposée en aiguilles ou filets pénétrant le tapis de cristaux de feldspath, laissant supposer qu'elle peut être le résultat de l'altération d'aiguilles d'actinote.

Par endroits, comme dans la galerie 1233, au deuxième niveau, le dyke se divise en un réseau de petits filonnets dans les roches plus anciennes, formant un assemblage très complexe. Au troisième niveau, dans la galerie 1311, le pendage s'atténue soudainement à environ 20°, entraînant le dyke rapidement vers le nord.

Dans une courte galerie dirigée à l'ouest de la galerie 1338, au troisième niveau, le porphyre est recoupé par des veinules de chalcopyrite et sa couleur est plus foncée près du contact de la chalcopyrite que plus loin. Etudié au microscope, on constate que le type noirâtre est recoupé de veinules de quartz avec de larges bordures de chlorite et un peu de mica incolore; son feldspath, tant les phénocristaux que la pâte, est remplacé à un fort degré par du mica incolore et un peu d'épidote.

Dans la même localité le porphyre renferme un certain nombre de nodules arrondis ressemblant beaucoup au granite, d'une couleur gris clair et contenant une bonne quantité de quartz. Les nodules, qui sont bien visibles dans le toit de la galerie, ont de 3 à 6 pouces de diamètre. Une plaque mince de l'un d'eux révéla la présence d'environ 5 pour cent de quartz, 5 à 10 pour cent d'un minéral ferromagnésien chloritisé, de 2 à 3 pour cent de magnétite et environ 80 ou 85 pour cent de feldspath fortement séricitisé. La texture est granitique, le grain moyen est de 1½ à 2 mm. Il n'existe aucun indice que les nodules aient été formés par le remplacement du porphyre, ou par l'introduction postérieure d'une matière acide; ils passent au porphyre sur leurs bords avec une transition rapide; pour cette raison il semblerait qu'ils se soient formés par la différenciation du magma de porphyre même.

Gabbro récent ou diabase. Le gabbro récent ou diabase forme trois gros dykes ou peut-être deux seulement. L'un, large d'environ 80 pieds, se dirige légèrement à l'ouest du nord et passe à environ 125 pieds à l'est du puits nº 1. On l'a suivi vers le nord jusqu'au rivage du lac Osisko, en

passant à environ 15 pieds à l'ouest du puits Quémont. Dans la direction contraire il a été retracé au sud à travers deux petites îles dans le lac Osisko et, de là, à travers les limites de la ville de Rouyn, jusqu'à un point à environ un mille au sud du lac. Il pourrait sans doute être suivi sur une distance plus considérable. On a percé ce dyke aux trois niveaux des chantiers, ce qui démontre que son pendage est presque vertical.

Un deuxième dyke se trouve au sud des chantiers principaux, sur le bloc de claims 25, près de la frontière septentrionale. Il est à peu près de la même dimension que le premier et se dirige à peu près nord 65 degrés est. On l'a suivi sur une distance de 850 pieds sur ce claim par une suite d'affleurements disséminés à travers la concession Chadbourne, bloc 1, et à travers le lac Noranda. L'allure converge à nord 50 degrés est sur la concession Chadbourne. Le dyke semble mourir à un endroit à environ 325 pieds à l'ouest du dyke nord-sud déjà décrit. S'il ne se termine pas là, il subit un changement soudain en largeur et en direction, ou il n'affleure pas à la surface. Dans les chantiers souterrains il ne fut établi avec certitude que dans les galeries 1312 et 1323 au troisième niveau. Lorsqu'on l'a examiné les autres niveaux n'avaient pas encore été poussés assez loin au sud pour le couper.

Un troisième dyke, ou ce qui est probablement un prolongement du deuxième, affleure à 450 pieds à l'est du dyke nord-sud, forme une basse crête de 200 pieds de longueur sur 40 pieds de largeur se dirigeant vers l'est. Près de l'extrémité orientale de l'affleurement, l'allure change soudainement de nord 85° est à nord 60° est. La direction de l'extrémité occidentale, si elle était retracée, rencontrerait l'extrémité orientale de l'affleurement du deuxième dyke décrit, de sorte que les deux pointements font peut-être partie d'un seul et même dyke. L'allure retracée de l'extrémité orientale traverse l'île dans le lac Osisko sur laquelle avait d'abord été construite la poudrière Horne, et sur les rives de cette île, le dyke, ou un qui lui ressemble, affleure exactement dans la position établie avec la même largeur et la même direction.

Le gabbro récent ou diabase est une roche assez fraîche à texture ophitique prononcée, composée de labradorite ($Ab^{50}An^{50}$) et d'augite en proportions à peu près égales, avec de 3 à 5 pour cent de magnétite ou d'ilménite. Les bords des dykes sont considérablement refroidis sur des largeurs de 1 à 2 pieds, et les parties ainsi consolidées près de la roche encaissante sont d'un noir très foncé et vitreuses, d'éclat résineux lorsque vues à la lampe de mineur. L'apparence générale est totalement différente de la couleur grise ou verdâtre des bords refroidis des dykes de diorite quartzifère permettant de les reconnaître facilement. Le dyke est fracturé horizontalement et verticalement, donnant à la paroi de la galerie l'apparence d'avoir été construite avec des blocs rectangulaires, aspect que ne possède aucune autre roche de la mine.

Plissement. La structure de l'étendue est très intéressante. Un petit affleurement sur le claim M.L. 1763 entre le chemin de fer et la route de Makamik, ou environ 1,450 pieds au nord du creek Horne, présente un contact bien défini entre les épanchements rhyolitiques, qui se dirigent nord 85° est, plongent verticalement et font face au sud. Dans une tranchée

de chemin de fer près de la limite méridionale du M.L. 2012, l'allure est nord 80° est, le pendage vertical et les épanchements font face au sud. Sur le bloc 58, la direction est nord 80° est et le pendage vertical; sur le bloc 60, la direction est nord 55° est, l'inclinaison verticale et les épanchements font face au sud; dans l'angle nord-est de T. 1785, des cherts en couches minces s'orientent nord 60° est et plongent verticalement. Ainsi, dans la région directement au nord du creek Horne, on a déterminé la structure en cinq endroits. A chacun on a observé que la direction était un peu au nord de l'est et le pendage vertical. A trois de ces endroits on a constaté que les épanchements faisaient face au sud, aux deux autres on n'a pas pu faire aucune détermination précise.

Au sud du creek Horne, sur le bloc 15, la direction change brusquement. A deux cents pieds à l'est de l'angle nord-ouest du claim, de minces couches de tufs et de brèches sont en contact avec les épanchements. La direction est nord 30° ouest et les épanchements font face au nord-est. A 1,270 pieds à l'est et 820 pieds au sud de l'angle nord-ouest, ou à environ 250 pieds au nord du chevalement du puits n° 3, ces minces couches de tuf s'orientent nord 45° ouest et plongent au sud-ouest sous un angle de 65°. Un contact entre deux épanchements fut suivi vers le sud-est sur une distance d'environ 200 pieds à partir d'un point à 700 pieds à l'est et 900 pieds au sud du même angle; l'allure converge un peu, mais atteint une moyenne d'à peu près nord 20° ouest. Au niveau de 100 pieds au nord et au nord-est du puits n° 2, à trois endroits, le premier à 175 pieds droit au nord du puits, le deuxième, à 160 pieds au nord-est de celui-ci et le troisième entre les deux, l'allure est sensiblement nord 20° ouest. Dans la galerie 1125, à environ 200 pieds à l'ouest du puits n° 3, un contact s'oriente nord 10° ouest. Ainsi dans l'étendue entre le creek Horne, et une ligne est-ouest de 100 à 150 pieds au nord du puits n° 3, sept déterminations indiquent une direction moyenne d'à peu près nord 20° ouest.

Au sud du puits n° 1, l'allure change de nouveau. En un point à la surface, 2,490 pieds au sud et 400 pieds à l'est de l'angle nord-ouest, l'orientation est vers l'est, le pendage vertical et l'épanchement fait face au sud. Un autre contact d'épanchement, à environ 375 pieds au sud du puits n° 1, se dirige nord 80° est. Au premier niveau, près de l'extrémité méridionale de la galerie 1111, ou environ 215 pieds au sud du puits n° 1, un contact d'épanchement s'oriente nord 75° ouest. Sur le deuxième niveau on a découvert plusieurs bons contacts entre les brèches ou entre les épanchements et les brèches dans les galeries 1212 et 1215, à 185 pieds au sud et 200 pieds au sud-sud-est respectivement du puits n° 1. Les directions varient entre nord 40° et 70° est, mais la plupart sont d'environ 55° est. Au troisième niveau les couches de tufs se présentent entre les recettes 283 et 339, galerie 1312, ou à 900 pieds environ au sud-sud-est du puits n° 1. Elles s'orientent droit à l'est. Deux contacts bien en vue dans la galerie 1315, à peu près 185 pieds au sud-sud-est du puits n° 1, s'orientent nord 40° est et plongent verticalement. Un contact entre deux épanchements dans la galerie 1319, à peu près à 300 pieds est-sud-est du puits n° 1, se dirige nord 55° est; à environ 100 pieds au nord-est de cet endroit, dans la galerie 1313, le contact entre les mêmes épanchements s'oriente presque

droit au nord, faisant présumer que l'allure converge dans la direction nord-nord-ouest observée au nord du puits n° 1. Dans la galerie 1325, approximativement à 550 pieds est-sud-est du puits n° 1, plusieurs contacts affectent des directions qui varient de nord 60° est à nord 80° est.

L'attitude générale qu'indiquent les pendages et les directions est la suivante: les épanchements et les tufs au nord du creek Horne se dirigent en général est-ouest. Au sud du creek Horne, sur une étendue d'environ 1,900 pieds de large, l'orientation est presque à angle droit sur la direction précitée; plus exactement, l'allure est nord-nord-ouest dans l'étendue entre le creek Horne et une ligne est-ouest, de 100 à 150 pieds au nord du puits n° 3; elle est nord-est entre cette ligne et une autre approximativement à 200 ou 300 pieds au sud du puits n° 1. Au sud de la dernière ligne mentionnée l'allure est-ouest normale est reprise.

Ces changements de direction ne peuvent avoir été causés que par le plissement par entraînement d'une zone de 1,900 pieds. Dans le pli d'entraînement les épanchements et les tufs sont courbés un peu plus qu'à angle droit. Le pli doit avoir été formé par une tendance, sous un grand effort, des couches au nord à se déplacer vers l'ouest et de celles au sud à se mouvoir vers l'est. Une telle tendance se serait manifestée au moment où les épanchements furent plissés en un grand anticlinal dont ils font maintenant partie, vu que sa crête repose au nord et qu'il plonge vers l'est. Une autre possibilité est que l'entraînement ait accompagné l'ouverture de la faille du creek Horne après le plissement.

Les relations mutuelles entre le pli d'entraînement, les failles et les dykes de diorite quartzifère indiquent laquelle de ces hypothèses est la plus probable. Les dykes de diorite quartzifère sont très nombreux dans le pli d'entraînement, et relativement rares en dehors. On croit que cette répartition implique que les dykes furent injectés après la formation du pli d'entraînement et ont rencontré les roches plus fissurées du pli d'entraînement et, par conséquent, plus susceptibles d'intrusion que celles au nord ou au sud. Par ailleurs, bien que les dykes de diorite quartzifère soient généralement parallèles à la stratification des laves, plusieurs dykes traversent cette stratification sous des angles plus élevés ou plus faibles. Au cours du plissement par entraînement il doit s'être produit un glissement assez considérable entre les différents épanchements (voir figure 5) et si les diorites quartzifères s'étaient injectées avant le plissement, ces dykes qui entrecoupent les épanchements seraient disloqués et fissurés aux contacts des épanchements. On a constaté que tel n'était pas le cas, même que des petits dykes traversent les roches plissées, sans aucun déplacement. C'est là, par conséquent, une seconde raison de supposer que les dykes furent injectés après le plissement par entraînement. Les failles, cependant, recoupent les diorites quartzifères. De gros amas de cette diorite sont broyés dans la zone de la faille de Horne-Creek, et plusieurs dykes dans la mine Horne sont écrasés ou déplacés par des failles plus petites. S'il est exact, par conséquent, que les dykes de diorite quartzifère ont suivi le plissement par entraînement, la dislocation doit être plus récente, et, par conséquent, le pli d'entraînement ne peut pas avoir été formé par suite de dislocations.

Une autre preuve dans le même sens est offerte par les failles dans la mine Horne, lesquelles déplacent des dykes de porphyre à syénite et écrasent les bords du dyke de gabbro récent. Le porphyre à syénite et le gabbro récent recoupent en lignes droites les laves plissées par entraînement, et, par conséquent, doivent s'être injectés après que le plissement fût terminé. Les failles entrecoupant les dykes sont évidemment plus récentes que le plissement par entraînement.

Dislocations. Dans la mine Horne on a remarqué un nombre considérable de failles, dont la plupart semblent auxiliaires de la grande faille de Horne-Creek. Leur allure ordinaire est nord-est et le pendage à pic vers l'est, mais quelques-unes se dirigent à l'est, et d'autres au nord, ou quelques degrés à l'ouest du nord. Dans quelques cas, la direction et l'amplitude du déplacement ont été établis par le dérangement des dykes de diorite quartzifère ou de porphyre à syénite et dans tous ces cas, le côté nord-ouest est déplacé vers le sud-ouest. En d'autres termes, ce sont toutes des failles lévogyres, ce qui veut dire que pour un observateur se tenant sur un côté d'une faille et regardant de l'autre côté, ce côté se trouve déplacé vers la gauche. Presque toutes les stries de faille plongent vers le sud-ouest sous divers angles, ordinairement d'environ 45°, indiquant que les côtés est se sont soulevés vers le nord. Vu que les pendages des plans de failles sont ordinairement vers l'est, les failles sont par conséquent des rejets.

Une faille sur laquelle le déplacement fut ainsi déterminé passe à 100 pieds à l'ouest du puits n° 1 au premier niveau, et on l'a aussi rencontrée aux deuxième et troisième niveaux. Elle s'oriente vers le nord-est, convergeant considérablement; son pendage moyen est de 70° vers le sud-est et les stries plongent sous un angle de 60° vers l'extrémité sud-ouest. Au premier niveau elle coupe et déplace un dyke de porphyre à syénite. Le porphyre à l'ouest est à 45 pieds, mesurés le long de la faille, de l'endroit où il rencontre la faille à l'est, correspondant à un déplacement de 25 pieds droit au sud.

D'autres failles, laissant supposer des déplacements de 1 à 10 pieds, furent rencontrées dans la galerie 1114, au premier niveau, à environ 10 pieds à l'est du dyke de diabase récente; dans la galerie 1131, à 14 pieds au sud de la recette de mine 328; dans la même galerie, près de la recette 316; à la jonction des galeries 1313 et 1338, troisième niveau, et à d'autres endroits.

La plus grande faille dans les chantiers suit la galerie 1318, troisième niveau, à environ 500 pieds à l'est du puits n° 3. Elle s'oriente à peu près nord 10° ouest et plonge de 40° à 50° est. Elle recoupe au hasard les laves et la diorite quartzifère, et a broyé et rendu schisteuse une zone de 4 à 10 pieds de large. Les stries se dirigent en droite ligne suivant le pendage, à angle droit sur l'allure. La faille, probablement inverse, a été retracée sur une distance de plus de 600 pieds, mais la direction du déplacement n'a pas été déterminée.

Une faille très horizontale se présente au premier niveau à environ 140 pieds au nord du puits n° 2. Elle se dirige nord 75° est et plonge sous un angle de 20° à 35° sud. Sur le côté de la galerie au nord de la recette 182, là où cette faille est visible dans une coupe, des fragments en coins

indiquent que le côté supérieur fut renversé sur le côté inférieur. Les stries de faille suivent le pendage, indiquant qu'il n'y a pas eu de déplacement latéral, et les stries confirment la conclusion que le mouvement fut inverse.

La plupart des failles sont évidemment plus récentes que la diorite quartzifère et quelques-unes au moins sont plus récentes que le porphyre à syénite. Leur rapport avec le gabbro récent n'est pas complètement connu. Dans la mine, on n'a encore trouvé aucune grande faille recoupant et déplaçant le gabbro récent, bien que de telles failles existent probablement ailleurs (page 106). De petites failles qui sillonnent la roche encaissante en plusieurs points rencontrent le dyke de gabbro récent visible dans les chantiers. Ces petites failles sont manifestement plus récentes que le dyke, vu qu'elles sont déjetées là où elles le rencontrent et se dirigent le long de ses bords, en les broyant légèrement par endroits.

Néanmoins, bien que la dislocation paraisse en général être le dernier événement dont il y a trace dans ce voisinage, il existe certain indice de la présence de failles plus anciennes. A deux endroits dans la mine Horne, près des massifs minéralisés "H" et "J" (voir descriptions), des filonnets non fissurés de pyrite se présentent dans les zones brisées par des failles, ce qui implique que la dislocation s'est produite avant l'injection de la pyrite. Comme les amas de pyrite-pyrrhotine furent formés entre l'injection des diorites quartzifères et des porphyres à syénite, ces failles semblent être plus anciennes que celles observées dans la mine. Il faut, cependant, s'attendre à l'existence de ces failles plus anciennes parce que les efforts intenses du plissement par entraînement ont très probablement engendré une certaine dislocation.

AMAS DE MINERAI

Les amas de minerai de la mine Horne sont lenticulaires et à contours assez irréguliers. Il faudra attendre que l'extraction soit terminée pour en connaître la forme exacte, mais les travaux déjà effectués suffisent à indiquer qu'elle en est très irrégulière. La direction générale des amas est nord-est mais le pendage est à pic vers le sud-est; l'amas "F", cependant, s'oriente presque droit au nord. Quelques-uns ont été désignés par des lettres de l'alphabet, mais plusieurs autres ne l'ont pas encore été.

Amas de minerai "H". Le plus gros massif de sulfures connu est désigné par "H". Au premier niveau la largeur est approximativement de 150 pieds. Il s'oriente nord 60° est, et plonge sous un angle de 80° sud-est. A la surface, son bord sud-est passe à environ 150 pieds au nord-ouest du puits n° 3 et il est interrompu par plusieurs gros dykes de diorite quartzifère. A la surface et au premier niveau, il se compose presque entièrement de pyrite et de pyrrhotine mais renferme un peu de chalcopyrite. La moyenne des essais au premier niveau, tel que mentionné au rapport des actionnaires de la Noranda pour l'année 1928, a de 0.46 pour cent de cuivre et $1.45 d'or à la tonne. Au troisième niveau certaines parties du massif sont assez riches en cuivre et en or pour constituer du minerai. Depuis l'étude géologique de la propriété en 1927, le puits n° 3 a été approfondi et on a constaté qu'il passait dans l'amas " H ", un peu au-dessus du niveau de

975 pieds. A cette profondeur on a rencontré un minerai de cuivre aurifère de haute teneur. Les travaux de développement au cours de 1928, d'après le rapport du président à la réunion annuelle, le 30 mars 1929, indiquent que la partie hautement minéralisée du massif s'étend du niveau de 600 pieds à une profondeur d'au moins 1,300 pieds.

La limite méridionale de l'amas "H" au premier niveau est une assez grande faille, marquée par une matière fracturée et cisaillée d'environ un pied d'épaisseur. Cette faille s'oriente nord 55° est et plonge sous un angle de 70 à 85° au nord-ouest. D'après divers témoignages, cette faille semble être plus ancienne que l'amas de sulfures; sur une distance d'environ 60 pieds elle constitue visiblement l'éponte du massif et la matière fracturée et cisaillée de la faille renferme de petits amas lenticulaires de sulfures intacts, indiquant que ceux-ci se sont introduits après la fin du mouvement. Dans la galerie au nord-ouest de la recette 68, une langue triangulaire de sulfure de 3½ pouces de longueur sur 1 pouce d'épaisseur à sa base, s'avance à angle droit avec le principal amas de sulfures dans la zone fracturée, un trait caractéristique qui n'aurait pu persister si l'amas de sulfure s'était formé avant la dislocation.

Amas de minerai "F". Ce massif forme un gros amas de sulfures s'orientant nord et plongeant à pic vers l'est. Le puits n° 2 y fut foncé à une profondeur de 100 pieds, et les galeries à ce niveau révélèrent que sa longueur est d'environ 175 pieds et sa largeur maximum de 50 pieds. Le minerai consiste surtout en pyrite et pyrrhotine, avec un peu de chalcopyrite, renfermant des teneurs en or atteignant environ $8 par tonne.

L'amas "F" est en contact à son extrémité septentrionale avec une rhyolite massive, mais juste au contact, il y a quelques pouces de brèche rhyolitique, dont la présence porte à croire que les sulfures ont remplacé une brèche presque à son contact avec la rhyolite massive. A l'extrémité méridionale, la limite du minerai au premier niveau est un dyke de diorite quartzifère de 5 à 6 pieds d'épaisseur qui, près du toit de la galerie, plonge vers le nord sous un angle d'environ 10°, puis converge brusquement vers le bas sous un angle de 45° et disparaît dans le fond de la galerie. Les sulfures reposent directement sur le dyke, comme sur un plancher, et le dyke lui-même est recoupé de multiples fissures remplies de pyrite, dont quelques-unes ont plusieurs pouces de largeur.

Les épontes des veinules de pyrite sont légèrement altérées. Entre les veinules étroitement espacées, de même sur les côtés de celles-ci prises isolément, la diorite quartzifère est transformée en une roche verdâtre qui, au microscope, paraît se composer de quartz et d'épidote en proportion presque égale, avec de longues aiguilles de hornblende. On rencontre la même altération en divers endroits de la mine, près des contacts de la diorite quartzifère et des sulfures.

Sur le côté oriental l'amas est bordé de la même façon, au premier niveau, par un dyke de diorite de quelques pouces de largeur seulement. Il s'oriente nord 27° ouest et plonge sous un angle de 55° est. Les sulfures massifs se terminent brusquement à cet étroit dyke sur l'autre côté duquel se trouve une dacite normale.

Les faits esquissés dans les paragraphes précédents démontrent positivement que les sulfures de fer sont plus récents que les dykes de diorite quartzifère, parce que des filonnets de sulfures entrecoupent et altèrent les dykes. Il est aussi évident que la matière filonienne a fortement résisté au remplacement, parce qu'il s'est produit peu de véritable remplacement, même là où le sulfure massif est en contact avec la diorite qu'il traverse en nombreux filonnets.

Deux veines, chacune de 3 ou 4 pouces de largeur, recoupent les sulfures massifs de fer de l'amas "F" à environ 75 pieds au sud du puits n° 2. Elles se composent surtout de quartz et de carbonate, probablement de fer, avec de la chalcopyrite, de la sphalérite et une substance noirâtre non-déterminée. Des spécimens essayés en vue de l'or ne donnèrent aucune teneur.

Amas de minerai "J". Au premier niveau, à environ 75 pieds au nord-ouest de l'extrémité septentrionale de l'amas "F", la galerie 2115 coupe un massif de minerai de zinc désigné par "J". On a effectué très peu de travaux, si ce n'est le percement de galeries transversales. On l'a aussi exploré par quelques trous de sonde. L'amas, large d'environ 25 pieds en direction de la galerie, se compose principalement de pyrite et de sphalérite; la blende est plus récente que la pyrite et la remplace. Il n'est pas borné de sulfure compact comme dans le cas de beaucoup d'autres, mais renferme une quantité appréciable de roche encaissante, et à la roche de fond de chaque côté par une diminution graduelle de la quantité de sulfure. A l'examen on a constaté que le minerai a remplacé la roche encaissante qui est une brèche de dacite.

L'amas "J" est sous-jacent à une faille horizontale (page 209), s'orientant nord 75° est et plongeant sous un angle de 20° à 35° sud. La conformation géologique à cet endroit démontre que la dislocation a commencé au moins avant la formation des sulfures. A environ 30 pieds au nord de la recette 182, de petites veinules de pyrite dont l'une est un peu plus épaisse qu'un cheveu, traverse la salbande de la faille. A trois endroits à l'ouest de la recette 182, la faille est suivie parallèlement à l'allure et au pendage de bandes de roches lourdement pyritisées dans une roche moins minéralisée. Ces deux indications démontrent que la fissuration s'est produite avant la précipitation des sulfures. Si la pyrite des veinules dans la salbande est du même âge que la pyrite dans la roche, il est évident que la minéralisation s'est injectée avant la fin du mouvement des failles, car autrement les veinules seraient écrasées. Toutefois, on n'a rencontré ces veinules qu'en un seul endroit; la pyrite peut facilement avoir été prise en solution et précipitée de nouveau pour former ces veinules, de sorte qu'il est permis de conclure que la faille a commencé à s'ouvrir avant l'injection des sulfures.

Amas "Crusher" et autres. Quatre imprégnations variant de la rhyolite fortement tachetée de pyrite et de chalcopyrite à des concentrations de sulfures, se présentent entre 300 et 600 pieds au sud du puits n° 2. Trois de celles-ci se trouvent directement en direction du massif "H", chacune au contact inférieur d'un dyke de diorite quartzifère. La plus au nord, à

350 pieds au sud et 100 pieds à l'est du puits n° 2, est bornée de pyrrhotine et de pyrite massives avec très peu de chalcopyrite. Elle est épaisse de plusieurs pieds et sous-jacente à un petit amas de diorite quartzifère qui plonge au nord sous un faible angle. La deuxième est à environ 100 pieds au sud de la première et possède un caractère et des rapports semblables, mais l'imprégnation est moins complète. La troisième se présente à environ 75 pieds plus loin au sud et se compose d'une brèche rhyolitique chargée de pyrite et de chalcopyrite. L'imprégnation se trouve en dessous d'un dyke de diorite quartzifère d'environ 5 pieds d'épaisseur, s'orientant nord 70° ouest et plongeant au nord sous un faible angle; mais il existe aussi une certaine imprégnation au-dessus du dyke. La quantité de chalcopyrite dans cet amas est suffisante pour constituer un assez bon minerai. On a mis à jour ce massif en nivelant la surface pour la construction d'un réservoir d'eau. Le forage en vue de déterminer son prolongement vers le bas amena la découverte de ce qui semble être un massif assez distinct, à environ 200 pieds à l'ouest. Celui-ci, dénommé "Crusher", se trouve juste au nord du premier concasseur, n'affleure pas à la surface, en autant qu'on le sache, et gît en dessous d'un gros dyke de diorite quartzifère s'orientant droit au nord à cet endroit, et plongeant à l'est sous un angle d'environ 35°. Ce massif a été assez parfaitement délinéé par des forages pour indiquer qu'il est considérable et de bonne qualité, mais aucun autre travail de développement n'y a encore été entrepris.

Le fait que trois de ces amas de sulfures sont en direction de l'amas "H" porte à croire qu'ils forment peut-être avec l'amas "H" une seule zone fracturée, dans laquelle ont circulé les solutions chargées de sulfures. Le fait que les quatre gisent en dessous de dykes de diorite quartzifère laisse présumer que les dykes peuvent avoir endigué et influencé dans une certaine mesure l'injection des solutions à teneur de sulfures.

Amas "A-D". L'amas "A" fut le premier dépôt de haute teneur mis à jour sur la propriété. Le puits d'exploration (n° 1) foncé sur ce massif, traversa le minerai de la surface presque jusqu'au premier niveau, où il coupe la base de l'amas lenticulaire. L'exploration au premier niveau a entraîné la découverte, à quelque 200 pieds au nord-est du puits, de ce qu'on a appelé l'amas "D", mais plus tard on a découvert que les dépôts "A" et "D" n'étaient que des parties d'un seul amas continu dont le mur, près du puits, n'est qu'à 8 pieds au-dessus du toit du niveau. Au nord-est et au sud-ouest du puits, l'amas plonge en dessous du premier niveau; sa profondeur au nord-est n'avait pas été établie lors de l'examen géologique, mais au sud-ouest on s'était rendu compte qu'il s'étendait presque jusqu'au deuxième niveau. La forme de l'amas est celle d'un "U" renversé. La roche qui forme le sous-sol de l'amas sous les branches de l'U renversé, est un produit d'altération talqueux, très tendre, de brèche rhyolitique (page 203). On ignore si la roche talqueuse s'est formée en même temps que le minerai, ou si elle l'a précédé et a résisté au remplacement, forçant ainsi l'amas à prendre sa forme actuelle; mais la seconde hypothèse semble plus probable, vu qu'une matière talqueuse similaire ne se trouve qu'en un seul autre endroit.

L'amas "A-D", au premier niveau, est intercalé entre deux dykes de diorite quartzifère, séparés d'environ 40 pieds en moyenne, mais les variations dans la direction et le pendage des dykes ont provoqué des changements correspondants dans leur espacement. Ils s'orientent nord 40° est et plongent au sud-est sous des angles variant de 50° à la verticale. Leur pendage est probablement le même que celui des dykes. En plusieurs points le minerai repose directement sur la diorite quartzifère, dans d'autres une partie de la roche encaissante non-remplacée les sépare et se compose d'une brèche de dacite assez chloritisée.

Au nord-est, l'amas "D" et les dykes entre lesquels il se trouve, sont traversés par le dyke nord-sud de gabbro récent. Sur le côté est de ce dyke un petit amas minéralisé d'environ 25 pieds de longueur sur 10 pieds de largeur gît en direction de l'amas "D" coupé par l'intrusion dont il constitue probablement l'extrémité. Le petit amas à l'est est complètement entouré de diorite quartzifère. Les deux dykes de diorite quartzifère semblent se réunir en ce point.

La plupart du minerai se termine brusquement sur le bord refroidi du dyke de gabbro récent et il n'existe aucun remplacement visible de la matière hypabyssale par le minerai. Le bord figé est légèrement fracturé par une petite faille, et à un endroit dans le toit de la galerie, une langue triangulaire de chalcopyrite d'environ 6 pouces de longueur et de 1 pouce d'épaisseur à la base s'avance à angle droit de l'amas de sulfure dans le gabbro. La chalcopyrite s'est déposée après l'intrusion du dyke, ou il doit y avoir eu une certaine répartition de la chalcopyrite après que le dyke se fût formé.

L'extrémité sud-ouest de l'amas "A" n'a pas encore été révélée, mais l'agencement général des roches laisse fortement supposer que les deux dykes de diorite quartzifère entre lesquels il se trouve, se rejoignent et le recoupent.

Les teneurs en cuivre sont très élevées dans l'amas " A-D " et l'or atteint en moyenne $5 par tonne. Par endroits, surtout à l'extrémité nord-est, près du gabbro récent, le minerai se compose de chalcopyrite presque pure. La principale impureté consiste en débris non-remplacés de la pyrite et de la pyrrhotine originelles, que l'on rencontre sous forme de nombreux nodules irréguliers et de petites concentrations. La quantité de pyrite est faible et la pyrrhotine constitue la plupart du sulfure plus ancien.

Amas de minerai " B ". Cet amas se trouve juste à l'ouest du massif "A". Il en est si rapproché qu'il n'y a pas plus de 25 pieds de distance entre eux au premier niveau. Les relations visibles dans les galeries font présumer que les deux amas sont séparés par un dyke de diorite quartzifère, mais il se peut que le minerai ait passé à travers le dyke et établi un certain rapport entre les deux dépôts. L'amas "B" est une épaisse lentille, d'environ 110 pieds de longueur sur au moins 50 pieds de largeur au premier niveau. Il s'oriente à peu près nord 35° est, soit presque parallèlement à l'amas " A-D " et plonge à pic vers le sud-est. Au deuxième niveau une lentille de minerai dans la galerie 1213 était autrefois considérée comme le prolongement vers le bas de l'amas " B ". Cette lentille mesure 50 pieds

de long sur 18 pieds de large et son centre est situé tout près de 40 pieds au sud-est du centre du massif "B" au premier niveau. Des renseignements reçus récemment de M. H.-L. Roscoe, sous-directeur, et de H.-M. Butterfield, géologue des mines, permettent de dire qu'il n'y a aucun rapport entre les deux. Les amas dans ce voisinage sont cependant si irréguliers qu'il est probable que leurs rapports ne pourront définitivement être établis tant que l'abatage en gradins ne sera pas plus avancé.

L'amas "B", de même que "A-D", est complètement entouré de diorite quartzifère. Presque tous les endroits où on a rencontré quelques vestiges de laves remplacées se trouvent au premier niveau aux extrémités nord-est et sud-ouest de l'amas de sulfure. Ceux-ci, comme ailleurs, se composent d'une brèche de dacite. Le minerai est un sulfure massif, en tous points semblable à celui de l'amas "A-D", sauf qu'il renferme une proportion plus grande de pyrrhotine qui réduit sa teneur en cuivre. C'est néanmoins un minerai de cuivre très riche, et les teneurs en or, atteignant une moyenne d'environ $8, sont beaucoup plus élevées que dans le massif voisin.

Amas de minerai "K-K_1". Au deuxième niveau, à environ 175 pieds au nord-est du massif "B" et en direction, se présente un amas minéralisé auquel on n'a encore donné aucun nom. C'est une lentille d'environ 75 pieds de longueur sur 25 pieds de largeur. Au troisième niveau le prolongement probable de cet amas est presque à 100 pieds est-nord-est de sa position au deuxième niveau, et il est en contact avec le dyke nord-sud de gabbro récent. Sur l'autre côté du dyke, directement vis-à-vis, se trouve un dépôt de minerai identique qu'on a appelé amas "K". Il semble n'y avoir aucune raison de douter que cet amas et celui de sulfure sur le côté occidental du dyke étaient jadis un seul et même dépôt, et qu'ils ont été séparés par l'intrusion du dyke. On considèrera par conséquent dans le présent rapport, la partie à l'ouest du dyke même l'amas "K_1".

Les relations stratigraphiques de l'amas "K_1", au deuxième et au troisième niveau, portent à croire qu'il s'oriente à peu près nord 40° est, plonge au sud-est sous un angle de 64° et s'incline au nord-est sous un angle d'environ 56°. Le pendage ainsi calculé correspond assez exactement au pendage des contacts sur les deuxième et troisième niveaux. Si ce pendage était projeté vers le haut jusqu'au premier niveau, la position ainsi déterminée serait occupée par un amas de pyrite et de pyrrhotine de quelque 30 pieds de largeur. Cet amas fut traversé par un trou de forage dirigé au nord-ouest de la galerie 1110, et ce qui est probablement l'extrémité sud-ouest du même amas est coupé par la galerie 1112.

Ces données suggèrent les conclusions suivantes: que l'amas "K_1" s'oriente au nord-est et plonge au sud-est sous un angle d'environ 64°, et s'incline fortement vers le nord-est, et que les parties supérieures renferment un peu de cuivre, mais que le remplacement des autres sulfures par la chalcopyrite augmente en profondeur et forme un riche minerai.

L'amas "K_1", au deuxième niveau, passe dans une brèche de dacite à l'extrémité nord-est et présente les indices ordinaires de formation par le remplacement de la dacite. Comme l'amas "A-D", il est enfermé entre des dykes de diorite.

Au deuxième niveau, une faille se dirige au nord-est et plonge brusquement au sud-est; par endroits, elle forme l'éponte nord-ouest du massif de minerai. A l'extrémité nord-est du massif, le minerai se termine dans la faille, sous forme de longs et étroits filonnets dans la cannelure. Le minerai lui-même n'est ni fissuré ni broyé, ce qui indique qu'en toute probabilité il est plus récent que la faille.

On a constaté une première indication à cet effet, près de la recette 349. Dans le toit de la galerie à cet endroit, un fragment de schiste d'environ 2 pieds de longueur sur 3 ou 4 pouces de largeur, est complètement entouré de chalcopyrite. Le sulfure n'est ni fissuré ni fracturé. A l'extrémité du massif, à quelques pieds au nord-est, les roches encaissantes ne sont pas schisteuses sauf le long des cannelures, où le schiste s'est formé par les mouvements de la faille. La présence du fragment de schiste dans la chalcopyrite massive indique sans doute que la dislocation s'est produite avant que le sulfure se fût introduit, et que la chalcopyrite a rempli la zone faillée et y a remplacé la majeure partie de la roche.

Au troisième niveau un dyke de porphyre à syénite (page 204), traverse l'extrémité occidentale de l'amas "K_1"; il est recoupé par des veines de chalcopyrite. Une veine d'environ 2 pieds d'épaisseur traverse complètement le dyke à 45° de la direction et une autre d'environ 8 pouces d'épaisseur le pénètre et persiste parallèlement à l'allure. Le porphyre près des veines de sulfure est beaucoup plus foncé que le porphyre normal. Une plaque mince de la matière plus foncée a révélé la présence d'un certain nombre de filets de quartz flanqués de larges bordures de chlorite et de mica incolore, tandis qu'en retrait de ces filets le feldspath de la roche est remplacé dans une large mesure par du mica incolore ou du talc et par un peu d'épidote. Les rapports entre le minerai et le porphyre à syénite sont donc identiques à ceux observés à la mine Aldermac.

Là où le minerai est au contact du dyke de gabbro récent les rapports sont les mêmes que ceux décrits au premier niveau à propos de l'amas "D". En maints endroits des filets, toujours composés de chalcopyrite pure, se dirigent sur de faibles distances dans le bord refroidi du dyke. Le plus gros mesure de 1 à 2 pieds de longueur sur 3 ou 4 pouces d'épaisseur à la base. Il entre dans le dyke à angle droit sur le contact sur une distance de 4 ou 5 pouces, puis converge et suit parallèlement le contact.

Amas de minerai sans désignation. Dans les galeries 1314 et 1317, au troisième niveau, se présente un amas de sulfures de quelque 90 pieds de longueur sur 20 pieds de largeur. Une cheminée pratiquée dans cet amas en suivant le sulfure, a pénétré au second niveau dans la galerie 1219, où il existe un amas de sulfures assez médiocre d'environ 50 pieds de long sur 25 pieds de large. Le centre de cet amas se trouve à environ 75 pieds au nord-ouest de celui de l'amas dans les galeries 1213 et 1214, déjà décrites (page 213). Son pendage, entre le deuxième et le troisième niveau, est d'environ 85° au sud-est. Au deuxième niveau, les sulfures se composent surtout de pyrite et de pyrrhotine, avec un peu de chalcopyrite; au troisième niveau la teneur en cuivre est beaucoup plus élevée. Ce massif se trouve donc dans les mêmes conditions que celles des amas "H" et "K_1", à savoir pauvre au sommet mais d'une teneur plus riche en profondeur.

Comme les autres dépôts décrits, cet amas au deuxième et au troisième niveau, se trouve entre les dykes de diorite, qui déterminent sans doute son pendage et son étendue.

Amas de minerai " C." Au premier niveau, le massif " C " est un dépôt de sulfure d'environ 210 pieds de longueur, avec une largeur maximum d'environ 50 pieds. Il se trouve à environ 100 pieds au sud-est de l'amas " A," s'oriente nord 55° à 60° est, plonge sous un angle d'à peu près 60° au sud-est et s'incline fortement vers le nord-est. Au deuxième niveau l'amas de minerai est recoupé par le dyke nord-sud de gabbro récent. Sur le côté occidental du dyke l'amas de sulfure est long d'environ 175 pieds et large de plus de 40 pieds là où le dyke le recoupe. Sur le côté oriental du dyke il n'y a qu'un petit massif de minerai s'étendant sur à peu près 40 pieds le long du dyke ou 10 ou 12 pieds au nord-est. Au troisième niveau le dépôt est beaucoup plus gros, et il est de nouveau recoupé par le dyke. Sur le côté occidental du dyke la largeur totale des sulfures est d'environ 110 pieds, et une galerie a été percée sur une longueur d'à peu près 100 pieds à l'ouest dans les sulfures, sans atteindre le bord du massif. Sur le côté oriental du dyke la largeur sur le contact est d'à peu près 110 pieds et le massif s'étend sur environ 125 pieds au nord-est.

A son extrémité, l'amas " C " passe graduellement à de la dacite minéralisée où une brèche rhyolitique, démontrant que les sulfures ont remplacé cette roche. Sur le côté nord-ouest, au premier niveau, les sulfures sont aussi bordés par la brèche et le contact n'est pas bien en vue. Le côté sud-est, cependant, présente un rapport bien défini avec la rhyolite vitreuse dure. Au deuxième et au troisième niveau, le côté nord-ouest est nettement bordé par de la rhyolite vitreuse et la limite sud-est est un dyke de gabbro récent s'orientant nord 65° est. Ces relations indiquent que les laves massives, de même que les dykes de diorite quartzifère n'ont pas été facilement remplacés et pour cette raison tendent à entourer les massifs de minerai.

Dans la galerie 1336, au troisième niveau, à l'est du dyke nord-sud de gabbro récent, deux dykes, chacun de 4 à 6 pieds d'épaisseur, traversent l'amas "C". L'un de diorite quartzifère, s'oriente au nord-est; l'autre de gabbro récent, se dirige à l'est, et les deux recoupent, à environ 40 pieds à l'est, le gros dyke de gabbro récent, de sorte que l'étendue triangulaire de sulfures est enfermée entre les trois dykes. Le sulfure dans le triangle se compose de pyrite et de pyrrhotine médiocres, tandis que celui en dehors est de bonne teneur, renfermant de 6 à 10 pour cent de cuivre.

La succession des phénomènes qui ont déterminé cet agencement est évidente. Les conditions observées ailleurs et déjà mentionnées révèlent que la pyrite et la pyrrhotine sont plus récentes que la diorite quartzifère et plus anciennes que le gabbro récent, et que la chalcopyrite est plus récente que le gabbro récent. A l'origine, il y avait donc à cet endroit un amas de brèche envahi par le dyke de diorite quartzifère qui s'oriente au nord-est. La brèche sur les deux côtés du dyke fut alors remplacée par de la pyrite et de la pyrrhotine pour former l'amas primitif de sulfures "C", mais le dyke lui-même ne fut pas affecté. Vint ensuite l'intrusion du gabbro récent, divisant l'amas de sulfure en deux parties, et recoupant le triangle de sulfures. Cette intrusion fut, à son tour, suivie de l'injection

des solutions chargées de cuivre, qui attaquèrent l'amas de pyrite et de pyrrhotine et le remplacèrent pour former le minerai de cuivre. Le triangle de sulfures fut, cependant, protégé par les dykes qui l'environnaient, de sorte que les solutions chargées de cuivre ne purent l'atteindre et le remplacer.

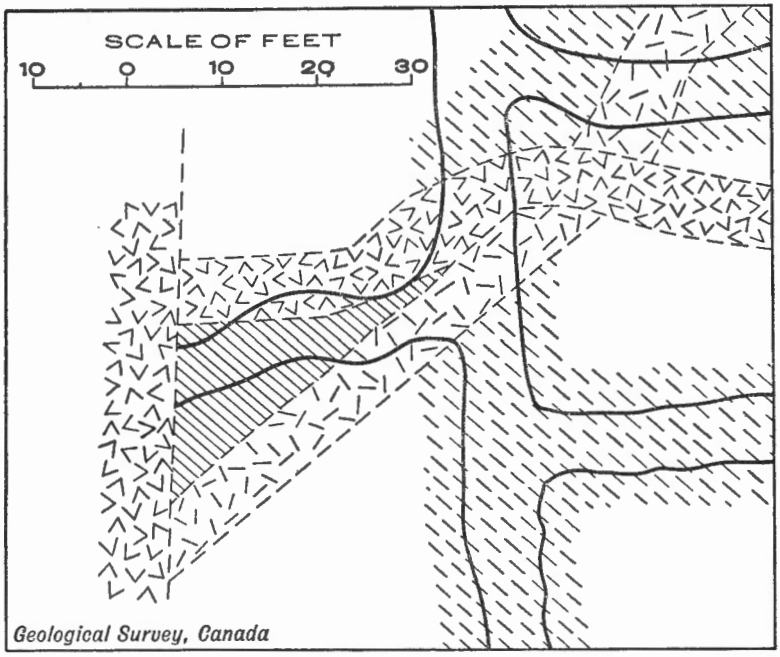


Figure 15. Esquisse des rapports dans la galerie "1336", mine Horne, présentant l'arc triangulaire de sulfures de fer (lignes obliques), entouré de dykes de gabbro récent (angles), et de gabbro ancien (traits irréguliers), en dehors desquels s'est produit le remplacement par les sulfures de cuivre et de fer (lignes obliques brisées).

Amas de minerai "E". Cet amas est à environ 250 pieds à l'est-nord-est du massif "C" et, entre eux, à la surface et au premier niveau, se trouve le dyke nord-sud de gabbro récent. Il n'existe aucune indication que l'intrusion de ce dyke ait été accompagnée d'un grand mouvement nord-sud de l'une ou de l'autre éponte. Les amas "C" et "E" ont une direction tellement identique qu'on peut supposer qu'ils sont situés sur une même ligne de fissuration ou de fléchissement, qui fut plus tard déplacée par l'ouverture de la large fissure du dyke.

Au premier niveau, l'amas "E" possède une longueur d'environ 200 pieds et une largeur de 50 pieds, et s'oriente nord 60° est. Il semble maintenir à peu près cette dimension de la surface au premier niveau. Sur cette distance il plonge très abruptement vers le sud-est, presque verticalement et il n'a aucune inclinaison qui puisse être déterminée. Au deuxième niveau sa longueur est réduite à 175 pieds et sa largeur à environ 15 pieds; il gît

presque directement en dessous, mais un peu au sud-ouest de l'amas du premier niveau. A environ 25 pieds au sud-est de l'extrémité nord-est, un petit amas d'environ 25 pieds de long sur 10 pieds de large, est séparé de l'amas "E" par un dépôt cunéiforme de rhyolite massive. Il est très probable que le dépôt de rhyolite est cunéiforme vers le haut et latéralement, de sorte que le petit amas est une "racine" s'étendant vers le bas du principal amas "D" situé au-dessus. Au troisième niveau l'amas "E" consiste en une petite concentration de minerai de 6 ou 8 pieds de diamètre. Elle se trouve à environ 25 pieds au sud-est du petit amas au deuxième niveau et si les deux sont reliés, l'amas a un pendage de 77° au sud-est, correspondant à peu près à la déclivité très prononcée vers le sud-est de l'amas "E" et aux pendages observés au deuxième niveau.

Contrairement à la plupart des autres, l'amas "E" n'est bordé de diorite quartzifère sur aucun niveau, mais il est entouré d'une roche siliceuse gris clair, que l'on suppose être du tuf silicifié (page 202). Ce dépôt s'est formé en remplaçant cette roche, comme l'indique la présence en son sein de nombreux fragments de la roche à toutes les phases de remplacement.

Sur une distance de 100 pieds ou davantage à l'ouest de l'amas de minerai, au premier niveau, cette roche est traversée par un réseau de veinules de pyrite et de chalcopyrite, suffisamment minéralisées pour constituer un minerai pauvre renfermant de 1 à 2 pour cent de cuivre et de $1 à $2 d'or à la tonne. Cette substance est employée comme fondant à l'atelier de traitement. Près de l'amas de minerai les veinules sont bordées de matière noirâtre irrégulière, composée de chlorite, d'épidote et de talc remplaçant les premiers éléments de la roche. Plus loin, les bords font défaut, et la pyrite et la chalcopyrite forment des veinules minéralisées bien développées.

Un trait caractéristique intéressant de l'amas "E" est l'absence presque totale de pyrrhotine, tandis qu'elle s'y trouve en grande quantité dans les autres dépôts. Le premier sulfure de l'amas était de la pyrite, qui a été remplacée par la chalcopyrite pour former le minerai.

Autres amas de minerai. En outre des dépôts déjà mentionnés, il existe un certain nombre d'amas minéralisés ou de sulfures stériles sur lesquels peu ou point de travaux ont été faits jusqu'ici. L'un d'eux, l'amas "Sewer", se trouve à environ 500 pieds à l'ouest du puits n° 1. C'est un dépôt de minerai de cuivre de haute teneur, d'environ 70 pieds de longueur sur 40 pieds de largeur à la surface. Il fut découvert en septembre 1927 alors qu'on creusait une tranchée pour les conduites d'eau et les tuyaux d'égout. Un deuxième amas d'environ 200 pieds de longueur sur 40 à 50 pieds de largeur, fut découvert au printemps de 1927 à environ 225 pieds est-nord-est du puits n° 2 en enlevant du gravier à la surface pour le bétonnage. Ce massif atteint une moyenne de $22 d'or par tonne et de 2 pour cent de cuivre. Contrairement à la plupart des amas découverts jusqu'ici, il s'oriente à peu près nord 75° ouest, presque parallèlement à la direction des laves et des dykes de diorite quartzifère dans cette partie de la région. Le dépôt forme l'extrémité nord-ouest d'un gros amas de pyrrhotine autrement stérile.

Au nord, au moins deux gros amas de pyrite massive ont été découverts au moyen de tranchées, mais aucun autre travail n'y a été effectué. L'un de 35 à 40 pieds de largeur, se trouve près de l'angle nord-ouest du bloc 15; on l'a suivi sur une distance de plus de 200 pieds dans une direction nord 30° est. L'autre, de grande dimension, a été mis à jour dans une tranchée à 400 pieds au sud et à 500 pieds à l'est de l'angle nord-ouest.

Ordre de succession des minéraux métallifères. L'étude de lames minces et de plaques polies du minerai provenant des divers amas de sulfure indique que l'ordre de succession des minéraux métallifères est le même que celui déjà donné pour la mine Aldermac. Le premier minéral à se former fut la pyrite, accompagnée ou suivie peu après d'une petite quantité de magnétite. La pyrrhotine se forma ensuite, tendant à remplacer la pyrite et la magnétite. La sphalérite, là où il s'en trouve, remplace la pyrite et la pyrrhotine, et le dernier minéral à se développer fut la chalcopyrite, remplaçant tous les minéraux plus anciens.

RÉSUMÉ

Les faits exposés en détail dans les pages précédentes peuvent être résumés brièvement comme suit:

Les roches sur la propriété Horne se composent de rhyolite et de laves dacitiques, de brèches et de tufs envahis par des dykes de diorite quartzifère, de porphyre à syénite et de gabbro récent.

Les laves ont été plissées par entraînement sur une largeur d'environ 1,900 pieds, de sorte qu'en dehors des limites de plissement, la direction générale est à peu près est-ouest, et à leur intérieur, elle est nord-nord-ouest, entre le creek Horne et une ligne est-ouest tirée de 100 à 150 pieds au nord du puits n° 3 et au nord-est entre cette ligne et une autre tracée à peu près de 200 à 300 pieds au sud du puits n° 1.

Le bord septentrional du plissement est une grande faille s'orientant nord 77° est. De petites failles, probablement auxiliaires, se présentent partout dans la mine, et se dirigent en majeure partie entre nord et nord-est. Elles semblent être toutes du même type, des failles de gauche, les flancs ouest ou nord-ouest étant déplacés vers le sud ou le sud-ouest. La direction du déplacement de la faille principale n'a pas été exactement déterminée, mais si toutes les failles sont apparentées, comme cela semble vraisemblable, elle est probablement aussi une faille de gauche, i.e. une faille dont le côté nord s'est déplacé vers l'ouest.

Les failles dans la mine appartiennent à des âges différents, ou bien des déplacements se sont produits en direction à plus d'une époque. Quelques-unes recoupent les dykes de porphyre à syénite et de gabbro récent, et pour cette raison doivent être plus récentes que la pyrite et la pyrrhotine, qui se sont déposées avant la formation des dykes. D'autres failles doivent être plus anciennes que le dépôt de pyrite et de pyrrhotine, puisque des veinules et des projections de ces minéraux, intacts et non-broyés, se retrouvent dans les zones de fractures.

Les nombreux dykes de diorite quartzifère se divisent et se réunissent d'une façon très complexe, en direction de l'allure et du pendage. D'une façon générale la direction des dykes est parallèle à la stratification des

laves, soit nord-nord-ouest au nord du puits n° 3, et nord-est au sud. Leur pendage s'oriente vers l'est, atteignant en moyenne de 40° à 50°, mais il n'est pas uniforme, variant de presque vertical dans un à presque horizontal dans un autre. Ce plongement onduleux semble caractéristique des dykes de diorite quartzifère.

Les dépôts de sulfures remplacent les couches de brèches ou de tufs, d'ordinaire des brèches dacitiques plus chloriteuses. On peut observer des traces de remplacement aux bords des massifs, là où les grains de sulfure, généralement de la pyrite, se présentent dans la roche encaissante et deviennent de plus en plus nombreux jusqu'à ce que le tout forme un amas de sulfure massif renfermant quelques fragments non-remplacés de la roche primitive. Les laves massives et les diverses roches hypabyssales n'ont pas été facilement remplacées et tendent à former les épontes des amas de minerai. Cela est particulièrement vrai des dykes de diorite quartzifère qui, en maints endroits, forment soit le toit, soit le mur, ou les deux à la fois des massifs de minerai. Ils ont probablement agi comme digues, entravant ou dirigeant l'injection des solutions métallifères.

La direction générale des dépôts de sulfures est nord-est, et entièrement indépendante de la stratification. Ce fait est plus facile à observer vers l'extrémité nord-est de l'amas " H " dont la direction vers le nord-est est presque à angle droit par rapport à la stratification, ainsi que dans l'amas de pyrite stérile à l'angle nord-est du bloc 15, dont l'allure vers le nord-est est également presque à angle droit à la stratification. Cette divergence entre la stratification et la direction indique que la précipitation fut d'abord déterminée par un agent autre que la stratification; or, comme la direction vers le nord-est est l'allure générale des dislocations et des efforts, il semble logique de conclure que les sulfures se sont probablement déposés par suite des dislocations et fissurations. Cette hypothèse est confirmée dans une certaine mesure par le fait que les amas de sulfures sont plus récents que les failles, et que quelques-uns se sont injectés dans les zones disloquées.

Un autre agent, moins décisif que le premier, ayant influencé la direction des amas minéralisés, est l'allure de la stratification. Comme les sulfures remplacent facilement les brèches et les tufs, ainsi que les autres roches avec ou sans difficulté, on pourrait s'attendre que des amas de sulfures formés le long de zones de fissuration s'orientant vers le nord-est, suivraient la stratification partout où des couches facilement remplaçables traversent les zones de fissuration et s'étendraient peut-être latéralement sur des distances considérables. Actuellement il existe peu de traces de tels prolongements latéraux, et presque tout le développement a été exécuté autour des puits n°s 1 et 3, où la stratification et les failles s'orientent au nord-est. L'amas de sulfures, décrit à la page 218, à l'est du puits n° 2 se dirige nord 75° ouest, et pour cette raison semble être un exemple, vu qu'il est presque parallèle à la stratification. Il est probable aussi que l'amas " Crusher " en sera un autre. Certains autres dépôts, tels " C " et " E," ne présentent pas de fissuration à leurs extrémités, en autant qu'on a pu l'observer au moment de l'examen, et ainsi, semblent s'être formés par remplacement le long des plans de stratification.

Les dépôts de sulfures se composent de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopyrite en proportions variables, avec un peu de magnétite et de sphalérite en certains endroits. La pyrite fut la première à se déposer, suivie de la pyrrhotine, de la sphalérite, là où il s'en trouve, et de la chalcopyrite; chaque minéral, au fur et à mesure qu'il se développait, remplaça les plus anciens plus ou moins complètement. Les sulfures de fer se déposèrent après l'intrusion des dykes de diorite quartzifère, ainsi que le révèlent les petites veinules de sulfures qui se dirigent dans la diorite quartzifère et l'altèrent. On n'a rencontré aucun indice à la mine Horne quant aux rapports chronologiques des sulfures de fer et du porphyre à syénite, mais on suppose, d'après les données recueillies à la mine Aldermac, que le porphyre est plus récent que les sulfures. Des veines de chalcopyrite, d'un autre côté, recoupent et altèrent le porphyre à syénite, ainsi qu'on l'a observé à la mine Aldermac. Des veinules de chalcopyrite recoupent de même le bord refroidi du dyke de gabbro récent et remplissent des cannelures qui ont broyé le bord consolidé. La chalcopyrite est, par conséquent, plus récente que le porphyre à syénite et le gabbro récent. On ne possède aucune donnée sur la date à laquelle la blende de zinc s'est injectée. On sait seulement qu'elle s'est formée à une certaine époque entre le développement de la pyrrhotine et celui de la chalcopyrite.

L'injection des solutions à teneur de sulfures a été accompagnée de l'altération des roches encaissantes. Des veines de pyrite ont transformé d'étroites largeurs de la roche d'éponte en quartz, épidote et hornblende. Les veinules de chalcopyrite sont bordées de substance altérée en chlorite et mica incolore ou talc, avec de l'épidote et du quartz. En outre de ces légères transformations dont les causes sont évidentes, presque toutes les laves et le tuf sur la propriété Horne sont fortement altérés et les changements se sont produits en deux phases. La première fut l'apport de beaucoup de quartz à la roche primitive et le remplacement du feldspath originel par ce quartz et par la séricite avec un peu d'albite. La seconde phase fut le remplacement de la roche silicifiée par la chlorite. D'après le témoignage on est porté à croire que toutes, ou presque toutes les roches à teneur de chlorite dans la mine, surtout la dacite et la brèche dacitique, ont été réellement formées par la chloritisation des rhyolites et des brèches rhyolitiques.

La distribution de la chalcopyrite relativement aux autres sulfures est significative. Abstraction faite des amas tels que "E", "A", "B" et "D", dont la masse est tellement imprégnée dans chaque cas de chalcopyrite et en ne tenant compte que des dépôts dans lesquels la chalcopyrite n'est pas uniformément répartie, il y a: (*a*) trois amas de sulfures dans lesquels l'enrichissement de chalcopyrite ne se présente qu'à une extrémité; et (*b*) trois amas qui sont pauvres au sommet mais renferment de bonnes teneurs cuprifères en profondeur. Les trois dépôts de sulfure dans lesquels l'enrichissement se présente à une extrémité sont: "l'amas "C", dont la moitié nord-est renferme la majeure partie des teneurs en cuivre; la bande de sulfure à l'est du puits n° 2, s'orientant nord 75° ouest, chargée de cuivre sur une longueur de 200 pieds à l'extrémité occidentale; et l'amas "Crusher", qui, comme on l'a déjà signalé, semble être l'extrémité orientale de la zone pauvre "H". L'amas "A-D" est aussi beaucoup plus

riche à l'extrémité nord-est qu'ailleurs, se composant de chalcopyrite presque pure. Les trois dépôts de sulfure qui sont pauvres au sommet et passent plus bas dans le minerai sont: L'amas " K_1 "; celui qui se trouve à environ 75 pieds au nord-ouest de " B " et le massif " H ". Il est probable que d'autres rapports de cette nature seront rencontrés au fur et à mesure du développement.

D'après ces faits il est évident qu'aucun dépôt de sulfures sur cette propriété ne devrait être négligé, mais que chacun devrait être fouillé à fond en direction et en suivant l'allure du pendage, car des sulfures stériles peuvent passer à du minerai riche en profondeur ou aux extrémités ou même aux deux.

Vu que les dykes de diorite quartzifère entourent les amas minéralisés et plongent à l'est, et que les minerais appartiennent au type d'intrusion profonde et, par conséquent, qu'on peut s'attendre qu'ils persistent en profondeur, il semble raisonnable de supposer qu'une exploration plus poussée révélera une série d'amas lenticulaires plongeant l'un en dessous de l'autre. On a déjà observé cette conformation malgré que les fouilles n'aient atteint qu'une très faible profondeur. Ainsi l'amas " K_1 " plonge sous le dépôt "D". On rencontre aussi la même corrélation sur la propriété Aldermac où le massif n° 3 est sus-jacent au n° 4, et recouvert à la surface par un dépôt dont la base se trouve à une profondeur de 20 à 30 pieds. On peut donc supposer que c'est une " zone " de minerai plongeant abruptement, dans laquelle les dykes de diorite quartzifère et les lentilles de minerai se présentent à divers horizons, avec des pendages vers l'est ou vers le sud-est.

La répartition des teneurs aurifères dans les minerais Horne est très irrégulière. Les mines Horne et Robb-Montbray sont les seules dans le district où les dépôts de sulfures renferment d'importantes teneurs aurifères. Il semble donc que l'or n'est pas un élément de la minéralisation générale en sulfure; mais qu'il ait émané de sources purement locales. Une étude soignée des feuilles d'essai de Horne démontre que l'or ne dépend nullement de la quantité de chalcopyrite mais que sa variation est indépendante. Cet état de choses est illustré de façon générale par la teneur moyenne de cuivre aurifère des divers dépôts. L'amas " F " renferme environ $8 d'or par tonne et très peu de cuivre; le massif " B " possède à peu près la même teneur moyenne en or, avec de 8 à 10 pour cent de cuivre. Le dépôt " A-D " atteint une moyenne de 10 à 15 pour cent de cuivre, mais de $4 à $5 en or seulement, tandis que l'amas " K_1 " en dessous, est également riche en cuivre, mais ne renferme qu'à peu près $2 d'or. La teneur aurifère semble également indépendante des autres sulfures. Ainsi tandis que l'amas " F ", comme on l'a déja signalé, contient en moyenne de $7 à $8 d'or à la tonne, le massif " H " qui est au premier niveau presque identique à " F " par la proportion de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopyrite qu'il renferme, ne contient que de $1 à $2 d'or à la tonne. Par contre, la Division des Mines, ministère des Mines, a effectué des essais sur les sulfures de l'amas " F " en séparant les divers sulfures et en les titrant isolément, et a démontré que la pyrrhotine ne renferme pas d'or, mais que tout l'or est associé d'une certaine façon à la pyrite et à la chalcopyrite.

Les renseignements déjà donnés, cependant, indiquent que ni la pyrite ni la chalcopyrite, telles que déposées à l'origine, ne contenaient de l'or, car si tel avait été le cas, il existerait sûrement une certaine proportionnalité entre la teneur aurifère et les quantités de l'un ou de l'autre, ou des deux minéraux présents dans les minerais. Les faits connus semblent donc révéler que l'or s'est introduit localement et irrégulièrement dans les amas de sulfures à une certaine époque après leur formation. Son association avec la pyrite et la chalcopyrite plutôt qu'avec la pyrrhotine peut avoir été causée par précipitation sélective.

Mines Amulet

EMPLACEMENT ET HISTORIQUE

L'Amulet Mines, Limited (132 rue Saint-Jacques, Montréal), détient un groupe de dix-sept claims, comprenant environ 1,500 acres chevauchant la frontière Duprat-Dufresnoy, de 1 à 2½ milles de la limite méridionale de ces cantons. Toutes les découvertes, jusqu'à date, se trouvent dans le canton de Dufresnoy.

La première, connue sous le nom de gisement septentrional, fut faite en 1924 près de l'extrémité nord du claim M.L. 1897. La quantité de minerai à cet endroit est faible. Un amas minéralisé beaucoup plus considérable, dénommé gisement méridional, fut découvert plus tard du côté oriental du claim M.L. 1891, et fut complètement tracé par des forages et des tranchées. Au cours de l'hiver de 1925-26 de petits dépôts de minerai furent localisés dans l'angle sud-ouest du claim M.L. 1890, et un puits d'exploration de 150 pieds y fut foncé. Comme les travaux souterrains n'ont pas été très fructueux, un programme de forage fut institué, avec le résultat que plusieurs lentilles de sulfure furent découvertes dans le voisinage du puits. A l'été de 1929 un autre gros massif fut découvert par des forages à environ 1,200 pieds à l'est de la découverte initiale. Un atelier de 200 tonnes fut construit au cours de 1929-30 et une voie ferrée fut construite sur l'emplacement de l'atelier. Les géologues de la Commission géologique ont examiné cette propriété en 1925 et 1929.

GÉOLOGIE

Les roches sur les claims Amulet sont surtout des laves du Keewatin, qui reposent sur le large sommet de l'anticlinal de Dufault. L'étendue des épanchements en plateure s'étend au nord et au sud de la propriété.

Les laves se composent en majeure partie de rhyolite, bien qu'on y rencontre de la dacite et un peu d'andésite. Les rhyolites, dont il y a plusieurs épanchements à différents degrés d'acidité, sont toutes des roches dures à grain fin, habituellement amygdaloïdes et en certains cas assez fortement porphyriques. Elles sont en général assez fraîches pour être extrêmement dures et fragiles, de sorte que des plaques minces rendent quelque sonorité quand on les frappe.

En 1925 on a déterminé que la rhyolite au voisinage de l'extrémité sud du gisement méridional (nº 2, figure 16) contenait de 5 à 10 pour cent de quartz, de 2 à 3 pour cent de magnétite à grain fin, environ 35 pour cent

d'actinote très pâle, et le reste du feldspath, apparemment de l'oligoclase. Le feldspath forme de longues lattes étroites percées de nombreuses aiguilles d'actinote plus ou moins altérée. Les amygdales, qui sont nombreuses, sont remplies de biotite et de quartz, avec, çà et là, des grains de pyrite ou de magnétite. Une étendue considérable de cette rhyolite est exposée.

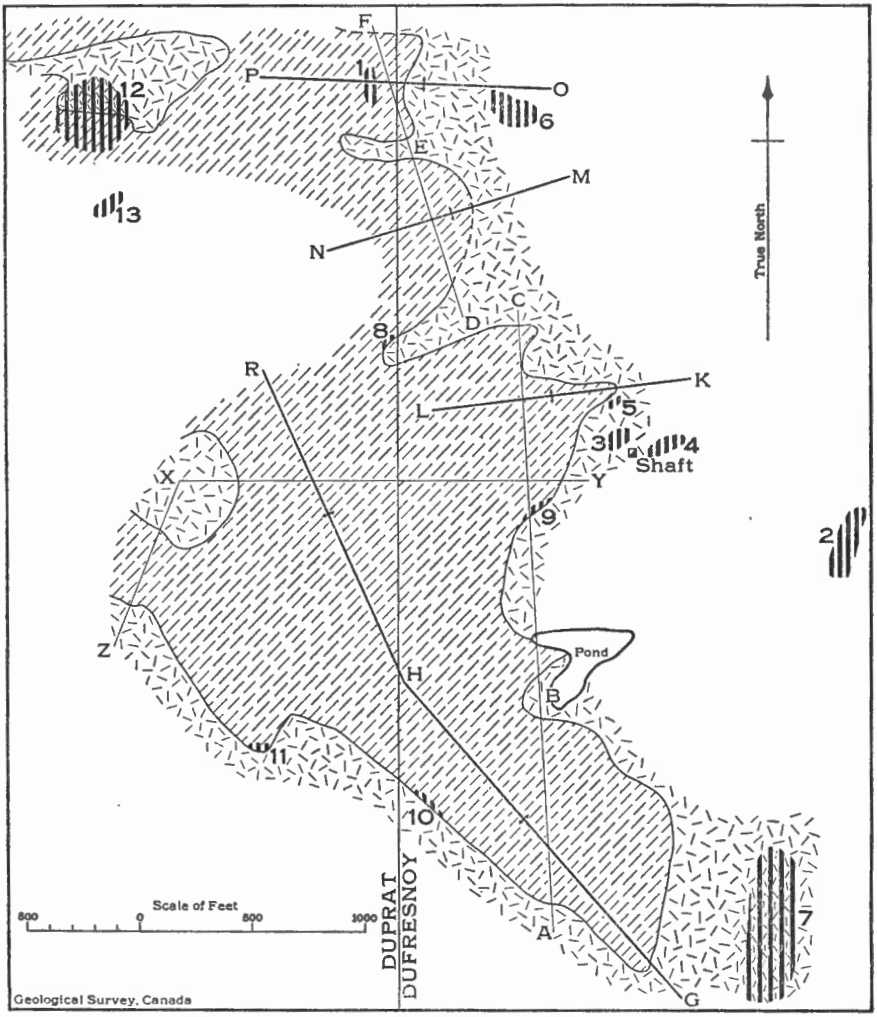


Figure 16. Géologie superficielle, mine Amulet (Québec). La dacite et l'andésite sont représentées par des traits irréguliers, la rhyolite par des diagonales brisées et les amas de minerai et les étendues de minéralisation lourde par des lignes verticales pleines.

A 400 pieds environ à l'ouest de l'extrémité nord du gisement (nº 1, figure 16), se présentent d'excellents affleurements de rhyolites. Ces épanchements sont stratigraphiquement les plus bas sur la propriété, vu

qu'ils affleurent au sommet du dôme d'un anticlinal. Il existe plusieurs épanchements de composition assez semblable. A la base d'un épanchement la lave est massive, à grain très fin, gris foncé s'altérant au gris clair. Elle renferme quelques amygdales, mais celles qui s'y rencontrent ont ordinairement un demi-pouce ou davantage de longueur, et sont remplies totalement ou en partie de hornblende. Dans les parties supérieures des affleurements les textures cordées dominent. Les amygdales sont nombreuses et, par endroits, surtout dans une localité à environ 800 pieds à l'ouest de l'extrémité sud du gisement septentrional (n° 1, figure 16) et une autre localité à 2,850 pieds un peu à l'ouest du sud de la localité susdite, se présente un grand nombre de véritables sphérolites qui sont des nodules arrondis composés d'aiguilles rayonnantes de quartz et de feldspath.

En certains endroits, la rhyolite renferme des fragments irréguliers plus pâles qu'elle. La taille de ces fragments varie de quelques pouces à 20 pieds ou plus de diamètre; ils ne possèdent pas d'angles aigus, mais sont d'ordinaire arrondis bien qu'irréguliers. On a trouvé de semblables débris dans les laves rhyolitiques et trachytiques en plusieurs points dans la région, mais on a tout d'abord douté de leur origine. A l'effleurement, à 400 pieds à l'ouest de l'extrémité nord du gisement septentrional (n° 1, figure 16), les fragments se composent d'une roche très siliceuse, à grain très fin, remplie de petites amygdales. Chaque fragment est entièrement entouré d'une bande d'un demi à un pouce de largeur de pâte à texture cordée. La structure cordée, à tous les endroits, est parallèle au bord du fragment, et cette bande en épouse fidèlement les contours irréguliers. En retrait du bord la lave est moins cordée, ou massive. Les fragments deviennent plus nombreux dans les horizons supérieurs de l'épanchement que dans les inférieurs. La bande cordée indique que les fragments étaient massifs alors que la pâte était encore fluide ou semi-fluide, de sorte que la roche est une brèche d'épanchement. La ressemblance générale entre la composition de ces fragments et de la pâte, et des amygdales qu'ils renferment, porte à croire que ce sont des fragments de la lave elle-même projetés d'une cheminée volcanique, ou des morceaux de croûte primaire brisés et enchâssés dans la lave fluide. Les contours arrondis, dans ce cas, doivent être dus à une nouvelle fusion partielle.

Au microscope on constate que la pâte est assez complètement altérée, de sorte que la composition de cette rhyolite doit être déterminée d'après celle des fragments. Ceux-ci se composent, d'après une estimation, d'environ 35 pour cent de quartz, peut-être 5 pour cent de hornblende chloritisée en faisceaux aciculaires et le reste d'oligoclase à grain fin, $Ab^{80}An^{20}$. La grosseur du grain atteint en moyenne environ 0·05 mm.

A l'est des rhyolites que l'on vient de décrire, se dirigeant au sud en traversant la propriété sur toute sa largeur (voir figure 16), se trouve un épanchement de dacite. Cet épanchement possède un grain moyen à la base; il est gris foncé ou gris verdâtre et se distingue facilement des rhyolites pâles à texture cordée. Les horizons supérieurs de l'épanchement, à grain plus fin, sont plus pâles et plus difficiles à distinguer des rhyolites. La roche est importante parce que son contact inférieur peut être suivi et fournit ainsi de précieuses données sur la structure. Un spécimen aussi

frais que possible, prélevé près du puits, se compose d'environ 35 pour cent de hornblende en partie chloritisée, 3 ou 4 pour cent de biotite, 2 ou 3 pour cent de quartz et le reste d'oligoclase légèrement kaolinisée, $Ab^{75}An^{25}$. Le grain moyen est d'environ 0·2 mm.

Quelques lambeaux de véritable andésite sont disséminés çà et là dans le gisement méridional. La roche est amygdaloïde et, comme la dacite, présente des structures en coussinets bien développées en certains endroits. Elle est gris foncé, s'altérant à gris brunâtre, et la surface altérée est marquée par de nombreuses protubérances arrondies, d'un vingtième à un huitième de pouce de diamètre, formées de petits agrégats de hornblende. La roche se sompose de 50 à 60 pour cent d'actinote, de 2 à 3 pour cent de magnétite et le reste d'un feldspath qui semble être de l'andésine, bien qu'on n'ait pu le déterminer exactement dans la seule plaque mince étudiée.

En plus des laves, un gros dyke de gabbro récent traverse l'angle nord-est de la propriété, lui-même recoupé par plusieurs dykes de gabbro ancien, suivant une direction à peu près nord-est à nord 60° est.

Dalmatianite. En 1925 le Dr. Cooke a décrit une roche étrange caractérisée, en certains endroits, par de nombreux nodules blancs arrondis, atteignant trois quarts de pouce de diamètre, encastrés dans une pâte brunâtre foncé. Les taches marquées sur la surface altérée (planche IIIB), rappelant un peu le pelage du chien Dalmate, inspirèrent le nom de dalmatianite sous lequel elle est connue dans tout le district.

L'examen de cette année a porté surtout sur les gisements septentrional et méridional (nos 1 et 2, figure 16). Dans celui du sud, la dalmatianite est extrêmement amygdaloïde par endroits et caractérisée çà et là par des structures en coussinets bien développées; elle est interposée entre des contacts bien définis, entre une rhyolite dure en dessous et une andésite en dessus. Dans le gisement septentrional des parties de la dalmatianite possèdent des textures cordées, et certains dykes de lave assez semblable possèdent aussi une texture tachetée. On s'est basé sur ces faits pour affirmer que la dalmatianite était une lave primaire de composition et de texture extraordinaire, malgré que la composition varie de place en place dans l'épanchement d'une façon très inaccoutumée et que les "tâches" soient remplies d'inclusions ressemblant à des cristaux de développement secondaire.

En 1927, J.-G. MacGregor, alors gérant de la propriété, affirmait que dans certaines carottes de perforatrice prises près du puits, les "mouchetures" s'intensifiaient à mesure qu'on approchait des amas de minerai et concluait que la texture mouchetée était réellement une altération secondaire provoquée par les solutions minéralisatrices. Ses données furent étudiées par le Dr Cooke cette année-là, qui remarqua que bien que certaines carottes fussent exactement telles que M. MacGregor les avait décrites, en d'autres endroits, dans des affleurements superficiels, les amas minéralisés sont directement en contact avec une roche sans texture mouchetée. La question est encore problématique.

En 1929, un second examen fut entrepris, qui porta surtout sur les grandes étendues de dalmatianite à l'ouest du gisement septentrional (n° 1,

figure 16). On étudia aussi les petites étendues de dalmatianite près du puits. On a obtenu une preuve positive que la texture mouchetée est un développement secondaire, et, de fait, n'est qu'une des dernières phases d'une altération progressive. En plusieurs endroits, tout particulièrement dans une localité à l'intérieur de l'étendue minéralisée (n° 12, figure 16), à 2,400 pieds à l'ouest du gisement septentrional, on a remarqué que la lave ordinaire passait graduellement à la dalmatianite normale. En certains endroits le changement s'est produit, d'abord par l'apparition dans la lave intacte de quelques taches de dimension ordinaire; puis ces mouchetures devinrent graduellement plus nombreuses jusqu'à ce qu'il en résultât une dalmatianite du type ordinaire. En d'autres endroits, il se présente d'abord de très nombreuses petites mouchetures dont la grosseur augmente graduellement jusqu'à ce que la roche constitue une dalmatianite normale.

La dalmatianite est un produit d'altération de la rhyolite et de la dacite. Elle semble s'être formée par l'action des solutions métallifères sur les roches, mais dans certains endroits seulement et dans des conditions spéciales. La description de tout le processus d'altération sera donnée dans un paragraphe subséquent.

STRUCTURE DE LA RÉGION

Pour déterminer la structure dans l'étendue des laves bien exposées, le bord inférieur de l'épanchement de dacite fut choisi comme horizon-repère et suivi aussi loin que le temps le permit. La cartographie fut effectuée par les méthodes ordinaires, au pas et à la boussole, mais le cheminement fut rattaché, à de fréquentes équidistances, à des points fixés par des levés au transit, tels que la ligne Duprat-Dufresnoy, angles de claims et intersections de coordonnées tirées en 1925 à des équidistances de 400 pieds. La moitié, ou plus de la moitié des piquets marquant les intersections sont encore visibles en cherchant attentivement. On croit donc que la limite indiquée dans la figure 16, est exacte de 10 à 15 pieds près, sauf là où les lignes brisées indiquent qu'elle est moins précise.

Le pendage général du contact nord-ouest s'oriente au sud de 55° à 65° sud-ouest. Le contact oriental traversant la propriété vers le nord s'oriente vers l'est à des angles variant de 5° à 30°. Le contact oriental est irrégulier parce que l'épanchement s'est plissoté de façon complexe au cours du plissement. La figure 17 montre, en coupes transversales, les détails du plissement jusqu'où ils ont été déterminés.

Les figures 16 et 17 démontrent qu'un grand anticlinal occupe approximativement la position de la ligne GH, et converge vers le nord-ouest le long de HR. Au delà de R il n'a pas été déterminé, mais il persiste peut-être à travers l'amas de dacite en projection de HR. Un deuxième grand anticlinal occupe approximativement la position LK; d'autres encore sont indiqués par MN et OP. Un axe secondaire passe à travers le petit lac et un second est situé à environ 600 pieds au nord de KL. Les points B, D et E reposent approximativement sur les axes des synclinaux entre les anticlinaux mentionnés.

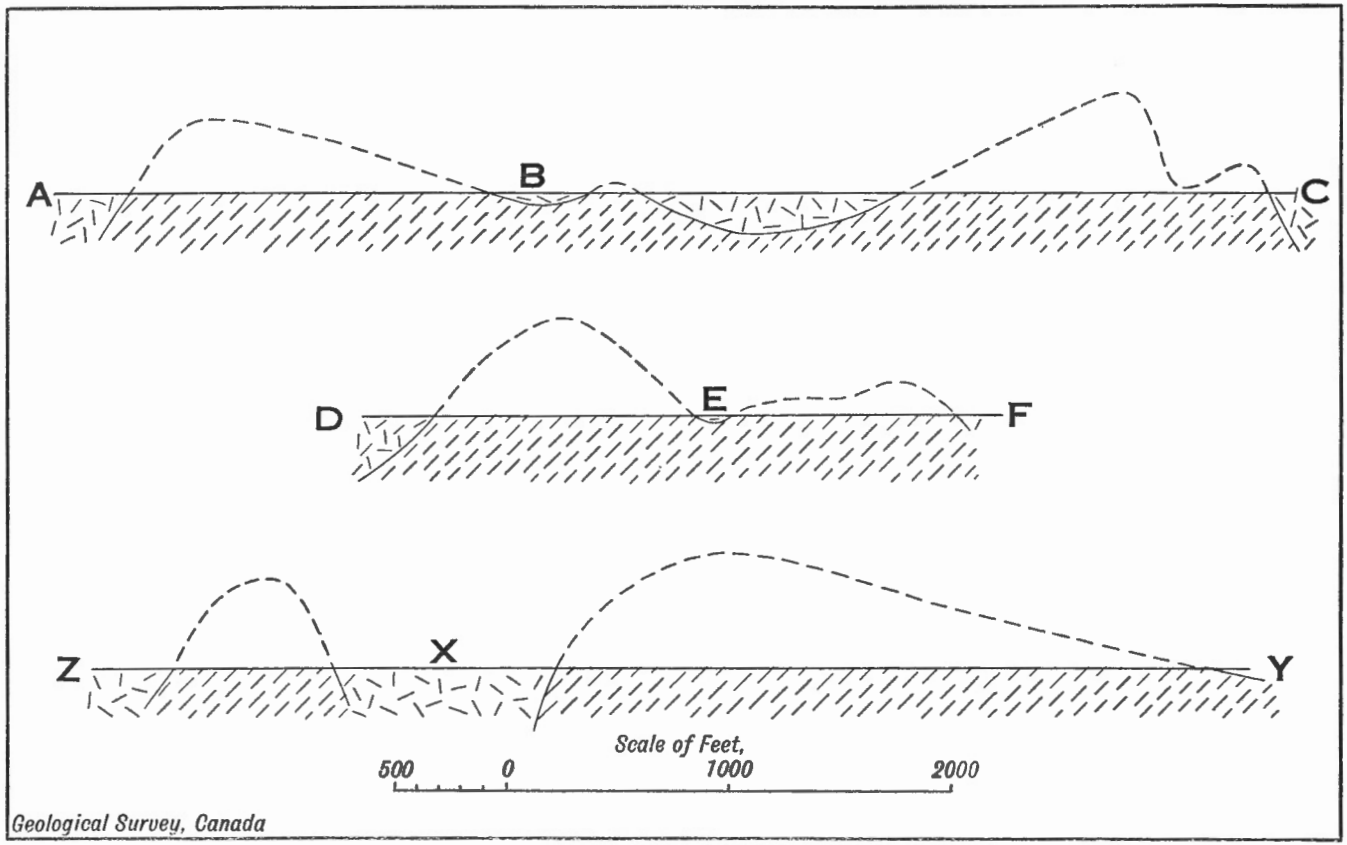


Figure 17. Coupes transversales (*voir* figure 16), présentant la structure à la mine Amulet (Québec). La dacite est indiquée par des traits irréguliers et la rhyolite par des diagonales brisées.

RAPPORTS DES AMAS DE MINERAI AVEC LA STRUCTURE

Il est évident, en examinant la figure 16, que le dépôt de minerai se rattache en quelque sorte au contact rhyolite-dacite. Le gisement septentrional (n° 1 figure 16) n'est que la racine d'un amas dont la partie supérieure a été érodée; elle n'est située qu'à environ 500 pieds à l'ouest du contact, lequel a une pente douce vers l'est. Le massif doit par conséquent avoir reposé juste en dessous du contact avant l'érosion. Le nouveau massif "F" (n° 6, figure 16) doit, de la même manière, être situé près du contact, soit au-dessus soit au-dessous, vu que sa surface supérieure se trouve à une profondeur d'environ 200 pieds. Les travaux de traçage ont révélé que les amas de minerai n°s 3, 4 et 5 représentés autour du puits dans la figure 16, se trouvent directement au-dessus ou au-dessous du contact. Une zone fort minéralisée, n° 7, figure 16, s'étend immédiatement à l'est du contact dans l'angle sud-est de la région. On a observé des traînées de cette riche minéralisation en plusieurs endroits le long du contact près des n°s 8, 9, 10, et 11 de la figure 16.

Cette figure révèle aussi que tous les gros amas découverts jusqu'ici occupent une position bien définie par rapport aux axes du plissement. Les numéros 1 et 6 se trouvent le long de la crête de l'anticlinal dont l'axe est OP et les n°s 3, 4 et 5 sur la crête de l'anticlinal dont l'axe est KL. Le gisement méridional, numéro 2, repose sur la crête d'un anticlinal qui est peut-être le prolongement disloqué de LK, ou celui vers l'est de l'anticlinal subordonné en dessous du petit lac. L'étendue de laves fortement minéralisées, numéro 7, se présente sur la crête de l'anticlinal dont l'axe est HG.

Les nombreux petits dépôts minéralisés et les amas de minerai le long des deux épanchements portent à croire que le sommet amygdaloïde à texture très fluidale de l'épanchement de rhyolite, constituait un chenal relativement facile à la circulation des solutions métallifères et que celles-ci furent restreintes à ce chenal par la base impénétrable, massive et sus-jacente de l'épanchement de dacite. La concentration des amas de minerai le long des crêtes des anticlinaux et leur absence ailleurs, laissent supposer que l'injection des solutions fut arrêtée dans ces positions et que ce phénomène a permis ou provoqué le remplacement de la roche de fond.

RAPPORT ENTRE LA DALMATIANITE ET LA STRUCTURE

La dalmatianite est bien concentrée dans sa venue. On en trouve une étendue considérable aux environs du gisement septentrional (n° 1, figure 16). Elle est bien développée dans le dépôt méridional (n° 2, figure 16). Il s'en présente des lambeaux çà et là sur les amas 3, 4 et 5, près du puits, et les parties supérieures de l'épanchement de rhyolite, directement à l'ouest de ces massifs, sont également transformées en dalmatianite. La plus grande étendue sur la propriété, d'environ 2,000 pieds de l'est à l'ouest et de 1,000 pieds du nord au sud, se trouve dans l'angle nord-ouest de la région représentée par la figure 16, où se trouveraient les lignes OP et HR si elles étaient projetées. En dehors des étendues mentionnées, on ne rencontre pas de dalmatianite, sauf peut-être le long du prolongement vers l'ouest de l'axe MN, qui n'a pas été examiné. Il importe de remarquer, par conséquent, que les seules venues de cet intéressant produit d'altération se présentent

le long des crêtes des anticlinaux. De plus, la plus grande étendue se trouve dans une zone qui forme probablement un dôme où les axes anticlinaux se recouperaient s'il étaient projetés; les grandes étendues suivantes, sur les amas 1 et 2, se présentent là où le pendage vers l'est semble avoir été assez faible; et les petites, autour du puits, se rencontrent là où le pendage vers l'est était un peu plus élevé. Il semble donc que la formation de la dalmatianite ait aussi été régie par la concentration des solutions ayant causé l'altération de la roche, et que là où cette concentration n'a pu se produire, l'altération ne s'est pas étendue jusqu'à la formation de la texture mouchetée.

AMAS DE MINERAI

On a découvert jusqu'ici six amas de minerai. De ceux-ci, le gisement septentrional (n° 1, figure 16) ne renferme qu'un faible tonnage; il ne semble être que la base d'un plus gros massif rasé par l'érosion.

Tous les amas sont plutôt horizontaux, en forme de crêpe, se conformant à peu près à l'allure et au pendage des laves environnantes. Leurs formes sont très irrégulières, rendant difficile d'estimer exactement les tonnages. Comme d'autres massifs de la région, ce sont des remplacements de laves altérées. Ils se composent de dépôts de sulfures massifs avec très peu de silice ou d'autre impureté terreuse. Les sulfures sont la pyrite et la pyrrhotine, la sphalérite et la chalcopyrite. La pyrite et la pyrrhotine furent les premières à se déposer, puis la sphalérite et finalement la chalcopyrite.

A l'assemblée annuelle de la compagnie, au mois d'août 1929, M. J. Tuttle, gérant, présenta les estimés du tonnage et de la teneur métallique de chacun des dépôts connus à ce moment-là. L'amas " F " (n° 6, figure 16) n'était pas alors complètement connu, et aucun estimé n'en a été donné. M. Tuttle évaluait que les gisements connus renfermaient un peu plus de 400,000 tonnes de minerai, d'une teneur moyenne de 2.78 pour cent de cuivre, 12.48 de zinc, $1.04 d'or et 2.91 onces d'argent par tonne. Depuis cet estimé, le massif " F " a été complètement exploré par des forages. Aucun compte rendu officiel de son tonnage ou de sa teneur n'a été donné, mais il ajoutera probablement quelque 200,000 tonnes à la réserve déjà signalée.

ALTÉRATION DE LA ROCHE DE FOND

Les roches au voisinage des amas sont considérablement altérées, mais on trouve certaines différences entre l'altération de la dacite au-dessus, et celle de la rhyolite en dessous et sur un côté. Les deux peuvent donc être décrites séparément.

La dacite au-dessus d'un amas est d'abord tranchée par une série d'étroites fissures, espacées d'un ou deux pouces par endroits, ailleurs plus éloignées. En plusieurs points une seule série de fissures parallèles s'est développée, mais dans d'autres il en existe deux qui traversent sous des angles de 45° ou davantage. Dans ce cas une série de presque toujours plus parfaitement développée que l'autre. Les fissures d'environ un cinquième de millimètre de largeur sont remplies d'épidote, de chlorite, de séricite et d'une petite quantité de minéral incolore non-identifié. Bien que la roche

de chaque côté, vue au microscope, ne semble pas avoir été altérée, elle est de quelque façon devenue plus résistante à l'altération, car les veinules et même la roche sur peut-être un huitième de pouce de chaque côté, font saillie hors de la surface altérée, formant des protubérances d'environ un quart de pouce de hauteur et lui donnant ainsi une apparence nervurée caractéristique ou nervurée transversalement, qu'on appelle parfois "structure grillagée". M. J.-G. MacGregor considérait toute grande étendue ainsi nervurée comme une indication assez probable de la présence de minerai en profondeur, et a dirigé les forages de recherches en conséquence. Plusieurs amas minéralisés ont ainsi été découverts.

Dans sa deuxième phase d'altération, la dacite est transformée en une roche gris brunâtre foncé en surface fraîche et s'altère au gris brunâtre pâle avec contours arrondis et lisses caractéristiques. Avant cette altération la dacite se composait de 3 ou 4 pour cent de biotite, 2 ou 3 pour cent de quartz, environ 40 pour cent de hornblende verte et le reste, de 50 à 55 pour cent d'oligoclase et de magnétite accessoire. La matière altérée se compose d'environ 40 pour cent de biotite, 15 pour cent ou davantage de quartz, de 5 à 10 pour cent d'actinote recristallisée et le reste de 35 à 40 pour cent d'oligoclase. Ainsi, la biotite et le quartz ont été considérablement augmentés par suite de l'altération et la hornblende et le feldspath primitifs diminués de façon correspondante.

Dans sa troisième phase d'altération, des taches commencent à se former dans la pâte, qui continue de changer de composition. Au microscope on constate que le feldspath originel a complètement disparu et que la quantité de quartz s'est accrue jusqu'à 35 ou 40 pour cent. La biotite de la deuxième phase a de même partiellement disparu et est remplacée par la chlorite ou la hornblende. La hornblende est presque incolore, avec un très faible angle d'extinction. Elle se présente en aiguilles et tiges ayant tendance à s'agglomérer en gerbes; ces tiges traversent les cristaux de biotite et ceux de quartz. Les taches sont des agrégats sériciteux, renfermant de nombreuses inclusions de quartz. Apparemment l'agrégat sériciteux, ou le minéral d'où il a dérivé, a remplacé la hornblende et la biotite de la pâte, laissant le quartz relativement intact. On croit que l'agrégat sériciteux est peut-être de la pinite ayant résulté de l'altération de la cordiérite, mais on ne l'a pas encore prouvé.

La phase finale de l'altération est visible dans quelques spécimens provenant de la mine. Dans ceux-ci la pâte se compose entièrement de chlorite avec de la hornblende, et les taches sont des cristaux de minéral pâle sans inclusions. Ces cristaux d'après le Dr T.-L. Walker,[1] de l'Université de Toronto, sont de la cordiérite et cette détermination a été confirmée par des observations aux rayons-X faites par le Dr A.-N. Winchell,[2]

---

[1] Walker (T.-L.): "Dalmatianite, the Spotted Greenstone from Amulet Mine, Noranda, Quebec"; "University of Toronto Studies, Série Géol., N° 29, p. 9 (1930).

[2] Suit la lettre du Dr Winchell: "Nous possédons des négatifs de rayon-X de ce minéral, une cordiérite d'Ecosse, et d'une autre cordiérite de nos collections. Les trois négatifs sont essentiellement identiques. Je crois que la nature de votre minéral est établie au delà de tout doute. Il vous intéressera peut-être de savoir que par les méthodes exactes employées ici, on a trouvé que les propriétés optiques de votre minéral sont les suivantes: 2V=84°—85°; Ng=1·5582 (dans la flamme de sodium); Nm=1·5524; Np=1·5458".

de l'Université de Wisconsin. Plusieurs cristaux présentent les premiers effets de l'altération en agrégats micacés, tels que ceux mentionnés dans le paragraphe précédent.

L'altération de la rhyolite, qui ne recouvre pas directement les amas minéralisés, suit un processus un peu différent. Le premier changement décrit ci-dessus, à savoir la présence de tranches et de veines dans la roche avec surface nervurée, ne fut nulle part observé.

A environ 400 pieds à l'ouest de l'affleurement septentrional (n° 1, figure 16) la rhyolite la moins altérée obtenue fut celle des fragments de brèche d'épanchement. Elle se compose d'environ 35 pour cent de quartz, 5 pour cent de hornblende chloritisée en gerbes d'aiguilles et de 60 pour cent d'oligoclase, Ab^{80} An^{20}. La pâte, qui à l'origine avait probablement à peu près la même composition, a parfaitement développé une texture cordée d'épanchement. On constate à l'œil nu qu'elle est en partie altérée, parce qu'elle renferme des filets, des taches, et des lambeaux irréguliers de biotite. Le microscope démontre que cette roche se compose de quelques phénocristaux d'oligoclase, Ab^{80} An^{20}, plus ou moins fissurés et remplacés par la pâte, de petits amas de grains de quartz, de petits lambeaux de biotite remplaçant en partie la pâte, et d'une gangue composée de quartz, d'oligoclase, de 6 ou 7 pour cent d'actinote et de quelques cristaux de biotite. Il est impossible de calculer les proportions relatives d'oligoclase et de quartz qui se trouvent dans la pâte, vu que le grain est très fin, 0.03 mm., et que le feldspath est frais et possède à peu près le même indice de réfraction que le quartz. Malgré qu'il soit impossible de déterminer ces proportions, il est tout de même évident que la première phase de l'altération se compose en outre de quartz et de biotite.

Sur environ 100 pieds vers l'est la composition de la roche varie peu, mais celle-ci devient ensuite rouillée, par suite de l'imprégnation d'une assez grande quantité de pyrite. Des plaques minces de cette roche montrent une augmentation considérable de quartz qui forme des vésicules, tandis que la pâte est altérée en un tapis de mica blanc microgrenu avec quelques grains d'épidote. Les vésicules de quartz forment environ 25 pour cent de la plaque.

A 70 pieds environ à l'est de la dernière localité mentionnée, de petites zones de " taches " apparaissent dans la rhyolite rouillée. Elles s'altèrent en nodules grisâtres soulevés d'environ un quart de pouce de diamètre. Elles se présentent dans une pâte composée d'environ 60 pour cent de biotite, le reste en grande partie de quartz, avec des débris séricitisés de feldspath et un peu de magnétite et de pyrite. Les "taches" sont des cristaux isolés d'un minéral pâle incolore, rempli d'inclusions de quartz et de mica. L'indice de réfraction du minéral est légèrement inférieur à celui du baumier du Canada; sa biréfringence est à peu près celle du quartz; il est bi-axial et optiquement positif; il ne présente ni macle ni clivage. On a d'abord cru que ces caractères indiquaient que le minéral n'était pas une cordiérite, mais une albite-oligoclase. Toutefois, I.-C. Chacko a décrit une cordiérite[1] se présentant dans une diorite à Teruwalla, Travancore, Inde, comme optiquement positive. Cette cordiérite, d'après son analyse, est

[1] Chacko (I.-C.) :Geological Magazine, 1916, p. 462-4.

rarement riche en oxyde de fer. Il se peut, par conséquent, que les "taches" d'Amulet, bien qu'optiquement positives, soient de la cordiérite. Malheureusement les inclusions qui remplissent les cristaux rendent difficile l'emploi des méthodes de détermination précise.

A mesure qu'on s'approche de l'amas, le principal changement que l'on observe est le développement graduel, plus parfait, de la texture mouchetée. Les taches se disséminent dans tout le massif, au lieu d'être confinées aux zones et s'agrandissent. Quelques-unes des taches sont optiquement négatives; dans certaines plaques minces on a trouvé des taches optiquement négatives et d'autres positives. La pâte continue de se composer presque entièrement de biotite et de quartz, avec un peu de mica incolore.

A un pied ou deux de l'amas minéralisé, la pâte brun foncé passe à une couleur plus pâle. Sa teinte et son apparence générale font présumer que la roche a été imprégnée de sphalérite à grain très fin. Une plaque mince révèle cependant qu'il n'y a aucune sphalérite, mais que la proportion de biotite a soudainement diminué à environ 20 ou 30 pour cent, et qu'elle a été remplacée par du mica incolore. Les taches vues de près sont entourées de bords étroits et foncés, qui, au microscope, semblent se composer en grande partie de muscovite.

En 1925, les "taches" dans la matière provenant de cette localité furent déterminées comme étant de l'andésine, $Ab^{70}An^{30}$ à $Ab^{60}An^{40}$. Malheureusement, les meilleures plaques minces obtenues à ce moment-là ont été envoyées sur demande au Muséum britannique pour être comparées avec celles de 1929.

A un demi-mille à l'ouest du dépôt septentrional, l'amas de dacite représenté dans la figure 16, est en grande partie altéré en dalmatianite. L'altération possède le même caractère général observé autour du puits et les "taches" semblables à celles formées près du puits sont constituées entièrement par des agrégats de mica, peut-être secondaire après la cordiérite. Dans cette localité plusieurs des taches ne sont pas simplement des fragments arrondis mais présentent des contours hexagonaux imparfaitement développés, bien que distincts, qui paraissent indiquer qu'il s'agit de cordiérite, vu que ce minéral prend des formes pseudo-hexagonales par maclage.

On a remarqué dans ce voisinage un trait extraordinaire de la répartition de la dalmatianite. Trois dykes, chacun de 15 à 20 pieds de largeur, espacés de 100 à 150 pieds, s'orientent à l'est, traversant la dalmatianite. Dans chaque cas, la matière de demi-profondeur s'est altérée beaucoup plus vite que la roche environnante au point que l'affleurement est marqué par une dépression à parois raides de 5 à 15 pieds de profondeur. Çà et là un petit affleurement de la roche hypabyssale perce à travers le sol du fond des dépressions. Tous les dykes plongent vers le sud, les deux au nord à 40°, celui au sud à 60°. Le dyke le plus au nord se compose d'une diorite quartzifère assez siliceuse, celui du centre d'un gabbro ordinaire altéré; on n'a recueilli aucun bon spécimen du dyke du sud. Chacun de ces dykes a affecté la dalmatianite de la même façon. Sur les deux côtés de chaque dyke, sur 1½ à 2 pieds, à angle droit au pendage, la lave ne renferme aucune moucheture. Vient ensuite une bande parallèle au dyke, de 6 à 8 pouces de

large, de roche blanchâtre en surface altérée. Elle est suivie d'une bande à peu près de même largeur parsemée de petites "mouchetures", dont la grosseur augmente rapidement en s'éloignant du dyke, jusqu'à ce qu'à quelques pouces les "taches" aient une taille et une apparence normales.

Les raisons de cet étrange comportement ne peuvent qu'être hypothétiques. Le fait que les phénomènes sont les mêmes de chaque côté du dyke, ne permet pas de conclure qu'ils sont de quelque facon attribuables au fait que les dykes ont endigué ou arrêté le mouvement des solutions. Il importe de remarquer, cependant, qu'ici les phénomènes diffèrent de quelque façon de ceux où les taches se présentent normalement pour la première fois dans une roche qui n'en contenait pas auparavant. La manière normale de se présenter c'est que quelques taches de taille considérable apparaissent d'abord, puis un plus grand nombre se forme au fur et à mesure qu'on approche de la source d'altération. La première apparition des taches près de l'un des dykes, d'un autre côté, est marquée par l'apparition soudaine d'accumulations de petites taches, et, en autant qu'on peut le déterminer à l'œil nu, le volume total des petites taches est à peu près le même que celui des grandes dans la roche à quelques pieds plus loin. Il est évident, par conséquent, que la tendance à former des taches était la même près des dykes que plus loin; mais que les dykes, de quelque façon, ont empêché leur développement. Il n'existe aucune preuve que les dykes aient causé une altération chimique quelconque de la roche de chaque côté, et comme ils sont relativement petits et fort consolidés, toute action de ce genre serait extraordinaire; pour cette raison la seule alternative possible semble être que la chaleur des dykes injectés ait occasionné assez de cimentation ou de recristallisation pour arrêter l'altération subséquente et la formation des taches.

Dans l'affleurement méridional (n° 2, figure 6) la lave primitive est très altérée en biotite. Celle-ci constitue environ 75 pour cent du massif dont le reste se compose en grande partie de quartz, avec un peu de feldspath et de magnétite. Les " taches " dans les plaques minces étudiées, sont aujourd'hui en grande partie des agrégats micacés. Des recherches minutieuses ont été effectuées en 1929, dans le but de découvrir une matière moins altérée, et de déterminer quelle roche a donné naissance à la dalmatianite dans cette localité. Dans un endroit seulement la dalmatianite passait dans un petit lambeau de matière moins altérée qui était de la rhyolite fortement amygdaloïde ressemblant beaucoup à celle trouvée à environ 500 pieds à l'ouest du puits actuel. Dans le gisement méridional, par conséquent, il semble qu'un mince épanchement formé tout entier de rhyolite amygdaloïde ait été transformé en dalmatianite.

Résumé des altérations de la roche. Pour généraliser les observations précitées et d'autres que le manque d'espace ne permet pas d'exposer, le cours de l'altération semble avoir été à peu près comme suit. La première phase fut la substitution du feldspath et de la chlorite primitifs de la roche par la silice et la biotite. L'introduction de la silice se produisit un peu avant celle de la biotite de sorte que des roches silicifiées, avec relativement peu de biotite, se trouvent plus loin de la source de l'altération que celles qui renferment beaucoup de biotite. La seconde phase fut le développemente des taches dans la biotite quartzifère. Ceci s'est produit par la sub-

stitution d'une partie du quartz, de la biotite et des autres minéraux par la matière formant les taches. Par conséquent, sauf là où le remplacement fut extrême, les taches sont remplies d'inclusions de quartz, de mica et d'autres minéraux incomplètement transformés. Les taches sont des cristaux simples qui se révèlent par l'extinction simultanée, sous les nicols croisés, de tout le minéral dans la tache autre que les inclusions. Les taches se composent de deux minéraux, la cordiérite et l'oligoclase-albite, ou de la cordiérite d'une nature soit optiquement positive, soit négative. Les taches composées d'agrégats micacés sont aussi communes, mais on suppose jusqu'à ce qu'on ait prouvé le contraire, qu'elles sont de cordiérite altérée. Les conditions qui déterminent s'il doit se former un minéral optiquement négatif ou positif ne sont pas encore bien comprises; à peu près tout ce qu'on peut dire, c'est que la cordiérite optiquement négative semble toujours s'être formée dans l'altération des dacites, le minéral optiquement positif dans celle des rhyolites acides.

La phase finale dans l'altération semble avoir été l'élimination des inclusions des taches et le remplacement de la pâte de biotite et de quartz par la hornblende et la chlorite. Ce résultat peut être partiellement observé en maints endroits, mais il n'a été vu au complet que dans des spécimens provenant des chantiers au puits.

La réaction exige des conditions assez favorables afin de procéder même jusqu'à la formation des "taches." La première condition fut, apparemment, que le mouvement des solutions causant l'altération dut être arrêté ou endigué, afin de permettre aux réactions de se continuer. Ceci ne s'est produit qu'aux sommets des bas anticlinaux, et la présence de la dalmatianite s'est, en autant qu'elle est connue, entièrement limitée à ces sommets. Une deuxième condition, bien que pas absolument nécessaire, fut la présence de textures fluidales et amygdaloïdes. Là où les "taches" sont peu nombreuses elles se restreignent à la matière à texture fortement fluidale, et présentent leurs plus grands développements dans cette roche. Là où les roches altérées sont massives, comme dans le cas des dacites près du puits, les étendues de matière tachetée sont relativement insignifiantes et l'altération se limite surtout aux premières phases de la transformation en silice et en biotite.

On a souvent avancé que les "taches" ne sont réellement que des remplissages de cavités plutôt que des remplacements. La preuve donnée en détail dans les pages précédentes ne permet pas formellement d'en venir à une telle conclusion. Les formes hexagonales régulières de plusieurs des taches ne sont pas celles de remplissages de cavités; les nombreuses inclusions, le manque de limite bien tranchée et la façon dont la plupart des taches passent aux bords dans la pâte par l'augmentation de la proportion des inclusions, indiquent tous une origine par remplacement. L'apparition graduelle d'accumulation de petites taches dans la roche massive et l'augmentation progressive de leur taille dans l'étendue minéralisée n° 12, figure 16, démontrent aussi que ce sont des produits de substitution et non des remplissages de cavités. Finalement, les seules vraies cavités de dimension quelconque dans la roche, à savoir, les amygdales remplies de quartz, de biotite, etc., sont partout entièrement inaffectées par les

processus de remplacement, de sorte que l'observateur peut aller de la lave inaltérée fortement amygdaloïde, à travers la même lave à divers étapes de remplacement, jusqu'à la lave dans laquelle les taches se sont développées en grand nombre et constater que le caractère amygdaloïde est complètement intact. Il arrive souvent de rencontrer des taches bien développées enveloppant entièrement une ou plusieurs amygdales, ce qui prouve que le minéral de la tache doit avoir remplacé la roche qui les entourait à l'origine.

Mines Waite-Ackerman-Montgomery

Cette propriété fut jalonnée au mois de mars 1925, par J.-H.-C. Waite, C.-H. Ackerman et T. Montgomery. Elle comprend vingt-huit claims d'une superficie totale de 2,379 acres. De ces claims, quinze se trouvent dans le canton de Duprat, les treize autres dans celui de Dufresnoy. A la fin de la même année un intérêt de 85 pour cent dans la propriété fut vendu à N.-A. Timmins qui le transféra au commencement de 1927 à la Noranda Mines, Limited. Un compagnie subsidiaire connue sous le nom de Waite-Ackerman-Montgomery Mines, Limited et contrôlée par la Noranda Mines, fut alors formée pour exploiter la mine.

La première découverte se trouve dans l'angle nord-ouest du claim A 2864, canton de Duprat. Elle est à 3¾ milles de la limite méridionale du canton et à ¼ de mille de la frontière orientale. L'amas de minerai occupe une vallée remplie d'argile se dirigeant de l'est à l'ouest entre des crêtes rocheuses. Il fut découvert par accident. M. Montgomery traversait la vallée qui à cette époque était un marais, et, passant près d'une arbre tombé, vit un affleurement de minerai en dessous des racines renversées. Il fut plus tard démontré que c'était presque le seul endroit où le minerai se rapproche assez de la surface pour être ainsi exposé.

Les travaux de traçage durant 1925 consistèrent surtout en tranchées, établissant la présence du minerai sur une étendue d'à peu près 100 pieds du nord au sud et de 200 pieds de l'est à l'ouest. Des forages au diamant, au cours de l'hiver suivant permirent de délimiter les contours de l'amas minéralisé. En 1926 un petit groupe effectua un levé géologique et magnétométrique de la propriété, sans cependant découvrir plus de minerai. Par conséquent, les travaux furent arrêtés jusqu'à la fin de 1927, alors qu'on se prépara à exploiter la propriété sous la surveillance de R.-V. Porritt. Depuis cette époque un puits à deux compartiments fut foncé, des niveaux pratiqués à 187 pieds et à 300 pieds et beaucoup de travaux de forage souterrain exécutés en plus de l'extraction.

Le forage au diamant a révélé que l'amas de minerai est un dépôt à peu près lenticulaire de sulfures dont le pendage est d'environ 25° vers le sud-est. Les sulfures, comme dans les autres massifs, sont la pyrite, la chalcopyrite, la sphalérite et un peu de pyrrhotine; ils se sont déposés dans le même ordre que dans les mines Horne et Aldermac. L'amas est formé d'un noyau de sulfures riches en chalcopyrite, entouré d'une enveloppe plus pauvre de surfures de fer et de sphalérite. D'après le rapport annuel de la compagnie, on estime, suivant le forage, que le massif contient 140,160 tonnes de minerai atteignant en moyenne 7·46 pour cent de cuivre

et 2·47 pour cent de zinc; 27,460 tonnes d'une moyenne de 2·64 pour cent de cuivre et 10·34 pour cent de zinc; et 288,150 tonnes d'une moyenne de 11·52 pour cent de zinc. Ces chiffres constituent un total de 455,770 tonnes de minerai d'une moyenne de 2.46 pour cent de cuivre et de 8.67 pour cent de zinc.

En outre, trois autres amas dont la dimension est encore inconnue ont été découverts par des forages qui ont révélé qu'ils se présentent verticalement en dessous du premier. Les plus élevés se trouvent à une profondeur d'environ 500 pieds de la surface, ceux qui viennent en second lieu à 650 pieds et ceux de la troisième place à environ 700 pieds. Ils semblent être des lentilles parallèles à l'amas n° 1, mais on connaît jusqu'ici peu de chose de leur position, leur taille ou leur teneur, vu que l'on n'avait foré que cinq trous de sonde au moment de l'examen. On approfondit présentement le puits à 700 pieds en vue de les explorer davantage. Si l'on en juge par les coupes de sondages, les amas inférieurs ne renferment pas de zinc, mais se composent entièrement de chalcopyrite, de pyrite et de pyrrhotine.

La production a commencé en septembre 1928. Tout le minerai est expédié directement à la Noranda pour y être traité. Le minerai des premières consignations renfermait beaucoup de zinc et dut être concentré avant la fusion. Plus tard on a trouvé qu'il était possible, par une extraction soignée, d'expédier du minerai pouvant être directement fondu, et presque tout le minerai expédié en 1929 était de ce genre. La qualité moyenne des consignations variait de 8 à 10 pour cent de cuivre et 4 à 6 pour cent de zinc, bien que parfois la teneur en zinc fût un peu plus élevée. On a expédié quatre mille tonnes par mois. Le minerai a été extrait à ciel ouvert.

La géologie dans le voisinage immédiat de la mine est extrêmement complexe. Les plus anciennes roches sont des laves du Keewatin de composition andésitique, mais en quantité relativement faible. La majeure partie des roches sont intrusives, de composition surtout diabasique ou dioritique. La plus ancienne, dénommée D1, est une roche gris foncé s'altérant au gris verdâtre pâle; elle est équigranulaire et de grain fin à moyen. La suivante, D2, gris foncé, mais s'altère au vert très foncé. Elle est ordinairement caractérisée en surface altérée par de nombreuses petites protubérances de hornblende. La deuxième en âge est le porphyre rhyolitique, une roche grise à grain très fin, s'altérant au gris clair et renfermant de petits phénocristaux de quartz. Il forme d'étroits dykes et filons-couches, recoupe D1 et D2 et est recoupé par D3 et D4. D3 est aussi une roche gris foncé qui s'altère au vert très foncé comme D2. Contrairement à D2, la surface ondulée fait défaut, mais lui ressemble sous les autres rapports. D4 semble être plus acide que D2 ou D3 et s'altère à un gris plus clair. Cette roche est équigranulaire.

On croit que toutes ces diorites ou diabases doivent être classées avec le gabbro ancien ou la diorite quartzifère. Aucune ne possède les caractères du gabbro récent. D'excellents affleurements sur lesquels les relations de contact entre les quatre types sont bien représentées, se rencontrent autour du piquet n° 89, E 133 du levé coordonné de la propriété. D1 semble se

présenter en amas irréguliers assez gros; D2 forme des dykes se dirigeant vers le nord et aussi dans d'autres directions. D3 et D4 forment des dykes s'orientant nord 60° est, parallèlement à l'allure de certaines petites failles par lesquelles D1 et D2 sont déplacées.

Une seule plaque mince de chacune de ces roches de demi-profondeur fut examinée. Elles sont toutes assez considérablement altérées. Les feldspaths sont en grande partie transformés en kaolin, épidote et autres minéraux secondaires et sont considérablement recoupés par des aiguilles de hornblende secondaire, qui les percent en tous sens. Outre cette hornblende secondaire, D1, D2 et D3 renferment une hornblende plus ancienne comme principal élément, qui est peut-être, du moins en partie, secondaire après l'augite, bien qu'aucun débris d'augite primitive n'ait été observé dans les plaques examinées. Sans tenir compte de la hornblende secondaire, du kaolin, ou de l'épidote, etc., on a estimé à peu près comme suit la composition de chacune de ces roches:

D1: grain, 0.4 à 0.5 mm.; quartz, environ 5 pour cent; hornblende, environ 25 pour cent; feldspath problématiquement identifié comme oligoclase, environ 70 pour cent; magnétite ou ilménite accessoires.

D2: grain, 0.5 à 0.7 mm.; pas de quartz, hornblende, environ 30 pour cent; feldspath, probablement de l'andésine, environ 70 pour cent; magnétite et pyrite ou pyrrhotine accessoires.

D3: grain, 0.3 à 0.4 mm.; quartz, 2 ou 3 pour cent; hornblende, environ 50 pour cent; feldspath, se rapprochant de la composition de l'andésine, environ 45 pour cent; magnétite, environ 2 pour cent.

D4: un tapis de lattes de feldspath ayant jusqu'à 0.5 mm. de longueur sur 0.05 mm. de largeur; feldspath d'à peu près la composition de l'andésine; quelques grains de quartz et environ 1 pour cent de magnétite; une bonne quantité de hornblende secondaire en aiguilles entrelaçant les feldspaths.

Porphyre rhyolitique: quelques phénocristaux de quartz et de feldspath enchâssés dans une pâte se composant en grande partie d'oligoclase microgrenue, $Ab^{85}An^{15}$, avec 15 ou 20 pour cent d'actinote en fines aiguilles et lattes. Quelques grains de magnétite.

Structure. La structure aux environs de la propriété Waite n'a pas été déterminée aussi à fond qu'à la mine Amulet, partiellement à cause des affleurements qui y sont plus pauvres, partiellement aussi par suite du grand nombre de roches intrusives. Il y a cependant un indice suffisant que très probablement les conditions structurales dans les deux endroits sont analogues. A environ 2,200 pieds du puits, s'orientant sud 6° ouest de ce dernier, on a observé un excellent contact entre les épanchements, dont l'allure fut déterminée comme nord 60° est, et le sommet comme faisant face au nord. Près du puits lui-même, et sur une certaine distance au sud, la direction, telle que déduite de l'attitude des massifs de minerai et des amas intrusifs en forme de filon-couche, est à peu près la même, mais le pendage est d'environ 25° sud. Sur la colline Beaver, une haute protubérance rocheuse à environ un mille au nord-est de la mine et au nord de la ligne de direction tirée du puits, l'allure s'oriente vers le nord-ouest, le

pendage 17° nord-est. Bien que les données soient médiocres, elles indiquent que les strates sont plissées en petits plis, avec des pentes douces sur les flancs, et que l'amas de minerai repose sur un anticlinal bas.

Les altérations autour de l'amas sont sensiblement les mêmes qu'à la mine Amulet, bien que moins bien développées. La même "structure grillagée" ou l'altération mouchetée qui se présente sur tous les amas d'Amulet se retrouve aussi sur celui de la mine Waite, bien qu'elle soit assez mal développée immédiatement au-dessus du massif et beaucoup mieux un peu plus au sud. Une seconde étendue d'environ 1,000 pieds de diamètre, dans laquelle la structure grillagée est parfaite, se présente à un quart de mille ou davantage au sud-est du puits, laissant croire à l'existence possible d'un autre amas en profondeur.

On a observé un certain nombre de petites failles sur la propriété, dont l'une forme le sous-sol de la vallée dans laquelle fut découvert l'amas minéralisé. Elles s'orientent de nord 50° à 60° est, possèdent des pendages à pic presque verticaux et les lèvres septentrionales se sont déplacées vers l'ouest par rapport aux lèvres méridionales. Elles recoupent certainement les deux plus anciennes diabases ou diorites et peut-être les roches plus récentes. Il n'existe encore aucune indication qu'elles soient associées d'une façon quelconque à la minéralisation.

Les amas de minerai se sont formés par la substitution des laves andésitiques. Elles ne semblent avoir remplacé aucune roche intrusive à un degré remarquable.

Claims Chance

Ce groupe de claims est situé dans le canton de Beauchastel, à environ un mille au nord-est des claims Arntfield. La principale découverte se trouve près de l'angle nord-est du claim Howard n° M.L. 1860 ou bloc 18, à quelque 50 pieds au nord de la ligne centrale du canton et à 2½ milles à l'est de sa limite occidentale.

Les roches encaissantes à cet endroit sont des laves rhyolitiques dures, de couleur pâle, interstratifiées avec des couches de brèche. Deux des épanchements recoupés par la bande de minerai ressemblant à un filon ont respectivement 60 et 80 pieds d'épaisseur. Les trois couches de brèche avec lesquelles ces épanchements sont interstratifiés ont une épaisseur respective de 15, 32 et 18 pieds. Les couches s'orientent nord 62° est et plongent abruptement vers le nord; on a obtenu une excellente détermination, indiquant que les bords méridionaux des épanchements sont les sommets primitifs. La rhyolite se compose de quelques phénocristaux de quartz enchâssés dans une pâte finement grenue de feldspath frais et d'un peu d'actinote. Le feldspath possède un faible indice de réfraction, à peu près celui de l'albite ou oligoclase-albite, mais on ne peut exactement le déterminer en plaque mince car les minéraux présentent des indices d'ombre d'extinction roulante dus aux efforts subis.

Les sulfures ont remplacé les rhyolites le long d'une bande ou zone bien définie s'orientant nord 75° ouest, et, par conséquent, traversant la stratification sous un angle d'environ 45° (*voir* figure 18). Il semble donc que le remplacement se soit produit le long de quelque fissure en droite

ligne. La où la bande de sulfures entrecoupe un épanchement de rhyolite elle est large de 3 à 6 pieds. Là où elle traverse une couche de brèche elle se gonfle en un gros amas de sulfure massif de 30 pieds ou plus de largeur, et le remplacement partiel de la brèche s'est produit sur une distance de 100 à 200 pieds plus loin.

L'amas de sulfure se compose presque entièrement de pyrite avec un peu de magnétite sur les bords. On prétend avoir trouvé un peu de sphalérite, mais elle n'était visible nulle part quand la propriété fut examinée en 1923. La pyrite renferme, dit-on, de faibles teneurs aurifères, mais on n'a obtenu aucun renseignement positif sur ce point.

La bande de sulfures, là où elle se présente dans la rhyolite massive, peut être divisée en deux parties, une zone centrale de remplacement complet et deux zones extérieures de substitution partielle. La zone centrale, de 3 à 6 pieds de largeur, est un amas solide de pyrite à grain fin. Les zones extérieures renferment de la rhyolite entrecoupée de nombreuses veinules de pyrite massive et d'une bonne quantité de magnétite et de pyrite éparse dans la rhyolite entre les veinules. Au delà de la zone de veinules de pyrite se trouve une autre zone de veinules de magnétite, dont la plus large contient un filet central de grains de pyrite.

Une plaque mince de l'une des veinules révèla, en outre de la pyrite et d'un peu de magnétite, tous les minéraux caractéristiques des dépôts provenant de solutions très chaudes. Ce sont le quartz, la hornblende se rapprochant de l'actinote, la pistazite (épidote) en cristaux primaires bien taillés et une bonne quantité d'un minéral trop altéré pour être identifié, mais à contours feldspathiques.

Quelques-unes des brèches rhyolitiques se composent de couches de cendre, d'autres sont probablement des brèches d'épanchement. Celle dont on a fait une plaque mince semble appartenir à la dernière catégorie. Elle est formée de cailloux de rhyolite pâle ayant jusqu'à un pied de longueur, dans une pâte de matière chloritique, verdâtre foncé à grain fin.

Au microscope on constate que la pâte se compose d'aiguilles d'actinote en majeure partie altérée en chlorite et en un feldspath finement grenu se rapprochant de l'albite, en proportions à peu près égales. On y a aussi identifié quelques grains de quartz. Les cailloux se composent d'une rhyolite très quartzifère, semblable à celle déjà décrite.

Là où la veine traverse la brèche elle se gonfle en de gros amas de pyrite massive de 30 pieds de largeur ou davantage, par la substitution complète des cailloux et de la pâte. Au delà des bords de cet amas de sulfure, il s'est produit un remplacement sélectif, la pâte de la brèche étant complètement ou partiellement altérée en pyrite, les cailloux étant demeurés intacts, bien que renfermant un peu de sulfure, surtout près des bords de l'amas de sulfure. Le microscope révèle aussi que l'injection de la pyrite dans la pâte a été accompagnée d'une assez grande quantité de magnétite.

Les principaux traits intéressants résultant de l'étude du gisement Chance sont les suivants: (1) le dépôt exemplifie bien l'influence du caractère physique de la roche sur le remplacement; dans la rhyolite massive la bande de sulfure est étroite, mais dans la brèche rhyolitique elle se gonfle considérablement; (2) l'assemblage minéral représente le caractère

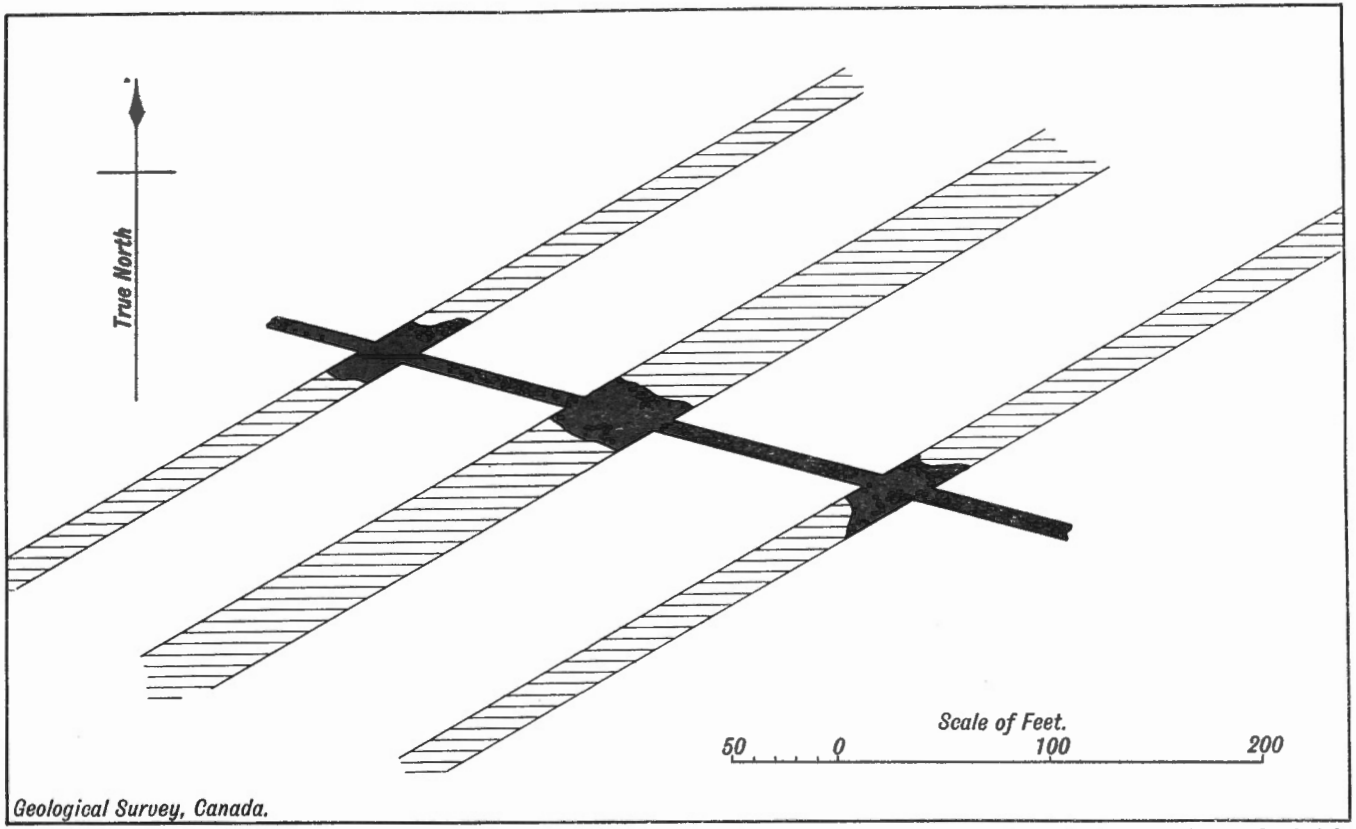


Figure 18. Dépôt de pyrite Chance. Les épanchements de rhyolite sont représentés par des étendues en blanc, la brèche rhyolitique par des lignes horizontales et le sulfure massif par le noir.

propre aux dépôts provenant de solutions chaudes concentrées; (3) la rhyolite autour des bords de l'amas de pyrite a la même composition que plus loin, i.e., là où la chalcopyrite fait partie des amas de sulfures on n'y rencontre pas d'altération en chlorite, en biotite ou en cordiérite.

Mines Robb-Montbray

La Robb-Montbray Mines, Limited, possède un groupe de dix claims d'une superficie totale d'environ 400 acres, dans l'angle sud-est du canton de Montbray. La plus forte partie des travaux a été concentrée sur les claims 4847, 4848, 4849, et 4850. La propriété fut jalonnée en 1924 ou au commencement de 1925 par la Quebec Prospectors, Limited, qui, en octobre 1925, la céda avec préférence d'achat à la Nipissing Mines Company, Limited. Cette dernière fit exécuter des travaux de développement pendant trois ans. Un puits fut foncé à une profondeur de 560 pieds, d'où des niveaux furent ouverts à 63, 125, 225, 325, 425 et 525 pieds de profondeur, et environ 5,000 pieds de galeries et de travers bancs furent pratiqués. En outre on effectua un levé électrique de la propriété et plus de 21,000 pieds de forage au diamant. En janvier 1929, on décida d'abandonner les travaux vu que les amas de minerai étaient trop petits et trop disséminés pour défrayer les frais d'exploitation.

Les roches sur les claims sont des rhyolites du Keewatin entrecoupées de dykes et d'amas irréguliers de diorite quartzifère. La plus forte partie de ces derniers sont des roches à grain plus fin, mais dans l'angle extrême sud-est de la propriété un dyke de 70 pieds de même composition mais de texture plus grossière, s'orientant au nord-est, traverse la diorite plus fine sur laquelle il se refroidit subitement. Ce dyke grossier est lui-même coupé par un petit dyke basique de quelques pouces de largeur. L'étendue semble ainsi indiquer qu'il existe deux, peut-être trois roches différentes, qui actuellement doivent toutes être classées comme diorite quartzifère.

Les fouilles ont révélé l'existence de deux zones parallèles recouvertes d'un chapeau de fer, s'orientant au nord-ouest, et de 400 à 600 pieds l'une de l'autre. La zone méridionale, dans laquelle on a découvert tous les amas de minerai, a environ 2,000 pieds de longueur sur 500 ou 600 pieds de largeur. C'est une zone de brèches difficile à délinéer, vu que la roche excessivement broyée des parties centrales passe, sans aucun changement subit, à une matière de moins en moins fracturée, et finalement à la rhyolite légèrement fissurée. La matière extrêmement broyée se compose de fragments anguleux à arrondis dont la taille varie de petites particules à 2 pieds de diamètre, enchâssés dans une pâte également fragmentaire à grain fin. Les fragments, là où ils ne sont pas altérés, se composent de rhyolite identique à celle que l'on trouve en dehors de la zone bréchoïde. Quelques-uns sont massifs, d'autres présentent des textures fluidales. La brèche est certainement une brèche dynamique formée par le broyage des rhyolites massives par les mouvements différentiels.

Les dykes de diorite quartzifère qui traversent les étendues bréchoïdes ne sont pas eux-mêmes bréchiformes, mais au contraire possèdent des contacts très irréguliers comme s'ils avaient envahi une matière bréchoïde. Les brèches se formèrent, par conséquent, avant l'intrusion des dykes de diorite quartzifère.

La rhyolite au voisinage des amas minéralisés est une roche grise très foncée, d'aspect basique à la surface mais renfermant beaucoup de quartz visible. Au microscope on constate que le quartz en compose environ 75 pour cent; le reste est un mélange de chlorite et de séricite, avec un peu d'épidote. Le quartz est tacheté de nombreuses petites inclusions. Le mélange de chlorite et de séricite remplit les interstices entre les grains de quartz et forme des amas filoniens irréguliers à contour mal définis. Il semble remplacer le quartz. La haute teneur en silice, l'absence de feldspath et d'autres minéraux primitifs, ainsi que les nombreuses inclusions dans le quartz, portent à croire que la roche, qui était probablement à l'origine une rhyolite, a reçu un apport considérable de silice et a même été remplacée par celle-ci. Les rapports visibles entre la silice et le mélange de chlorite et de séricite indiquent qu'il s'est produit un second remplacement partiel de la silice par la chlorite et la séricite.

Le remplacement de la rhyolite silicifiée par la chlorite est visible à l'œil nu dans la zone bréchoïde. Dans toute cette zone les petites particules de brèche sont pour la plupart remplacées par la chlorite, qui forme ainsi une pâte entourant les gros fragments de rhyolite silicifiée. Par endroits, cependant, la substitution est plus complète et on peut observer que la chlorite remplace d'abord les petits, puis les gros, et finalement les très gros fragments dans la brèche, de sorte que toute la roche est transformée en un amas de chlorite sans traits caractéristiques. Une plaque mince de roche chloritisée, ne présente au microscope qu'une chlorite grise très pâle, presque incolore.

Les dépôts de chalcopyrite se sont formés par le remplacement de la chlorite. La preuve de cette substitution s'établit de la façon suivante:

(1) Les amas de chalcopyrite sont confinés à des étendues de roche chloritique, et, en autant qu'on le sache, ne se présentent pas en dehors de ces zones.

(2) Près des bords des amas de chalcopyrite le chloritoschiste est recoupé par de nombreuses petites veinules de chalcopyrite, dont plusieurs sont un peu plus grosses qu'un cheveu. En maints endroits particulièrement aux intersections, les veinules s'élargissent soudainement en petites concentrations irrégulières atteignant la taille d'un gros pois. Le schiste environnant ne présente aucun signe de torsion, comme ce serait le cas si la matière des petites concentrations avait été enfoncée de force, de façon à refouler le schiste sur le côté sans le remplacer. Les amas n'ont pas de contours bien marqués, mais la chalcopyrite massive au centre passe à un mélange de grains de chalcopyrite mêlée à la roche dans laquelle la proportion de sulfure diminue vers l'extérieur jusqu'à ce qu'elle devienne une roche pure. Un tel état de choses ne se peut produire que par remplacement.

(3) Dans le cas d'au moins un gros amas de chalcopyrite, la surface légèrement altérée présente la texture schisteuse de la roche chloritique retenue dans la chalcopyrite. Un spécimen poli provenant de cette localité présente le type schisteux d'une merveilleuse façon.

La suite des événements dans la région semble, par conséquent, avoir été la suivante: (1) cisaillement de la roche de fond et formation de brèches;

(2) intrusion de la diorite quartzifère; (3) silicification de la roche encaissante; (4) chloritisation de la matière silicifiée; (5) remplacement de la chlorite par la chalcopyrite.

Des indications superficielles de bon augure furent découvertes en trois endroits. Celle désignée par la compagnie comme gîte n° 1 se trouve dans le quart sud-est du claim 4847, à environ 750 pieds au sud-est du puits. Elle se compose de chalcopyrite disséminée, avec de petites lentilles de chalcopyrite massive. La plus grande des étendues minéralisées à cette localité est longue d'environ 100 pieds et large de 20 pieds; sa teneur moyenne à la surface était d'environ $1.50 d'or par tonne et 2 pour cent de cuivre. Quatre trous de perforatrice diamantée traversent ces zones à une profondeur de 75 pieds, où la teneur moyenne est un peu moindre qu'à la surface. Six autres trous pénètrent le dépôt à des profondeurs de 200 à 500 pieds avec des résultats analogues.

Le gîte n° 2 est à environ 400 pieds du puits, dans une direction légèrement au nord de l'ouest. On l'a découvert à l'aide de la boussole d'inclinaison et par des tranchées. Le forage semble indiquer qu'il s'agit d'un amas à peu près périforme, d'environ 80 pieds de profondeur sur 50 pieds de largeur près du fond. Sa teneur moyenne était de $0.80 d'or par tonne et de 2.5 pour cent de cuivre.

Le gîte n° 3 se trouve à environ 200 pieds à l'ouest du puits. La plus forte partie des teneurs élevées ont été obtenues de ce dépôt et, par conséquent, les travaux souterrains et les forages y ont surtout été concentrés. A la surface ce semble être une zone minéralisée d'au moins 500 pieds de longueur sur 50 pieds de largeur, renfermant de la chalcopyrite disséminée inférieure à la qualité commerciale. On a trouvé une plus forte concentration en deux endroits. Le premier, un amas de chalcopyrite massive au fond d'une excavation de 12 pieds dans le drift, avait 3 pieds de largeur et donna à l'essai $15 d'or par tonne et 11 pour cent de cuivre. Au second endroit, à 125 pieds du premier, il y avait de la chalcopyrite massive sur une longueur de 30 pieds et une largeur de 9.5 pieds avec une teneur moyenne de $21 d'or et 12 pour cent de cuivre.

La minéralogie des dépôts est assez extraordinaire. La pyrite et la pyrrhotine, qui se présentent en grande quantité dans d'autres dépôts de Québec, se trouvent en très petite proportion dans la principale zone minéralisée, et la chalcopyrite constitue à peu près le seul sulfure. Dans d'autres gîtes la chalcopyrite remplace la pyrite et la pyrrhotine; à cet endroit elle remplace directement la chalcopyrite. La propriété Robb-Montbray est la seule, la Horne exceptée, sur laquelle d'importantes teneurs aurifères accompagnent les sulfures. L'or semble se présenter surtout à l'état natif, bien qu'il s'en trouve probablement sous forme de tellurures. Les tellurures de divers types sont assez fréquents et leur présence indique ordinairement de fortes teneurs en or aux niveaux supérieurs mais non aux étages inférieurs.

Ellis Thomson, à qui on a soumis des spécimens de tellurures massifs trouvés en poches çà et là, a identifié toute une variété de tellurures et autres espèces minérales.[1] Parmi les tellurures se trouvent: altaïte (PbTe),

[1] Thomson (Ellis): "A New Telluride Occurrence in Quebec"; University of Toronto Studies, N° 27 (1928).

tétradymite Bi^2 (Te, S) ^{3}, krennérite (Au, Ag) Te^2, petzite (Au, Ag) ^{2} Te, et coloradorite, HgTe, auxquels sont associées la chalcopyrite et de petites quantités de sphalérite, pyrrhotine, or, pyrite et chalcosine.

Claims Coniagas

La Coniagas Mines, Limited, a fait prospecter un groupe nombreux de claims près de la jonction des cantons de Montbray, Duprat, Beauchastel et Dasserat. La principale découverte a été faite sur le claim A5365 dans l'angle extrême sud-est de Montbray. Les roches des environs sont des rhyolites et des brèches rhyolitiques recoupées par un dyke de gabbro récent se dirigeant au nord. Une zone de cisaillement s'orientant à peu près nord 25° ouest traverse les rhyolites altérées et minéralisées. La rhyolite près de la zone de cisaillement et, dans celle-ci, a été fortement silicifiée, de sorte qu'au microscope elle ressemble étroitement à du quartzite très pur. Cette matière silicifiée a été remplacée par la chlorite, comme sur la propriété Robb-Montbray et la roche chloritique a été remplacée par la pyrite et la chalcopyrite, dont une partie est massive. La minéralisation fut mise à jour sur une étendue d'environ 150 pieds de long et 10 pieds de large mais les massifs découverts étaient ni assez gros ni assez riches pour défrayer les frais d'exploitation.

Claims Eplett-Metcalfe

L'Eplett-Metcalfe Mining Company, Limited, possède treize claims, d'une superficie totale d'environ 520 acres, chevauchant la ligne limitrophe entre Montbray-Duprat et au sud de la ligne centrale de ces cantons. Dix des claims sont dans Montbray et trois dans Duprat. La principale découverte se trouve sur le claim 6617, canton de Montbray.

La roche encaissante se compose de roches volcaniques acides envahies par un filon-couche de diorite quartzifère en pente douce vers l'est. Toutes deux sont pénétrées par un dyke de 75 pieds de gabbro récent qui s'oriente presque droit au nord et plonge brusquement vers l'ouest.

Les amas minéralisés se présentent au sein du dyke de gabbro récent. Le principal dépôt est une inclusion de roches volcaniques d'environ 40 pieds de longueur sur 10 pieds de largeur, en partie ou complètement remplacé par des sulfures. Les sulfures sont massifs sur environ 5 pieds et disséminés sur le reste de la largeur. Ils se composent surtout de pyrrhotine, avec de la chalcopyrite. Le forage a démontré que ce "nerf" de roches volcaniques minéralisées plonge vers l'est de façon à sortir du dyke de gabbro récent à une faible profondeur en dessous de la surface actuelle, de sorte que son rapport avec les roches volcaniques n'est pas interrompu. On trouve aussi une matière minéralisée à un ou deux autres endroits dans le dyke.

La minéralisation de la lave paraît s'être produite avant l'intrusion de la diabase récente, de sorte que les petits dépôts sont en réalité des inclusions détachées de l'amas de lave minéralisée et englobée dans la lave liquide. Le gros amas est presque une inclusion, mais il est encore relié à la roche mère par un diatrème.

Don Rouyn-Gold Mines

La Don Rouyn-Gold Mines, Limited, possède ou contrôle un groupe de huit claims près de la frontière occidentale du canton de Rouyn. Ils portent les numéros M.L. 1799, M.L. 1800, M.L. 2028, T. 1785, T. 1786, T. 1787, T. 1788 et T. 1789. Les bâtisses du camp se trouvent dans l'angle nord-ouest du claim M.L. 1799, faisant face à la route Rouyn-Cheminis, à 2½ milles de Rouyn. La route traverse les claims M.L. 2028 et M.L. 1799, l'extrémité méridionale de la propriété, et le chemin de fer entre Swastika et Rouyn traverse aussi le claim M.L. 1799 à quelques centaines de pieds à l'ouest des bâtisses.

Au sud de la route Rouyn-Cheminis les roches se composent de laves du Keewatin recoupées par quelques dykes de diorite quartzifère. On rencontre aussi des laves à l'extrémité septentrionale de la propriété. Le sous-sol de la zone intermédiaire, d'un peu moins d'un demi-mille de largeur, est formé de granite Powell, qui renferme çà et là des inclusions de roche verte, dont quelques-unes sont assez considérables. La bande de granite est bordée au sud par une vallée bien définie que suit la route. Cette vallée est un prolongement de la vallée du creek Horne et est probablement occupée par la faille qu'on a déjà décrite. Sur le claim M.L. 2028 le flanc méridional de la vallée est une crête escarpée qui, par endroits, présente des pans presque verticaux.

Jusqu'à la fin du mois d'août 1927, on s'était surtout occupé de l'étendue de granite. Une bande ou zone dans le granite, s'orientant à peu près nord 70° est, presque parallèlement à son contact méridional, est assez fort minéralisée en chalcopyrite et un peu de pyrite. Cette zone fut ouverte par un assez bon nombre de tranchées et un puits de 60 pieds de profondeur, dit-on, y fut foncé. La chalcopyrite est en grains disséminés dans le granite et forme aussi des veinules irrégulières avec une bonne quantité de quartz. Le puits est foncé sur une zone fracturée remplie d'un mélange de quartz et de chalcopyrite. D'après le gérant, cette zone fracturée, ou veine, de 7 pouces à la surface, s'élargissait à 3 ou 4 pieds au fond du puits.

Il est intéressant de noter le parallélisme de la zone minéralisée avec la vallée d'effondrement à une faible distance au sud. Il laisse supposer que le granite peut avoir été fracturé par les mêmes forces qui ont causé le dérangement. Si tel est le cas, la chalcopyrite est plus récente que ce dernier comme sur la propriété Horne.

Des travaux intenses en tranchées et dépouillement ont aussi été effectués sur d'autres parties de l'étendue de granite. On a découvert de la minéralisation en un certain nombre d'endroits, plus particulièrement dans les inclusions de roche verte dans le granite et le long des plans de cisaillement. Cependant on n'a encore mis à jour aucun amas de minerai rémunérateur.

Mines Archean

L'Archean Mines Development Company, Limited, à laquelle était associée la Harvie Mining Exploration Company, Limited, possédait ou détenait avec préférence d'achat quelque soixante-quatorze claims dans les

cantons de Dufresnoy et de Cléricy. Un groupe de treize claims se trouve au nord de la rivière Kinojévis, dans le canton de Dufresnoy, près de la frontière orientale juste au nord de la ligne centrale. Le chemin de fer Rouyn-Mines traverse la partie méridionale de ce groupe et la station de Cléricy est à environ un quart de mille à l'est. Les autres claims se trouvent au sud-est de la rivière et de la station, en majeure partie dans le canton de Cléricy.

Le camp principal était sur la rive orientale du lac Savard, à environ 2 milles au sud de la station de Cléricy. Une route se dirige vers le nord du camp à la rivière vis-à-vis de la station, mais en été les approvisionnements sont transportés de la station en bateau sur une distance d'environ 5 milles en descendant la rivière Kinojévis, et de là sur un portage d'un demi-mille sur le lac Savard. Les travaux cessèrent en 1928, la mine fut fermée et l'outillage vendu.

Des laves, surtout acides, forment le sous-sol de presque toute la région. Elles sont envahies par la granodiorite de Cléricy, un amas de plusieurs milles de longueur sur environ trois quarts de mille de largeur, s'orientant nord 30° ouest. Un demi à trois quarts de mille au sud-est du lac Savard, un gros dyke de gabbro récent se dirige au nord-est et entrecoupe la granodiorite et les laves.

Les travaux furent en majeure partie concentrés sur les claims au sud de la rivière. De ces derniers, un peu plus d'un tiers, soit à peu près trente-trois claims, est supporté par la granodiorite. Toutes les découvertes furent faites dans la région à l'est de la limite de la granodiorite.

Sur le claim A2509, à un peu plus d'un mille directement à l'est du camp sur le lac Savard, un puits fut foncé pour explorer une zone minéralisée. Le puits fut descendu à 125 pieds avec des niveaux à 45 et 125 pieds et on rapporte qu'environ 800 pieds de travaux latéraux ont été effectués de ces niveaux. On n'a pas examiné les travaux souterrains, mais la halde renferme du minerai de zinc de bonne qualité. En examinant avec soin les spécimens on constata que l'ordre de la formation des minéraux exploitables est le même qu'ailleurs dans Rouyn. Dans un certain nombre de veinules les minéraux se présentent en ségrégation, la pyrite tapissant l'une des épontes ou les deux et le centre étant rempli de sphalérite.

Les roches aux environs du puits sont des laves gris clair, finement grenues et se rapprochant probablement de la dacite. Comme les laves de tous ces claims, elles sont assez bien minéralisées en grains disséminés de pyrite, dont l'altération en rouille masque tellement les structures et les textures à la surface qu'on n'a pu déterminer ni la direction ni le pendage des épanchements. La structure en coussinets s'est très bien développée en certains endroits près du puits, et en un point juste à l'ouest ces laves ont considérablement été remplacées par les sulfures, surtout la pyrite. Cette substitution est un excellent exemple de l'influence de la composition et de la texture. La matière fort chloritique, à grain fin, un peu fracturée, qui se trouve entre les coussinets a été en grande partie ou entièrement remplacée par les sulfures et les bords à grain fin des coussinets sont aussi attaqués à un certain degré; mais les parties centrales massives, plutôt acides, des coussinets ne sont pas remplacées. On a aussi constaté ici une altération,

telle que déjà mentionnée dans la description de la propriété Horne, de la roche de chaque côté d'une veinule en une matière noire hautement chloritique.

En outre, il existe près du puits un certain nombre de zones de cisaillement bien définies, chacune de quelques pouces de largeur, et une ou plusieurs zones fracturées à contours assez vagues et de largeur variable. Elles se dirigent environ 5° à l'ouest du nord et semblent plonger presque verticalement. Les zones fracturées sont bien minéralisées en pyrite et un peu de chalcopyrite; par endroits il se présente d'assez gros paquets de chalcopyrite.

A environ un demi-mille au nord du puits n° 1, dans l'angle sud-ouest du claim A2505, on a ouvert une veine de quartz et de chalcopyrite dans ce que l'on appelle le dépôt numéro 3. Elle est exposée dans une tranchée de quelque 30 pieds de longueur qui était remplie d'eau au moment de l'examen. La veine se dirige au nord-ouest et plonge, dit-on, vers le sud-ouest; sa largeur serait de 10 à 15 pieds. Les fragments de la halde se composent en grande partie de quartz et de chalcopyrite avec un peu de pyrite. Dans quelques-uns, la teneur en chalcopyrite est assez élevée, mais la matière filonienne moyenne atteindrait peut-être entre 3 et 5 pour cent de cuivre. La chalcopyrite remplit les petites fissures du quartz.

Vers le côté septentrional du même claim il existe une autre veine, ou plutôt un filon fort analogue. Il se compose d'un certain nombre de filets de quartz ayant jusqu'à 6 pouces de largeur remplissant une zone d'environ 6 pieds de large. Il s'oriente nord 20° ouest et plonge probablement à pic vers l'ouest. Le quartz renferme un peu de chalcopyrite et une bonne quantité de pyrite.

Sur le claim A2515, à environ un demi-mille un peu au nord de l'ouest de la dernière veine décrite, il existe un trachyte gris clair fort minéralisé en pyrites, lequel remplit les petites fissures de la roche. On a découvert à cet endroit une veine de quartz et de sphalérite d'environ 2 pieds de largeur s'orientant est et ouest. L'affleurement est maintenant entièrement masqué par la halde. Un puits fut foncé sur cette veine. On dit que jusqu'à environ 50 pieds de profondeur le puits suivait la veine, puisque la veine plongeait vers le sud. Au niveau de 100 pieds on a commencé un travers-banc vers la veine. Le travers-banc pénétra dans cette même veine ou dans une autre, de 8 pieds, dit-on, de largeur, et plongeant vers le nord. On perçait des galeries sur cette veine au moment de l'examen. La matière filonienne observée sur la halde se compose d'une roche traversée de nombreux filets de quartz et d'un peu de chalcopyrite. Quelques-uns des spécimens contiennent une bonne quantité de chalcopyrite, mais dans la plupart la minéralisation est très faible.

En général, la minéralisation assez répandue de ces claims fait présumer que des amas de minerai exploitable y existent probablement mais on n'en a jusqu'ici découvert aucun.

Quemont Mining Corporation, Limited

La Quemont Mining Corporation, une filiale de la Mining Corporation of Canada, Limited, possède sept claims dans le canton de Rouyn touchant à la propriété de la Noranda Mines au nord-est. Ces claims, les numéros

M.L. 1733, 1734a, 1734b, 1743, 1745, et 1796 et T. 361, comprennent environ 640 acres. Le puits se trouve dans l'angle sud-est de M.L. 1734a, entre la limite de la Noranda et la rive sud de la baie nord-ouest du lac Osisko. Il a 905 pieds de profondeur, avec des niveaux à 215, 500 et 900 pieds. En septembre 1929, environ 2,800 pieds de travaux latéraux avaient été exécutés au niveau de 215 pieds et 1,600 pieds aux deux autres, en plus de beaucoup de forage souterrain.

Ce développement fut entrepris dans le but de rencontrer en profondeur quelques-uns des amas de minerai Horne. Jusqu'à la fin de 1929, cependant, ces espérances n'avaient pas été couronnées de succès. Le travail est particulièrement intéressant du point de vue géologique, en ce qu'il établit la présence et l'amplitude de la faille de Horne-Creek, que l'on a déjà décrite (*voir* Plis et Failles).

Newbec Mines, Limited

La Newbec Mines, Limited fut constituée en février 1927, comme une amalgamation du Rouyn Gold Pan Syndicate, de la Norbec Mines, Limited et des claims McLeod. La propriété se compose de trente-deux claims situés dans le canton de Dufresnoy et formant une superficie totale d'environ 2,000 acres. Un puits a été foncé à une profondeur de 250 pieds près du centre du bloc de claims 8, à cinq-huitièmes de mille au nord-ouest du lac Dufault, et des niveaux percés à 75, 125 et 250 pieds. Quelque 70 pieds de travaux latéraux avaient été effectués au niveau de 125 pieds en septembre 1929, et environ 600 pieds au niveau de 250 pieds. En outre un assez grand nombre de tranchées avaient été pratiquées sur le claim A 1415, qui touche à la limite nord du bloc 8.

Les roches sur les claims comprennent des laves, des roches intrusives secondaires et de la granodiorite de Dufault. A environ 850 pieds au sud du puits se trouve la bordure septentrionale du granite de la moitié occidentale de la roche intrusive de Dufault. Ici la bordure se dirige est-ouest. À peu près à la même distance à l'est du puits se trouve le bord occidental du filon-couche de diorite et d'anorthosite qui occupe le centre de la roche intrusive de Dufault. Il s'oriente nord 20° ouest et plonge sous un angle d'environ 50° est. La mine est ainsi située dans l'angle aigu entre ces contacts.

Les laves sont d'acidité moyenne se rapprochant de la dacite par leur composition. Les roches intrusives secondaires comprennent des gabbros anciens ou diorites d'au moins deux époques et un porphyre quartzifère très siliceux, plus ancien que les deux gabbros, mais envahissant les laves. Les laves, au voisinage de la mine, s'orientent nord 20° ouest, plongent sous un angle de 35° est et font face à l'est. Le prophyre quartzifère constitue des amas en forme de filon-couche qui sont parallèles à la direction générale et au pendage des laves, mais les traversent par endroits. La plupart des dykes de diorite observés suivent aussi de près l'allure et le pendage des laves; ces derniers forment la plus ancienne série de dykes. On n'a constaté qu'un seul des dykes plus récents dans les chantiers de la mine. Il a environ 20 pieds de largeur, s'oriente nord 70° est à angle droit par rapport aux autres, et plonge verticalement ou très abruptement vers le nord.

Le trait dominant dans les chantiers est une petite faille. Elle se dirige nord 70° est, plonge sous un angle de 82° nord et entrecoupe toutes les roches présentes, à savoir, les laves, le porphyre et les deux diorites. Ses rapports avec le principal amas de diorite et d'anorthosite à l'est ne sont pas encore connus. Le déplacement le long de la faille ne semble pas avoir été de plus de quelques pieds. Sa direction n'a pas encore été établie avec certitude, mais il est probable qu'elle suit celle des autres failles dans le district, i.e., le côté nord à l'ouest.

L'amas de minerai à la surface remplissait une cannelure de faille, sous forme d'une veine de chalcopyrite et d'autres sulfures, d'environ un pied de largeur. Quand le puits fut foncé sur cette veine, on trouva qu'elle s'inclinait fortement à l'est, de sorte que le puits en sortit à une profondeur de 35 pieds. Conséquemment, des niveaux furent dirigés vers l'est pour rejoindre de nouveau le minerai et pour l'explorer à diverses profondeurs. Les fouilles semblent indiquer que la position de l'amas se rattache en partie à la crevasse de faille, en partie au sommet de l'épanchement de lave andésitique dans laquelle il se présente et qu'il remplace. Entre la surface et le niveau de 250 pieds, l'amas forme une colonne de richesse irrégulière s'orientant nord 70° est et plongeant 82° nord, comme la cannelure, mais s'inclinant 35° est, parallèlement au sommet de l'épanchement d'andésite et à quelques pieds en dessous. L'amas est petit, sa coupe transversale aux divers niveaux étant de quelque 30 pieds de longueur sur de 5 à 10 pieds de largeur. Ces chiffres ne sont pas exacts, vu que le minerai est assez irrégulier; ils n'offrent qu'une idée générale de la dimension approximative de la colonne de richesse.

Comme on l'a déjà signalé, le minerai à la surface occupait la cannelure, mais tel n'est pas le cas aux étages inférieurs. Au niveau de 125 pieds le minerai se trouve à environ 15 pieds au nord de la cannelure, dans l'andésite beaucoup fracturée. Au niveau de 250 pieds le minerai environne la cannelure, mais celle-ci, remplie de quartz, de carbonates, d'un peu de pyrite et de chalcopyrite traverse l'amas de minerai. Ces rapports portent à croire qu'il doit y avoir eu une fissuration préliminaire le long des lignes de la faille actuelle et que les solutions minéralisatrices pénétrèrent par ces ouvertures. Après la mise en place du minerai, se produisit le principal mouvement de faille et la cannelure se remplit de quartz, de calcite et d'autre carbonate ainsi que de pyrite et de chalcopyrite en petite quantité. Des rapports à peu près semblables, on se le rappelle, se présentent à la mine Horne, où de petites failles sont remplies de minerai et d'autres entrecoupent les amas.

Le minerai est de bonne qualité, atteignant une moyenne de 5 ou 6 pour cent de cuivre. Il se compose de chalcopyrite, de pyrite et de pyrrhotine; il ne s'y trouve presque pas de zinc. Au niveau de 125 pieds le minerai est une variété de brèche, dans laquelle des blocs de pyrrhotine et de magnétite se présentent dans une pâte de chalcopyrite et de pyrite. De nombreux filets de chalcopyrite passent de cet amas à la roche encaissante. On a trouvé que quelques-uns passaient, sur des distances de quelques pieds, dans des veinules de quartz et de carbonate contenant des grains disséminés de sulfure.

Le minerai est plus récent que toutes les roches présentes. Au niveau de 125 pieds il remplace l'andésite et s'étend vers l'est sur une certaine distance dans le porphyre quartzifère. A l'étage de 250 pieds il existe dans ces deux roches et remplace aussi sur une courte longueur le dyke plus récent de diorite. Ni le porphyre ni la diorite ne semblent être propices à la présence de minerai, qui est surtout restreint à la lave.

Altération de la roche. Une altération prononcée de la roche encaissante, tant l'andésite que le porphyre quartzifère, s'est produite près des amas minéralisés. Le porphyre quartzifère, là où il n'est pas affecté par cette altération, se compose de phénocristaux de quartz et d'oligoclase ($Ab^{85}An^{15}$) dans une pâte des mêmes minéraux. On estime la proportion de quartz à environ 20 pour cent. Il se peut qu'un certain minéral ferromagnésien primitif ait pu exister, mais si tel est le cas il est maintenant masqué par de la chlorite plus ou moins secondaire remplissant les fissures, avec des bords irréguliers de substitution qui traversent indifféremment la pâte et les phénocristaux. A une certaine distance des amas minéralisés, cette roche est plus ou moins fortement silicifiée. Dans un spécimen la proportion de quartz avait augmenté à 40 ou 50 pour cent; dans un autre, presque tout le feldspath primitif était remplacé par du quartz. On y rencontre aussi des amas filoniens vaguement définis de séricite. Plus près des amas de minerai, là où la roche commence à être minéralisée, elle devient foncée par suite du développement de la chlorite. Des plaques minces démontrent que le quartz à grain fin ou le mélange de quartz et de séricite de la roche silicifiée a été remplacé par la chlorite en certains endroits, et par un mélange de chlorite et d'épidote (pistazite) dans d'autres. Les grains de pyrite ou de chalcopyrite se présentent presque toujours avec les amas de chlorite.

L'andésite décèle une altération assez semblable, à savoir, une silicification préliminaire et une dernière transformation en chlorite avec apport de pyrite et de chalcopyrite. Un spécimen présentait, cependant, une phase intermédiaire dans laquelle la biotite s'est développée après la silicification préliminaire et elle fut plus tard remplacée par la chlorite. Elle ressemble à l'altération près des amas de l'Amulet.

CHAPITRE XI

GÎTES AURIFÈRES

Claims Russian Kid

En octobre 1924, A.-W. Balzimer et Mike Mitto jalonnèrent un groupe de trente-trois claims de 40 acres sur le côté nord-est du lac Labyrinthe, canton de Dasserat. Balzimer découvrit plus tard de l'or sur le claim T 2108, ce qui suscita beaucoup d'intérêt. Depuis cette époque les partenaires firent beaucoup de travaux en ouvrant cette découverte et en prospectant les autres claims. La propriété fut examinée au cours de l'été de 1925. A ce moment-là la veine avait été mise à jour par des tranchées transversales sur une longueur d'environ 350 pieds, et un certain nombre d'excavations peu profondes avaient été creusées, dont l'une d'environ 12 pieds de profondeur. A l'extrémité occidentale la veine disparaît, mais à un quart de mille plus loin, en direction de la veine, une fosse a été creusée dans le drift et on a trouvé du minerai sur la roche de fond; il doit évidemment exister un autre prolongement de la veine dans cette direction, mais on ne connaît encore que peu de chose sur son compte.

La veine suit de près le contact entre un massif de granite et un autre de diorite quartzifère, pénétrant ici l'une, là l'autre roche. Elle s'oriente nord 70° est et plonge 75° sud. Dans l'affleurement le plus oriental, là où elle disparaît sous un marais, elle a 7 pieds de largeur. A environ 200 pieds à l'ouest sa largeur diminue à 2 pieds, puis augmente de nouveau à 5 pieds à 70 pieds plus loin et se rétrécit finalement à rien à environ 300 pieds de l'affleurement de l'est.

La matière filonienne se compose de quartz blanc et d'un peu de carbonate de fer très richement minéralisé en pyrite à gros grain. La roche d'éponte est aussi chargée de pyrite sur une distance de 1 à 3 pieds de la veine. La pyrite renferme apparemment de l'or. Un échantillon, se composant d'environ 80 pour cent de pyrite pure donna à l'essai $9.60 d'or par tonne. D'après les propriétaires, la teneur moyenne de la matière filonienne, l'or libre exclu, est de $6 à $7 par tonne et celle de la roche d'éponte fort minéralisée de $3 à $4.

On trouva beaucoup d'or libre dans la veine lorsqu'on l'ouvrit pour la première fois, donnant à la découverte un caractère tout à fait distinctif. L'or libre n'a été rencontré, jusqu'à présent, que dans la matière limonitique formée par l'altération de la pyrite; il semble probable, par conséquent, que l'or libre est simplement résiduel et n'habite pas la matière filonienne inaltérée. Il est donc peu probable que la teneur moyenne des matières filoniennes dépasse les teneurs précitées.

La roche sur le côté nord de la veine est un gros filon-couche de diorite quartzifère, différenciée par endroits, de sorte que le côté méridional ou supérieur est beaucoup plus feldspathique que le côté septentrional ou inférieur. Sur le côté sud de la veine se trouve un massif de granite dont

la texture et l'aspect général ressemblent tellement aux phases plus acides de la diorite qu'il porte à croire que c'est un produit différencié du magma de diorite. Il se compose d'environ 30 pour cent ou plus de quartz, 5 pour cent de hornblende en longues aiguilles, maintenant en majeure partie altérée en chlorite, 2 ou 3 pour cent de magnétite en gros cristaux, et le reste surtout d'oligoclase (Ab^{80} An^{20}).

La roche le long du contact granito-diorite est assez intensivement cisaillée soit par dislocations soit par glissement entre deux formations pendant le plissement.

Granada-Rouyn Mining Company, Limited

La Granada-Rouyn Mining Company possède maintenant ou contrôle un bloc de quarante-cinq claims dans le quart sud-ouest du canton de Rouyn. La propriété consistait tout d'abord en un bloc de dix-sept claims jalonnés en 1924, et connus alors sous le nom de claims Bathurst. Peu après le jalonnement, les claims furent cédés avec préférence d'achat à la McIntyre-Porcupine Mines qui effectua un levé géologique de la propriété et pratiqua beaucoup de tranchées et de dépouillement. Les travaux furent alors discontinués jusqu'à ce que la propriété fût prise par les propriétaires actuels qui y ont beaucoup ajouté.

Les travaux de traçage furent surtout concentrés sur le claim Edna-Bathurst, T. 371. Un puits a été foncé à 670 pieds et des niveaux percés à 125, 250, 375, 500 et 625 pieds. Peu de travaux ont été executés au niveau de 250 pieds, mais aux quatre autres environ 2 milles de travaux latéraux ont été complétés, dont à peu près la moitié se trouve au niveau de 125 pieds. On a rapporté dans la presse qu'une usine sera construite dans un avenir rapproché.

Les laves et les tufs du Keewatin forment le sous-sol de la partie septentrionale du bloc de claims. et les grauwackes et les conglomérats du Timiskaming et celui de la partie méridionale. Des dykes et petits amas irréguliers de porphyre feldspathique rouge et gris envahissent les conglomérats d'un bout à l'autre d'une zone de 8,000 à 9,000 pieds de longueur et de quelque 2,000 pieds de largeur. Les porphyres renferment de gros cristaux de feldspath, ayant jusqu'à un pouce de longueur dans certaines variétés. Les variétés rouges ressemblent beaucoup aux porphyres d'Aldermac. De nombreuses veines de quartz renfermant de l'or se présentent dans les conglomérats à l'intérieur de la zone d'intrusion des dykes. La direction générale de cette zone est nord 60° ouest.

L'exploration jusqu'à la fin de 1929 s'était surtout limitée à une grosse veine portant le n° 2, laquelle s'oriente nord 60° ouest et plonge sous un angle de 50° nord. La veine a été suivie sur une distance d'environ 1,000 pieds à partir du puits sur les quatre niveaux. Elle se compose en majeure partie de nombreux filonnets parallèles de quartz recoupant le conglomérat; le long du toit il existe communément une veine plus grosse de quartz. Les teneurs sont assez faibles, et on doute que la matière filonienne, diluée par la roche encaissante qui doit être extraite avec elle, soit assez riche pour défrayer les frais d'extraction. Aux deux niveaux inférieurs, cependant, près des extrémités orientales, la veine s'élargit à 8 ou 10 pieds de quartz

blanc non-mélangé à la roche encaissante, et ces parties sont très riches. De l'or gros est visible dans le quartz en plusieurs endroits et la moyenne des essais de la matière filonienne s'élève, dit-on, à environ $100 par tonne. Les plus larges parties sont malheureusement assez courtes, les exploitants ayant dirigé leurs efforts vers la découverte de plus grandes longueurs.

La matière filonienne dans les parties plus riches se compose de quartz blanc, renfermant par endroits un peu de tourmaline ou de hornblende. Le quartz est considérablement croisé et fracturé, avec de nombreux petits plans de glissement remplis de pellicules de chlorite et, plus rarement, de séricite. Les fractures tendent à suivre parallèlement les épontes de la veine, mais elles se dirigent aussi dans d'autres sens. De l'or libre s'est déposé sur la chlorite ou la séricite dans les plans de glissement, ainsi que dans de petites fissures dans le quartz, en retrait des plans de glissement. De petites quantités de galène et de sphalérite à grain très fin se présentent, çà et là, marquant d'ordinaire les endroits où la veine est très riche. Très peu de carbonate accompagne le quartz, mais on en trouve dans les failles qui ont brisé la veine.

Les failles sont assez nombreuses, mais la plupart ne déplacent heureusement la veine que de quelques pieds. Le plus grand nombre s'oriente entre nord 10° est et nord 60° est. On y rencontre les deux types de droite et de gauche. La plus grande déplace la veine sur une distance horizontale de 150 pieds.

La roche encaissante, sur une distance de 2 ou 3 pieds de la veine, est plus ou moins lixiviée et minéralisée en pyrite. Sur une largeur de 6 pouces à partir de la veine cet effet est prononcé, de sorte que la grauwacke gris foncé est convertie en une roche gris clair presque crème, tachetée de pyrite. Une plaque mince de la grauwacke ordinaire à quelque distance de la veine, se compose d'environ 25 pour cent de quartz, 25 pour cent de biotite en partie altérée en chlorite et 50 pour cent de feldspath partiellement altéré en muscovite. De la grauwacke un peu lixiviée à environ 3 pieds de la veine renferme ni biotite chloritisée ni feldspath, mais ces deux minéraux ont été remplacés par un tapis de petits cristaux de mica blanc. Le produit d'altération gris clair à quelques pouces des veines ne diffère du dernier que par sa proportion de carbonate qui atteint de 20 à 25 pour cent. L'altération consiste, par conséquent, dans le remplacement du feldspath, de la chlorite et de la biotite de la roche par le mica blanc, et, en outre, près de la veine, d'une bonne quantité de carbonate et d'un peu de pyrite.

Veine Powell

La veine Powell est une grosse veine de quartz aurifère sur les blocs de claims numéros 60, 61 et 62, au sud-est du lac Héré, canton de Rouyn. La découverte de cette veine à la fin de l'automne de 1922 fut l'événement qui déclencha la ruée de prospecteurs dans la région de Rouyn et provoqua le grand développement qui s'est produit depuis. La propriété était détenue avec préférence d'achat par la Noranda Mines, Limited, en 1923, et de nombreuses tranchées, du dépouillement et des forages y furent effectués sous la surveillance de L.-K. Fletcher. La propriété fut ensuite cédée, avec

option d'achat, à la Nipissing Mines, qui en continua le développement. Les résultats démontrèrent que la teneur de la veine était trop faible, en face des conditions de transport à cette époque, pour justifier d'autres travaux et les options furent abandonnées. La Noranda Mines, cependant, détient encore le bloc 62.

Les roches sont des laves du Keewatin envahies par le granite Powell et des dykes de diabase. Ces laves sont généralement acides, bien qu'il s'y présente aussi des épanchements basiques. Elles s'orientent entre est-nord-est et est et plongent verticalement ou abruptement vers le sud, avec les sommets des épanchements faisant face au sud.

L'allure générale de la veine est nord 30° ouest et son plongement à l'est sous un angle moyen de 60° à 65°, mais ils varient considérablement sur de faibles distances. Elle atteint une largeur moyenne de 3 à 6 pieds. La veine a été suivie sur une distance de 3,000 pieds et comme elle est étroite aux deux extrémités cette distance se rapproche probablement de sa longueur totale. Il existe aussi une solution de continuité d'environ 250 pieds, là où la veine semble temporairement se terminer par coïncement, à environ 1,000 pieds de l'extrémité septentrionale. Cette partie de la veine au nord de la solution de continuité sera dénommée ici veine septentrionale, le reste, veine méridionale.

La matière filonienne se compose en grande partie de quartz blanc avec plus ou moins de pyrite; les roches d'éponte sont un peu altérées par la pyrite, le carbonate et, par endroits, un peu de mica chromé ou fuchsite. On trouve çà et là un cristal de chalcopyrite.

La veine minéralisée fut d'abord évidemment formée par dislocation, vu qu'elle présente des stries en maints endroits sur les épontes, plongeant en général vers l'extrémité méridionale sous des angles de 50° à 60°. Dans une excavation à environ 400 pieds de l'extrémité nord de la veine septentrionale on a trouvé des stries symétriques sur l'éponte occidentale. Les côtés sud des stries sont à pentes beaucoup plus raides que les côtés nord, ce qui indique que l'éponte orientale s'est déplacée vers le nord, et, par conséquent, aussi vers le haut, puisque les stries plongent vers le sud. La faille fut, par conséquent, une faille de rejet. Un dyke de granite qui traverse la faille et interrompu par elle, n'offre cependant aucun déplacement qu'on puisse déterminer, de sorte que le déplacement doit avoir été assez faible.

A vingt-deux cents pieds le long d'une ligne de base tirée en direction de la veine à partir de la limite du claim T. Powell, il y a un escarpement de quelque 50 pieds de hauteur, au pied duquel se trouve une faille s'orientant nord 80° est et s'inclinant verticalement ou abruptement vers le nord. Les stries sur le plan de faille plongent environ 45° ouest. Là où la faille traverse la veine, la veine au nord de la faille a été déplacée d'environ 40 pieds à l'ouest, ainsi que vers le bas comme l'indiquent les stries.

On remarquera que ce déplacement du côté nord vers l'ouest correspond à celui observé pour les failles du lac Pelletier. Sur le claim R. Cockeram au nord du claim T. Powell, on a rencontré un certain nombre de failles, aussi avec la même direction du déplacement. C'est donc un type connu dans la région du Rouyn.

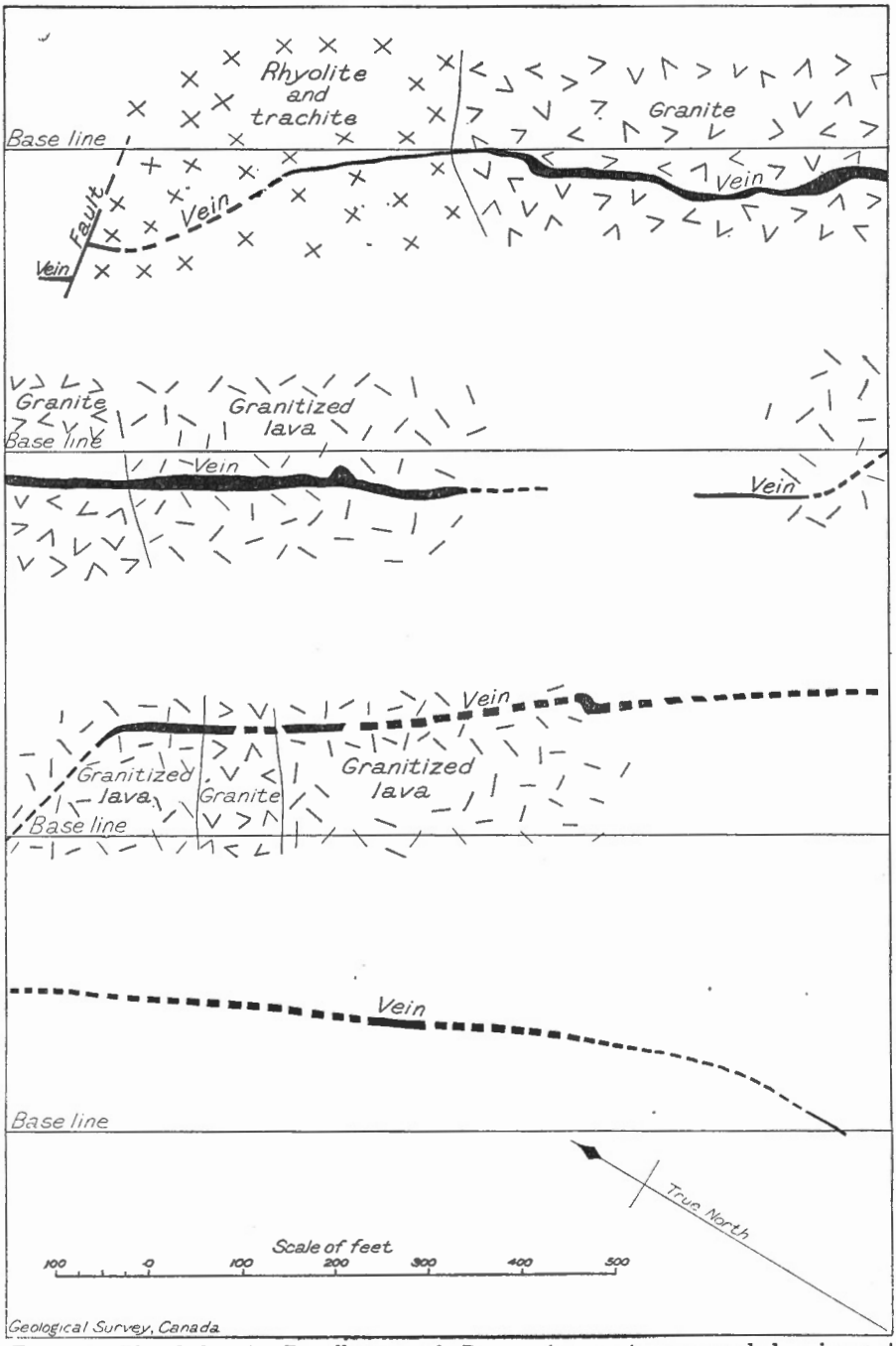


Figure 19. Plan de la veine Powell, canton de Rouyn. Les parties connues de la veine sont représentées par des traits noirs continus, les parties recouvertes de drift par des lignes brisées.

La veine au nord de la faille est petite et se rétrécit rapidement, de sorte que la faille peut être considérée à peu près comme la limite septentrionale de la veine. A cet endroit la veine septentrionale a environ 6 pouces d'épaisseur et se compose surtout de quartz stérile, avec peu ou point de sulfure dans la veine et la roche d'éponte. A quelque 200 pieds au sud l'épaisseur s'accroît assez rapidement à 3 pieds, et la proportion de sulfure augmente aussi considérablement, surtout dans les inclusions de la roche encaissante. Cet accroissement d'épaisseur et la teneur en sulfure coïncident avec un changement dans la nature de la roche encaissante. Au nord la veine repose dans une lave grise d'une composition qui rappelle celle du trachyte et là où l'épaisseur change, elle passe dans un massif intrusif de granite porphyrique. Le granite se compose en grande partie d'albite et de quartz, dans les proportions d'environ 3 à 1, ainsi que de quelques rares grains de chlorite, d'hématite et de pyrite. Il est fortement porphyrique. Des phénocristaux de quartz et d'albite, ayant jusqu'à 2 mm. de diamètre, constituent à peu près 15 pour cent de l'amas; la pâte possède un grain moyen de 0.1 à 0.2 mm.

La veine gît dans le granite sur une longueur totale d'environ 600 pieds et sur cette distance sa largeur varie de 2 à 12 pieds. Les parties larges se trouvent dans des courbes assez nombreuses; les plus étroites constituent des lignes droites reliant les courbes, de sorte que la veine se compose d'une série de lentilles reliées par des parties plus étroites. Les parties larges sont en général bien minéralisées, mais celles plus étroites sont presque stériles.

La veine a été suivie sur une distance d'environ 350 pieds plus au sud, la roche encaissante étant une lave légèrement granitisée.[1] Sur les derniers 200 pieds la partie de la veine qui remplit la fissure est large d'environ 2 pieds, mais il y a aussi beaucoup de quartz remplissant des fractures auxiliaires sur le côté oriental de la faille principale donnant une largeur totale de 6 à 8 pieds. Cette partie de la veine est bien minéralisée et renferme d'assez bonnes teneurs. Un peu plus au sud elle semble se terminer par coïncement. A 250 pieds plus loin dans la même direction, l'extrémité nord de la veine méridionale apparaît de nouveau, sous forme d'un filonnet de 4 à 6 pouces de largeur, augmentant graduellement à un maximum de 6 pieds à 230 pieds plus au sud. Cette largeur se maintient, en tant que l'indiquent les affleurements dans les tranchées plutôt éloignées les unes des autres, sur une distance d'environ 1,200 pieds, au delà desquelles la veine reprend graduellement la taille d'un filonnet.

La veine méridionale recoupe en grande partie des laves, sauf à environ 400 pieds de l'extrémité nord observée, où elle traverse l'extrémité étroite d'un massif de granite. La lave est considérablement transformée en

---

[1] *Granitisation.* Une roche est dite granitisée lorsqu'elle renferme du quartz et du feldspath qui se sont infiltrés à partir d'un amas rapproché de granite pendant l'intrusion. L'apport de quartz et de feldspath peut être déposé dans les interstices entre les grains des minéraux originels, ou le long des plans de schistosité, ou il peut, et c'est habituellement le cas, remplacer presque complètement quelques-uns ou tous les minéraux originels de la roche. Une roche transformée en granite, est une roche hybride, produite par la réaction du granite, sur la roche encaissante primitive, et il est évident que sa composition peut varier considérablement de celle de la roche encaissante à celle du granite, suivant l'étendue de l'apport et du remplacement. Les sédiments et les schistes mincement stratifiés sont les roches les plus affectées en général par suite de la multitude de canaux qu'ils fournissent aux solutions "granitisantes" par les plans de stratification ou de schistosité.

granite sur une forte distance, des deux côtés. La veine n'atteint pas seulement sa largeur maximum à l'endroit où elle recoupe le granite et la lave altérée en granite, mais elle y est assez lourdement minéralisée, et y renferme les teneurs les plus élevées.

On rencontre çà et là une roche étrange de la veine méridionale. Elle est vert foncé et fort altérée en carbonate et se trouve entre la veine et la roche encaissante de sorte qu'à première vue elle paraît être un produit d'altération formé par l'action des solutions minéralisatrices sur la roche encaissante. Elle ne se présente pas uniformément le long de la veine, cependant, mais on la trouve, tantôt sur un côté, tantôt sur l'autre, et par endroits elle est totalement absente sur les deux côtés. Sa largeur varie de quelques pouces à 20 pieds. Le contact de la matière carbonatée avec la roche encaissante est toujours bien marqué, jamais par gradation; une comparaison minutieuse de spécimens provenant du contact avec la roche encaissante et d'une couple de pieds plus loin a démontré que la partie près du contact possède une texture ou un grain beaucoup plus fin. Cette matière, par conséquent, est un ancien dyke basique remplissant la même fissure qui s'est plus tard ouverte de nouveau avant la formation de la veine. Elle est plus récente que le granite, puisqu'elle l'entrecoupe.

L'origine des veines Powell est confuse. Les descriptions démontrent que les veines se rattachent de près, en quelque manière, aux granites intrusifs, vu qu'elles sont très larges et richement minéralisées, et que leurs teneurs aurifères les plus élevées se trouvent dans le granite ou près de celui-ci tandis que la proportion de quartz, de pyrite et d'or, séparément ou collectivement, diminue à mesure qu'on s'éloigne du granite. Ceci ne saurait être attribué au fait que les solutions minéralisatrices auraient pris naissance dans le granite en voie de refroidissement, car le granite était froid, faillé et envahi par un dyke basique avant la formation des veines. Cette étrange conformation est donc probablement due à la plus grande fragilité ou tenacité du granite et des laves granitisées, entraînant la formation de fractures plus dégagées et plus persistantes en leur sein que dans les laves inaltérées, qui peuvent avoir cédé aux efforts relativement faibles des failles par fléchissement ou cisaillement. Suivant cette théorie les veines seraient plus larges dans le granite que dans les laves; c'est pourquoi la minéralisation est ordinairement proportionnelle à la largeur. Le fait est facile à constater dans les étendues de granite elles-mêmes, où les parties larges des lentilles sont relativement bien minéralisées, plusieurs même richement minéralisées, tandis que les parties étroites sont pauvres ou stériles.

Un certain nombre d'essais a été fait par l'analyste de la Noranda, M. Erickson, dans le but de déterminer si la pyrite s'accompagne de teneurs aurifères dans la veine Powell. Des échantillons de pyrite aussi pure que possible furent prélevés en divers endroits, et la proportion de sulfure par rapport à la roche mère et la gangue estimée aussi exactement que possible. Les résultats indiquent que l'or est associé à la pyrite et que les teneurs sont inversement proportionnelles au grain de la pyrite; c'est-à-dire, plus le grain de la pyrite est fin, plus les teneurs sont élévées. Mais ces teneurs varient considérablement même dans les cas de matière de même

grain provenant de la même localité, portant à croire que l'or est probablement présent à l'état natif et a de quelque façon été précipité sur ou dans la pyrite. Les teneurs aurifères de la pyrite pure dans les échantillons étaient les suivantes:

Pyrite grossière provenant du toit de l'excavation 7: (1) $5; (2) $7 par tonne.
Pyrite grossière provenant du mur: (1) $10; (2) $62; (3) $50; (4) $18 par tonne.
Pyrite à grain moyen, fosse 13: (1) $60; (2) $24 par tonne.
Pyrite très fine, dans l'éponte, fosse 13: $130 par tonne.
Fine pyrite dans la roche silicifiée: (1) $100; (2) $450 par tonne.

Claim Chadbourne

Le claim Chadbourne bloc 1, fait partie des possessions de la Noranda Mines, Limited, dans le canton de Rouyn. Il est situé à environ un demi-mille à l'ouest de l'extrémité méridionale du lac Osisko, sur le côté nord du lac Noranda.

Les roches se composent de laves acides, de rhyolites ou dacites, entrecoupées de quelques dykes de porphyre feldspathique rouge. Il existe aussi une bonne quantité d'une roche basique à grain fin, qui peut être effusive ou intrusive.

Les dacites sont des roches assez fraîches, dures, à grain fin et de couleur très foncée en plusieurs endroits. Une plaque mince de l'une des variétés foncées, presque noires, montre qu'elle se compose de 5 ou 6 pour cent de quartz, 40 à 45 pour cent de chlorite secondaire après la hornblende, et le reste d'oligoclase ($Ab^{70}An^{30}$) en longues lattes minces, assez considérablement séricitisée. Les variétés plus pâles ne furent pas examinées, mais renferment probablement plus de feldspath et moins de minéral ferromagnésien. Des types massifs et fragmentaires se présentent en bandes alternées. Il y a en outre des variétés fragmentaires, formées par le broyage des laves et des tufs massifs.

Le porphyre est une roche rouge vif, d'aspect frappant. Par endroits les phénocristaux sont entassés, constituant plus de la moitié de la roche et des individus atteignent même 3 mm.ou davantage. Ils se composent tous d'albite ou d'albite-oligoclase. La gangue est formée en majeure partie du même feldspath, avec une bonne quantité de quartz et un peu de titanite, de magnétite et de chlorite.

La roche basique mentionnée plus haut est finement grenue, vert foncé, considérablement chloritisée et d'apparence massive. Elle ressemble beaucoup aux phases massives ordinaires de la lave basaltique qui compose les parties inférieures des épanchements épais. Elle semble aussi identique à la diorite quartzifère intrusive à grain fin du claim Horne, un mille au nord-est. Les affleurements, bien qu'assez nombreux, sont petits et disséminés, de sorte qu'aucune texture ou structure n'a été établie au cours de l'examen qui, autrement, aurait pu résulter dans une détermination précise. Dans un endroit, tout près du côté occidental de l'amas minéralisé de Chadbourne, on a découvert des textures positivement fluidales, établissant la présence d'au moins un peu de lave basaltique mais la majeure partie de la roche basique peut être intrusive.

La direction générale des laves est nord 55° ouest, le pendage vertical ou à peu près, le côté supérieur faisant face au sud. Un pli d'entraînement aigu change l'allure abruptement, sur une longueur d'environ 600 pieds, à nord 40° est. Les strates ont, par conséquent, été courbées à angle droit. L'amas de Chadbourne se trouve dans le coude et affleure sous forme d'une basse colline triangulaire dont les flancs ont environ 500 pieds de longueur. Il est recouvert par un chapeau ferrugineux dur, variant de quelques pouces à plusieurs pieds d'épaisseur, formé par l'oxydation de la pyrite et de la rhyolite sous-jacente. Le chapeau de fer appartient probablement à l'époque pré-glaciaire, parce que la pyrite habite la rhyolite tout près de la colline en quantités à peu près égales, où il y a peu ou point de chapeau de fer. Avant l'examen de la propriété, en 1923, les fouilles avaient été restreintes au percement de tranchées dans le chapeau de fer dans le but d'échantillonner la roche fraîche sous-jacente et au fonçage de six fosses d'essai peu profondes. Plus tard, un puits fut foncé et des recherches souterraines furent entreprises, mais depuis quelques années la propriété est inactive, la compagnie ayant concentré tous ses efforts au développement de la mine Horne.

Les laves du pli d'entraînement renferment beaucoup de pyrite qui semble être un élément primitif, vu qu'on la trouve à peu près en même quantité dans les laves en dehors du pli d'entraînement. Cette pyrite ne renferme pas de teneur aurifère.

Les laves du pli d'entraînement sont traversées par une ou plusieurs zones fracturées assez mal définies. Elles possèdent apparemment une direction presque nord-ouest et un pendage qui n'a pas encore été déterminé avec certitude, mais qui semble être vers le nord-est sous un angle d'au moins 45°. Les zones fracturées se rattachent probablement par leur origine à une faille qui s'oriente au nord-ouest à travers le bord nord-ouest de la colline. Le quartz, la calcite et la pyrite ont été déposés dans les zones fracturées, formant un réseau de veinules renfermant des blocs de roche encaissante. Les veines et la roche encaissante sont lourdement minéralisées en pyrite. Les teneurs réalisées des zones fracturées sont très encourageantes et l'exploration devrait être poussée de façon à déterminer la dimension, la direction, le pendage et la continuité de ces zones.

Comme dans les veines Powell l'or est associé à la pyrite et les teneurs sont inversement proportionnelles à son grain. Des échantillons de pyrite pure ont donné à l'analyse les résultats suivants:

Pyrite originelle de la rhyolite: aucune teneur.
Pyrite à gros grain, provenant des veines: (1) $5; (2) $15; (3) $8; (4) $5.50 par tonne.
Pyrite à grain moyen, provenant des veines: (1) $13; (2) $40 par tonne.
Pyrite à grain moyen, provenant de l'éponte: $36 par tonne.
Pyrite à grain fin, provenant de l'éponte: (1) $20; (2) $130; (3) $12 par tonne.
Quartz blanc, sans minéral: $0.40 par tonne.

Comme dans le cas de la pyrite de Powell, la variation dans les teneurs de la pyrite indique probablement la présence d'or libre intimement associé à la pyrite, probablement déposé sur elle ou en elle.

Une seconde source d'or peut être le tellurure aurifère. Un minéral noir trouvé en très petite quantité dans le minerai fut expédié à New-York par la Noranda Mines pour analyse et on dit qu'il a réagi à l'essai du tellure

et qu'il a donné de hautes teneurs en or. Des essais effectués sur le terrain sur un échantillon de minéral noir à grain fin n'ont pas donné la réaction du tellure et le minéral n'a titré que $4 par tonne; on l'a identifié comme une galène par ses autres caractères physiques. Il semble probable, par conséquent, que les minéraux noirs dans les veines comprennent à la fois de la galène et du tellurure aurifère. Leur quantité est tellement faible qu'ils ne peuvent exercer qu'une minime influence sur la teneur.

La roche encaissante bordant les veines est altérée et minéralisée. L'altération s'étend ordinairement sur une distance de 2 ou 3 pouces d'une veinule, et transforme la roche encaissante gris foncé en une matière microgrenue gris pâle ou blanc. L'étude microscopique de l'altération a révélé que la roche encaissante gris foncé était probablement à l'origine une dacite semblable à celle décrite, mais complètement altérée en un mélange de séricite et de calcite en proportions à peu près égales, avec 2 ou 3 pour cent de magnétite disséminée. La roche altérée gris pâle ou blanchâtre tous près de la veine possède presque la même composition, sauf que la magnétite a complètement disparu et que la pyrite l'a remplacée. Les solutions minéralisatrices étaient évidemment de composition simple, ne renfermant que de la silice, du soufre, de l'or et de la chaux (CO^2), et peut-être du fer.

Martin Mining Company

La propriété de la Martin Mining Company est située sur la rive sud du lac De Montigny et comprend une partie des lots A et 37, rangs VIII et IX, canton de Dubuisson. La veine fut découverte avant 1917 et un petit atelier fut construit en 1918, dans lequel on a traité un peu de minerai. Un puits fut foncé à 125 pieds et on perça quelques galeries et travers-bancs. La compagnie fut liquidée en 1920 et la propriété vendue à l'enchère à John Dalton, qui la céda avec préférence d'achat à James J. Godfrey, représentant des intérêts américains. Les locataires effectuèrent environ 4,500 pieds de forage au diamant, approfondirent le puits de 125 à 300 pieds, ouvrirent à peu près 700 pieds de galeries de travers-bancs aux différents niveaux et finalement cessèrent les travaux vers la fin de 1922.

La principale roche est un basalte vert foncé altéré, aujourd'hui composé de chlorite et de feldspath andésine assez granulé, en proportions à peu près égales. Elle est recoupée par un certain nombre de dykes de porphyre à syénite de forme et de direction très irrégulières. Le porphyre est une roche gris pâle, renfermant des phénocristaux d'albite et quelques-uns d'orthose, ayant jusqu'à 4 mm. de diamètre. Ces phénocristaux forment de 10 à 20 pour cent de la roche et sont considérablement altérés en kaolin, séricite et calcite. La pâte est en grande partie une albite finement grenue, renfermant de 10 à 15 pour cent de hornblende et un peu de biotite, toutes deux altérées surtout en chlorite. Dans certaines parties de la roche la chlorite a recristallisé en longues aiguilles et lattes d'actinote, qui traversent la pâte et les phénocristaux dans tous les sens. La pyrite et la magnétite sont les minéraux accessoires.

La veine s'oriente nord 43° ouest, plonge sous un angle d'environ 80° nord-est et possède une largeur moyenne de 1 à 2 pieds. On l'a dépouillée sur une longueur d'environ 500 pieds. A l'extrémité nord-ouest elle passe

en dessous du lac. Sur la longueur exposée elle est interrompue par deux failles, dont la plus grande s'oriente nord 77° est, la plus petite à peu près dans la même direction ou légèrement plus à l'est. Dans chacune, le côté sud s'est déplacé à l'est par rapport au côté nord, et les stries sur le plan de

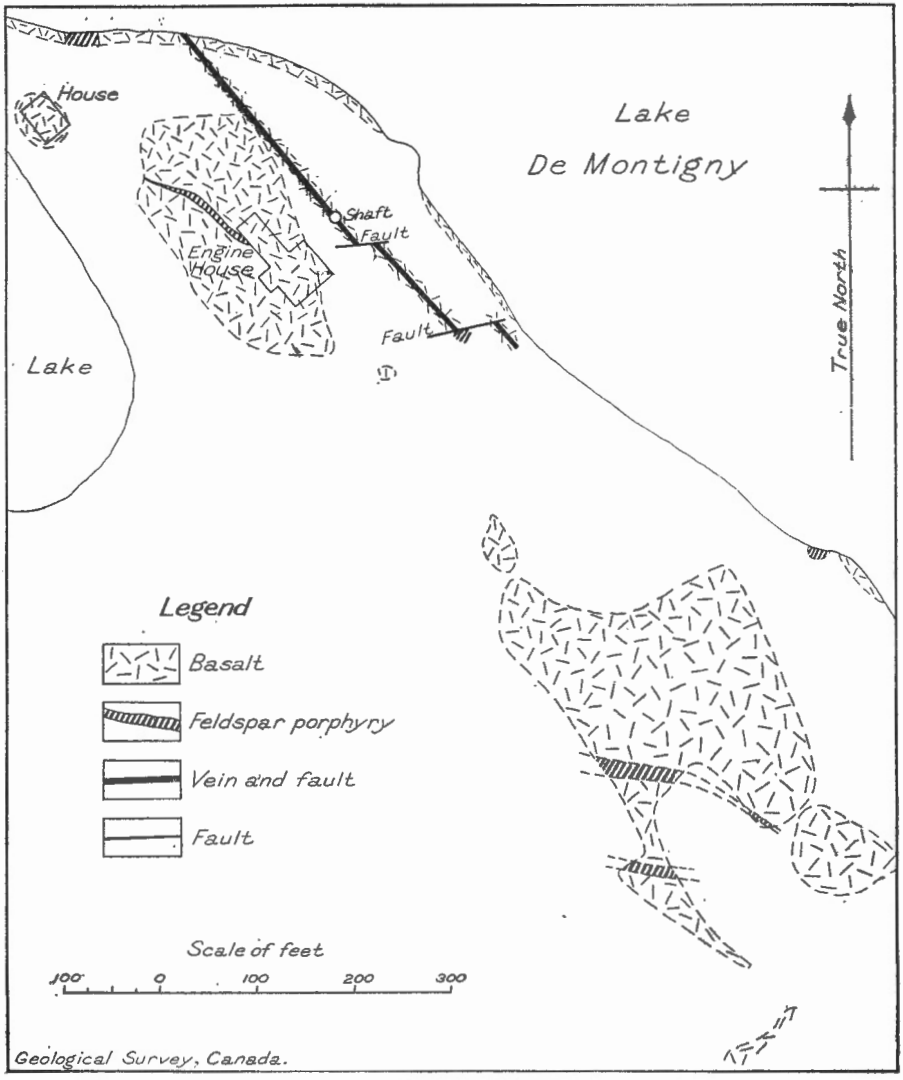


Figure 20. Plan du claim Martin, lac De Montigny, canton de Dubuisson.

faille indiquent que le déplacement fut horizontal ou à peu près. Le déplacement est d'environ 20 pieds dans un cas et 40 pieds dans l'autre. Un dyke de porphyre, à peu près parallèle à la veine, a aussi été coupé et déplacé par les failles.

Le long des épontes de la veine principale on a remarqué des stries verticales en deux endroits, qui indiquent que la veine remplit une cannelure et que le dernier mouvement dans cette fissure fut vertical. On n'a pas pu s'assurer, cependant, quel côté s'est déplacé vers le bas par rapport à l'autre.

Le remplissage filonien se compose surtout de quartz saccharoïde blanc avec un peu de calcite et de pyrite. Le quartz forme des lentilles, qui se gonflent et s'amincissent, mais deviennent en général plus larges du sud au nord. La veine atteint sa plus grande largeur à l'extrémité septentrionale où elle plonge en dessous du lac et plusieurs veines et filonnets parallèles forment une largeur totale de 11 pieds. Les teneurs sont pour la plupart assez faibles, dépassant rarement $3 par tonne.

Les chantiers souterrains étaient remplis d'eau et ne purent être examinés. Un mineur nous a dit, toutefois, que la veine est un peu plus large au premier niveau qu'à la surface mais qu'elle n'a pas été repérée au second et au troisième niveau.

Le basalte un peu schisteux de chaque côté de la veine est beaucoup altéré et fort chargé de pyrite sur des largeurs de 1 à 3 pouces ou davantage dans les endroits où la roche a été extrêmement fracturée par les dislocations préliminaires. Trois plaques minces furent prélevées d'une zone d'environ 1½ pouce de largeur: l'une d'une roche inaltérée verdâtre foncé le plus loin de la veine, une d'une roche gris foncé en partie altérée et venant ensuite, et une autre d'une matière gris pâle tout près de la veine. La roche verdâtre foncé, inaltérée par les solutions minéralisatrices, se compose de chlorite et d'andésine granulée en proportions à peu près égales. Le spécimen intermédiaire de roche gris foncé, partiellement altérée en apparence, est en réalité très complètement métamorphisée. Toute la chlorite et l'andésine ont été remplacées par de l'albite en formes de feuilles. Celles-ci sont remplies de petites inclusions d'un indice de réfraction légèrement plus élevé, dont on n'a pu déterminer la nature, mais qui peuvent être des débris de la chlorite primitive incolore ou légèrement verdâtre. L'albite présente une extinction ondulatoire, indiquant qu'il s'est produit quelque mouvement après sa formation. Dans cette plaque on constate aussi le commencement d'une deuxième série de remplacement. L'albite est recoupée par une veine de pyrite, de biotite et de hornblende vert pâle en longues lattes étroites. La veine possède des bords de remplacement irréguliers et la plaque de la roche, à une certaine distance de la veine, renferme aussi des cristaux isolés des minéraux précités remplaçant l'albite. Les côtés de la veine sont légèrement déplacés sur une distance de 0.3 mm. par rapport l'un à l'autre et les minéraux de la veine sont déformés en conséquence; mais les minéraux correspondants disséminés dans la plaque ne présentent aucune extinction ondulatoire.

La roche gris pâle tout près de la veine ressemble très peu à celle que l'on vient de décrire. L'albite, la biotite, la hornblende et la pyrite de la dernière plaque sont en grande partie remplacées par de la calcite et un peu de quartz. La calcite forme environ 60 pour cent de la plaque, en petits grains arrondis atteignant un diamètre moyen de 0.02 mm. La biotite et la hornblende, qui ne sont pas remplacées par la calcite, sont en grande

partie altérées en chlorite. Le quartz se présente surtout en lentilles étroites, comme s'il remplissait des fissures fermées, ainsi qu'en petits paquets de cristaux autour des plus gros cristaux de pyrite.

L'altération de la roche révèle ainsi la nature très variée des solutions ayant filtré à travers les géodes des veines. Les solutions étaient d'abord riches en soude, de sorte qu'elles ont facilement dissout la chaux et la magnésie de la chlorite et de l'andésine primitives et ont déposé l'albite. Ainsi elles ont graduellement perdu leur teneur en soude, puis commencé à déposer les minéraux ferromagnésiens: la pyrite, la hornblende et la biotite. Ces éléments ont probablement disparu à leur tour pendant le refroidissement et la calcite seulement s'est déposée, avec un peu de quartz vers la fin.

Il n'existe aucune preuve directe de l'origine des matières filoniennes, sauf que l'altération de la roche encaissante indique des solutions juvéniles. Le seul trait significatif est la présence du gros amas de porphyre de la région en dessous de la partie la plus large de la veine. Le trou de sonde n° 10, à angle droit par rapport à la veine et à environ 210 pieds au sud-ouest, sur un pendage de 35°, traverse le porphyre entre 76 et 250 pieds, correspondant à un amas d'environ 150 pieds de largeur si le pendage est vertical et le trou de sonde le coupe à angle droit avec la direction.

Ile Parker

L'île Parker est une petite île située près de la rive occidentale du lac De Montigny, dans le rang IX, canton de Dubuisson. La découverte est une veine de quartz d'une largeur maximum d'environ 10 pouces, bien qu'elle se brise par endroits en un stockwerk de veinules réticulées, dont la largeur s'accroît en conséquence. Elle se dirige à peu près nord 65° est, mais elle est extrêmement tortueuse et plonge verticalement. Elle est surtout intéressante par la présence d'un assemblage de minéraux assez extraordinaire pour cette localité. Elle renferme de la pyrite, de la galène et de la sphalérite dans une gangue de quartz, et les roches d'éponte sont imprégnées de pyrite et de pyrrhotine sur quelques pouces à partir de la veine. Dans les parties plus larges les minéraux exploitables se présentent généralement en ségrégations le long des épontes, le milieu de la veine étant du quartz presque pur. La veine décèle une incrustation marquée et les cavités ou géodes sont assez nombreuses au centre.

La plupart des teneurs en or sont peu élevées, bien que des spécimens choisis de l'une des parties les plus riches aient donné de très hauts titres. La veine a été dépouillée sur une longueur d'environ 150 pieds et de petites fosses d'essai ont été creusées.

La propriété fut cédée à A.-W. Jenks avec préférence d'achat en même temps que les claims Martin, et fut explorée au moyen de quatre trous de perforatrice diamantée. Ceux-ci ne révélèrent point la présence en profondeur d'une veine de dimension quelconque ou d'un massif de minerai exploitable. Il est évident que la veine se termine soudainement par coïncement en profondeur et que tout le bon minerai est restreint à la riche concentration à la surface. Les travaux furent donc abandonnés.

La roche encaissante est le basalte altéré ordinaire du district. Mailhiot a rencontré un peu de porphyre, mais l'amas doit être très petit, puisque l'auteur ne l'a aperçu ni à la surface ni dans les carottes de sondage.

Unison Gold Mines

Cette compagnie, une filiale de la Union Gold Mines Trust, détient la propriété sur le côté occidental du lac De Montigny, autrefois connue sous le nom de claims Foisie-Kengraw et, plus tard, sous le nom de mine Union.

Le gîte fut découvert en 1919. Il est situé à environ 100 pieds à l'ouest de la borne cornière marquant la limite des rangs VII et VIII et des lots 27 et 28, canton de Dubuisson. A cet endroit un petit tertre rocheux ayant peut-être 200 pieds de diamètre fait saillie hors du marais environnant. La roche a été déterminée comme étant une phase basique marginale de l'amas de granodiorite à l'est.

La veine, mise à découvert sur une distance d'environ 200 pieds, est très tortueuse et lance de nombreuses ramifications et filonnets. La direction générale des 130 pieds les plus à l'est est nord 45° ouest, et celle du reste nord 15° ouest. Le pendage moyen est d'environ 45° sud-ouest; sa largeur moyenne est d'environ 10 pieds. La matière filonienne se compose presque entièrement de quartz blanc, assez fracturé, avec un peu de tourmaline et d'or natif. Mailhiot prétend qu'il s'y trouve de la pyrite, de la chalcopyrite et de la stibine, en quantité presque nulle. Après des recherches on n'a trouvé qu'un seul cristal de chalcopyrite, mais aucun des autres minéraux. On peut obtenir un nombre extraordinaire de spécimens d'or natif. La roche d'éponte est imprégnée çà et là de carbonate de fer.

Des carottes provenant de la diorite quartzifère près des veines présentent une intéressante série d'altérations. La diorite, un peu schisteuse, composée en grande partie de chlorite et de feldspath oligoclase granulé, est remplie en certains endroits de veinules irrégulières de matière dure, grisâtre ou brunâtre, à grain très fin. Ces veinules sont intercalées entre les feuillets de schiste et forment habituellement une suite de petites lentilles, aplaties ou trapues, dont chacune est ou entièrement détachée des lentilles voisines ou reliée à elles par d'étroites colonnes de richesse. Les veinules, ou plutôt les filets de lentilles, suivent très fidèlement la schistosité et la traversent rarement. Par endroits elles sont tellement nombreuses que tout le massif de la roche est rempli et remplacé par une matière dure, classée comme albite, en grande partie en grains d'environ 0.02 mm. de diamètre et présentant des traces d'une grande tension subie après sa formation.

Une série plus récente de veinules et de lentilles se composant de calcite et de quartz, comme la première, remplit et remplace la roche en certains endroits. En certains points elles croisent les veinules d'albite et sont recoupées à leur tour par des filonnets de quartz avec de la tourmaline et de la pyrite.

On a fait des forages au diamant en 1922, qui ont établi que la veine conserve sa largeur jusqu'à une profondeur de 400 à 500 pieds et qu'elle est à peu près de la même nature à cette profondeur qu'à la surface. Il existe

donc un amas de minerai suffisant pour être exploité, si les teneurs en sont assez élevées. Depuis cette date un outillage de mine a été installé et un puits foncé, dit-on, à 100 pieds de profondeur.

Siscoe Gold Mines, Limited

Les claims de la Siscoe Gold Mine comprennent quelque 948 acres, situés sur le lac De Montigny, dans les cantons de Dubuisson et de Varsan.

La principale propriété est l'île Siscoe, qui est la plus grande île du lac De Montigny; elle se trouve presque entièrement dans le rang X, canton de Dubuisson, mais s'étend dans le rang I, canton de Varsan. Quelques-unes des îles voisines sont aussi détenues par la compagnie, ainsi que le lot 39, rang I, canton de Varsan.

On a découvert de l'or sur le claim extrême-nord, lot 39, rang I, canton de Varsan, au début de la prospection en 1911 et 1912, mais on n'a signalé la présence de l'or sur l'île Siscoe que trois ou quatre ans plus tard. Le Siscoe Mining Syndicate fut formé et, plus tard, la Siscoe Gold Mines Limited, afin d'exploiter la propriété.

Les travaux exécutés sur l'île Siscoe consistent en beaucoup de dépouillement superficiel et de tranchées, la plupart effectués il y a plusieurs années, en nombreux forages au diamant dont les résultats n'étaient pas disponibles, en fonçage de puits et travaux souterrains. Quatre puits désignés par A, B, C et D, ont été foncés aux endroits indiqués sur le plan ci-joint (figure 21).

L'île Siscoe est plane et s'élève généralement à environ 30 pieds au-dessus de la surface du lac. Elle est formée en grande partie d'argiles lacustres stratifiées à travers lesquelles émergent à intervalles de basses protubérances rocheuses. A l'eau très basse d'étroits affleurements de roche apparaissent au niveau de l'eau, mais la plupart sont recouverts à l'eau haute. Les affleurements forment trois étendues principales dans les parties centrale et septentrionale de l'île, mais dans l'ensemble ils ne constituent qu'un faible pourcentage de sa superficie. La partie méridionale de l'île est supportée par des épanchements et des tufs de composition moyenne à basique. De petites étendues de roches volcaniques sont çà et là fortement cisaillées. Des ellipsoïdes et d'autres structures volcaniques se rencontrent en plusieurs endroits. De petits dykes basiques, renfermant de la chlorure et de la serpentine, entrecoupent les laves. Le sous-sol de la partie septentrionale de l'île est formé par un amas intrusif fort altéré, probablement apparenté à la granodiorite des environs du lac De Montigny. Le contact de la roche intrusive n'apparaît pas à la surface de l'île Siscoe, mais on peut l'observer sur une petite île au nord-ouest.

Le forage au diamant, en 1926, à un endroit sur le contact a révélé une grande épaisseur de cailloux en dessous des argiles supérieures, faisant ainsi présumer qu'une vallée a été érodée dans la surface rocheuse le long de la ligne de contact. La preuve de cette érosion se révèle dans le sous-sol, là où une largeur considérable de roches cisaillées et altérées se présentent dans l'étendue du contact.

La roche intrusive est généralement beaucoup altérée et remplacée. Elle devait être à l'origine une granodiorite composée d'albite-oligoclase, d'amphibole et de biotite et de gros œillets de quartz opalescent. Des étendues locales à l'intérieur de l'amas conservent encore quelques-uns des caractères primitifs, mais le gros de la roche a été remplacé par du carbo-

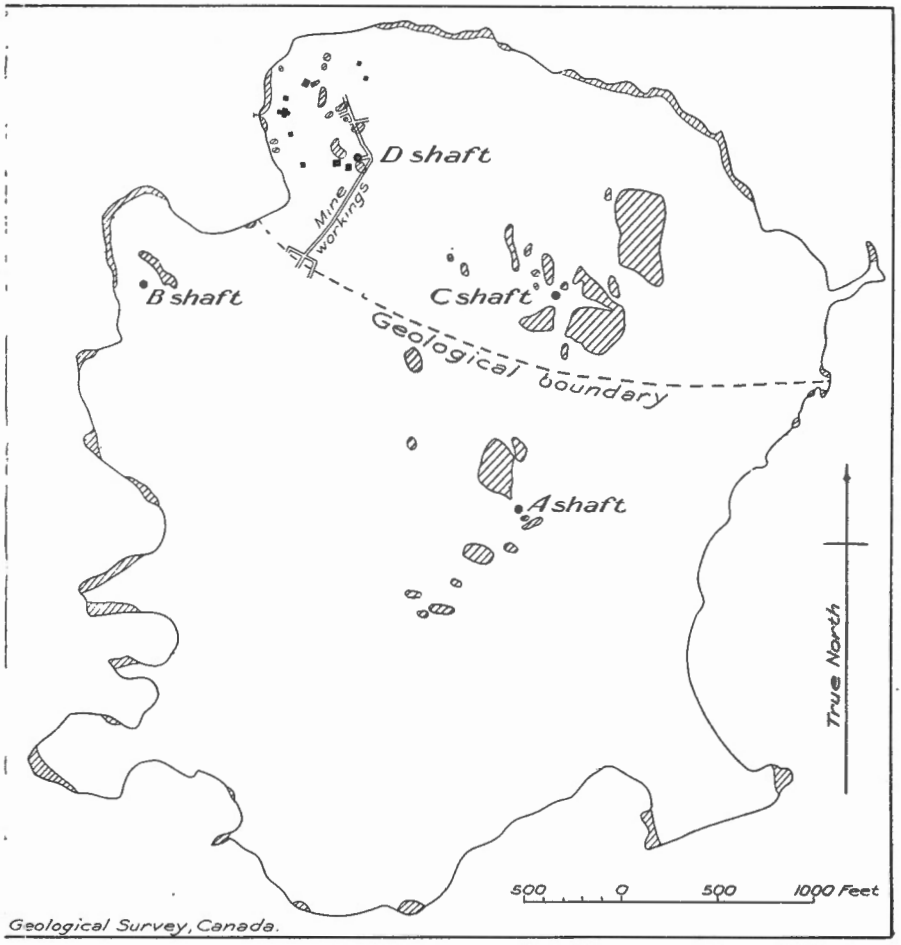


Figure 21. Ile Siscoe, lac De Montigny, montrant les affleurements (lignes); ceux qui se trouvent au nord de la frontière géologique sont de la granodiorite; ceux qui sont au sud, des roches volcaniques.

nate et de l'épidote et une partie, du moins, par de l'albite, par suite de l'action des solutions minéralisatrices. Les minéraux ferromagnésiens ont surtout été remplacés par de la calcite. Le grain varie d'assez fin à extrêmement gros. La répartition des gros œillets de quartz opalescent

semble être irrégulière. Le rapport entre la roche intrusive et les amas de granodiorite à l'est du canton de Bourlamaque est présumé d'après la présence du quartz opalescent et la ressemblance des feldspaths.

Toutes les roches mentionnées jusqu'ici sont entrecoupées de dykes de porphyre à granodiorite, atteignant çà et là 15 pieds de largeur. Ils font peut-être partie du même magma d'où a émané la granodiorite, mais sont un peu plus récents.

La plus forte partie des travaux de développement jusqu'en 1926 avait été concentrée aux environs du puits D, où un réseau de veinules croise la granodiorite basique d'un bout à l'autre d'une zone de quelque 200 pieds de largeur. Un rendement d'atelier de 8 tonnes de minerai choisi provenant de cette zone a donné au delà de $39 d'or par tonne, d'après des essais publiés par la British Minerals Corporation. Le rendement du massif rocheux réticulé de petites veines n'a donné que de faibles teneurs, environ $2 à la tonne.

Les veines de la zone D peuvent se grouper en deux classes. Celles de la plus ancienne se dirigent approximativement nord-sud et plongent de 45° à 60° vers l'est. Elles sont de forme et de direction très irrégulières, font nœud et ventre et disparaissent totalement par coïncement en certains endroits. Elles émettent des filonnets qui parfois se réunissent plus loin à la première veine en entourant un nerf de roche encaissante, ou parfois traversent une bande de roche encaissante et rejoignent une veine adjacente appartenant au même groupe. Les veines n'ont que quelques pouces de largeur, avec un maximum de 1 pied et se composent principalement de quartz. Dans quelques endroits un petit paquet d'aiguilles de tourmaline est visible près du centre de la veine, mais en général ce minéral est en très faible quantité. Les bords des veines sont très souvent caractérisés par un bord très étroit de cristaux de calcite qui, avec de la tourmaline, complète parfois en certains endroits toute une veine. Les veines elles-mêmes renferment très peu ou point de sulfures, mais il s'y présente de l'or libre. La roche de fond est altérée sur une courte distance, d'ordinaire moins d'un huitième de pouce, avec dépôt de quartz, carbonate et pyrite. Les veines de ce type se trouvent à peu près à angle droit sur le contact de granodiorite-Keewatin.

Les veines de la deuxième classe ont ordinairement moins d'un pouce de largeur, s'orientent à peu près est-ouest et sont horizontales ou plongent vers le nord sous des angles ayant jusqu'à 30°. Elles croisent et disloquent légèrement les veines de la première classe et leur sont, par conséquent, un peu plus récentes. Leur composition est tout à fait différente sous le rapport de la teneur en tourmaline, laquelle varie quelquefois de 25 pour cent ou plus à une tourmaline presque pure en certains endroits. L'autre élément constitutif principal est le quartz, mais on y rencontre aussi une bonne quantité d'albite, de calcite, de pyrite et d'or. D'après l'examen d'une plaque mince, il semble que la calcite ait cristallisé après la tourmaline, mais avant l'albite et le quartz. On a constaté sur le terrain que la calcite tend à se concentrer le long des bords des veines comme dans la première classe, mais cette tendance est moins marquée. La teneur en pyrite est assez élevée, surtout dans les grosses veines, qui se composent en grande partie de quartz.

Les veines de cette classe ont altéré la roche de fond beaucoup plus fortement que celles de la première. L'altération s'étend sur une distance de plusieurs pouces et la roche encaissante est de ce fait enrichie de sulfures et, parfois, de tourmaline. Des plaques minces démontrent que l'altération s'est produite de la façon suivante:

La roche primitive, non affectée par les solutions minéralisatrices, se composait peut-être de 50 pour cent de chlorite légèrement verdâtre, de 35 à 40 pour cent d'albite feuilletée irrégulière, $Ab^{90}An^{10}$ et le reste de quartz, de calcite et de squelettes d'assez gros cristaux probablement de quelque minéral ferromagnésien originel, aujourd'hui complètement altéré en amas d'épidote, d'albite et de magnétite ou d'ilménite. Dans un spécimen étiqueté "roche en partie altérée" pris dans un endroit un peu plus près de la veine, presque toute la chlorite, sauf 1 ou 2 pour cent, et toute l'épidote ont disparu. Environ 80 pour cent de la roche se compose maintenant d'albite et le reste est en partie de la calcite avec 4 ou 5 pour cent de quartz, la chlorite résiduelle précitée et la magnétite originelle. La roche "complètement altérée", le plus près de la veine, présente une variation assez surprenante. Environ 95 pour cent se compose d'albite pure ($Ab^{100}An^{0}$), en gros cristaux d'environ 0.7 mm. de longueur. Dans les deux premières plaques les cristaux d'albite sont beaucoup plus petits. Le reste consiste en quartz et calcite en proportions à peu près égales. La chlorite a totalement disparu.

L'altération a donc eu pour effet d'enlever la chlorite et l'épidote de la roche, de faire recristalliser l'albite en cristaux plus gros, à plus forte teneur en soude, et d'apporter plus d'albite. Sans analyses il est impossible de dire si le développement de plus de calcite et de quartz dans la roche en partie altérée est attribuable à l'apport de matière ou simplement à une nouvelle conformation. La disparition de ces minéraux dans la roche complètement altérée porte cependant à croire qu'elle est due à un nouvel agencement plutôt qu'à l'addition de nouvelle matière.

Du point de vue chimique l'altération consiste dans la perte de chaux, de magnésie et de fer de la roche primitive et dans l'apport de soude et probablement de silice et d'alumine. La présence de tourmaline et de pyrite dans des parties des zones altérées, bien que non observée dans les plaques minces examinées, indique aussi l'apport de bore et de soufre. Les principaux constituants des solutions minéralisatrices paraissent, par conséquent, avoir été la soude, la silice et probablement l'alumine, avec de moindres quantités de soufre, de bore, de chaux et de gaz carbonique.

Les principales teneurs des veines semblent être attribuables à l'or libre, observé dans les divers spécimens en étroite association avec la tourmaline, un peu à l'intérieur des paquets de cristaux de tourmaline.

Au nord du puits D se trouvent d'anciennes excavations maintenant inondées, de sorte qu'on ne peut se rendre compte exactement de la nature de la veine explorée par ces travaux. A un endroit elle semble avoir environ 4 pieds de largeur, mais elle a, dit-on, 9 pieds de large dans une excavation un peu plus à l'est. D'après l'emplacement des points désignés par M. Siscoe, la veine s'oriente nord 70° est. Le quartz filonien est gris bleu et renferme de la pyrite, de la chalcopyrite et de l'or libre. Une grande faille se dirige presque parallèlement à la veine dans les chantiers souterrains, mais le rapport, s'il en existe un, entre la veine et la faille, n'est pas connu.

Les chantiers souterrains, lorsqu'ils ont été examinés en juin 1926, comprenaient un puits incliné à 57° et foncé à une profondeur verticale de 105 pieds, ainsi qu'environ 1,500 pieds de galeries et de travers-banc (figure 21). La plupart de ces fouilles ont été pratiquées dans le but de découvrir des veines isolées assez considérables pour être exploitées. La teneur du réseau de petites veines et de la roche encaissante est trop faible pour permettre une exploitation rémunératrice de tout l'amas.

Près de l'extrémité septentrionale des chantiers souterrains, on a découvert d'assez grosses veines à l'est et à l'ouest de la galerie principale. Celles de l'ouest consistent en un certain nombre de veinules de quartz, plongeant vers l'est et en une veine d'environ 2 pieds d'épaisseur. Elles appartiennent au groupe de celles qui s'orientent un peu à l'est du nord et plongent à l'est. La roche encaissante est une granodiorite à grain fin, beaucoup altérée et minéralisée de pyrite en cubes. Le quartz est gris, vitreux et renferme de la pyrite en cubes. Des veines de tourmaline, ayant jusqu'à 3 pouces d'épaisseur entrecoupent les veines et la roche de fond. Les fissures les plus récentes ont moins d'un demi-pouce de largeur et sont remplies de calcite ou de pyrite.

La veine sur le bord oriental de la principale galerie est large de 2 pieds, s'oriente au nord-est et plonge sous un angle d'environ 60° sud. A l'est elle est interrompue par une petite faille dont le plan se dirige à peu près nord 70° est et plonge 73° nord. Des travaux plus récents auraient repéré la veine à environ 10 pieds au nord de la galerie. La veine traverse une phase silicifiée à grain fin de granodiorite qui contient une grande quantité de pyrite. On rapporte qu'il existe un riche minerai aurifère dans la roche encaissante, là où elle est minéralisée près de la veine. Le quartz filonien est grisâtre et renferme de la tourmaline et de la pyrite. On a, dit-on, observé de l'or libre au cours des travaux dans la galerie.

Le long travers-banc qui s'oriente vers le sud-ouest à partir du puits jusqu'à la limite granodiorite-Keewatin, coupe la veine "K", qui semble suivre la même direction. Elle occupe une zone de schiste talqueux et chloriteux considérablement métamorphisé, développé le long du contact. Sur le plan-croquis ci-joint (figure 21), cette zone de contact est comprise dans les limites de l'amas de granodiorite. Le plongement de la veine est à peu près vertical et son orientation mesurée par la direction de la galerie est à peu près nord 63° ouest. Là où elle est coupée par le principal travers-banc, elle a 2½ pieds de largeur. A partir de cet endroit des galeries suivent la veine dans les deux directions. Dans une direction sud-est, la veine se retrécit à 1 pied de large dans moins de 20 pieds de longueur et se coince ensuite sur une distance de 10 pieds. On la retrouve de nouveau sur la même orientation avec une largeur de 4 pouces, et sur les derniers 40 pieds de la galerie elle atteint une largeur de 16 pouces. Dans une direction nord-ouest à partir du principal travers-banc, la galerie suit la veine sur une distance de 105 pieds. A l'ouest du travers-banc la veine se retrécit rapidement et possède une largeur de 4 pouces dans le front de la galerie. Sur le mur méridional de la galerie, à 20 pieds du front, une veine semblable se dirige parallèlement à la veine "K" sur une distance d'environ 40 pieds. Sa largeur varie de 3 à 9 pouces. La veine "K" est formée de quartz

blanc vitreux séparé en sections de 1 à 2 pouces de large par de minces couches de matière chloritique parallèles aux épontes de la veine. De la pyrite se présente dans le quartz blanc, mais elle paraît être surtout associée aux plans de séparation chloritique. Le quartz de la veine renferme une très petite quantité de chalcopyrite sous forme de fines fissures. On observe dans la veine quelques fragments de roche encaissante chloritisée. La roche encaissante est composée de schiste talqueux et chloriteux considérablement disloqué dont on a signalé la présence près du contact des roches dioritiques intrusives et des roches volcaniques. Près de la veine la roche encaissante est minéralisée en pyrite grossière. On rapporte avoir obtenu de bonnes teneurs aurifères dans la veine et la roche d'éponte adjacente, mais on ne sait pas sur quelle largeur ces teneurs s'étendent.

Bien qu'on n'ait observé aucune preuve de déplacement, il semble que la bande de schiste fortement cisaillé soit une zone de broyage qui s'est développée dans une faille de contact. On peut s'attendre de rencontrer la veine par intervalles le long de la faille. Dans le travers-banc au sud de la veine "K" on trouve quelques salbandes et surfaces de glissement qui indiquent qu'il y eut broyage de façon irrégulière. L'intrusion de quelques amas ayant l'apparence de dykes de porphyre feldspathique semble avoir subi l'influence des lignes de moindre résistance offertes par les failles.

En 1927 on a recommencé activement les travaux dans le puits "C" et sur la veine. Avant 1919 on avait ouvert des tranchées et effectué du dépouillement sur cette veine, et un puits incliné avait été foncé à une profondeur de 100 pieds en suivant le pendage de la veine. Depuis la reprise des travaux le puits a été descendu à 500 pieds, et de nombreuses ouvertures latérales exécutées aux niveaux de 170-, 300-, 400-, et 500 pieds, d'après un compte rendu reçu du président M. J.-T. Tebbutt. Les rapports publiés par la compagnie indiquent que la veine, ou sa partie exploitable, a une longueur souterraine d'environ 500 pieds, une largeur moyenne de 3½ pieds et une teneur moyenne de plus de $20 d'or à la tonne.

En 1923 et 1926, lorsqu'on a visité la propriété, la veine n'était visible qu'à la surface. A cet endroit elle n'a qu'environ 12 pouces de large. Elle s'oriente nord 10° est et plonge sous un angle d'environ 40° ouest; elle a été dépouillée sur à peu près 200 pieds. Elle croise la granodiorite basique grossière. Le remplissage filonien est du quartz tranché parallèlement à l'allure par le cisaillement. Les fissures dans le cisaillement sont remplies de tourmaline noire et d'un peu de quartz, et par endroits la tourmaline forme des amas tabulaires ayant jusqu'à un pouce d'épaisseur. Les épontes des fissures remplies de tourmaline forment des surfaces de glissement et les stries plongent sous un angle de 38° vers l'extrémité septentrionale de la veine. La veine renferme beaucoup d'or libre, gros et fin, mais presque pas de sulfures. J.-A. Bancroft, qui l'examina en 1919, observa de l'or libre à l'intérieur des paquets de tourmaline. Bancroft fit aussi rapport de la présence de scheelite dans cette veine.

Il semble probable, d'après la direction et la composition, que la partie quartzifère de la veine appartient au premier groupe, ou au groupe des petites fissures s'orientant au nord aux environs du puits "D"; et que les veinules de tourmaline dans cette veine sont contemporaines à celles du deuxième groupe des environs du puits "D".

En direction de la veine C, à quelque 750 pieds au sud, une veine analogue de quartz blanc affleure dans les roches volcaniques du Keewatin. Cette veine est très courte.

La veine "A" située dans la partie centrale de l'île traverse les roches volcaniques du Keewatin. Un puits vertical, qu'on dit avoir 45 pieds de profondeur, a été foncé sur la veine, mais il était inondé lors de notre visite. La veine est visible à la surface sur une longueur d'environ 50 pieds à l'est du puits et s'oriente nord 65° est, avec plongement de 80° au sud. Sa largeur est de 1 à 2 pieds; elle est irrégulière et renferme plusieurs fragments de roche verte. La matière filonienne se compose de quartz granulé, accompagné d'une proportion considérable de pyrite grossière et de tourmaline et aussi d'un peu de chalcopyrite. C'est dans les fissures du quartz de la veine surtout que sont confinés les sulfures. Lorsque le prof. Bell et M. J.-A. Dresser échantillonnèrent cette veine, des spécimens pris à 9 et 14 pieds de profondeur donnèrent à l'analyse une moyenne de $26.50 à la tonne sur une largeur de 13 pouces. A 34 pieds en dessous des assises, dans le puits, la veine a 12 pouces de largeur et une valeur de $2.80 par tonne. Un échantillon de 9 pouces de largeur près de la veine, à 29 pieds en dessous de la surface, a titré $13.60 et $3.10 à la tonne.

Le puits B, qui était rempli d'eau à l'époque de notre visite, a été foncé à une profondeur de 30 pieds sur un dyke de porphyre, auquel touche une veine de quartz de 1 pied de largeur. Un échantillon de ce dyke, prélevé par J.-A. Dresser, a donné $0.80 d'or à la tonne sur une largeur de 4½ pieds; un échantillon de la roche de fond près de la veine a donné $2.40 sur une largeur de 4 pieds.

Sur la terre ferme, au nord de l'île Siscoe, une large zone minéralisée a été mise à jour par le dépouillement sur le lot 39, rang I, canton de Varsan. La roche encaissante est un granite quelque peu porphyrique et minéralisé en pyrite et carbonate. La zone minéralisée est large de 100 pieds et s'oriente est-ouest. La découverte se trouve juste au niveau du lac, et sur le bord du rivage elle est recouverte d'un banc d'argile, de sorte qu'on n'en peut voir qu'une très faible partie. A l'intérieur de la zone, de nombreux amas réticulés de quartz blanc vitreux renferment des amas étirés de granite. Le quartz contient de la pyrite et un peu d'or libre. La tourmaline se présente dans le quartz en couches ayant jusqu'à 3 pouces de largeur, parallèles à l'allure générale de la zone. De petites couches de carbonate forment çà et là un rebord aux amas de quartz; d'autres veinules se composent de tourmaline et de carbonate, le carbonate étant plus récent que la tourmaline. La pyrite se présente aussi dans le carbonate. On n'a pas encore fait d'échantillonnage suffisant pour déterminer la teneur aurifère, bien qu'on dise que des échantillons de faibles largeurs renferment de hautes teneurs.

La propriété Siscoe est intéressante en ce qu'elle illustre de façon assez positive les rapports entre la minéralisation aurifère et la granodiorite intrusive, qui est très répandue dans le district. Il est donc possible de découvrir des zones minéralisées analogues, en outre de celles déjà connues. Les travaux déjà exécutés sur la propriété Siscoe ont révélé la présence de plusieurs petits amas de minerai de haute teneur. Les principaux problèmes

paraissent être les suivants: l'exploitation sur une petite échelle des parties riches sans y mêler trop de minerai pauvre ou stérile, et le traitement économique du minerai extrait. Si l'entreprise peut être exploitée d'une manière profitable, il y a de plus la perspective de découvrir d'autres gisements dans le cours des travaux.

Claims Sullivan

Les claims jalonnés par J.-J. Sullivan et H. Authier, en juillet 1911, furent les premiers sur lesquels on ait découvert de l'or dans ce district. Ils se trouvent sur la rive orientale du lac De Montigny et occupent la partie occidentale du lot 53, rang X et la partie septentrionale des lots 48, 49, 50 et 51, rang IX, canton de Dubuisson.

Les veines se présentent sur un monticule rocheux, de quelque 1,500 pieds du nord au sud et de 500 à 600 pieds de l'est à l'ouest, formant une pointe s'avançant dans le lac, et le bordant au nord et à l'ouest; sur les deux autres côtés cette protubérance est bordée par un marais.

La roche est une granodiorite grise à grain assez gros, composés principalement de cristaux d'albite ou d'albite-oligoclase, de 4 mm. de longueur, et altérée en des mélanges de séricite et d'épidote. La hornblende fut probablement le premier constituant basique, mais elle est maintenant complètement transformée en chlorite et épidote. Du quartz existe en petite proportion dans les interstices entre les cristaux de feldspath, et Bancroft affirme qu'un peu d'orthose se présente aussi d'une façon analogue. Ni l'un ni l'autre, cependant, n'ont été identifiés dans une plaque mince examinée. Vers le bord oriental du monticule la granodiorite semble se fondre dans un granite assez fortement siliceux renfermant beaucoup de quartz libre. La roche, cependant, est considérablement altérée. Sur le rivage, à l'extrémité septentrionale du monticule, un dyke de porphyre à granodiorite recoupe la granodiorite. C'est un porphyre à grain assez gros.

La prospection a révélé plusieurs petites veines et filonnets, indiqués par des numéros dans le schéma de la figure 22, d'après Mailhiot. La veine n° 1, la première découverte, possède une direction générale nord 75° est et un pendage presque vertical, convergeant de franc nord à sud. Elle occupe une zone fracturée dans la granodiorite, qui est broyée et même par endroits schisteuse sur quelques pouces en s'éloignant de la veine. Elle a été dépouillée sur une longueur d'environ 600 pieds et fouillée plus loin au moyen de plusieurs excavations peu profondes et d'un puits de 20 pieds. Sa largeur moyenne est d'environ 3 ou 4 pouces, bien que certaines parties atteignent 2 pieds. Mailhiot dit que la largeur dans le puits est de 5 pieds; malheureusement le puits était à demi submergé quand on le visita en 1923, de sorte qu'on n'a pu en examiner la partie inférieure. L'inspection de la partie au-dessus du niveau de l'eau semblait indiquer, cependant, que la veine de 5 pieds se compose de trois ou quatre filonnets de quartz renfermant entre eux de la granodiorite plus ou moins cisaillée.

La matière filonienne consiste surtout en quartz avec un peu de pyrite et de chalcopyrite et très peu de tourmaline. Mailhiot mentionne aussi la présence de galène et de blende. L'or natif en petites paillettes est le

principal minerai d'importance économique. Des échantillons prélevés par Mailhiot et Bancroft indiquent que la teneur moyenne du quartz est d'environ $7 à la tonne, bien que des échantillons choisis aient donné des teneurs beaucoup plus élevées. Les roches d'éponte sont plus ou moins imprégnées de sulfures sur quelques pouces de la veine.

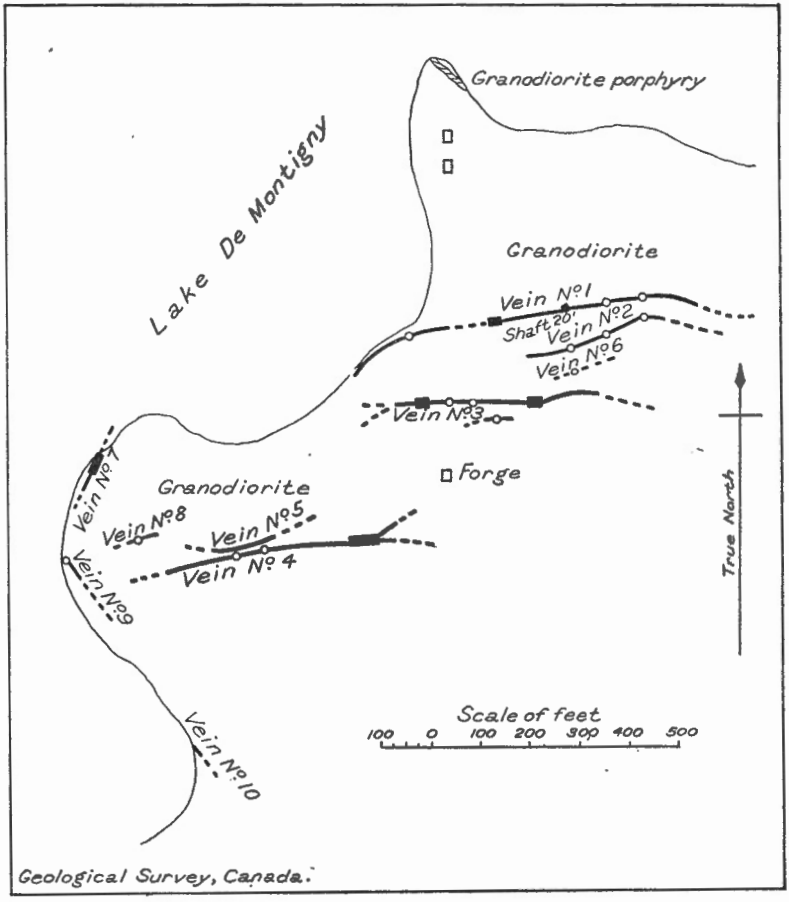


Figure 22. Plan des claims Sullivan, lac DeMontigny, canton de Dubuisson (d'après Mailhiot).

Les autres veines ne méritent pas d'être décrites. Comme la veine n° 1, ce sont d'étroites fissures dans la granodiorite, remplies de lentilles de quartz assez discontinues. La plupart d'entre elles renferment un pourcentage beaucoup plus élevé de tourmaline que la n° 1. La largeur de la veine n° 4 va de quelques pouces à 2 pieds et elle a été dépouillée sur une distance d'à peu près 500 pieds. Elle s'oriente nord 75° est et plonge sous un angle de 70° sud. Comme la veine " C " sur la propriété Siscoe,

et aussi comme une ou deux autres veines sur cette propriété, elle se compose de quartz tranché parallèlement à la direction, la tourmaline noire remplissant les fissures ainsi produites. Les stries sur les épontes des fissures plongent de 40° à 50° vers l'extrémité occidentale de la veine. Dans d'autres endroits la tourmaline est mêlée au quartz. La veine n° 4 offre un troisième exemple (dont deux ont été décrits sur l'île Siscoe), d'une double période de minéralisation à la suite de l'intrusion de la granodiorite. Dans la première, des veines de quartz renfermant un peu de tourmaline et de carbonate se formèrent puis une légère dislocation trancha et fractura les anciennes veines produisant de nouvelles fissures, lesquelles dans la suite furent scellées par de la tourmaline et un peu de quartz.

Dans une fosse d'essai sur cette veine une substance composée de quartz et de tourmaline forme la gangue d'une brèche, renfermant des fragments d'une roche blanche, dure, apparemment une matière filonienne antérieure. En plaque mince on constate qu'elle se compose presque entièrement d'albite ($Ab^{90}An^{10}$), en petits cristaux de 0·03 mm. de diamètre. C'est encore une preuve de la nature hautement sodique des solutions qui précédèrent les veines de tourmaline.

Claims Stabell et Legault

Les claims Stabell et Legault se touchent et leurs principaux chantiers se trouvent sur la même crête, de sorte qu'il convient de les décrire ensemble. Les principaux traits caractéristiques sont représentés dans la figure 23.

Les claims de J.-B. Legault comprennent la moitié des lots 51 et 52, rang VIII, canton de Dubuisson. Les claims connus sous le nom de groupe Stabell sont voisins de ces derniers à l'est, et comprennent la moitié nord des lots 53-56, rang VIII, ainsi que la moitié sud des lots 52 et 53, rang IX et une fraction de la moitié sud des lots 54-56, rang IX. Ces claims, autrefois la propriété de J.-F. Stabell, furent achetés au début de 1922 par W.-F. Greene et ses associés et constitués sous le nom de Stabell Gold Mines, Limited. On se rend à la propriété en chaloupe à moteur depuis Amos jusqu'à la tête du lac Blouin, d'où une route d'environ un mille conduit à la mine.

Ces propriétés furent examinées en détail au commencement de l'été de 1923, mais on n'y avait fait à cette époque que des travaux de surface, et le forage sur la veine Stabell était en cours. Plus tard, en 1923, on commença le fonçage du puits, lequel, à l'automne de 1924, avait atteint une profondeur de 600 pieds. A 285 pieds on ouvrit un niveau, et quelque 700 pieds d'ouvrages latéraux furent terminés. D'assez bons résultats furent obtenus à ce niveau mais ils ne se continuèrent apparemment pas au niveau de 600 pieds, vu que les travaux furent discontinués après avoir atteint ce niveau. Rien n'a été fait depuis. Suivant les récents rapports de journaux toutefois, on a épuisé l'eau de la mine et entrepris de nouvelles fouilles en 1928. La mine fut de nouveau visitée à la fin de 1924, avant que le niveau de 600 pieds eut été atteint, les chantiers au niveau de 250 pieds furent inspectés.

Les roches sont principalement des laves du Keewatin, recoupées par quelques dykes de porphyre assez frais. Les laves comprennent presque

tous les types usuels, dont le plus ordinaire est une roche vert foncé basique à grain assez fin, qui pourrait porter le nom de basalte altéré. Elle se compose surtout de hornblende fibreuse en partie chloritisée, probablement secondaire après l'augite, avec environ 35 pour cent de feldspath-andésine ($Ab^{65}An^{35}$), altéré en épidote. Dans les carottes-témoins on a remarqué que cette roche passait à des bords durs, vert pâle, qui varient de quelques pouces à plusieurs pieds de largeur et se composent d'épidote pistazite avec 20 à 25 pour cent de quartz. On ne possède encore aucune donnée pouvant élucider cette altération du "basalte".

On trouve sur les claims Stabell-Legault et dans tout le canton de Dubuisson, une roche basique sensiblement de même composition que le basalte décrit, mais présentant en surface altérée un grain grossier et des

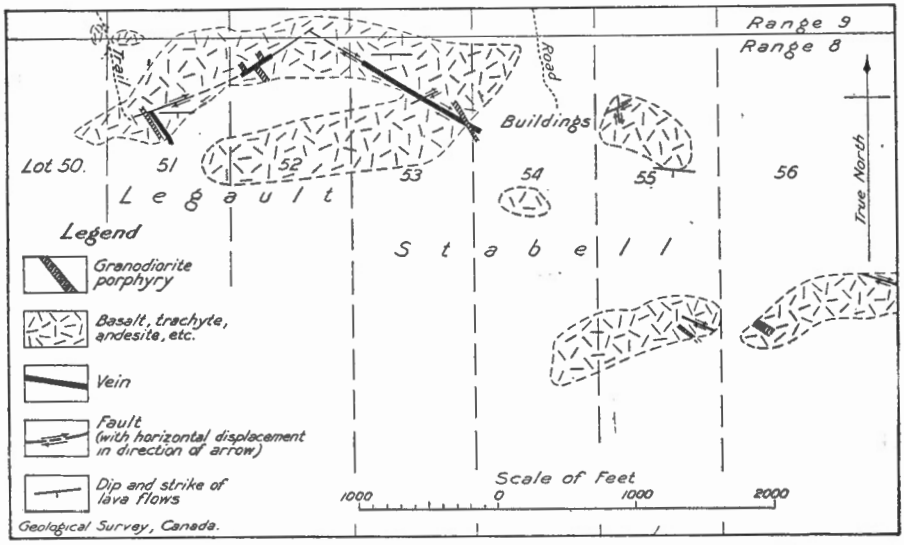


Figure 23. Plan des claims Stabell et Legault, canton de Dubuisson.

amas de cristaux de feldspath de la grosseur d'un dollar-argent. D'après son grain, certains auteurs ont considéré cette roche comme étant du gabbro ou de la diabase. En maints endroits, cependant, la roche passe sans interruption à une matière à grain plus fin caractérisée par des structures en coussinets, de sorte qu'il s'agit évidemment d'une lave. Un grand nombre des veines du canton de Dubuisson ont été découvertes dans cette roche, ce qui semble assez significatif. Ce peut être parce que la roche est plus dure et plus résistante que les autres types des environs et, par conséquent, qu'elle s'est fracturée nettement sous l'effort au lieu de céder par épanchement ou par la formation de plusieurs petites fissures discontinues qui n'auraient pas offert une bonne voie aux solutions minéralisatrices.

Les laves plus acides sont des roches gris pâle qu'on pourrait appeler oligoclasites, dacites ou trachytes. Il en existe plusieurs types, mais leur

composition primitive peut rarement être déterminée, car les minéraux primaires sont souvent remplacés à un fort degré par la chlorite, l'épidote, le kaolin et d'autres minéraux secondaires.

Les feux de forêts ont complètement détruit la végétation sur une bonne partie de la région, ce qui a permis de faire cinq ou six excellentes déterminations de la structure des laves. La direction est généralement est-ouest, convergeant de nord 82° est près de l'extrémité occidentale du lot 53, à franc est au milieu du lot 54, puis nord 83° ouest sur le bord oriental du lot 55. Les pendages sont presque verticaux et les côtés supérieurs des épanchements font face au sud.

Le porphyre est une roche grise apparemment fraîche, renfermant plusieurs phénocristaux de taille moyenne de feldspath blanc et de hornblende. Un dyke croisant le veine Stabell sera dénommé dans la suite Stabell; il y a aussi plusieurs dykes sur les claims Legault. Les phénocristaux de feldspath se composent d'andésine ou d'oligoclase-andésine, à peu près Ab^{60} An^{40}, et forment parfois jusqu'à 20 pour cent de la roche; les phénocristaux de hornblende en constitue rarement plus de 1 pour cent. Dans le dyke le plus siliceux examiné, on a aussi trouvé quelques phénocristaux de biotite. La gangue se compose en grande partie de feldspath albite (Ab^{90} An^{10}), avec environ 5 pour cent de hornblende et biotite, et du quartz en quantité variable. Le dyke Stabell est exempt de quartz et la plupart des dykes en contiennent moins de 1 pour cent, mais l'un deux sur le claim Legault en renferme environ 15 pour cent. On peut donc appeler cette roche un porphyre à granodiorite.

La plupart des dykes sont assez frais, mais celui de Stabell est beaucoup altéré. Dans des spécimens pris des carottes-témoins à des profondeurs de 200 à 300 pieds, les hornblendes sont presque complètement chloritisées et les feldspaths remplacés par l'épidote.

Le principal affleurement sur lequel presque tous les travaux ont été exécutés sur les deux groupes de claims, est une crête d'environ 3,200 pieds de longueur de l'est à l'ouest sur 1,600 pieds de largeur. Elle occupe l'extrémité septentrionale des lots 51, 52 et 53, rang VIII et est entourée de tous côtés de bas-terrain recouvert d'un lourd manteau de drift. Une légère dépression, également couverte de drift, occupe le milieu de la crête. Le côté méridional s'incline légèrement, mais les trois autres sont escarpés. L'extrémité orientale en particulier est un escarpement de 50 à 100 pieds de hauteur, surplombant une vallée remplie de drift qui occupe presque tout le lot 54. Des tentatives faites en vue de percer le sol dans cette vallée, afin de suivre la veine vers l'est par des sondages au diamant, ont révélé une épaisseur de plus de 200 pieds, en grande partie de sable mouvant.

La veine Stabell traverse le principal affleurement à l'extrémité septentrionale du lot 53 dans une direction générale nord 60° ouest, avec pendage à pic vers le nord. Elle remplit la crevasse d'une ancienne grande faille. En établissant l'allure d'une couche bien définie de brèche de trachyte à partir de l'affleurement dans le lot 55 à travers la faille, jusqu'à l'affleurement dans le lot 53, on a constaté que la couche dans le lot 53 est à 200 pieds plus au nord qu'elle ne le serait s'il ne s'était produit aucun déplacement. En supposant que la faille en question ait causé ce dérangement, et non quelque faille inconnue masquée par le drift sur le lot 54, le côté sud

de la faille s'est déplacé vers l'ouest, par rapport au côté nord, sur une distance de tout près de 400 pieds, mesurés le long du plan de la faille. Les stries observées en un ou deux endroits indiquent que le mouvement fut presque horizontal. L'absence visible de toute relation entre les roches des deux côtés de la faille sur l'affleurement du lot 53, démontre que le déplacement fût en fait causé par cette faille, du moins en grande partie, et non par une faille inconnue.

La zone cisaillée de la faille n'a pu être suivie que sur une longueur de 100 pieds sur le lot 52, de sorte que la faille disparaît probablement à l'ouest en se ramifiant.

Le dyke de porphyre Stabell, de forme très irrégulière traverse la faille près de l'extrémité orientale de l'affleurement. Il s'oriente d'une façon générale au sud-est, mais il est très tortueux. Il n'a pas été déplacé ou cisaillé par la faille et s'est, par conséquent, injecté après la dislocation. De fait la veine a légèrement été dérangée à l'endroit où le dyke la traverse et la partie au nord-est du dyke a été déplacée de 2 ou 3 pieds vers le nord-ouest. Il est évident que la fissuration qui a permis l'injection du dyke était plus récente que la grande faille et fut accompagnée d'un léger déplacement latéral.

Le fait que la veine est en apparence disloquée là où le dyke la recoupe, n'indique pas que le dyke est plus récent que la veine. Au contraire, on a observé en maints endroits dans les travaux souterrains que des veinules de quartz minéralisées de pyrrhotine et de chalcopyrite pénétraient dans la veine principale au sein du porphyre et que le contact entre la veine et le porphyre est mal défini, comme si le dyke avait envahi la veine, mais il est irrégulier, escarpé et assez vague comme si les solutions minéralisatrices avaient rongé le porphyre et l'avait en partie silicifié. Il faut, par conséquent, conclure que la veine a rempli la cannelure après que cette dernière fut recoupée et deplacée par le dyke de porphyre; en d'autres termes que la suite des évènements fut la dislocation, l'intrusion du porphyre et le remplissage de la veine.

La veine se compose de quartz accompagné de sulfures et d'un peu de calcite, formant une série de lentilles de longueur et de largeur variées. Les lentilles varient de 1 à 3 pieds de largeur, se rapprochant plus en moyenne du premier chiffre. Près du dyke elles forment une veine continue qui s'élargit et se rétrécit de nouveau; mais à environ 800 pieds du dyke elles commencent à être entièrement détachées les unes des autres et forment des amas isolés. La roche d'éponte cisaillée est plus ou moins imprégnée de sulfures sur une distance de quelques pouces de la veine, bien qu'en un endroit où une veinule auxiliaire rejoint la veine principale, il y ait une imprégnation de sulfure de 20 pieds de largeur ou davantage. Les sulfures de la veine sont en grande partie de la chalcopyrite et de la pyrrhotine aurifères; ils remplissent les fissures du quartz qui est assez considérablement fracturé. Les principales teneurs se trouvent dans la chalcopyrite, dont certains des spécimens purs ont titré, dit-on, de $200 à $300 d'or à la tonne. La pyrrhotine renferme de très faibles teneurs, de $1 à $2 par tonne.

La veine a environ 1,000 pieds de longueur, à partir du dyke de porphyre jusqu'au point où elle se termine à l'ouest. A la surface la largeur près du dyke est de 2 à 3 pieds et diminue graduellement jusqu'à ce qu'à l'extrémité occidentale elle ne se compose plus que de quelques lentilles discontinues de quartz, atteignant en moyenne 1 pied de longueur sur 2 ou 3 pouces de largeur. La chalcopyrite aurifère, le principal élément minéralisé, disparaît presque totalement de la veine à environ 600 pieds du dyke. La pyrrhotine commence à apparaître en proportion appréciable à environ 200 pieds du dyke et augmente vers l'ouest. Cette quantité persiste jusqu'à 960 pieds du dyke, ou 40 pieds de la frontière occidentale du lot 53, alors qu'elle diminue rapidement, formant des lentilles isolées qui disparaissent tout à fait à la frontière occidentale du lot. Ce minéral tend à se concentrer le long des épontes de la veine, particulièrement le toit, et à se présenter en veinules auxiliaires.

Au niveau de 285 pieds, la veine est un peu plus large qu'à la surface, avec un maximum de 4 pieds. Le gérant a affirmé que sur cette largeur sa teneur moyenne est de $15 d'or à la tonne, sur une longueur de 310 pieds. De cette longueur, 220 pieds se trouvent à l'est du puits et 70 pieds à l'ouest. Une apophyse du dyke de porphyre suit la veine à ce niveau et s'étend sur quelque 90 pieds au delà de l'extrémité occidentale de la partie minéralisée avant de se terminer par coïncement.

Les minéraux du dyke de porphyre sont en grande partie remplacés par l'épidote, et le basalte près de la veine est rempli de fissures capillaires, dont quelques-unes renferment de la pyrrhotine, d'autres de l'épidote et du quartz. Les solutions qui ont déposé la pyrrhotine et celles qui ont formé l'épidote semblent, par conséquent, être intimement associées. Vu que l'épidote et la pyrrhotine sont à la fois des minéraux déposés d'une manière caractéristique par des solutions chaudes, il est probable que la même série de solutions les a déposées toutes deux, bien que peut-être pas tout à fait en même temps.

Sur les claims Legault se trouvent deux veines, l'une sur le lot 51, l'autre sur le lot 52. Celle du lot 51 est une veine de remplissage bien définie, d'environ 4 pieds de largeur, s'orientant nord 38° ouest et plongeant verticalement ou à peu près. Elle se compose de quartz pâle, assez vitreux, taché de rouille sur une épaisseur de plusieurs pouces. La minéralisation n'est pas abondante et on ne tient aucun renseignement sur ses teneurs. La veine a été dépouillée sur une longueur d'environ 250 pieds. A l'extrémité méridionale la direction converge vers le sud et la veine disparaît sous le drift. A l'extrémité septentrionale elle se termine abruptement contre l'étroite zone cisaillée d'une petite faille qui s'oriente nord 75° est et plonge verticalement sous un angle de 70° sud. Dans l'angle aigu entre la veine et la faille les laves présentent des textures fluidales bien développées de direction nord 82° est à une faible distance de la faille, mais change abruptement à nord 38° ouest près de la faille. Sur le côté nord de la faille le sommet du même épanchement se trouve à 25 pieds à l'est de sa position au sud de la faille, de sorte que le changement de direction des textures fluidales a vraiment été causé par un entraînement, vu que le côté nord s'est déplacé vers l'est par rapport au côté sud. La veine ne se présente pas

sur l'autre côté de la faille et pour cette raison on croit qu'il s'agit presque certainement d'une fissure de tension ouverte par dislocation. Dans ce cas, il sera probablement démontré qu'elle n'est pas très longue.

Un dyke de porphyre à granodiorite suit parallèlement la veine et traverse la faille sans être déplacé. De petites langues et dykes de porphyre suivent aussi la faille et traversent sa zone schisteuse sans eux-mêmes être schisteux. Le porphyre est, par conséquent, plus récent que la faille. Il forme des brèches de contact frappantes avec la roche verte dans ce voisinage. Les dykes de porphyre sont fracturés de petites fissures discontinues remplies de quartz et de tourmaline, et d'une manière similaire forme des veines de quelques pouces de largeur remplissant la faille. Les fractures dans le porphyre ressemblent à des fissures de retrait.

La faille peut être suivie vers l'est sur une distance de quelque 400 pieds, où elle passe en dessous du drift. Son prolongement apparent affleure sur le côté occidental du lot 52, où il est occupé par une veine de quartz et de tourmaline d'environ 5 pieds de largeur, s'orientant nord 56° est. La veine a été dépouillée sur à peu près 200 pieds. On ne l'a pas observée sur les affleurements plus loin à l'est, bien que la zone cisaillée dans laquelle elle repose puisse être suivie sur un autre 150 pieds où elle est mal définie. La matière filonienne, par conséquent, forme une lentille probablement assez courte. Le minéral de la veine se compose surtout de quartz coupé par des fissures assez irrégulières remplies de tourmaline, de pyrite et d'un peu de pyrrhotine. On n'a recueilli aucun renseignement sur les teneurs aurifères, mais on rapporte qu'elles sont faibles.

Trois dykes de porphyre à granodiorite se présentent près de cette veine ou lentille, dont chacun s'oriente presque à angle droit avec elle et s'y termine abruptement (figure 24). Les rapports laissent présumer une dislocation, mais en face d'indices rencontrés ailleurs que des dykes sont plus récents que la dislocation, pareille conclusion est inadmissible. Il faut donc conclure que les dykes occupent des fissures se terminant au plan de faille et, probablement par conséquent, produites par les efforts de la dislocation comme la veine de remplissage sur le lot 51.

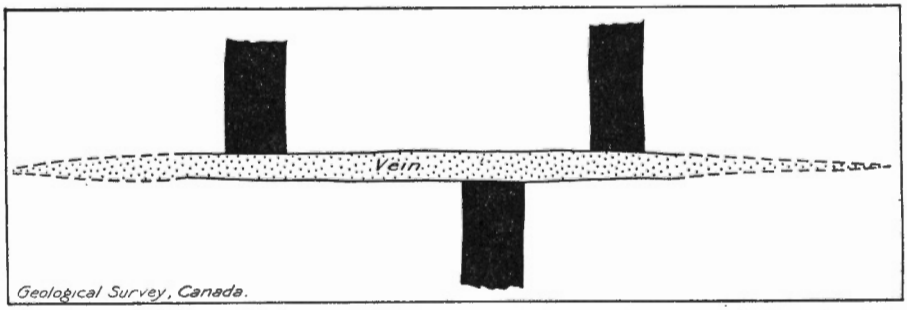


Figure 24. Schéma montrant les rapports des dykes de porphyre (en noir) et de la veine (en pointillé), claim Legault, canton de Dubuisson.

Claims Clark

La propriété Clark se trouve dans le quart nord-ouest du canton de Bourlamaque, à environ 3½ milles de la frontière septentrionale et 1½ mille de la limite occidentale. Une route d'environ 3 milles de longueur va de la propriété à la tête du lac Blouin, duquel endroit on se rend sur eau jusqu'à Amos, situé sur le chemin de fer Transcontinental-National. Une découverte aurifère sur la propriété en 1924 attira beaucoup l'attention du public, et, en conséquence, les claims furent examinés en septembre de cette même année.

Les roches sur les claims sont principalement des laves trachytiques et des tufs. Par endroits les laves renferment de nombreux gros phénocristaux de feldspath blanc leur donnant beaucoup l'aspect de quelques variétés de porphyre à syénite. On n'a pu obtenir, cependant, aucun témoignage que les roches porphyriques sont réellement intrusives; au contraire, elles passent partout où elles ont été examinées à des laves d'apparence normale. On a rencontré un petit dyke de vrai porphyre à syénite.

On a trouvé un certain nombre de veines, dont deux seulement semblent avoir une certaine importance. L'une d'elle, désignée par "E", s'oriente nord 70° ouest et plonge sous un angle de 45° sud. Au moment de l'examen, la veine "E" avait été mise à découvert sur une longueur d'environ 30 pieds le long de son allure. Sa largeur là où elle affleure à cet endroit est de 9 pieds, de sorte que son épaisseur, mesurée à angle droit par rapport à son pendage, est de 6 pieds. La matière filonienne se compose principalement de quartz blanc tranché, à surfaces de glissement et fracturé. Les fissures à surfaces de glissement sont remplies de chlorite ou de hornblende et d'un peu de tourmaline; elles renferment aussi par endroits beaucoup de pyrite à grain fin et de l'or natif, ainsi que de la chalcopyrite. Il se présente aussi une grande quantité d'or natif finement grenu dans tout le quartz. Les mineurs disent que le quartz, qui ne renferme pas de sulfure ou d'or visible, donne un lourd tailing à la batée. Des éclats, desquels l'or visible a été soigneusement exclu, donnèrent à l'essai environ $50 par tonne. Les roches d'éponte, sur une distance d'environ 1 pied des bords de la veine, sont lourdement minéralisées en pyrites à grain fin.

A environ 400 pieds à l'est, en direction, une veine de quartz stérile, d'un pied de largeur, affleure sur un petit monticule. Il semble probable que c'est la même veine que celle décrite. Si tel est le cas, la partie décrite dans le dernier paragraphe n'est qu'un élargissement fortement minéralisé.

A environ 1,600 pieds vers l'est, en direction de la veine, le terrain bas fait place à un terrain plus élevé et on y rencontre une veine qui est peut-être le prolongement de la veine " E ". Elle est désignée par " A " et fut mise à jour au moyen de tranchées sur 150 pieds. Elle s'oriente nord 75° ouest et plonge sous un angle de 57° sud. Elle est large de 2 à 3 pieds et beaucoup moins lourdement minéralisée que la veine " E ", et sa teneur est comparativement faible. Sa composition ressemble beaucoup à celle de la veine "E", sauf qu'il s'y présente une bonne quantité de carbonate ferrugineux, qui fait presque défaut dans la veine " E ".

La veine " C " est à environ 1,200 pieds au sud-ouest de la veine " A ". Ce n'est pas une veine de fracture bien définie, mais un réseau de

filonnets et de veinules qui se ramifient, entourant et renfermant de gros et petits fragments de roche encaissante. La direction générale est nord 80° est. Les matières filoniennes consistent surtout en quartz avec une grande quantité de hornblende et un peu de tourmaline, mais par endroits la hornblende pure forme des veinules d'un demi-pouce de largeur, qui çà et là renferment au centre de petites lentilles de quartz. En septembre 1924, la " veine " avait été mise à jour par des tranchées sur une longueur d'environ 150 pieds, sur laquelle distance la plus grande largeur visible était de 12 pieds. On avait trouvé de plus grandes largeurs dans la tranchée principale qui était remplie de débris du puits lorsqu'on l'a examinée.

Les roches d'éponte et les fragments inclus de roche encaissante sont fortement minéralisées en pyrite finement grenue et chalcopyrite. Le quartz est moins fracturé que dans la veine "E"; il n'est pas tranché et ne présente pas des surfaces de glissement. On y aurait découvert un peu d'or visible, mais on n'a obtenu aucun renseignement digne de foi concernant les teneurs réelles; on croit qu'elles étaient plutôt faibles.

Depuis 1924 deux puits ont été foncés sur la propriété, l'un près de la frontière méridionale du claim M.L. 2053a, l'autre, de 78 pieds de profondeur, à environ 29 chaînes au sud-est du premier sur le claim M.L. 2051. On ignore sur quelle veine ils ont été foncés, mais leur position relative fait présumer que c'est sur les veines "E" et "C".

Mine Lake-Fortune

La mine Lake-Fortune est intéressante du point de vue historique, parce que ce fut la première découverte importante faite dans cette partie de Québec. MM. Olier et Renault ont trouvé de l'or à l'été de 1906 dans la grande zone de broyage entre les lacs Renaud et Fortune. Cette découverte attira un certain nombre de prospecteurs dans la localité, qui effectuèrent des travaux dans le territoire adjacent sans y trouver du minerai important. Sur l'entrefaite, en 1907, la première découverte fut prise par la Pontiac and Abitibi Mining Company et, plus tard, vers la fin de 1910, transférée à l'Union Abitibi Mining Company. Cette dernière compagnie procéda vigoureusement aux travaux de traçage, construisit et outilla un atelier, un bureau d'essai, un bâtiment de machines, une scierie et un camp. Elle fonça un puits incliné d'environ 140 pieds et dirigea des travers-bancs de plusieurs centaines de pieds au nord et au sud. Le commencement de la guerre mit fin aux travaux et la compagnie entra ensuite en liquidation. La propriété fut acquise en grande partie par la Lake-Fortune Mining Company, qui ouvrit de nouveau la propriété en 1922, assécha le puits et échantillonna les chantiers souterrains.

En 1923 le contrôle de la compagnie fut cédé à la Towagmac Exploration Company à condition qu'elle continue les travaux de traçage. Une bonne quantité de tranchées et de dépouillement a été effectuée en 1923. Depuis cette époque un nouveau puits a été foncé à l'extrémité orientale du lac Fortune à une profondeur de 150 pieds et quelque 550 pieds de travaux latéraux ont été exécutés ainsi qu'environ 6,000 pieds de forage au diamant. Le rapport de la compagnie pour l'année 1927 dit que le forage a ouvert

une colonne de richesse, entre les horizons de 300 et de 500 pieds, d'au moins 500 pieds de longueur et atteignant une largeur moyenne de 3 pieds et 7 pouces avec une teneur moyenne de $10.71 en or.

Les principaux chantiers et bâtiments se trouvent dans la petite étendue entre les lacs Fortune et Renaud. Les roches sont des basaltes du Keewatin, recoupées par deux dykes de porphyre à syénite, de forme très irrégulière et de largeurs très variées. Le plus gros a une largeur moyenne de 12 à 15 pieds, mais s'élargit à un endroit à plus de 100 pieds; le plus petit a environ 15 pieds de large à son plus gros affleurement, mais se rétrécit en un filonnet de moins d'un pied de largeur. L'amas minéralisé se présente dans une zone fortement broyée, probablement formée par dislocation, qui s'oriente légèrement au nord de l'est et il a été suivi à la trace depuis le milieu du bord oriental du lac MacDonald jusqu'au lac Renaud, où il pénètre en dessous du lac. Il atteint une largeur de 6 à 12 pieds pour la plus grande partie, sauf sur une distance de quelque 400 pieds à l'extrémité orientale où la zone cisaillée est large de 200 à 300 pieds. D'un bout à l'autre de la majeure partie de la longueur observée, il existe peu de matière filonienne dans la zone broyée; entre les lacs Fortune et Renaud, toutefois, il renferme beaucoup de quartz, de carbonate et de sulfures. Le plus gros des deux dykes de porphyre est recoupé par la zone de broyage à un endroit, de sorte que la période de formation filonienne doit avoir été antérieure à celle des dykes.

Les principaux minéraux filoniens sont le quartz, un carbonate (ankérite avec plus ou moins de calcite), la fuchsite (mica chromélithifère), la pyrite, chalcopyrite, les tellurures et l'or libre. Robert Harvie, qui examina le dépôt en 1910, réussit à séparer une petite quantité de tellurure, et découvrit en l'analysant qu'il contenait environ 25½ pour cent d'or et 42 pour cent d'argent, correspondant approximativement à la formule de la petzite $(AgAu)^2$ Te. M. V. Dolmage a examiné au microscope à miroir une surface polie du même minerai et déterminé que deux tellurures sont présents, qui semblent être la petzite et la sylvanite (AuAg) Te^2. La détermination exacte est, cependant, difficile à établir. Ces tellurures sont des minéraux opaques, gris foncé à noir et se présentent en très petits grains, en autant qu'on l'a observé. Ils sont légèrement plus tendres que la calcite.

Les teneurs aurifères dans les veines, d'après Harvie, proviennent des tellurures et de l'or libre. Il dit que la pyrite et la chalcopyrite dans les veines donnèrent, à l'essai, de très faibles teneurs.

Claims de la Montreal Exploration Company

Les claims de la Montreal Exploration Company sont situés dans le canton de Bousquet à environ 1½ mille à l'ouest de la borne milliaire VII, sur la limite orientale du canton. Les travaux de traçage y ont été effectués par M. H.-L.-F. Blake. Le mort-terrain est considérable et très épais en certains endroits, de sorte qu'on a dû avoir recours à beaucoup de tranchées. Plus de 2,000 pieds de tranchées ont été pratiqués sur les claims A 232, A 233, A 234, A 235 et A 240. Les principaux travaux ont été exécutés sur le claim A 235.

Le sous-sol des claims consiste en roches du Timiskaming. La dépression qui traverse les claims O'Brien et Thompson passe apparemment à travers ce groupe. La vallée peu profonde est occupée par le même cours d'eau coulant à l'est, mais le drift est trop épais pour qu'on puisse déterminer si une zone semblable de roche cisaillée supporte la vallée. Les formations se dirigent presque à l'est. La partie méridionale des claims A 234 et A 235 jusqu'à une ligne à environ 400 pieds au nord de la limite méridionale des claims est supportée par un porphyre feldspathique grossier considérablement cisaillé par endroits. Au nord se trouve une bande de laves basiques d'environ 200 pieds de largeur. On trouve dans ces laves des coussinets bien développés. Au nord des laves il se présente des sédiments fins avec un conglomérat sur une largeur de 150 pieds, au delà desquels une épaisse couche de drift s'étend jusqu'à un endroit à 600 pieds au nord de la limite septentrionale des claims.

Une zone minéralisée se présente dans les roches volcaniques immédiatement au sud de leur contact avec les sédiments. Elle consiste en une zone quartzifère, irrégulière et fracturée, renfermant des sulfures et certaines teneurs en or, mais elle n'est pas en elle-même importante. La minéralisation et la possibilité qu'il y a de localiser la faille O'Brien, immédiatement au nord, font qu'il est recommandable de forer au diamant la zone minéralisée et de percer à une certaine profondeur la supposée zone de faille à la recherche d'une zone minéralisée au sein de l'étendue disloquée.

Graham-Bousquet Mining Corporation

La Graham-Bousquet Mining Corporation possède dix claims comprenant en tout quelque 400 acres sur le bord oriental du canton de Bousquet et se terminant à l'est à la propriété de la Thompson-Cadillac Mines. Les claims de l'O'Brien, de la Thompson-Cadillac, de la Graham-Bousquet et de la Montreal Exploration Company sont tous jalonnés sur une seule zone de minéralisation est-ouest.

La propriété fut piquetée en juin 1924, mais pendant deux ans on n'y a exécuté que les travaux obligatoires. En 1926 un programme de développement plus considérable fut commencé, et des résultats favorables ayant été obtenus, il se poursuit encore vigoureusement. Tous les renseignements suivants furent obtenus grâce à la bienveillance du président de la compagnie, M. P.-T. Graham.

Les premiers développements consistaient surtout en tranchées et dépouillement superficiels effectués surtout sur le claim A 182. La première découverte, connue sous le nom de veine n° 1, fut faite en juin 1924, près de la limite occidentale du claim A 182. A l'automne de la même année la veine n° 2 fut mise à jour à environ 60 pieds au nord de la première. La plupart des travaux furent consacrés à tracer et à ouvrir des veines. Une troisième veine, de quelque 28 pieds de largeur, a été découverte à environ 500 pieds au sud de la première, mais elle semble se composer de quartz stérile et n'a pas été explorée.

Suivant M. Graham, les veines 1 et 2 occupent une bande de porphyre considérablement cisaillé de 225 à 250 pieds de largeur. Il croit que cet

amas de porphyre est le prolongement du porphyre des claims Thompson à l'est, bien que sa largeur sur les claims Thompson soit beaucoup moindre. Il importe de remarquer, cependant, que le porphyre sur le claim 1402 de Thompson s'élargit de 30 à 50 pieds sur une distance de moins de 200 pieds de l'est à l'ouest, et qu'à 25 pieds au sud de l'affleurement occidental plus large il existe une langue de porphyre de 25 pieds de largeur qui ne s'étend pas dans l'affleurement oriental. Il est fort possible, par conséquent, que le principal amas de porphyre se trouve sur les claims Graham-Bousquet, et que seules des langues se prolongent dans les claims à l'est.

La veine n° 2 sur la propriété Graham-Bousquet se présente dans le bord septentrional cisaillé de l'amas de porphyre. Au nord de ce dernier se trouve une largeur d'environ 400 pieds de terrain en grande partie recouverte de drift, dans lequel il existe quelques petits affleurements de grauwacke. Vient ensuite le creek qui coule vers l'est à la rivière Blake, dont le lit sur les claims Thompson-Cadillac est supporté par une large zone de faille. Cette zone n'a pas encore été explorée sur la propriété Graham-Bousquet. Le conglomérat affleure au nord du creek.

La veine n° 2 se compose de filonnets de quartz injectés dans le porphyre schisteux et suivant la direction du schiste. Le plus gros filonnet est large de quelque 18 pouces et la largeur totale de quartz et de roche encaissante, d'après M. Graham, est de 8 ou 9 pieds. Les minéraux présents, en outre du quartz, sont l'or libre, la pyrite, la pyrrhotine et l'arsénopyrite à grain fin. La roche de fond est lourdement minéralisée, plus que le quartz, qui semble devenir stérile dans les plus gros filonnets.

La veine n° 1 présente un caractère analogue, mais elle est plus étroite. Elle possède une veine de quartz au centre, variant en largeur de 1 à 4 pieds et le porphyre cisaillé de chaque côté est rempli de filonnets de quartz jusqu'à une largeur totale de 4 ou 5 pieds. Les minéraux filoniens et la minéralisation générale sont les mêmes que dans la veine n° 2.

Au printemps de 1928, des perforatrices et autres machines nécessaires furent amenées et on commença à foncer un puits sur la veine n° 1, vers le milieu du claim A 182, ou à environ 30 chaînes à l'ouest de la limite orientale du canton de Bousquet; le 6 mai on l'avait descendu à environ 12 pieds. On se propose de le continuer jusqu'au niveau de 125 pieds, puis de diriger un travers-banc pour atteindre la veine n° 2.

Mines Thompson-Cadillac

Trois claims dans l'angle nord-ouest du canton de Cadillac constituaient à l'origine la propriété Thompson. En ces dernières années, on aurait acquis plus de terrain, portant la superficie totale à environ 600 acres. Les premiers claims portent les numéros 1402-4 dont le n° 1404 touche à la limite occidentale du canton de Cadillac, le n° 1403 est voisin du n° 1404 à l'est et le n° 1402 vient ensuite. On parvient aux claims par voie de la rivière Blake et un sentier qui se dirige vers l'ouest le long de la limite septentrionale des claims jusqu'aux bâtiments et chantiers. Les claims sont carrés et d'une superficie approximative d'environ 50 acres. Les travaux de développement ont surtout été restreints au claim le plus à l'est, le n° 1402.

Le groupe fut jalonné au début de l'été de 1924 par E.-J. Thompson et Austin Dumond et fut plus tard cédé avec faculté d'achat au Victoria Syndicate, qui effectua une petite quantité de travaux de traçage. Au cours de l'hiver de 1924-25 d'autres travaux furent exécutés par l'Anglo-French Exploration Company. A l'automne de 1925, une étendue de quelque 1,500 pieds de l'est à l'ouest et de 300 pieds du nord au sud avait été explorée au moyen de tranchées et de dépouillement. En maints endroits de 6 à 10 pieds d'argile durent être enlevés avant d'atteindre la roche de fond.

La zone minéralisée a été suivie presque sans interruption sur une longueur d'environ 900 pieds. C'est une zone cisaillée gisant dans une bande est-ouest de porphyre et d'une largeur de 2 à 9 pieds. Le porphyre le long de la zone est cisaillé, carbonaté et minéralisé en sulfures et arsénosulfures. A l'intérieur de la zone se trouvent des lentilles et des filonnets de quartz. Dans l'est de la zone minéralisée le quartz atteint une largeur de 4 pieds et conserve cette largeur sur une longueur approximative de 50 pieds sur sa direction. Le quartz est ordinairement foncé et vitreux, mais on y trouve aussi du quartz blanc. Associées aux lentilles et filonnets de quartz sont la pyrite, l'arsénopyrite et un peu de pyrrhotine. L'or libre se présente çà et là dans le quartz, en quantité considérable. Les indications les plus riches se trouvent aux extrémités ouest et est des zones minéralisées. Le riche dépôt de l'extrémité orientale est situé là où une faille secondaire traverse la veine. Dans la salbande de la faille des amas dendritiques aurifères ont été déposés. L'or libre semble se limiter surtout au quartz.

D'après les renseignements reçus du siège social de la compagnie, en mai 1928, un puits vertical, n° 2, fut descendu à une profondeur de 100 pieds près de l'affleurement le plus occidental de la zone minéralisée et environ 40 pieds de travers-banc furent pratiqués à ce niveau. Le puits suivit la veine jusqu'à une profondeur de 95 pieds. Celle-ci plonge ensuite au sud et a été rejointe dans le travers-banc à 15 pieds plus loin. La veine conserve sa largeur jusqu'à cette profondeur, où elle s'étend quelque peu.

Au commencement de 1928 un nouveau puits à trois compartiments fut foncé à quelque 900 pieds à l'est du n° 3. Il a maintenant atteint une profondeur de 300 pieds et des travaux latéraux sont commencés aux niveaux de 150 et de 300 pieds. Le rapport dit que ce puits a suivi la veine sur une longueur de 45 à 300 pieds et que sa largeur moyenne est d'environ 9 pieds.

Une grande faille longitudinale, découverte aussi sur les claims O'Brien à l'est, forme sur le claim 1402 le sous-sol du lit d'un petit creek coulant à l'est dans la rivière Blake. Les coupes de sondage indiquent qu'elle est plus large là que sur les claims O'Brien, formant un total d'environ 300 pieds, bien que cette largeur comprenne quelque 80 pieds de porphyrite non-cisaillée, qui a évidemment envahi la zone disloquée. Cette porphyrite est une roche blanche relativement inaltérée, composée de phénocristaux de plagioclase, anguleux ou échancrés, de 1 à 2 mm. de longueur, enchâssés dans une pâte à grain fin de plagioclase acide avec un peu de quartz. La roche n'est pas cisaillée, et pour cette raison doit être non seulement plus récente que la dislocation, mais aussi que les porphyres cisaillés ailleurs sur les claims Thompson et O'Brien.

Au sud de la zone disloquée, à 400 pieds de la limite orientale du claim, se trouvent en succession 30 pieds de grauwacke cisaillée, 160 pieds de drift et 30 pieds de porphyre. La zone minéralisée sur laquelle on a concentré les travaux occupe cette bande de porphyre. De nouveau au sud du porphyre se présente une largeur de 80 pieds de roche dioritique basique, puis 40 pieds de conglomérat, suivis de grauwackes renfermant de petites lentilles de conglomérat. L'allure générale est de quelques degrés au nord de l'est et le plongement vertical.

A deux cents pieds à l'ouest la coupe diffère quelque peu. La bande de porphyre renfermant la zone minéralisée est large de 50 pieds. Au sud on rencontre successivement 5 pieds de roche verte massive, 20 pieds de drift, 25 pieds de porphyre et 75 pieds de diorite.

Les porphyres au sud sont beaucoup cisaillés et semblent de composition semblable à celle du porphyre cisaillé des claims O'Brien, bien qu'il soit impossible de comparer avec certitude des roches altérées à ce point. On croit que les bandes sur la propriété Thompson sont intrusives à cause de leur irrégularité en direction, comme on s'en est rendu compte dans les tranchées, et parce que les grauwackes près d'elles sont altérées en carbonate d'une façon notable. On n'a découvert aucune apophyse ou filonnet s'en détachant, mais cela peut bien être attribuable au fait que le contact mis à jour par les tranchées est de peu de longueur.

Les roches vertes sur la propriété sont schisteuses en plusieurs endroits, mais ressemblent beaucoup aux andésites rencontrées dans les sédiments du Timiskaming, sous forme de coussinets, à peu près au même horizon, quelques milles à l'ouest.

Claims O'Brien

Les claims de M.-J. O'Brien, Limited se trouvent dans le quart nord-ouest du canton de Cadillac, directement à l'est des claims Thompson et à environ 1¼ mille au nord de la ligne centrale est-ouest du canton. Ils furent jalonnés au commencement de l'été de 1924, et peu de temps après les travaux de traçage furent commencés. Après les tranchées et le dépouillement préliminaires on commença le fonçage du puits à la fin de l'été de 1925. Le puits fut descendu à une profondeur verticale de 110 pieds, sous un angle de 87°, et une grande quantité de travaux latéraux fut effectuée à ce niveau, surtout des travaux de recherches. En outre, quelque 6,000 pieds de forage furent complétés en 1926.

La propriété comprend dix claims portant les numéros 1488 à 1497. Le puits a été foncé près de la limite méridionale du claim 1492, et la plupart des travaux ont été concentrés sur ce claim, sur les veines qui affleurent sur une crête rocheuse basse à quelques centaines de pieds au nord du sentier de La Motte. La crête plonge à pic vers le nord dans une dépression remplie de drift, apparemment un prolongement de la vallée alluvionnaire d'un cours d'eau qui coule à l'est à travers la propriété Thompson jusqu'à la rivière Blake. Cette dépression est une vallée érodée le long d'une grande faille et a été suivie sur une distance de plus de 3 milles.

Les roches aux environs du puits sont des sédiments du Timiskaming, des dykes ou filons-couches de porphyre et des bandes de roches vertes, tous s'orientant à peu près à l'est. La veine sur laquelle le puits a été foncé se trouve dans une bande de conglomérat de 50 à 80 pieds de largeur, près du bord méridional de la bande. Le conglomérat se compose de cailloux de roches vertes, avec quelques roches granitiques, ayant jusqu'à 5 pouces de longueur, encastrés dans une pâte d'arkose à grain moyen. Il est assez schisteux. La plupart des cailloux plus tendres ont été allongés en formes ovales, bien que quelques-uns des plus résistants aient été peu affectés. Des massifs ressemblant à des cailloux de roche porphyrique grossière semblent être des intrusions provenant des amas de porphyre intrusif tout près. La bande de conglomérat se présente entre deux filons-couches ou dykes de porphyre feldspathique. Le dyke au sud est large d'environ 15 pieds, se compose de phénocristaux de feldspath dans une pâte verdâtre et il est beaucoup altéré. Celui au nord possède une largeur de 50 pieds, beaucoup de la même composition et il est également très cisaillé. Le cisaillement a brisé les phénocristaux de feldspath en longues plaques minces qui, au microscope, se composent d'un gros fragment central du cristal originel, se terminant en un agrégat de petits grains à chaque extrémité. Les grands axes des plaques sont naturellement parallèles à la schistosité.

Au nord de la bande septentrionale de porphyre se trouve une zone de roche massive foncée dont le grain varie de fin à grossier et ayant la composition d'une diorite ou basalte. Elle est exposée sur une largeur de 70 pieds, puis s'incline au nord dans la vallée de faille remplie de drift mentionnée ci-dessus. Une autre bande de diorite similaire repose juste au sud du dyke méridional de 15 pieds de porphyre signalé plus haut.

En dehors de l'étendue près du puits, les affleurements au nord consistent en général en grauwacke et conglomérat interstratifiés, et ceux du sud en conglomérat.

La zone de dislocation au nord du puits s'oriente approximativement est-ouest et plonge abruptement au sud. Les chantiers souterrains et le forage ont démontré qu'elle se composait, au sud, d'une couche de salbande argileuse de 1 à 2 pieds de largeur, au nord de laquelle se trouve une largeur de 140 pieds de talco-chloritoschiste très tordu probablement par le cisaillement intense de la roche basique. Une largeur uniforme de ce schiste fut rencontrée dans chacun des trous de sonde. Au nord de cette zone fortement cisaillée, on rapporte que les trous de la perforatrice diamantée ont révélé la présence d'une roche ignée semblable à celle qui se trouve au sud de la zone de cisaillement. Le forage dans le schiste a révélé l'existence de plusieurs massifs étroits, en forme de dyke de porphyre, tous quelque peu cisaillés, mais un petit amas guère cisaillé fut signalé dans le travers-banc coupant la zone de cisaillement.

Cinq veines principales ont été mises à jour par les travaux superficiels et souterrains et par le forage au diamant. La veine n° 1, ayant une longueur connue de 1,400 pieds, gît presque entièrement dans la bande de conglomérat. Sa direction est un peu onduleuse, mais correspond assez étroitement à celle du conglomérat. Son pendage est de 87° nord. Sa largeur est

irrégulière, variant de 15 pieds à quelques pouces, atteignant son maximum au contact du conglomérat avec la roche verte qui se trouve au sud. Le quartz de la veine est foncé et luisant, bien que certains morceaux de quartz blanc se présentent dans le quartz foncé. De l'or libre à gros grain est disséminé dans le quartz à intervalles sur toute sa longueur. L'arsénopyrite est le minéral le plus usuel dans le quartz, bien qu'on ait observé de la pyrrhotine et qu'un peu de chalcopyrite s'y trouverait également. Le puits et la principale galerie ont été creusés sur cette veine.

La veine n° 2 est sans importance. Elle a environ 1 pied de largeur et entrecoupe les roches vertes à 150 pieds au sud-ouest du puits. La veine n° 3 se trouve à 225 pieds au nord-est du puits et n'offre que peu d'importance.

La veine n° 4 se présente dans le porphyre à 80 pieds au nord du puits. Elle a été mise à découvert par intermittence sur une longueur d'environ 1,200 pieds et suit la direction de l'amas de porphyre. Sa largeur varie de 6 à 24 pouces. Sur environ 60 pieds de longueur elle renferme une grande quantité d'or libre à gros grain dans de petites fissures dans le quartz. La roche de fond voisine est cisaillée et près de la veine contient de l'or libre.

La veine n° 5 n'a été traversée que par les trous de perforatrice diamantée dans la zone de cisaillement. La largeur indiquée est de 9 pieds à un endroit à 340 pieds au nord-est du puits, à un simple filonnet vers la frontière orientale du claim. La matière filonienne consiste en quartz ou en roche silicifiée et minéralisée en arsénopyrite grossière.

Claim St-Germain-Gale

Ce claim est situé sur le rivage oriental des passes reliant le lac De Montigny au lac Lemoine et occupe les lots 38 à 43, rang VII, du canton de Dubuisson. Les roches sont des laves basiques entrecoupées par deux dykes de porphyre à syénite semblable à celui des claims Martin. Les veines sont peu considérables et aucun renseignement concernant leur teneur n'a pu être obtenu. On les mentionne ici principalement à cause des rapports intéressants des dykes de porphyre avec la dislocation.

Le porphyre ressemble beaucoup par sa composition à celui des claims Martin, vu qu'il se compose principalement de phénocristaux d'albite dans une pâte d'albite avec un peu de matière ferromagnésienne. Il diffère du porphyre Martin en ce qu'il renferme un peu de quartz, sous forme de phénocristaux et dans la pâte, et aussi parce qu'il contient un certain nombre de petits phénocristaux de hornblende, d'une longueur maximum de 0.8 mm. Ils constituent environ 10 pour cent de la roche.

On a constaté la présence de trois failles sur les claims, chacune desquelles recoupant l'un ou l'autre des dykes. L'une des failles se trouve à quelques pieds à l'ouest de la fosse sur la veine n° 2 décrite par Mailhiot. Elle s'oriente nord 40° est et plonge verticalement. La lèvre nord-ouest s'est déplacée d'environ 20 pieds au nord-est, par rapport à l'autre, ainsi que l'indique le dérangement du sommet à texture fluidale d'un épanchement de lave. Un dyke de porphyre traverse la faille, mais n'est pas déplacé par elle, et, par conséquent, lui est plus récent.

Ce que Mailhiot a appelé veine n° 3 occupe en partie une forte zone cisaillée dans laquelle l'andésite massive formant la roche encaissante a été transformée en schiste-carton sur une largeur d'environ 6 pieds. La direction de la zone cisaillée varie de nord 30° est à une extrémité de l'affleurement à nord 60° est à l'autre extrémité, de sorte que la faille appartient probablement à la même série que celle que l'on vient de décrire. Le pendage est de 55° vers le nord-ouest. L'amplitude et la direction du déplacement ne furent pas déterminées, mais les stries indiquent qu'il fut vertical ou à peu près. Un dyke de porphyre de 4 pieds de largeur traverse la faille à environ 110 pieds au nord-est de la fosse de 8 pieds sur cette veine, et il n'est ni cisaillé ni déplacé, bien qu'un peu jointé. Le dyke est donc plus récent que la faille.

Entre les veines 2 et 3, une zone fort cisaillée de 2 à 3 pieds de largeur s'oriente nord 80° ouest et plonge sous un angle d'environ 75° nord. Un dyke de porphyre très schisteux la suit sur une certaine distance. Le dyke s'est, par conséquent, injecté avant la dislocation.

Sur cette propriété il existe donc deux séries distinctes de failles, l'une s'orientant à peu près nord 40° est, bien que variant un peu de cette direction, l'autre se dirigeant nord 80° ouest. Le porphyre à syénite fut injecté entre les deux périodes de dislocation.

Les veines se composent surtout de quartz et de pyrite comme celle de Martin. Il n'existe aucune indication de leur origine, sauf qu'elles se présentent près des dykes de porphyre à syénite.

Claims Arntfield et Francoeur

Les claims Arntfield furent jalonnés en octobre 1923 par F.-S. Arntfield. Ce groupe comprend onze claims complets et des fractions de claims, formant une superficie totale de 1,867 acres, dans la partie septentrionale du quart sud-ouest du canton de Beauchastel. Les claims portent les numéros suivants: T. 135, bloc O (T.450), bloc J. (T.445), bloc H. (T.298), bloc V (T. 446), bloc K. (T. 465), bloc N. (T. 466), bloc M. (T. 447), bloc R. (T. 449 et 1163), bloc P. (T. 448) et bloc Q. (T. 559 et 1162). La plupart des travaux ont été concentrés sur les blocs H et O, à environ 1 mille au nord-est du lac Renaud.

La propriété a été cédée avec préférence d'achat pour fins de développement au Pioneer Syndicate, devenu la Towagmac Exploration Company, en 1924. Celle-ci possède aussi le claim Francœur, bloc 27 (T. 134), qui est voisin du bloc O. (T. 450) à l'ouest. De bons amas de minerai furent ouverts au cours des travaux superficiels et explorés plus tard à la perforatrice en vue de déterminer leur prolongement en profondeur. Le forage a indiqué que les teneurs et les largeurs de zones superficielles minéralisées diminuaient dans le sol, de sorte que l'option Arntfield fut abandonnée en 1927.

La propriété fut examinée en 1925 avant d'être sondée, et fut alors décrite comme suit:

Les veines susceptibles d'être exploitées, découvertes sur les claims de F.-S. Arntfield et de Joe Baker, n^{os} T. 298 et T. 450 respectivement, suivent

assez de près une ligne de base qui se dirige à peu près nord 80° ouest. Le claim Francœur touche au claim de Joe Baker à l'ouest, et l'amas de minerai qui s'y trouve repose sur le plongement vers l'ouest de la même ligne de base. On ignore encore si cette ligne suit la direction générale d'une zone fracturée, occupée par une veine ou une série de veines, ou si, comme c'est plus probable, les veines sont formées d'une série de lentilles s'orientant à peu près est-ouest, et peut-être croisée par cette ligne de base.

La roche encaissante des claims se compose surtout de lave du Keewatin d'à peu près la composition du trachyte, mais passant légèrement aux variétés plus basiques et plus silicieuses. Près du bord oriental du claim T. 298, à quelque 300 pieds au sud de la ligne de base, une épaisse couche de brèche de rhyolite grossière ou d'agglomérat est aussi exposée. L'orientation des épanchements est presque directement est-ouest, le pendage à pic vers le nord et les surfaces supérieures des affleurements font face vers le sud. Quelques petits dykes de porphyre à syénite et de gabbro entrecoupent les épanchements, d'ordinaire presque parallèlement à leur direction.

Tous les amas de minerai sont des remplacements de la roche de fond par le quartz, les carbonates et autres minéraux. La substitution semble s'être produite surtout aux contacts des épanchements, peut-être parce que la surface supérieure d'un épanchement est plus facile à remplacer que toute autre partie à cause de sa texture à grain fin ou que le glissement d'un épanchement a créé une zone de fracture ou de cisaillement à travers laquelle les solutions pouvaient facilement circuler. Quelle que soit la raison, ces contacts semblent favorables à la présence d'amas de substitution, et leur pendage et leur direction, par conséquent, sont contrôlés par la structure des épanchements et lui sont parallèles.

On a découvert trois amas de minerai: un sur le bord oriental du claim de F.-S. Arntfield, T. 298; un autre sur le côté occidental et s'étendant à travers la ligne du claim de Joe Baker et le troisième sur le claim Francœur, près de sa limite est. Tous ces massifs, comme on l'a déjà signalé, se présentent près d'une ligne de base s'orientant nord 79° 55′ ouest de la limite orientale de T. 298 à partir d'un endroit à 150 pieds au sud de la borne n° 1.

L'amas le plus à l'est a été retracé sur une distance de quelque 300 pieds par des tranchées creusées sur le versant septentrional d'une basse colline rocheuse. Le drift atteint jusqu'à 6 pieds d'épaisseur et devient plus épais à l'est et à l'ouest, de sorte que la veine n'a pas été suivie plus loin. Les meilleurs affleurements se trouvent dans des tranchées, de 750 à 800 pieds, le long de la ligne de base à partir de la limite orientale du claim. A cet endroit la largeur du massif mise à découvert est presque de 30 pieds et le contact septentrional est encore masqué par le drift. Le minerai est une roche gris pâle, à grain très fin, imprégnée d'une grande quantité de pyrite finement grenue et s'altérant au brun rougeâtre. Cette substance, qui est de la roche encaissante beaucoup altérée, est traversée par des bandes mal définies et interrompues de matière blanche ou grise plus pâle, qui semble être la matière filonienne. Au microscope on constate qu'elles se composent surtout de calcite, avec un peu de quartz, de pyrite

et quelque grains d'albite claire fraîche. La matière la moins remplacée entre les veines est principalement de la séricite avec des fragments considérablement altérés du feldspath primitif de la roche, albite ou albite-oligoclase; dans d'autres parties des plaques minces le remplacement de ce mélange de séricite et d'albite par le carbonate et la pyrite des filonnets peut être observé dans toutes ses phases. La teneur moyenne du minerai de substitution à la surface est de $7 d'or par tonne.

Il existe deux gisements assez intéressants près de ce massif de minerai qui, bien que sans importance économique, semblent jeter quelque lumière sur l'origine des amas. A environ 115 pieds au sud de la veine, un dyke de porphyre feldspathique, de 4 pieds de largeur, se dirige à l'est et à l'ouest et plonge sous un angle d'environ 70° nord. On l'a suivie par des tranchées sur une distance de 250 pieds. Le porphyre est une roche rougeâtre à gros grain, composée de cristaux trapus d'albite ayant jusqu'à un pouce de longueur dans une pâte d'albite à grain plus fin. Il est recoupé par de nombreuses veines de quartz ayant jusqu'à un pied de largeur, de formes très anguleuses, et le traversant à divers angles. Un fait particulièrement intéressant c'est que les veines se limitent presque exclusivement au dyke; on n'en a observé que deux ou trois traversant le contact et s'étendant dans la roche d'éponte et ceux-ci ne se prolongent que sur une courte distance de quelques pouces ou d'un pied ou deux avant de se terminer. La matière filonienne, bien que surtout formée de quartz renferme aussi du carbonate ferrugineux et de la pyrite grossière. Un échantillon de pyrite, débarrassé autant que possible du quartz, donna à l'essai $10.60 d'or à la tonne.

Le porphyre est en partie altéré en carbonate, une plaque mince indiquant la présence de 25 à 30 pour cent de ce minéral. La roche d'éponte de chaque côté du dyke sur des distances de plus de 20 pieds est de la même façon altérée et transformée en roche rougeâtre à grain fin, semblable à la matière de l'amas de minerai, mais plus finement saupoudrée de pyrite. Au microscope on constate que la substitution est analogue à celle de l'amas minéralisé, mais moins complète, le mélange de feldspath et de séricite formant la roche de fond n'est remplacé que dans la proportion d'un tiers par le carbonate et il n'y a pas d'albite dans les filonnets comme il s'en trouve dans l'amas. Des essais de la roche altérée de chaque côté du dyke donnent des teneurs en or de $0.40 à $2 par tonne.

Entre le dyke et le massif de minerai, à environ 8 pieds de ce dernier, se présente une veine de quartz blanc vitreux, de carbonate ferrugineux et de pyrite, indentiques en apparence aux veines du dyke de porphyre. Elle a environ un pied de largeur, s'oriente nord 65° ouest et plonge presque verticalement. La roche encaissante de chaque côté est altérée en carbonate comme celle de chaque côté du dyke de porphyre, et, comme lui, renferme de faibles teneurs aurifères.

A quelque 800 pieds plus loin à l'ouest, ou 1,500 pieds de la limite orientale du claim, le long de la ligne de base, on rencontre un autre petit dyke de porphyre. Il est situé à 75 pieds au nord de la ligne de base, s'oriente droit à l'est et à l'ouest, et on l'a suivi à la trace sur près de 300 pieds par des tranchées. Ce dyke n'est pas recoupé par des veines

de quartz, mais est bordé par des bandes de roches en partie carbonatées. Celles-ci n'ont que 3 ou 4 pieds de largeur, cependant, au lieu de 20 à 25 pieds.

Ces observations, par conséquent, font ressortir un groupe de faits très significatifs: (1) Le minerai se compose de roche encaissante en grande partie altérée en carbonate et en pyrite à grain fin et les filonnets causant l'altération contiennent de l'albite, ainsi que du quartz et de la calcite. La présence de l'albite et l'altération complète de la roche encaissante indiquent que les solutions minéralisatrices étaient chaudes. (2) Une altération semblable mais beaucoup moins complète, et accompagnée d'un dépôt beaucoup moins considérable de pyrite et d'or, a été causée par les veines de quartz et de carbonate de fer, sans albite. L'absence d'albite et l'altération moins intense indiquent des solutions semblables à celles qui ont formé le minerai mais plus froides. (3) La présence de veines de quartz dans le dyke de porphyre démontre que les veines et l'altération sont plus récentes que l'intrusion du porphyre. (4) La présence de bandes altérées de chaque côté des dykes de porphyre laisse supposer un certain rapport entre le porphyre et l'altération. Il se peut que l'altération ait été causée par des solutions ayant émané des dykes en voie de refroidissement, mais la petite taille des dykes jointe à la grande quantité de roche altérée s'opposent à cette conclusion. Il est difficile de concevoir qu'un si petit volume de roche ignée normale puisse avoir contenu en solution les grandes quantités de carbonate et, probablement, l'eau nécessaire pour compléter cette altération. Aussi, d'autres dykes de porphyre, tout à fait analogues dans le voisinage, ne sont pas bordés par des bandes de roche altérée. Il est donc probable que ces dykes en particulier furent injectés dans une certaine zone, telle que celle de schiste entre deux épanchements, à travers laquelle les solutions minéralisatrices pouvaient aussi pénétrer, de sorte que les zones altérées ne sont pas associées aux dykes, non parce que ceux-ci ont occasionné l'altération, mais parce que l'altération et l'intrusion des dykes furent contrôlées par une même cause.

Toute cette association ressemble beaucoup à celle observée à Matachewan,[1] bien que la succession des événements ne soit pas aussi en évidence qu'à Matachewan, et les roches encaissantes ont été remplacées en très grande partie par la calcite et minéralisées en pyrite aurifère finement grenue. Dans les deux endroits l'altération la plus intense et la minéralisation la plus riche ont été causées par les veines de pegmatite, formées de quartz, d'albite et de calcite. Dans les deux localités des solutions plus froides ayant émané de veines de quartz sans albite ont causé l'altération en carbonate avec peu de minéralisation.

On a démontré positivement que les massifs de minerai à Matachewan furent déposés par des solutions qui émanèrent d'un gros massif de porphyre à syénite au cours de son refroidissement. On n'a encore obtenu aucune preuve semblable de l'origine de l'amas d'Arntfield. Cependant, la présence d'un très gros massif de porphyre à syénite, à un mille seulement

---

[1] Cooke (H.-C.): "Géologie du district de Matachewan, Ontario-nord": Com. géol., Canada, Mém. 115, p. 49-56 (1919).

au nord-ouest de l'Arntfield, et la ressemblance de ce gisement avec celui de Matachewan, font présumer assez fortement que ces minerais doivent aussi leur origine au porphyre.

Le deuxième amas minéralisé se présente à l'extrémité occidentale du claim F.-S. Arntfield, T. 298, s'étendant à l'ouest dans le claim de Joe Baker. On l'a suivi sur une distance de quelque 400 pieds et il se dirige dans un terrain bas à chaque extrémité. L'extrémité orientale connue de ce massif se trouve à 200 pieds au sud de la ligne de base et à 3,000 pieds du bord oriental du claim. L'étendue marécageuse à l'est a 850 pieds de largeur et dans une tranchée immédiatement de l'autre côté du marais, où à 2,150 pieds du côté oriental du claim, on a découvert des bandes de roche altérée de la même façon représentant peut-être l'extrémité orientale du massif. Cet amas a une largeur maximum de plus de 50 pieds, à 3,000 pieds de l'extrémité orientale de la ligne de base, et se rétrécit à l'ouest à 6 ou 7 pieds. Dans la partie large la teneur atteint une moyenne de $8 d'or à la tonne, d'un bout à l'autre d'une coupe de 8 pieds.

Le troisième amas est situé près du côté est du claim Francœur. Il traverse la ligne de base à environ 4,300 pieds de son extrémité orientale et on l'a suivi sur une longueur d'environ 250 pieds. Comme les autres il a la forme d'une lentille de 22 pieds dans sa partie la plus large. Les teneurs aurifères varient de $7 à $9 par tonne.

Le deuxième et le troisième amas se ressemblent tellement par leurs traits caractéristiques essentiels qu'ils peuvent être décrits en même temps. Comme le premier ce sont des remplacements de la roche de fond, mais contrairement au premier la couleur dominante du minerai est rouge, bien que des phases grises existent également. De fait le minerai, tant en spécimen de manipulation qu'au microscope, est identique à celui découvert dans la Crown Reserve and Associated Goldfields Mines, à Larder-Lake.

La roche encaissante est un trachyte composé là où il est le plus frais de phénocristaux d'albite-oligoclase ($Ab^{90}An^{10}$) ayant jusqu'à 1·3 mm. de longueur, enchâssés dans une pâte à grain plus fin du même minéral. Des variétés un peu plus basiques contiennent 3 ou 4 pour cent de chlorite, probablement secondaire après la hornblende, et 2 ou 3 pour cent d'ilménite à grain fin. Les types aussi frais que celui-ci sont rares, cependant, et ne se trouvent que là où les parties supérieures à grain fin des épanchements ont échappé au cisaillement. Presque partout le feldspath des laves a été en grande partie remplacé par du mica secondaire qui constitue la moitié ou même plus de la moitié d'une plaque mince.

On peut facilement observer sur les bords des massifs le cours de l'altération et le développement du minerai. Le trachyte altéré en mica secondaire comme ci-dessus est tranché par de nombreues petites cassures, dont la plupart se dirigent à l'est et à l'ouest, parallèlement à la direction principale, et le reste se ramifie dans tous les autres sens. Par ces fissures les solutions minéralisatrices ont évidemment circulé, déposant les minéraux et altérant la roche encaissante de chaque côté. Comme résultat la roche grise de fond est maintenant traversée par de nombreuses bandes étroites rougeâtres, chacune avec un filet de la grosseur d'un cheveu au centre. Les bandes individuellement atteignent peut-être en moyenne un quaran-

tième à un huitième de pouce de largeur et leur couleur se confond rapidement aux bords à contours irréguliers avec celle de la roche encaissante. Des bandes beaucoup plus larges se forment par la coalescence de deux ou plusieurs bandes là où elles se rapprochent ou se croisent. Les massifs se forment simplement par la coalescence d'un grand nombre de ces bandes altérées.

La composition des filets du centre varie considérablement. Quelques-uns se composent presque entièrement d'albite pâle fraîche, de muscovite, de beaucoup de pyrite et d'un peu d'hématite et de calcite. La roche de chaque côté de ces filets est très rouge à cause de la présence d'une poussière rougeâtre très fine, trop fine pour être identifiée au microscope, mais qui, probablement, est de l'hématite, si on en juge par la couleur et la présence dans la veine et la roche de quelques cristaux plus gros qui sont sans aucun doute de l'hématite. En plus du minéral rouge, un peu de calcite et de pyrite se présentent dans la roche, qui n'est pas en somme beaucoup altérée. La composition du feldpath de ces filets varie de $Ab^{80}An^{20}$ à $Ab^{90}An^{10}$.

Les veinules décrites se trouvent dans la tranchée de 2,160 pieds (i.e. la tranchée vis-à-vis d'un point sur la ligne de base à 2,160 pieds de l'extrémité orientale) et toutes celles examinées se rapprochent plus de la composition de la roche ignée. Dans les milliers d'autres, on constate toutes les gradations de composition depuis celles décrites jusqu'à la calcite presque pure. En général, cependant, elles peuvent être divisées en trois types principaux: celles qui ne renferment pas de mica, mais de l'albite accompagnée de quartz et de calcite; celles qui contiennent du quartz et de la calcite, mais ni mica ni albite et celles qui renferment de la calcite avec un peu de quartz, ou sans quartz.

Les veines composées d'albite, de quartz et de calcite renferment fréquemment aussi de la pyrite aurifère en quantité considérable qui donne à la roche une couleur rouge de chaque côté de la veine. Dans la bande rouge altérée il ne se trouve pas de chlorite, bien qu'il y en ait parfois beaucoup dans la lave intacte adjacente; le fer manque aussi des cristaux d'ilménite et ne laisse que des lambeaux blanchâtres de leucoxène. La séricite et l'albite de la roche sont peu affectées. De la calcite et de la pyrite, ordinairement de 3 ou 4 pour cent, y ont été introduites. Hors l'enlèvement du fer et le changement de couleur qui en résulte, la composition de la roche n'est pas beaucoup altérée.

Les veinules contenant du quartz et de la calcite en proportions approximativement égales semblent avoir été les plus puissants agents d'altération. Ceux-ci ont ordinairement rougi les roches d'éponte de chaque côté. Comme dans les cas décrits plus haut ils ont enlevé la chlorite et le fer de l'ilménite et, de plus, attaqué la séricite ou paragonite, éliminant complètement celle-ci du voisinage des veinules. Les veinules renferment une bonne proportion de pyrite et une quantité considérable de ce minéral se présente dans la roche encaissante altérée. L'autre altération de la roche encaissante varie beaucoup de place en place. Dans certains cas le feldspath est ou inaltéré ou en partie recristallisé; dans d'autres il est en majeure partie ou totalement remplacé par le quartz, la calcite ou par un mélange des deux.

Le quatrième type de veinules, celles composées principalement de calcite avec ou sans quelques grains de quartz, contiennent très peu de pyrite et n'ont presque pas eu d'effet sur la roche environnante. Des veinules se dirigeant à peu près à angle droit en direction furent suivies à partir du massif de minerai sur plusieurs pieds dans la roche encaissante. Près de l'amas elles se composaient de quartz et de calcite comme les veines du troisième type, et elles ont altéré les roches d'éponte en conséquence; plus loin la composition se change graduellement à celle de la calcite du quatrième type de veines, l'altération de la roche d'éponte diminuant graduellement jusqu'à disparition complète. Les veines de calcite se sont déposées par conséquent à partir des résidus des solutions qui formèrent les veines de quartz et de calcite, et représentent un type de dépôt plus récent formé à une température plus basse.

La composition des veines rencontrées dans ces gîtes indique donc que les solutions qui les ont déposées variaient de très chaudes et concentrées, presque ignées, à froides et diluées. Ces veines pourraient être réparties d'après leur composition en une série continue, chaque terme de la série ne différant que légèrement du suivant. Par conséquent, il y a peu de doute qu'elles ont toutes une même origine et que les changements de composition doivent être attribués aux différences de température. La présence, à une extrémité de la série, de minéraux tels que l'hématite, l'albite et le mica, constitue une bonne preuve que les solutions étaient d'origine magmatique. Aucun fait ne les rattache directement à un amas quelconque igné dans le voisinage, bien qu'il soit probable qu'elles aient émané de l'amas de porphyre à syénite au nord.

Claims de la Huronian Belt Mining Company

En 1925 la Huronian Belt Mining Company effectua des travaux considérables sur les claims T. 412 à 415 et des étendues intermédiaires, près de la limite orientale du canton de Beauchastel, à l'ouest du creek Pelletier. Les découvertes furent examinées à cette époque. Les travaux furent abandonnés quelques mois plus tard.

La principale découverte d'or se présente dans l'angle sud-est du claim T. 412. C'est un massif lenticulaire s'orientant nord 80° ouest et plongeant sous un angle d'environ 60° nord. Sa largeur maximum est d'environ 8 pieds et, à la fin d'août 1925, on l'avait retracé sur une distance de quelque 350 pieds sans atteindre son extrémité orientale. Les travaux faits à cette époque consistaient en un certain nombre de tranchées transversales et de fosses peu profondes, avec un puits incliné de 29 pieds de profondeur. Un échantillon sur 5 pieds à travers le massif dans ce puits, donna à l'essai $15 d'or par tonne.

La roche encaissante se compose de tufs en couches minces, à grain fin, altérés et interstratifiés avec un ou plusieurs épanchements minces de lave dacitique. Cette dernière se distingue par endroits par sa texture variolitique. Les tufs se composent de chlorite, de leucoxène, de calcite, de séricite et d'un peu de quartz, ainsi que de débris du feldspath oligoclase primitif ($Ab^{80}An^{20}$), qui a été en partie remplacé par la calcite et la séri-

cite. Les proportions de ces minéraux varient de couche en couche. La dacite se compose de quelques phénocristaux de quartz et d'oligoclase enchâssés dans une pâte de feldspath à texture d'épanchement avec un peu de chlorite, séricite et leucoxène.

Le minerai, comme sur les claims Arntfield, est formé par le remplacement de la roche encaissante. Cette dernière est entrecoupée de petites veines ou filonnets, de chaque côté desquels la roche est lixiviée et en partie altérée. La composition des filonnets varie considérablement comme celle de ceux décrits sur la propriété Arntfield. L'un des plus pegmatitiques se compose d'oligoclase, $Ab^{80}An^{20}$ et de calcite en proportions à peu près égales, avec un peu de chlorite probablement secondaire après la hornblende et un peu de grenat. Les petites veines se composent de quartz et de calcite en proportions à peu près égales, avec ou sans feldspath, et plusieurs sont surtout formées de quartz avec du carbonate ferrugineux et un peu de hornblende, maintenant altérée en chlorite. Toutes ces veines renferment de la pyrite. La roche encaissante n'est pas aussi intensivement altérée que sur la propriété Arntfield. Sa chlorite est en grande partie enlevée de même que la séricite par endroits; avec ces changements il semble s'être produit une certaine recristallisation du feldspath en cristaux plus frais et un peu plus gros. Une certaine quantité de calcite et de pyrite a été introduite, mais en petite proportion. Ces changements ont résulté en une roche un peu plus pâle que la roche encaissante et saupoudrée d'une grande quantité de pyrite aurifère, mais dont la composition primitive est entièrement détruite.

On n'a remarqué aucun indice qui puisse faire présumer l'origine possible de ce massif de minerai. Sur les claims Bathurst, un mille ou deux au sud-est, cependant, se trouvent certains amas de porphyre à syénite desquels il serait plausible de supposer que les solutions minéralisatrices de ce type auraient pu émaner.

Claims J.-C. MacCormack

Les claims prospectés par J.-C. MacCormack comprennent les lots 13 à 20, rang I, et les lots 20 à 26, rang II, canton de Manneville. Ces claims sont en bordure de la rivière Kinojévis, en amont et en aval des rapides Cascades. Les bâtiments se trouvent sur le côté nord de la rivière en haut des rapides, près de la limite orientale du lot 23, rang II.

La propriété fut examinée en 1923 et de nouveau en 1924. Peu de développement a été effectué depuis cette époque, en autant qu'ont ait pu l'apprendre.

Les roches sont de trois types. Les plus anciennes sont la série de laves du Keewatin, y compris les types basiques et acides. Les types acides dominent, surtout dans la région au nord de la rivière où il existe des affleurements frappants de laves pâles, ayant eu à l'origine à peu près la composition du trachyte. Les parties supérieures des affleurements sont remplies de nodules arrondis, quelques-uns de plusieurs pieds de longueur, bien que la plupart n'aient que quelques pouces, de matière pétrosiliceuse pâle composée de quartz à grain fin et d'albite en proportions à peu près égales.

Plusieurs bonnes déterminations de la structure ont été faites sur les laves; les directions varient de nord 55° ouest à nord 80° ouest et les pendages de vertical à 70° nord. Les côtés supérieurs des épanchements font toujours face au sud.

Sur le côté méridional de la rivière en aval des rapides Cascades, un dyke ou filon-couche de diorite basique altérée ou gabbro, de 120 pieds de largeur, envahit les laves parallèlement à leur direction. Il a été injecté entre un épanchement de trachyte pétrosiliceux bréchiforme et une andésite à coussinets. Le dyke est très basique et il est caractérisé par la formation de touffes de cristaux de hornblende ou d'augite, qui s'altèrent à la surface en noeuds de la grosseur d'un pois donnant à la roche un aspect verruqueux.

Sur la rive septentrionale de la rivière se présente une crête accentuée de dolomie ferrugineuse semblable à celle que l'on trouve à Larder-Lake. Elle est large de quelque 400 pieds et peut être suivie vers l'ouest jusqu'à la rivière Kinojévis en aval des rapides Cascades, sous laquelle elle disparaît. Un affleurement existe également dans la rivière, que l'on peut observer à l'eau basse, à environ un quart de mille en aval.

La dolomie est identique à celle de Larder-Lake. Comme elle la crête renferme de gros " nerfs " de roche encaissante en partie carbonatée (dans ce cas de trachyte), qui passe à l'extérieur dans de la " dolomie " pure. Comme dans l'autre cas la roche encaissante est fortement cisaillée tout le long des bords de la crête, portant à croire que l'altération dolomitique est concentrée le long d'une zone de grande dislocation. La "dolomie" se compose aussi en grande partie de carbonate de fer, de magnésium et de chaux, coloré en vert par endroits par de petites paillettes de mica chromé, ou fuchsite, et recoupé par de nombreux filonnets irréguliers de quartz libre. Comme elle, aussi, le mélange de quartz et de dolomie renferme de petites quantités de pyrite et de faibles teneurs d'or libre. Des essais d'échantillons pris au hasard ont titré de $0.50 à $1.50 par tonne.

La dolomie est entrecoupée de petits dykes de diabase, complètement altérée en minéraux secondaires, et à environ 400 pieds à l'est de la ligne, entre les lots 23 et 24, l'amas de dolomie renferme ce qui paraît être un massif de porphyre feldspathique. C'est peut-être un dyke s'orientant nord 80° est, mais il est tellement altéré en carbonate que ses limites sont extrêmement difficiles à déterminer et même son identité est douteuse. Il est flanqué de deux veines de quartz de dimension considérable, celle du côté sud étant de 12 à 15 pieds de largeur et celle du nord, de 4 à 6 pieds.

On prospectait en trois endroits en 1923, sur le dépôt de dolomie, à environ un quart de mille au nord de ce gisement et sur la rive sud de la rivière à peu près un demi-mille en aval des rapides. Les opérations avaient été confinées au dépouillement et aux fosses d'essai.

Les travaux au nord du dépôt de dolomie se trouvent sur le lot 22, à environ 4,300 pieds au nord de la rivière, où trois épanchements assez minces de lave passent de bases massives à des sommets à texture fluidale. Les parties supérieures à texture fluidale sont un peu cisaillées et des matières filoniennes se présentent le long des plans de cisaillement, formant des filonnets nodulaires. Le quartz, la calcite, la pyrite et la pyrrhotine sont les principaux minéraux filoniens. La proportion de pyrrhotine est élevée

et ce minéral forme par endroits des lentilles de 1 à 2 pieds de longueur. On rapporte que les teneurs aurifères s'élèvent à environ $3 dans les meilleurs échantillons et il y a quelques cents valant d'argent et de cuivre.

La prospection au sud de la rivière en aval des rapides Cascades fut concentrée sur des dépôts d'un caractère analogue. Par endroits le long du contact du dyke de diorite décrit précédemment, les laves sont fortement minéralisées en pyrrhotine et pyrite. La minéralisation n'est pas persistante, mais est restreinte à de petites étendues de 20 à 40 pieds de longueur en direction, sur 25 pieds de largeur à partir du contact de la diorite. De riches minéralisations semblent aussi se présenter sur le côté nord du dyke seulement. Sur le côté sud on a observé une minéralisation à deux ou trois endroits, mais elle ne s'étend que sur 4 à 6 pouces du contact.

Un peu plus loin à l'ouest, sur le sommet d'un escarpement surplombant la rivière, il existe un certain nombre de zones cisaillées s'orientant nord 80° est et plongeant sous un angle d'environ 80° nord. Elles ont évidemment résulté de la dislocation, mais la direction et l'amplitude du déplacement n'ont pas été déterminées. Elles font probablement partie d'une même faille en gradins, vu qu'il ne semble y avoir qu'un seul cisaillement principal dont d'autres se détachent. La matière cisaillée est minéralisée en pyrrhotine et pyrite, sur une largeur moyenne de 1 à 3 pieds, bien qu'elle soit plus large en d'autres endroits. On a remarqué une lentille d'environ 30 pieds de longueur et 10 pieds de largeur au maximum. En certains points on a observé des lentilles de sulfure pur de 2 ou 3 pieds de largeur. On rapporte que les teneurs sont d'environ $3 d'or par tonne.

Malartic Gold Mines

La Malartic Gold Mines, Limited possède cinq claims, couvrant environ 480 acres dans la partie nord-centrale du canton de Fournière. Ces claims portent les numéros M.L. 2128, 2129, 2130, 2132, 2134. La plupart des travaux ont été concentrés sur M.L. 2129 et 2132.

La propriété fut jalonnée en 1923 par St. Barbe Sladen, H.-S. Kennedy et J.-C. Carrol, pour le compte d'un syndicat d'Ottawa, mais aucun travail de développement important n'a été exécuté avant le printemps de 1926. A la fin de cette année les claims furent cédés avec préférence d'achat à la Porcupine Goldfields Development and Finance Company qui effectua des travaux jusqu'en juin 1925. Quelques mois plus tard la propriété fut vendue à la Malartic Gold Mines, Limited, qui a continué le développement jusqu'à la fin de 1929. Un puits a été foncé à une profondeur de 375 pieds, avec niveaux aux profondeurs de 130, 250 et 375 pieds; on y a aussi effectué beaucoup de forage au diamant. Les travaux ont depuis cessé.

Un examen géologique détaillé de la propriété, pour le compte de la compagnie, fut fait en 1928 par W.-F. James et J.-E. Gill et la compagnie a gracieusement permis de publier, dans ce rapport, les données obtenues. La description suivante, par conséquent, présente, sous une forme résumée, les faits tels que recueillis au cours de cet examen.

Les roches sur la propriété sont des grauwackes du Timiskaming, recoupées par des dykes et des amas irréguliers de roches intrusives acides

et basiques. Les grauwackes sont gris pâle à foncé, d'ordinaire en couches assez minces, bien que des couches à gros grain atteignent parfois des épaisseurs de 6 pouces ou davantage. Certaines couches plus argilacées sont extrêmement minces, rarement plus épaisses qu'une feuille de papier. On rencontre fréquemment une série de couches, plus ou moins de même composition, formant une bande, dont la composition peut être notablement différente de celle d'une bande voisine. Ce fasciage est tout à fait caractéristique. On peut très facilement observer la stratification à la surface, là où l'intempérisme a produit de légères différences dans la couleur et la texture des couches individuelles. En surface fraîche et dans les fonds de

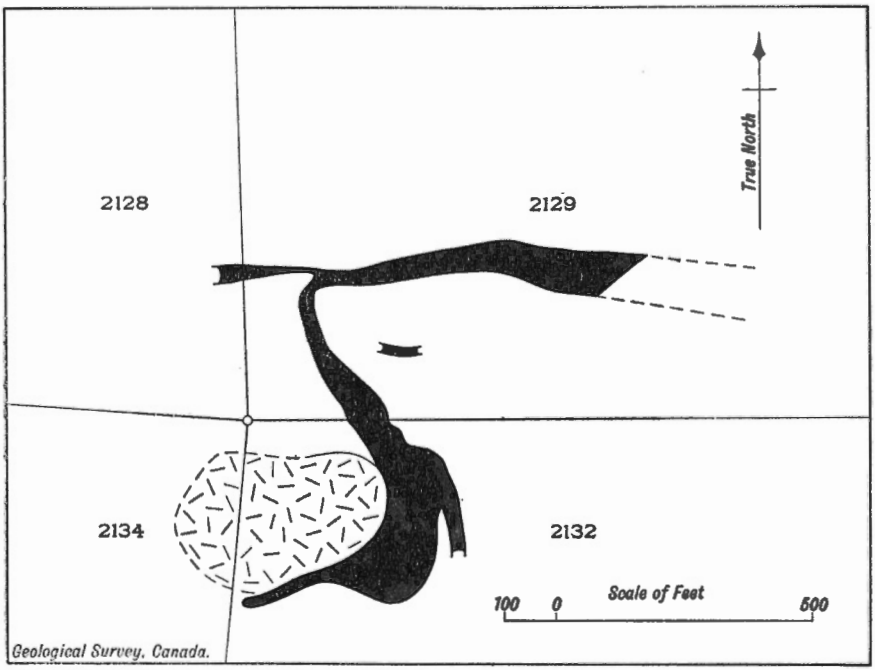


Figure 25. Contours de l'amas de minerai, mine Malartic, canton de Fournière (Québec). La grauwacke aurifère silicifiée est représentée en noir, la syénite porphyrique par les lignes irrégulières.

la mine, la stratification est ordinairement difficile à distinguer. Les grauwackes sont complètement recristallisées et se composent surtout de quartz et de biotite, avec chlorite, séricite et feldspath. Les paillettes de mica sont habituellement parallèles l'une à l'autre et à la stratification, donnant à la roche une schistosité apparente mais mal développée.

La structure locale des grauwackes n'a pas été complètement déterminée, par suite de la rareté des affleurements surperficiels et de la difficulté d'établir la stratification dans les chantiers de la mine. Sur la plupart des claims les couches conservent une direction locale nord 60° à 70°

ouest, avec pendage d'abrupt à vertical. Il existe un certain indice toutefois, que près des amas de minerai les couches ont été plissées par entraînement sur une étendue totale d'environ 800 pieds de largeur, ce qui fait présumer que celles qui se trouvent dans le pli d'entraînement s'orientent nord à légèrement ouest du nord. L'entraînement a été causé par la tendance qu'ont les couches au nord à se déplacer vers l'ouest par rapport à celles du sud.

Les grauwackes sont envahies par un certain nombre de dykes d'amphibolite, dont l'épaisseur varie de quelques pouces à quelques pieds. On en trouve deux variétés. Les plus anciennes sont schisteuses, de même que les sédiments, qui sont maintenant des schistes à biotite-hornblende. Les plus récentes sont des roches à grain assez grossier, composées principalement de hornblende et d'un peu de feldspath. On croit que toutes deux sont plus anciennes que les roches intrusives acides décrites dans les paragraphes suivants.

De petits massifs de syénite porphyrique, appelée porphyre dans la région, constituent les principaux amas de roches ignées. Ce sont probablement des variétés marginales du gros batholithe de granite au sud. Il existe au moins quatre amas de plus de 100 pieds de diamètre sur la propriété et plusieurs dykes ou filons-couches de plus petite dimension. Ce sont des roches roses ou grises, d'ordinaire légèrement porphyriques, composées de petits phénocristaux de feldspath enchâssés dans une pâte à grain moyen. Ces phénocristaux renferment de l'orthose et de l'albite. La pâte se compose des mêmes feldspaths, de quartz et d'un peu de biotite et de hornblende. Par endroits la quantité de quartz est tellement considérable que la roche devient un granite porphyrique.

En plus des syénites porphyriques, il existe quelques dykes à grain tellement fin qu'ils pourraient être dénommés porphyres à rhyolites. Ils n'ont jamais plus que quelques pieds de largeur. Leur couleur varie de rose à gris foncé et ils renferment quelques phénocristaux très petits de feldspath, dans une pâte compacte de feldspath à grain très fin et d'une grande proportion de quartz. On n'a pas déterminé leurs rapports avec les porphyres à syénite.

Les zones de minerai appartiennent au type de remplacement, formé par l'altération des grauwackes et, aussi, mais à un faible degré, des porphyres. Là où l'altération a été intense, ces roches sont transformées en amas de quartz presque pur, d'ordinaire à grain fin mais par endroits saccharoïde; le quartz est saupoudré de pyrite aurifère à grain fin et renferme de l'or natif.

On peut observer toutes les phases de transition entre la roche quartzifère pure et la grauwacke inaltérée ou porphyre. Par endroits le changement est très graduel, dans d'autres assez rapide. Il n'est pas rare non plus de constater, sans cause apparente, une variation considérable dans le degré de silicification. Ainsi dans la galerie 104 des chantiers, il existe des lambeaux de grauwacke fortement silicifiée au milieu de la grauwacke à peine un peu silicifiée. Dans certains endroits on peut démontrer que la silicification s'est arrêtée ou changée de façon marquée à un plan de

glissement, qui apparemment a agi comme digue aux solutions silicifiantes, mais dans la plupart des endroits les causes des différences dans le degré d'altération n'ont pas été déterminées.

La proportion de pyrite n'a aucun rapport uniforme avec le degré de silicification. En certains endroits la roche hautement silicifiée contient beaucoup de pyrite, dans d'autres peu; et là où la grauwacke n'est que légèrement silicifiée elle renferme des quantités considérables de pyrite. La proportion de pyrite n'est pas un indice de la teneur en or. De fortes teneurs aurifères se présentent parfois là où il n'y a pas de pyrite visible et de faibles teneurs en or se rencontrent là où elle est abondante.

Les teneurs aurifères varient aussi considérablement et ne sont pas exactement proportionnelles au degré de silicification. Il est extraordinaire de trouver des teneurs aurifères élevées sans une certaine silicification ou une stratification prononcée, mais même dans une silicification très accentuée les teneurs en or ne sont pas toujours élevées.

Le principal amas de minerai est un dépôt en forme de "S" (figure 25). La courbe nord du "S" est désignée dans la région sous le nom de zone 1, la courbe sud sous le nom de zone 3 et la partie intermédiaire comme zone 2. La zone 1 s'oriente à l'est, plonge verticalement et varie en largeur de quelques pieds à 100 pieds. On l'a retracée sur une distance de 800 pieds en direction et de 400 pieds en profondeur. Sa limite septentrionale est nettement définie par un dyke de syénite porphyrique, mais il n'existe pas de limite bien tranchée au sud et la silicification se termine graduellement dans cette direction. La présence du dyke semble ainsi avoir été un facteur déterminant dans la formation de la zone de minerai. En plusieurs endroits le dyke lui-même est en partie ou presque complètement silicifié. Les teneurs en or dans toute cette zone atteignent en moyenne, au premier et au second niveau, environ $3.50 par tonne, mais on trouve des parties ou "colonnes de richesses" plus riches, titrant jusqu'à $8 par tonne.

La zone 2 s'oriente à peu près nord-ouest, plonge sous un angle de 67° nord-est et est longue d'environ 600 pieds. Sa largeur varie de 25 à 140 pieds. Sa plus grande largeur se trouve à l'extrémité orientale d'un massif lenticulaire de syénite porphyrique. En profondeur le pendage du contact porphyrique change brusquement de l'est à l'ouest sous un faible angle, comme si la base du massif de porphyre se trouvait près; et la zone silicifiée suit le contact du porphyre, suggérant un rapport génétique intime entre les deux. La nature et les teneurs de la zone 2 sont à peu près identiques à celles de la zone 1.

La zone 3 n'a pas encore été explorée intensivement, sauf à la surface. Elle rejoint la zone 2 à l'extrémité du massif de porphyre, où elle est large de 140 pieds, et se rétrécit assez rapidement vers le sud-ouest. Les derniers affleurements rencontrés au sud-ouest présentent une étroite zone silicifiée mal définie qui semble s'éteindre.

Un amas filonien irrégulier, la zone 4, se présente dans l'étendue entre les zones 1 et 2. Il fournit le plus riche minerai trouvé jusqu'ici sur la propriété. Il paraît se composer d'une veine centrale de quartz, de direction et de pendage très irréguliers, sur chaque côté de laquelle la roche d'éponte

est silicifiée et pyritisée. La veine a été explorée par une galerie sur une longueur d'environ 150 pieds. La teneur moyenne, sur une largeur de 4 pieds, semble être d'environ $13, et des largeurs de 3 à 5 pieds atteignant une moyenne de $20 à la tonne ne sont pas rares. De petites quantités de chalcopyrite et de galène et probablement de tellurure aurifère, existent dans cette veine en plus de la pyrite et de l'or libre ordinaires.

Deux séries de veinules plus récentes entrecoupent les amas de minerai. Les plus anciennes, qui varient d'une fraction de pouce à 8 pouces d'épaisseur, se composent de quartz vitreux ou laiteux à gros grain avec de petites quantités de feldspath, mica, tourmaline, galène, chalcopyrite, sphalérite et or natif. Par endroits, le remplacement de ces anciens minéraux par le carbonate brun ou rosâtre est visible. La présence du feldspath et du mica indique que ces veinules sont d'origine pegmatitique. Les veinules de la seconde série se composent de calcite blanche ou rosâtre. Elles sont étroites et interrompues et remplissent évidemment de petits plans de glissement, vu que les veines de quartz pegmatitiques sont renversées en plusieurs endroits là où elles sont croisées par les veinules de calcite.

L'époque de formation des massifs de minerai est ainsi fixée entre la période d'intrusion des syénites porphyriques et celle des veines de quartz pegmatitique. Comme ces syénites porphyriques sont probablement une phase antérieure des grandes intrusions granitiques et que les veines de quartz pegmatitique en sont presque la dernière phase, il semble vraisemblable que les dépôts de minerai eux-mêmes soient génétiquement apparentés à l'intrusion du granite.

Claims Gouldie

Les claims Gouldie sont situés dans la partie nord-centrale du canton de Fournière et touchent aux claims Malartic au sud. La propriété comprend quatre claims, nos 2115 à 2118, d'environ 200 acres chacun. La plupart des travaux ont été concentrés sur le claim 2116. Les claims ont d'abord été jalonnés en 1924 ou à la fin de 1923 et de l'or, en concentrations assez visibles, y a été découvert au cours des premiers travaux. Malheureusement l'exploration subséquente a révélé que les amas de minerai sont trop petits pour être exploités avec profit. Les travaux sur la propriété consistent en un grand nombre de tranchées, plus de 300 pieds de forage au diamant et un puits foncé à 60 pieds de profondeur.

Les roches et l'altération sont identiques à celles des claims Malartic au nord. Près de la limite méridionale du claim 2116 se trouve un massif de syénite porphyrique de 800 pieds de longueur sur 400 pieds de largeur, en forme d'affleurement elliptique. Vers l'extrémité orientale de l'éllipse les grauwackes du Timiskaming sont fortement silicifiées, la matière silicifiée est fracturée et une quantité considérable d'or libre existe dans les fractures. A partir de cet endroit une "veine" se compose d'une série de filonnets de quartz dans la grauwacke sur une largeur maximum de 30 pieds; elle est bien minéralisée en pyrite. On a trouvé de petites quantités d'or libre dans cette veine à environ 120 pieds à l'est du porphyre, mais la teneur est faible sur la majeure partie.

Une seconde étendue minéralisée fut découverte à environ 1,200 pieds au nord de la première, où se présente un certain nombre de dykes et de petits amas de syénite porphyrique, et la grauwacke est plus ou moins silicifiée et minéralisée. On n'a réalisé que de faibles teneurs.

Mine d'Or Abitibi

La propriété connue dans la localité sous le nom de Mine d'Or Abitibi, était détenue, au moment de l'examen en 1926, par Sinaï Rousseau. Elle est située dans le sud des lots 8 et 9, rang IV, canton de Landrienne, juste au nord de la route Landrienne qui suit la limite entre les rangs III et IV. Les affleurements se composent d'une série de pointements en dos de baleine, en majeure partie sur le lot 9, dans une étendue de 400 sur 500 pieds. Une bonne partie de la surface rocheuse a été rasée par le feu, qui a détruit presque complètement la végétation. Une petite quantité de dépouillement a été effectuée et une fosse d'essai creusée sur le bord septentrional du plus gros affleurement.

Les roches sont des épanchements volcaniques, surtout des andésites, légèrement cisaillées, de direction nord 80° est avec pendage de 60° nord. Les épanchements sont considérablement altérés en carbonate le long de deux zones qui s'orientent aussi nord 80° est. La zone septentrionale est large d'au moins 40 pieds et peut-être davantage vu qu'elle se dirige sous le drift au nord. La zone méridionale a 300 pieds de largeur et est séparée de la septentrionale par 50 pieds d'andésite normale.

La principale étendue minéralisée est la partie septentrionale de la zone de 300 pieds, exposée sur environ 350 pieds de l'est à l'ouest et 80 pieds du nord au sud. Elle est recoupée par trois séries de veines. Celles du principal réseau varient en largeur de 2 à 5 pouces, s'orientent nord 87° est et plongent sous un angle d'environ 70° nord. Elles sont régulières, bien que légèrement sinueuses. Un deuxième réseau consiste en veines tordues de ½ à 12 pouces de largeur qui s'orientent nord 37° ouest et plongent à 65° est. Un troisième réseau, de même largeur, est formé de veines légèrement sinueuses se dirigeant nord 67° est et plongeant 75° nord. Il existe en outre un grand nombre de filonnets irréguliers. La zone carbonatée se compose dans l'ensemble de 7 à 15 pour cent de matière filonienne. Toutes les veines sont considérées du même âge, bien que le deuxième réseau soit recoupé par les deux autres réseaux et soit, par conséquent, au moins un peu plus ancien.

Ce réseau plus ancien renferme environ 2 pour cent de tourmaline en agrégats de cristaux aciculaires. Des amas de chlorite, de quelques pouces de diamètre, constituent de 20 à 30 pour cent de la matière filonienne et les carbonates rougeâtres, en petits amas, environ 6 pour cent. La pyrite et la chalcopyrite, dans la proportion de 2 à 7, forment à peu près 1 pour cent. La pyrite se présente en amas compact et la chalcopyrite en petites concentrations dendritiques. Le quartz est l'autre minéral filonien.

Dans les deux autres réseaux la minéralisation est semblable, sauf que la chlorite et la tourmaline y sont en quantités beaucoup moindre, la chalcopyrite se trouve en amas plus arrondis et la pyrite est peu abon-

dante. Les sulfures forment encore ici à peu près 1 pour cent de la matière filonienne. La roche d'éponte carbonatée dans le voisinage de toutes les veines est minéralisée de pyrite en cubes jusqu'à environ 5 pour cent de son volume. La pyrite d'un bout à l'autre des étendues carbonatées constitue jusqu'à 2 pour cent de la roche.

On n'a encore fait rapport d'aucune teneur provenant de ce gisement. La minéralisation est riche et si les sulfures renferment une assez grande quantité d'or, les perspectives de la propriété sont bonnes, vu que l'étendue de la zone minéralisée est considérable. Aucune roche intrusive n'a été observée près de la zone minéralisée, mais la nature de la minéralisation porte à croire qu'une roche intrusive, probablement de composition acide, recoupe ces roches plus anciennes, mais qu'elle est masquée par le drift.

Lot 35, rang II, canton de Landrienne

Dans la partie septentrionale du rang II, canton de Landrienne, sur les lots 32 à 35, un gros affleurement s'élève à 50 pieds au-dessus du marais et de la plaine sablonneuse environnante. Il est à peu près circulaire, d'environ un demi-mille de diamètre et se compose d'épanchements de rhyolite et de porphyre quartzifère qui paraissent s'orienter nord 50° ouest et plonger brusquement vers le nord. L'affleurement près de sa limite septentrionale est cisaillé dans une direction nord 70° ouest, avec un pendage de 40° nord.

On a rencontré quatre zones minéralisées dans la partie septentrionale de l'affleurement sur le lot 35. Elles suivent la direction du cisaillement et ont, du nord au sud, respectivement 20, 5, 20 et 40 pieds de largeur. Leur longueur est inconnue mais elle dépasse 200 pieds. La roche encaissante est une rhyolite cisaillée. Les zones de cisaillement renferment peu ou point de quartz filoniens, mais la roche est fortement minéralisée en pyrite à grain fin. On a observé quelques filonnets de quartz vitreux dans la partie sud de l'affleurement. Aucune roche intrusive acide n'a été rencontrée dans le voisinage immédiat, bien qu'il puisse en exister à une faible profondeur sous le drift et qu'elle ait pu être l'agent minéralisateur. La grande intrusion granitique de La Corne se trouve à environ 2 milles au sud. Comme dans le cas des gîtes des lots 8, 9, rang IV, canton de Landrienne, si les teneurs en or sont associées aux sulfures en quantité, la minéralisation serait suffisamment riche pour indiquer un dépôt exploitable.

Fisher Quebec Gold Mines, Limited

Les claims de la Fisher Quebec Gold Mines, Limited, sont situés dans les cantons de Landrienne et de Barraute. Les lots suivants étaient détenus en septembre 1926:

Lot 54, rang III, canton de Landrienne, à l'est du lot 9, cantont de Barraute.
Lot 48, rang IV, canton de Landrienne à l'est du lot 12, canton de Barraute.
Lot 48, rang V, canton de Landrienne, à l'est du lot 6, canton de Barraute.
Lot 56, rang VI, canton de Landrienne, à l'est du lot 2, canton de Barraute.

L'étendue détenue a ainsi 4 milles du nord au sud et, à sa plus grande largeur, environ 4 milles de l'est à l'ouest. La propriété fut examinée au point de vue géologique à l'été de 1926 et les résultats sont donnés dans la description suivante.

La prospection fut tout d'abord commencée en 1924, alors que de gros cailloux de quartz renfermant de l'or libre furent découverts sur la propriété. Les travaux ont surtout été concentrés sur les lots 59 et 60, rang V, canton de Landrienne, dans une étendue d'environ 1,000 pieds carrés sur le bord occidental d'une crête en grande partie recouverte de moraine et s'élevant à quelque 40 pieds au-dessus de la contrée marécageuse qui la borde au nord et à l'ouest. La roche qui forme cet affleurement est une dacite à grain uniforme de 1 mm. Les minéraux constitutifs sont 60 pour cent d'oligoclase, 20 pour cent de quartz et le reste d'épidote granulaire, de chlorite, de carbonate et de pyrite, à structure concentrique et renfermant de nombreuses inclusions des minéraux de la roche. Vers le nord de l'affleurement un petit pointement, de plusieurs pieds de largeur, de roche volcanique carbonatée acide, a été déterminé au microscope comme étant du tuf. Elle est à grain fin et très riche en quartz à grain plus gros dans une pâte fine composée surtout de quartz.

Deux zones de roche carbonatée se présentent dans les chantiers. La plus septentrionale se trouve dans l'angle nord-est de l'étendue rocheuse et a été mise à jour sur une longueur d'environ 50 pieds, mais elle passe sous le drift dans les deux directions. Elle s'oriente approximativement est-ouest. Au sud de cette zone se trouve une largeur d'environ 300 pieds de dacite, peu ou point carbonatée. La plus grande zone carbonatée se présente au sud de la dacite; elle a au moins 500 pieds de largeur sur le bord oriental des excavations. Vers l'ouest elle se rétrécit rapidement à environ 100 pieds. Ces zones se dirigent à peu près est-ouest et la roche composée maintenant d'environ 70 pour cent de carbonate et de grains de quartz, épidote et pyrite, était évidemment déjà une dacite dans laquelle le carbonate a complètement remplacé le feldspath.

A l'intérieur du gros amas carbonaté se trouve un certain nombre de zones cisaillées de direction est-ouest et de pendage à pic. Elles semblent être des parties extrêmement cisaillées de zones plus grandes qui ne peuvent pas être suivies sans interruption à travers la propriété. La plus grande zone de cisaillement dans le voisinage du puits a environ 8 pieds de largeur, au sein de laquelle des lentilles et des amas irréguliers de quartz, reliés par d'étroits filonnets de quartz, atteignent plusieurs pieds de largeur et quelques pieds de longueur. Le quartz renferme de grosses concentrations de chalcopyrite associées à la pyrite. Le carbonate est aussi un minéral de gangue. La roche est extrêmement cisaillée près des bords de la zone quartzifère et à l'est en direction. On rapporte que le schiste renferme de bonnes teneurs d'or. Quatre autres zones de cisaillement plus étroites, mais de caractère analogue, furent observées dans la dacite altérée.

Dans quelques cas on a remarqué des veines horizontales de quartz, de 3 à 12 pouces de large. Dans la partie méridionale de l'étendue rocheuse, dans une coupe, une veine forme une voûte dont le terme septentrional suit la schistosité et le terme méridional plonge 35° sud et recoupe la schistosité.

Comme sur d'autres claims dans le voisinage, la minéralisation est plus récente que le cisaillement, mais tend à suivre la direction, mais non le pendage des plans de cisaillement. Les exploitants font rapport de teneurs jusqu'à $14.46 d'or à la tonne sur 3 pieds de schiste minéralisé près du puits et jusqu'à $29.75 sur 3.6 pieds de quartz minéralisé. On rapporte un essai de $50 d'un échantillon choisi de chalcopyrite dans le puits et de $27.10 à la tonne sur une largeur de 2.5 pieds au fond du puits.

Les travaux les plus à l'est se trouvent sur le lot 9, rang III, canton de Barraute, juste à l'ouest des chantiers de Gillies et à 1,000 pieds au sud de la limite septentrionale du rang. Ils consistent en dépouillement superficiel préliminaire et irrégulier et ont mis à jour des étendues de roche verte carbonatée et cisaillée.

A environ 300 pieds à l'ouest de la limite orientale du lot se trouve une veine de quartz, n° 9, qui surtout s'oriente et plonge avec la schistosité de la roche (nord 75° ouest, plongement 55° nord), bien que çà et là elle soit oblique par rapport au cisaillement. Elle a été mise à jour sur une longueur de 30 pieds et possède une largeur de 10 pouces à 3 pieds. Le quartz filonien est blanc vitreux et renferme un peu de pyrite et de tourmaline. La roche d'éponte est une andésite fortement carbonatée et légèrement minéralisée en pyrite. De l'or libre a été trouvé dans cette veine. A dix pieds au sud une veine presque horizontale de 6 pouces de largeur s'oriente approximativement nord-est et plonge sous un angle d'environ 10° ouest. Elle est formée de quartz vitreux blanc renfermant de la tourmaline, pyrite et chalcopyrite. Le mur est légèrement cisaillé et contient environ 20 pour cent de pyrite en gros cubes. On rapporte de bons essais d'échantillons prélevés sur une largeur de 2 pieds.

Les tranchées dans la partie nord des lots 55 et 56, rang IV, ont mis à découvert un certain nombre de veines de quartz et d'étendues minéralisées. Les roches sont des roches volcaniques basiques ellipsoïdales, amygdaloïdes ou massives, entrecoupées de dykes de basalte et de porphyre plus récent. Toute l'étendue à découvert sur plusieurs cents pieds carrés est une zone fracturée et minéralisée. Les zones cisaillées et fracturées sont nombreuses, et près de la matière filonienne la roche de fond est considérablement carbonatée. La minéralisation dans ces zones est probablement associée aux dykes de porphyre intrusif, qui se dirigent à peu près parallèlement au cisaillement et aux fractures, entre 40° et 50° au sud de l'est. La forme des amas de quartz correspond à celle de la zone cisaillée ou fracturée qu'ils occupent. Dans l'une des zones cisaillées observées, la veine a de 3 à 16 pouces de largeur et ses épontes sont assez régulières. Les plans de séparation de la tourmaline au sein de la veine sont parallèles aux épontes. Dans la même zone de petits filonnets étroits de quartz sont parallèles au cisaillement. Plusieurs amas irréguliers de quartz dans les zones fracturées ont été mis à jour par le dépouillement; ils varient de quelques pouces à 6 pieds de largeur, bien qu'on en ait suivi aucun sur une longueur de plus de 18 à 20 pieds. Un certain nombre d'amas ont de 3 à 4 pieds de largeur. Le quartz renferme de la pyrite, de la chalcopyrite et de la tourmaline et du carbonate riche en fer en assez gros cristaux. Le carbonate a fortement imprégné la roche d'éponte près des amas de quartz et constitue sans doute

un élément primitif de la veine. On rapporte avoir trouvé de l'or libre dans quelques-uns de ces amas et que les essais ont révélé de bonnes teneurs dans la matière filonienne. Un essai aurait donné $10 d'or à la tonne sur une largeur de 3·5 pieds de schiste minéralisé et des teneurs plus faibles se présentent, dit-on, dans le quartz.

Continental Gold Mines

Les claims de la Continental Gold Mines, Limited, sont situés dans le canton de Barraute, rang II. Les lots sur lesquels les principaux travaux ont été effectués sont les numéros 8, 9 et 10. La contrée est très basse et les affleurements sont bas et en plateure, mais sur des étendues considérables la roche est recouverte d'une couche de drift assez mince. L'étendue explorée est d'environ 1,500 pieds carrés et certaines parties entre les affleurements naturels ont été mises à jour par des tranchées peu profondes, formant une longueur totale de plus de 2,000 pieds; les travaux ont surtout été concentrés sur le lot 9.

La roche encaissante se compose principalement de roches volcaniques avec des dykes acides de composition rhyolitiques qui sont peut-être associés aux intrusions de porphyre se présentant dans le district, et des dykes basiques irréguliers de composition et d'aspect identiques à ceux des épanchements de lave andésitique et basaltique. Dans une localité adjacente à la plus grosse veine, les andésites sont en coussinets et associées à des couches fragmentaires de même composition. Les roches volcaniques acides sont rhyolitiques, dont la majeure partie est constituée par un épanchement porphyrique acide, mais il n'y a pas de doute que certaines des variétés plus cisaillées et altérées ont une origine tufacée.

Les roches sont fortement cisaillées dans une direction générale nord 70° ouest et plongent sous un angle de 45° nord. Environ 80 pour cent des roches exposées sont carbonatées, une altération qui probablement est contemporaine de l'injection des veines de quartz et d'une autre minéralisation. La rhyolite paraît avoir été plus considérablement carbonatée que les roches volcaniques plus basiques. Les dykes intrusifs acides semblent avoir été peu carbonatés.

Les veines sont nombreuses, mais la plupart sont petites. La principale a été mise à découvert sur une longueur d'un peu plus de 260 pieds, s'oriente à peu près nord 70° ouest et plonge au sud à travers le pendage des plans de cisaillement des roches, de direction parallèle mais de plongement de 35° à peu près au nord. Elle a environ 1 pied de largeur et à son extrémité occidentale forme une façade sur le bord méridional de l'affleurement de roche. Elle semble s'être formée dans un plan de faille, parallèle à la direction du schiste mais de pendage contraire. Quelques filonnets croiseurs, de 5 ou 6 pouces de largeur, partent de la veine et pénètrent dans la roche encaissante.

La matière filonienne est constituée par du quartz vitreux blanc renfermant de la tourmaline, une petite quantité de pyrite et quelques fragments de roche verte chloritisée. On rapporte des teneurs atteignant $27.50, d'essais d'échantillons pris au hasard dans la matière filonienne. La roche d'éponte près de la veine est fort carbonatée et minéralisée en pyrite, dont une partie en cubes d'un quart de pouce de diamètre.

A une faible distance à l'ouest, une veine de quartz et de tourmaline de 2 pouces, presque horizontale, affleure à intervalles sur une étendue de plusieurs cents pieds carrés. Dans les tranchées occidentales au moins quatre veines ont été mises à découvert et varient en largeur de 6 pouces à 2 pieds. Ces veines n'ont été exposées que sur de faibles longueurs, et, d'après les travaux effectués, leur longueur totale n'a pas été établie. En outre, plusieurs petites veines étroites ont été découvertes. La minéralisation en carbonates et en sulfures sur les épontes de ces veines a été intense. Des teneurs élevées, jusqu'à $127, ont été rapportées d'échantillons éprouvés pris au hasard dans la matière filonienne et la roche d'éponte en plusieurs endroits. L'or libre est associé à la matière filonienne.

Aucune des veines examinées jusqu'ici ne semble constituer un dépôt de dimension exploitable, mais la minéralisation est de bon augure.

Mine d'Or Vénus

Le claim Foisie, maintenant transféré à la Mine d'Or Vénus, Limitée, comprend les lots 13 et 14, rang II et les lots 12, 13, 14 et 15, rang I, canton de Barraute. Les premiers travaux sur la propriété commencèrent au début de la saison de 1925.

La principale étendue de roches est à environ 1,000 pieds au sud de la ligne entre les rangs II et III, sur le bord septentrional d'une crête recouverte d'une mince couche de drift. Les roches se composent surtout de roches volcaniques de composition moyenne à basique, dans lesquelles se sont développés des coussinets. Un cisaillement dans une direction nord 70° ouest et plongeant sous un angle de 60° nord se révèle sur les roches qui sont çà et là carbonatées. Certaines roches porphyriques acides, d'origine incertaine, se présentent dans les roches vertes et sont cisaillées au même degré.

En tout, sept veines ont été examinées dans les travaux de surface. La plus grosse se trouve sur le bord septentrional de l'affleurement. Elle affecte la forme d'une voûte, se dirige à peu près nord 70° ouest et s'incline sous un angle d'environ 15° vers l'est. La surface de l'affleurement coïncide presque avec le sommet de la voûte, qui a été tronquée çà et là, de sorte que les termes nord et sud plongent respectivement 45° nord et 45° sud. L'épaisseur de ces termes est d'environ 18 pouces, mais la crête mesure 4 pieds en un endroit. La veine a été mise à découvert sur une longueur de 60 pieds jusque-là où, dans l'est, elle plonge sous la roche. Les termes divergent vers l'ouest et leur longueur n'a pas été suivie.

La veine se compose de quartz vitreux blanc renfermant de la tourmaline, du carbonate ferrugineux, de la pyrite et de la chalcopyrite. La pyrite se présente en cubes ayant jusqu'à un pouce. L'or libre se rencontre en association avec la tourmaline et le carbonate. L'or est très pâle. La roche encaissante dans le voisinage de la veine est fortement carbonatée et minéralisée de pyrite en gros cubes sur une distance considérable. De petits filonnets de quartz recoupent la roche de fond et possèdent des rebords de carbonate presque pur. On n'a rapporté aucune teneur de l'essai de la veine ou de la roche d'éponte. On a pratiqué des tranchées sur la veine jusqu'à une profondeur de 6 ou 8 pieds.

Au sud de la veine principale une tranchée a été creusée vers le sud sur une longueur d'environ 500 pieds. A 250 et 400 pieds au sud de la veine principale, deux veines de quartz s'orientent parallèlement au cisaillement et plongent 45° sud, avec des largeurs respectives de 3 et 6 pouces. A presque 600 pieds de la veine principale, deux veines semblent intersectrices. Elles ont des pendages contraires et peuvent être les flancs d'une veine en voûte semblable à la veine principale. La largeur des veines est entre 16 et 24 pouces. A trente pieds plus loin au sud, se trouve une autre veine exposée sur une longueur de 60 pieds. Elle a 14 pouces d'épaisseur à son extrémité occidentale, augmentant à 3 pieds au centre et coïncant vers l'est. Elle s'oriente nord 60° ouest et plonge sous un angle de 65° sud.

A trois cent cinquante pieds au sud de la dernière veine mentionnée on rencontre deux veines s'orientant nord 70° ouest et plongeant à pic au sud. Leur largeur maximum est de 8 à 10 pouces et celle la plus au nord est exposée sur une longueur de 30 pieds. La composition de ces plus petites veines ressemble en général à celle de la veine principale au nord, sauf que leur proportion en carbonate ferrugineux est plus élevée. La tourmaline forme de gros amas dans la veine. La minéralisation de la roche d'éponte est identique à celle observée ailleurs et il semble n'y avoir aucun doute que l'altération de la roche soit due à l'action des solutions minéralisatrices.

Bien qu'il se présente une quantité considérable d'or libre dans les veines, aucun essai systématique n'a été rapporté. La minéralisation dans et près de la veine principale est lourde et ce dépôt mérite d'être étudié à fond comme amas de proportions économiques. Il est significatif que les veines sur cette propriété plongent à travers la schistosité comme dans les autres propriétés tout près. La présence d'une veine en voûte porte à croire que d'autres veines semblables se rencontreront en profondeur. Les voûtes sont les résultats du cisaillement qui fournit aux solutions filoniennes d'autres chenaux que les fissures plongeant au sud dans lesquelles les veines se présentent ordinairement. Une série de trous à pic de perforatrice diamantée devrait fournir de nombreux renseignements sur la nature de la minéralisation des veines en profondeur et indiquerait probablement aussi la présence d'autres veines qui n'affleurent pas à la surface.

Claims Gillies

Des travaux sur un claim sur le lot 10, rang III, canton de Barraute, sont effectués par les intérêts Gillies. Le dépouillement et les tranchées comprennent environ 350 pieds à environ 1,000 pieds au sud de la limite septentrionale du lot 10. Les excavations au moment de l'examen étaient partiellement inondées.

La roche encaissante dans les tranchées consiste en roche verte, dont la majeure partie est cisaillée parallèlement à un plan se dirigeant nord 75° ouest et plongeant sous un angle de 55° nord. Une partie de l'andésite présente des coussinets mal développés. La roche est considérablement altérée en carbonate et, près des veines de quartz, renferme de gros cubes de pyrite. A environ 800 pieds au nord des chantiers, près du camp, se présente un affleurement de porphyre quartzifère fortement cisaillé, ressem-

blant à plusieurs autres qu'on a observés le long de la voie ferrée dans le voisinage. La roche est probablement d'origine volcanique, bien que ses rapports n'aient pas été nettement déterminés.

Trois veines ont été mises à jour dans les excavations. A l'extrémité septentrionale de la propriété, une veine en plateure, de 4 pouces d'épaisseur, s'incline légèrement vers l'ouest. A trente pieds au sud, une veine de 3 pouces s'oriente est-ouest et renferme de l'or libre; encore plus au sud une troisième veine a 10 pouces d'épaisseur. La matière filonienne se compose de quartz vitreux, blanc à incolore, renfermant de la pyrite, chalcopyrite, tourmaline, carbonate et des inclusions de roche encaissante chloritisée. On rapporte que certains échantillons contiennent de bonnes teneurs.

CHAPITRE XII

GÎTES DE MOLYBDÈNE

INTRODUCTION

En 1901, J.-F.-E. Johnson, de la Commission géologique, signala pour la première fois la présence de molybdénite et de bismuthinite dans les veines de quartz sur le rivage de la péninsule Indian, dans le lac Kewagama. Depuis cette époque on a découvert ces minéraux en plusieurs endroits dans le canton de Preissac, et on a tenté à diverses reprises d'exploiter ces dépôts. Les découvertes ont été décrites par T.-L. Walker,[1] J.-A. Bancroft[2] et V.-L. Eardley-Wilmot.[3] Walker et Bancroft ont visité les propriétés et décrit leurs observations personnelles; Wilmot résume les premières descriptions et les complète par de nouveaux renseignements obtenus des propriétaires et d'autres sources.

Comme la plupart des propriétés sont fermées depuis nombre d'années; les auteurs du présent rapport ne les ont pas examinées de nouveau et se sont contentés d'une brève étude de quelques-uns des principaux gisements sans presque rien ajouter aux renseignements déjà recueillis. Vu, toutefois, que les rapports de Bancroft et de Walker sont épuisés, il semble opportun de résumer ici les premières observations afin qu'elles soient plus facilement à la portée de tous, qu'elles ne le sont actuellement.

Height of Land Mining Company

La propriété de la Height of Land Mining Company fut jalonnée pour la première fois en 1906 par C.-S. Richmond. Elle est située sur la rive occidentale de la rivière Kinojévis, au deuxième rapide en aval du lac Kewagama. Cet emplacement se trouve dans le canton de Preissac, à environ un demi-mille de la limite septentrionale et à 3½ milles de la limite occidentale.

Les roches se composent de schiste à biotite de direction générale nord-nord-est, et de plongement à pic vers l'ouest. Elles sont recoupées par des dykes de granite, de pegmatite et de quartz, des rejetons d'un batholite de granite sur le côté oriental de la rivière. Près de la rivière les dykes sont si nombreux que leur volume est plus considérable que celui du schiste. La direction générale des dykes est nord-nord-est parallèle à celle du schiste, mais ils sont très irréguliers. Les dykes de granite sont interrompus par ceux de pegmatite et les dykes de pegmatite à leur tour par les veines de quartz. On rencontre toutes les phases de transition de la composition entre le vrai granite et les veines de quartz.

Près de l'extrémité méridionale de l'étendue de schiste à biotite, une veine de quartz de 15 pieds de largeur émerge de la rivière, s'orientant nord-

---

[1] Walker (T.-L.): "Les minerais de molybdène du Canada"; Div. des Mines, pub. N° 93, 1911.
[2] Bancroft (J.-A.): "Opérations minières dans la province de Québec pour 1911"; p. 204-222.
[3] Eardley-Wilmot (V.-L.): "Le Molybdène"; Div. des Mines pub. n° 592, 1925.

nord-est et plongeant 58° est. Cette veine est bordée par un rebord irrégulier de muscovite atteignant plusieurs pouces d'épaisseur et renfermant de gros cristaux de molybdénite. De la molybdénite est aussi disséminée irrégulièrement dans le quartz de la veine, associée à de la bismuthinite. On rapporte qu'un bon dépôt de molybdénite est visible à l'eau basse sur le bord de la rivière.

Pour éprouver davantage la veine, un puits de 74 pieds de profondeur fut foncé près de la rive et des galeries dirigées de ce puits dans les directions opposées. L'une, de 60 pieds, s'oriente sud 60° est, l'autre, de 27 pieds, se dirige nord 60° ouest, en d'autres termes presque à angles droits par rapport à l'allure générale des schistes. Ces galeries furent examinées par Bancroft, qui donne les coupes suivantes de l'ouest à l'est:

Front de la galerie occidentale dans le schiste à biotite; 7·5 pieds de granite; 4·5 pieds de schiste à biotite; dykes de pegmatite de 2·5 pieds de largeur, renfermant quelques paillettes de molybdénite et de bismuthinite; 16 pieds de granite recoupés par une veine de quartz de 7 pouces; 3 pieds de pegmatite, contenant quelques gros cristaux de molybdénite et un peu de bismuthinite et quelques cristaux de béryl; 16 pieds de schiste à biotite; 17 pieds de quartz chargé d'un peu de bismuthinite et de molybdénite, avec du béryl; 20·5 pieds de granite. La pente des dykes, des veines et des amas de schiste est très prononcée vers le nord-ouest.

Vers l'extrémité septentrionale de la propriété, un puits, de 50 pieds de profondeur, dit-on, a été foncé dans une pegmatite quartzeuse. Les matières de la halde se composent de quartz renfermant des cristaux de molybdénite, mica, chalcopyrite et fluorine. A une faible distance au sud, probablement sur le même dyke que celui que pénètre le puits, un grand ciel ouvert, a mis à découvert deux grandes poches de minerai, d'où furent prélevés des cristaux de molybdénite ayant jusqu'à 2 pouces en travers, ainsi que de gros cristaux de béryl. Quelque 500 livres de molybdénite auraient été retirées d'une de ces poches.

Saint-Maurice Mines Company

La propriété de la Saint-Maurice Mines Company comprend cinq claims, formant un total de 680 acres, situés dans le nord-ouest de la péninsule Indian, lac Kewagama, canton de Preissac. Les principaux sont l'Huestis, le Sweezey et le Doucet.

Les roches des claims sont du granite et du micaschiste. Le granite forme une haute crête, connue sous le nom de mont Brûlé (Burnt mountain), où le granite bien exposé est recoupé par un développement remarquable de veines de quartz de direction générale nord-ouest. Le contact entre le granite et les schistes traverse l'angle nord-est du claim Sweezey, et, de là dans une courbe irrégulière, tourne vers le nord à travers le claim Huestis. Les micaschistes s'orientent plus ou moins parallèlement au contact du granite et sont envahis par de nombreux dykes de pegmatite et de quartz. Les meilleurs dépôts semblent se trouver dans les étendues de schiste près du contact.

Beaucoup de travail fut fait sur cette propriété pendant un certain nombre d'années. Le développement consistait surtout en fosses d'essai et en tranchées, avec un puits de 70 pieds de profondeur, dit-on, dans l'est du claim Sweezey. D'après Wilmot, certains travaux furent effectués jusqu'en 1921, mais depuis cette époque rien n'a été fait, les bâtiments sont maintenant en grande partie délâbrés et presque tout l'outillage de l'atelier a été enlevé.

En 1912, A.-T. Mansure et A.-E. Lehman firent le relevé de ces claims, présentant un total de presque 16,000 pieds de veines de quartz. Celles-ci sont de toutes dimensions juqu'à 16 pieds de largeur, et on prétend que quelques-unes ont de 500 à 2,000 pieds de longueur. Elles sont pour la plupart stériles ou ne renferment que quelques paillettes de molybdénite; une vingtaine seulement contenaient de la molybdénite en plus grandes proportions. La molybdénite, comme à l'ordinaire, tend à suivre les bords micacés des veines et il s'y présente aussi une bonne quantité de bismuthinite. De gros échantillons de minerai choisi expédié en 1911 à l'Université Queen's pour essai, variaient de 1.8 à 7.4 pour cent de molybdénite. Les meilleures veines découvertes se trouvent dans la partie orientale du claim Sweezey.

Peninsular Mining Syndicate

Le Peninsular Mining Syndicate détenait autrefois huit claims dans la péninsule Indian, situés au sud de la propriété de la Saint-Maurice Mining Company. Les veines n'étaient pas aussi grosses ni aussi riches que celles du claim Sweezey, de sorte que les travaux furent discontinués et la propriété fut abandonnée. Les principaux travaux furent effectués sur les claims McDougall et Smith.

Claim O'Brien

Le claim O'Brien est situé sur le côté sud-est de la péninsule Indian, où un affleurement proéminent de granite émerge de l'eau. Quatre petites veines, la plus grosse de 1½ pied de largeur, recoupent le sommet de cet affleurement. Elles se composent de quartz rose renfermant de la molybdénite et de la muscovite disséminées par endroits, avec de petites quantités d'autres minéraux. A une certaine distance sur la terre ferme trois veines plus considérables ont été trouvées ayant respectivement 3, 5 et 10 pieds de largeur. On y a trouvé de la molybdénite et une bonne quantité de bismuthinite.

Molybdenite Reduction Company

La Molybdenite Reduction Company possède un certain nombre de claims dans le canton La Corne. La propriété fut examinée pour la première fois et brièvement décrite par le professeur Mailhiot,[1] de l'École Polytechnique, Montréal. En 1926 elle fut étudiée en détail par W. Gerrie, aide senior de W.-F. James. Nous donnons ci-après son rapport:

[1] Mailhiot (A.): "Gîtes aurifères du lac De Montigny, Abitibi"; Rap. des opérations minières dans la province de Québec pour l'année 1919.

Les claims de la Molybdenite Reduction Company se trouvent dans l'angle sud-ouest du canton de La Corne et dans l'angle nord-est du canton de Malartic. Un groupe comprend la moitié sud des lots 1, 2 et 3, rang 1, canton de La Corne et l'autre la moitié nord des lots 62, 63, et 64, rang 1, canton de Malartic. On parvient à la propriété depuis Amos, par la rivière Harricanaw jusqu'à la baie septentrionale du lac Malartic, de là par une bonne route de 3 milles.

La molybdénite fut signalée pour la première fois par un indien dans l'étendue des veines du groupe B et, comme résultat, un deuxième indien et Hugh Gilligan jalonnèrent en 1915 la moitié sud des lots 1 et 2, rang 1, canton de La Corne. L'année suivante L.-N. Benjamin, maintenant un directeur de la Molybdenite Company, acheta la propriété et avec ses associés la garda jusqu'en 1921. La Molybdenite Reduction Company fut alors constituée pour acquérir les claims qui ont depuis été portés à leur nombre actuel. M. James O'Sullivan a été chargé des travaux de traçage depuis 1916.

Le dépouillement à mis à découvert trois groupes de veines, désignés par les lettres A, B et C. Des tranchées n'ont, toutefois, été pratiquées que là où le sol avait moins de 2 pieds d'épaisseur. Des fosses d'essai ayant jusqu'à 5 pieds de profondeur ont été creusées sur les plus importantes veines et un puits foncé sur la plus grosse. D'après les renseignements reçus en mai 1928, de H.-H. Claudet, ingénieur-conseil pour la compagnie, le puits avait alors 15 pieds de profondeur et est incliné sous un angle d'environ 60°, en suivant le pendage de la veine. Quelques travers-bancs ont été percés aux niveaux de 100 et de 150 pieds. Aucun minerai n'a été expédié sauf un lot d'essai de 10 tonnes, envoyé à la division des Mines, ministère des Mines, à Ottawa.

La propriété est située à environ 1½ mille à l'ouest de la limite occidentale de la roche intrusive de La Corne, dont la composition varie du granite à biotite à la syénite hornblendique. Les veines de molydénite se présentent dans une étendue de schiste à biotite sédimentaire envahi par des dykes ou filons-couches de granite à grain fin et par quelques minces amas en forme de filons-couches de ce qui semble être une roche intrusive altérée. L'ordre de succession de la transformation est le suivant: (1) dépôt d'un sédiment argilacé rubané qui a été métamorphisé en schiste à biotite avec schistosité parallèle à la stratification; (2) intrusion de ces sédiments le long des plans de stratification, par de minces filons-couches de lamporphyre à pyroxène; (3) intrusion, le long des plans de stratification, de minces filons-couches du granite de La Corne; probablement une certaine déformation des strates; (4) injection des veines de quartz pegmatitique, renfermant de la molybdénite; (5) période de broyage, qui peut avoir commencé quand ces veines, ou même les dykes de granite, étaient à s'injecter, mais qui continua après la période de pénétration des veines.

Le schiste sédimentaire est un schiste à biotite cristallin foncé à texture uniforme. Son origine sédimentaire est révélée par un fasciage fin et grossier, visible là où la roche n'a pas été trop profondément métamorphisée. Les bandes plus foncées sont assez riches en biotite, celles plus pâles, en quartz et en feldspath. La schistosité est parallèle au fasciage partout où la schistosité récente ne s'est pas développée. La stratification s'oriente à peu près nord 35° est et plonge au nord-ouest sous un angle d'environ 60°.

La biotite et le quartz constituent la majeure partie du schiste. En plaques minces la biotite présente plusieurs petites auréoles polychroïques dont le centre est formé de petits cristaux. Le quartz décèle des extinctions roulantes. L'orthose et le plagioclase s'y rencontrent en petite quantité. L'épidote et la chlorite dominent dans certaines plaques; la chlorite est abondante surtout près des contacts de la pegmatite. La séricite, la titanite et du minerai de fer sont les minéraux accessoires usuels, et la pyrite, l'apatite, le rutile et le zircon sont les plus rares.

Le lamprophyre à pyroxène se présente dans le schiste à biotite sous forme de bandes vert foncé ordinairement de moins de 2 pieds d'épaisseur, bien qu'une de 5 pieds ait été remarquée dans l'étendue des veines du groupe B. Les bandes suivent la direction du schiste à biotite et semblent représenter des filons-couches basiques altérés injectés le long des plans de stratification des sédiments. Elles se composent surtout de hornblende secondaire ainsi que de biotite, pyroxène, épidote, quartz interstitiel à grain fin et peut-être de feldspath. La titanite, le rutile, la calcite et la séricite y sont présents en petite quantité.

Sur la ligne de rang I-II, canton de La Corne, directement à l'ouest de la borne cornière 2-3, se présente un petit affleurement de roche schisteuse verte, ainsi qu'un autre petit pointement de roche semblable à 500 pieds au sud. Tous deux ressemblent beaucoup au lamprophyre. La roche de l'affleurement sur la ligne de rang consiste en grande partie en hornblende secondaire avec du plagioclase altéré, de l'orthose et du quartz. Elle est plus grossière que toute autre roche des filons-couches.

Le granite forme deux gros amas, l'un dans l'étendue des veines du groupe A et l'autre dans celle du groupe C. Il forme aussi un certain nombre de filons-couches ou dykes, parallèles à la direction du schiste à biotite. Les deux gros amas de granite semblent, d'après les observations faites sur le terrain, être simplement de gros affleurements de filons-couches assez minces ayant çà et là de faibles pendages vers l'ouest.

Le granite est à grain fin et légèrement gneissique, avec une tendance marquée à la texture porphyrique. Il se compose d'orthose, albite-oligoclase, quartz et biotite avec zircon, titanite et apatite accessoires. Les analyses chimiques de ce granite sont données à la page 146.

Les veines de pegmatite, derniers produits de la cristallisation de la roche intrusive de La Corne, sont nombreuses. La partie occidentale des collines au nord du lac Baillargé, à 2 milles ou à peu près au nord de la propriété, se compose de granite à biotite grossier renfermant d'innombrables amas pegmatitiques à contours vagues, de feldspath rose, quartz, biotite et petits grenats rouge cerise. Dans le granite, plus au sud, les pegmatites sont moins nombreuses et plus en forme de filons; elles contiennent de la muscovite au lieu de la biotite et renferment de la molybdénite. Les veines de pegmatite sur la propriété de la Molybdenite Reduction Company appartiennent à ce type.

Il existe deux séries de veines. La première, qui comprend les principales veines des groupes B et C, s'oriente nord 55° est à nord 80° est et plonge sous des angles de 50° à la verticale. La deuxième série, surtout

bien développée dans le groupe A, se dirige à peu près nord 35° ouest et plonge à l'ouest sous divers angles. Des veines de ces deux séries existent dans chaque groupe.

Ces veines se composent essentiellement de pegmatites quartzifères dont le quartz constitue environ 90 pour cent. Presque toutes les petites veines renferment du feldspath et de même les plus grosses veines, là où elles se terminent par coïncement; mais ailleurs dans les plus grosses veines la muscovite remplace en grande partie le feldspath. Dans l'étendue du groupe C, les veines de quartz et de feldspath se présentent exclusivement dans le schiste à biotite et les veines de quartz et de muscovite dans le gros amas de granite. Une veine, qui traverse le contact, change de type exactement au contact. Là où la molybdénite se présente dans les veines, elle accompagne presque toujours la muscovite ou le feldspath. Les veines de quartz et de muscovite, avec leur fort tonnage et leur plus grande persistance, sont les plus importantes du point de vue économique; mais celles plus petites de quartz et de feldspath sont ordinairement plus riches en molybdénite.

Les minéraux suivants ont été identifiés dans les veines: quartz ordinairement pâle, mais dans certains cas fuligineux; feldspath, surtout du microcline et de l'orthose blanc et rose, mais aussi un peu de plagioclase; muscovite vert de mer pâle; molybdénite, surtout associée à la muscovite, mais aussi en paillettes brillantes dans le feldspath et le quartz; apatite; petits prismes hexagonaux grossiers de couleur bleu-béryl; tourmaline en amas de cristaux capillaires, ou rosettes de cristaux plus gros, ordinairement noires; pyrite en cubes bien formés près des épontes des veines; fluorine de couleur pâle à violet foncé; bismuthinite en amas brillants écailleux ayant jusqu'à un demi-pouce de longueur, souvent bleu terne, particulièrement fréquente près de la fluorine; columbite, un minerai plutôt rare, formant des amas noirs semi-métalliques ayant jusqu'à 2 pouces de diamètre; chalcopyrite, assez rare; molybdénite, par endroits seulement, sur les surfaces altérées.

L'ordre de cristallisation dans les veines semble être comme suit: (1) apatite et pyrite; (2) tourmaline et feldspath; (3) muscovite; (4) molybdénite, columbite et bismuthinite; (5) quartz; (6) fluorine, quartz, chalcopyrite.

L'apatite, la pyrite et le feldspath tapissent dans tous les cas les épontes des veines de même que la tourmaline, mais celle-ci imprègne aussi la roche d'éponte. La molybdénite, comme on l'a déjà signalé, accompagne ordinairement le feldspath ou la muscovite. Dans le groupe de veines A, les endroits où les veines se croisent semblent être favorables à sa présence. Dans le groupe B, les plus grosses veines sont plus riches en muscovite et en molybdénite là où elles croisent les filons-couches de granite; les petites veines feldspathiques de ce groupe sont riches en molybdénite. Dans le groupe C les veines de quartz dans le granite sont stériles, mais les veines de quartz et de feldspath dans le schiste sont en plusieurs endroits lourdement chargées de molybdénite près des épontes où se présente le feldspath.

Les effets du contact le long des épontes des veines ne sont pas en évidence. La tourmaline noire s'est abondamment développée dans le schiste

à biotite sur une distance d'environ un pouce. La chlorite et la pyrite, cette dernière en cubes ayant jusqu'à 5 mm., se présentent sur des distances de quelques pieds des épontes. Par places le schiste à biotite est imprégné de feldspath et de molybdénite. Dans le granite, les veines sont habituellement bordées d'une éponte de muscovite, et le granite lui-même, d'un bout à l'autre d'une zone d'un demi-pouce à deux pouces de largeur, est plus pâle et renferme plus de muscovite qu'à l'ordinaire.

La fin de la période de la formation des veines fut marquée par le développement de quelques veinules et géodes de fluorine et de quartz. Le quartz forme des cristaux purs ayant jusqu'à 5 mm. de longueur.

La formation des veines fut suivie d'une période de broyage qui imposa çà et là au schiste à biotite une nouvelle direction nord 70° à 80° est. Cette dernière schistosité est visible dans l'étendue du groupe de veines B, particulièrement près des veines et à l'extrémité orientale de l'affleurement. Le schiste est visiblement aplati contre les épontes des veines plus grosses et une plaque mince présentait le plissottement distinct des paillettes de biotite. Les petites veines qui se dirigent à angle droit à partir des plus grosses sont aussi plissotées. La dernière schistosité s'est aussi bien développée dans l'étendue du groupe de veines C, où elle masque par endroits la schistosité plus ancienne. On peut de même l'observer dans l'affleurement au sud du groupe de veines A.

Les granites n'ont été que légèrement affectés par ce dernier mouvement. Le principal effet a été de disloquer légèrement quelques-uns des dykes les plus petits. Les veines de pegmatite ont cédé beaucoup plus facilement. Leur muscovite est cisaillée en petites bandes plates et la molybdénite est soit pulvérisée soit brisée en petits grains. Le quartz est très fracturé dans plusieurs veines. Les aiguilles de tourmaline dans la roche d'éponte sont aplaties contre les parois des veines. De petites veines parallèles à la nouvelle schistosité se terminent parfois en coin en une série de lentilles. La chlorite et la pyrite semblent s'être en grande partie développées dans les roches d'éponte à des endroits où le broyage a été intense, comme dans l'angle nord-est de l'étendue du groupe de veines C.

Jusqu'à aujourd'hui vingt-quatre veines ont été mises à jour. Comme le dépouillement est limité aux étendues où le mort-terrain a moins de 2 pieds d'épaisseur, plusieurs des grosses veines n'ont pas été suivies sur toute leur longueur. Le terrain a été dépouillé de sa couverture sur environ 3,500 pieds, à savoir:

Dans l'étendue du groupe de veines A, 750 pieds sur sept veines.
Dans l'étendue du groupe de veines B, 1,500 pieds sur dix veines.
Dans l'étendue du groupe de veines C, 1,300 pieds sur sept veines.

Les plus importants développements minéralisés se présentent dans les veines du groupe B, où ils sont à la fois plus considérables et plus nombreux qu'ailleurs. Les veines du groupe C, bien que riches, sont trop petites à la surface pour être exploitées économiquement. Dans le groupe A, le veine 6 est de bon augure et les poches de minerai sur les veines 1, 2, 3, 4, et 5 devront être fouillées à une plus grande profondeur.

Il semble couvenable de supposer qu'un grand nombre de veines se trouvent en dessous du drift dans la tranchée de 300 pieds entre les groupes A et C. Le dépouillement au sud-ouest du groupe B révélera probablement plusieurs veines importantes.

Le minerai est remarquablement exempt de sulfures, sauf la molybdénite. La pyrite se présente en quantités presque négligeables. La bismuthinite est rare. Les minéraux de gangue sont essentiellement le quartz et le mica avec un peu de feldspath. Bien que toute la roche dans les veines ne soit pas du minerai, le scheidage de cette matière est facile. Le minerai varie de ½ à 10 pour cent de molybdénite et atteint en moyenne 2 à 3 pour cent.

W.-B. Timm et C.-S. Parsons, de la division des Mines, à Ottawa, firent un rapport très favorable sur les propriétés de broyage du lot d'essai de 10 tonnes de minerai. Nous donnons ci-après une partie de leur rapport.[1]

".....Il peut être classé comme un minerai traitable. Il est très facile à concentrer par flottage. Son caractère physique et l'absence de quantités appréciables d'autres sulfures tels que le cuivre et le fer en font un bon minerai traitable. Il n'est pas difficile à broyer, la molybdénite étant libérée à environ 40 mailles. Ces caractéristiques permettent d'obtenir un produit de haute qualité avec une très haute récupération de molybdénite."

Avec une alimentation de 2.02 pour cent de molybdénite ils ont produit un concentré de 91 pour cent de molybdénite, ou 6 pour cent au-dessus des exigences usuelles du marché et donné une récupération de 95 pour cent. Ils avancent que, dans des travaux continus, des concentrations et une récupération plus élevées seraient possibles.

L'état superficiel de la propriété est excellent pour l'emplacement d'un camp et d'une usine. Une source sur la ligne cantonale fournit un approvisionnement d'eau suffisant pour la cuisine et comme breuvage. Le lac Lusignan, à environ 1 mille, assure l'approvisionnement de l'atelier. Bien que tout le bon pin gris soit brûlé, l'épinette croît au sud. La route sur le sable et le gravier est excellente jusqu'au lac Malartic. Pour le gros roulage la construction d'une légère voie ferrée le long de cette route serait possible.

Groupe de veines A (figure 26). La molybdénite fut découverte sur ce groupe de veines par un coup de mine tiré à la jonction des veines 1, 2, 3 et 4. Une riche poche de molybdénite fut mise à découvert, et deux ou trois tonnes de minerai de haute qualité furent scheidées. La molybdénite se présente dans le mica. On y constate les effets d'un broyage intense, de sorte que la molybdénite est pulvérisée. La pyrite, la fluorine et la bismuthinite y sont présentes en petite quantité. Les veines appartiennent au type de quartz et de mica, mais les numéros 1 et 2 renferment du feldspath là où elles commencent à s'étrangler. La veine 3 est la plus épaisse, environ 6 pieds.

La veine 5 se compose en réalité de deux veines. Une riche poche de minerai se présente à leur jonction, sur une étendue de 10 pieds sur 15. La molybdénite se présente avec le mica et il y a un peu de pyrite.

---

[1] Essai n° 200, Laboratoires de traitement mécanique des minerais, Ottawa.

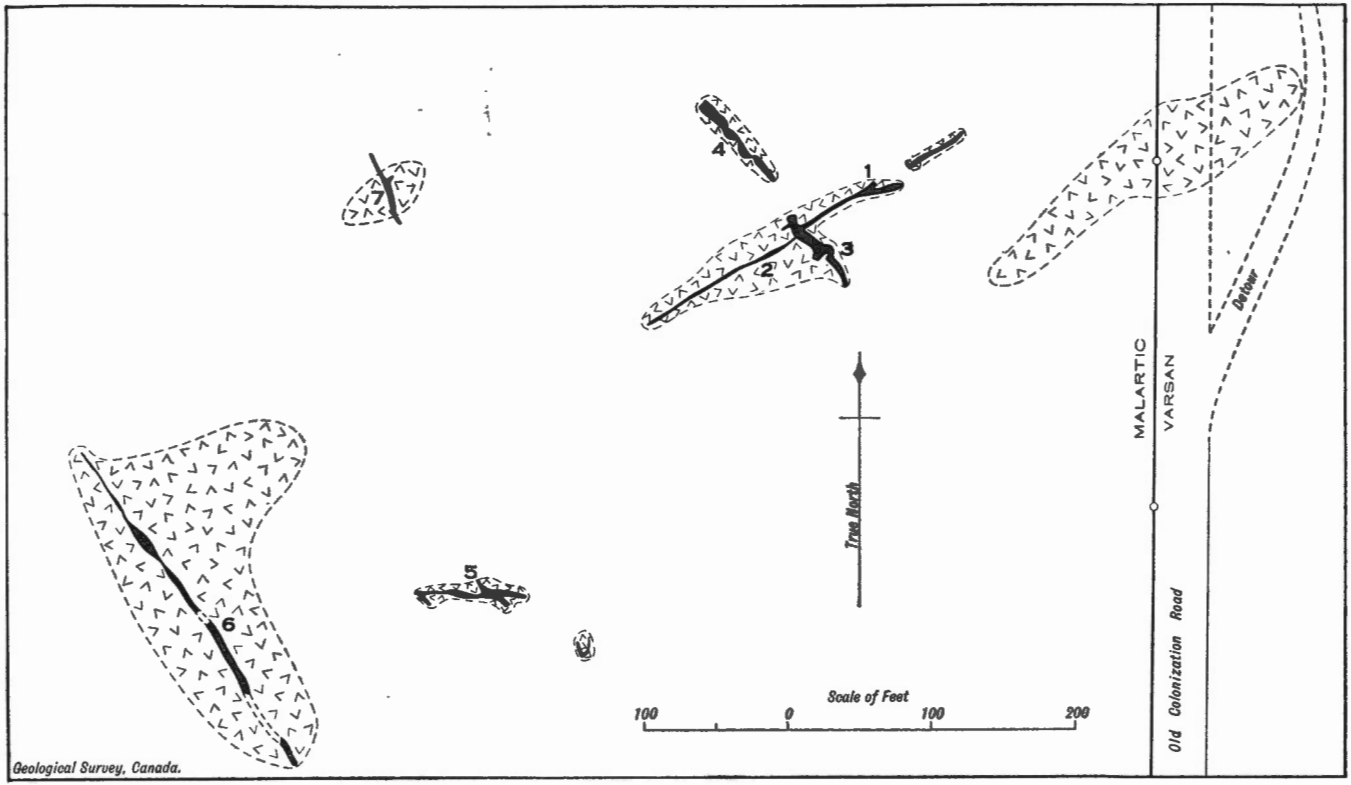


Figure 26. Groupe de veines A. Molybdenite Reduction Company. Les affleurements de granite sont représentés par des angles et les principales parties des veines réticulées sont en noir.

La veine 6 est la meilleure de toute l'étendue. Son épaisseur maximum est de 4 pieds. Le quartz est généralement foncé. Les bandes de mica renfermant de la molybdénite sont abondantes. On rencontre un peu de fluorine et de bismuthinite dans un endroit.

La veine 7 est courte et lentiforme, avec une épaisseur maximum de 5 pieds. Elle ne contient que très peu de molybdénite.

Un petit groupe de veines minces stériles est exposé sur la ligne cantonale.

Groupe de veines B (figure 27). Sur le veine 1, on a pratiqué une tranchée à son extrémité orientale. Elle a 2½ pieds d'épaisseur à son affleurement le plus à l'ouest. La muscovite est abondante, mais la molybdénite est en petite quantité. Des cristaux d'apatite sont visibles sur l'éponte.

La veine 2 a une épaisseur maximum de 3½ pieds à l'endroit où elle recoupe les dykes de granite, le mica et la molybdénite sont assez abondants et à l'une de ces intersections quelques cristaux rugueux de columbite se présentent dans l'éponte.

La veine 3 est formée de deux veines, d'une largeur maximum de 4½ pieds. Quatre excavations sur la veine dans les zones de granite ont mis à découvert un bon minerai. La molybdénite domine dans le quartz de cette veine. On rencontre de l'apatite dans l'éponte micacée.

La partie principale de la veine 4 est de 3 à 3½ pieds de largeur. A l'extrémité occidentale où elle commence à coïncer, une autre veine apparaît sur le côté sud. Deux excavations ont exposé le minerai. La tourmaline se présente dans les parties feldspathiques des veines.

La veine 5, la plus grosse de la propriété, se compose de deux veines. Sa largeur maximum est de 7½ pieds. Le puits principal a été foncé sur cette veine en direction du pendage (60°), mais la veine s'éloigne du puits à une profondeur d'environ 30 pieds. La veine septentrionale de ce groupe renferme de la molybdénite à son extrémité orientale et la veine méridionale à un endroit à environ 50 pieds à l'est du puits. Le minerai contient un peu de pyrite, de columbite, de bismuthinite, de fluorine et d'apatite bleue. La tourmaline se présente à l'extrémité occidentale de la veine.

La veine 6 traverse le contact du granite et du schiste et est à angle droit par rapport à la veine 5. Son épaisseur maximum est de 3 pieds, se rétrécissant au centre de l'affleurement. La partie de la veine qui se trouve dans le granite renferme beaucoup de mica et est riche en molybdénite et en apatite bleue. Environ 2 tonnes d'un minerai d'excellente qualité ont été retirées d'une fosse de 4 pieds.

La veine 7 comprend trois veines de la variété du quartz et du feldspath. Sa plus grande largeur est de 2 pieds. Là où elle croise les dykes de granite, il se présente de la muscovite ainsi que de riches poches de molybdénite.

La veine 8 possède une largeur maximum de 3½ pieds. Trois fosses y ont été creusées dont on a retiré du bon minerai. Le mica n'est pas abondant.

La veine 9 se compose d'une veine principale et de trois veines secondaires au nord-ouest. La veine principale, sur une partie considérable de sa longueur, a une épaisseur de 3 pieds. Deux fosses ont mis à découvert un assez bon minerai. Le feldspath et la tourmaline sont assez abondants.

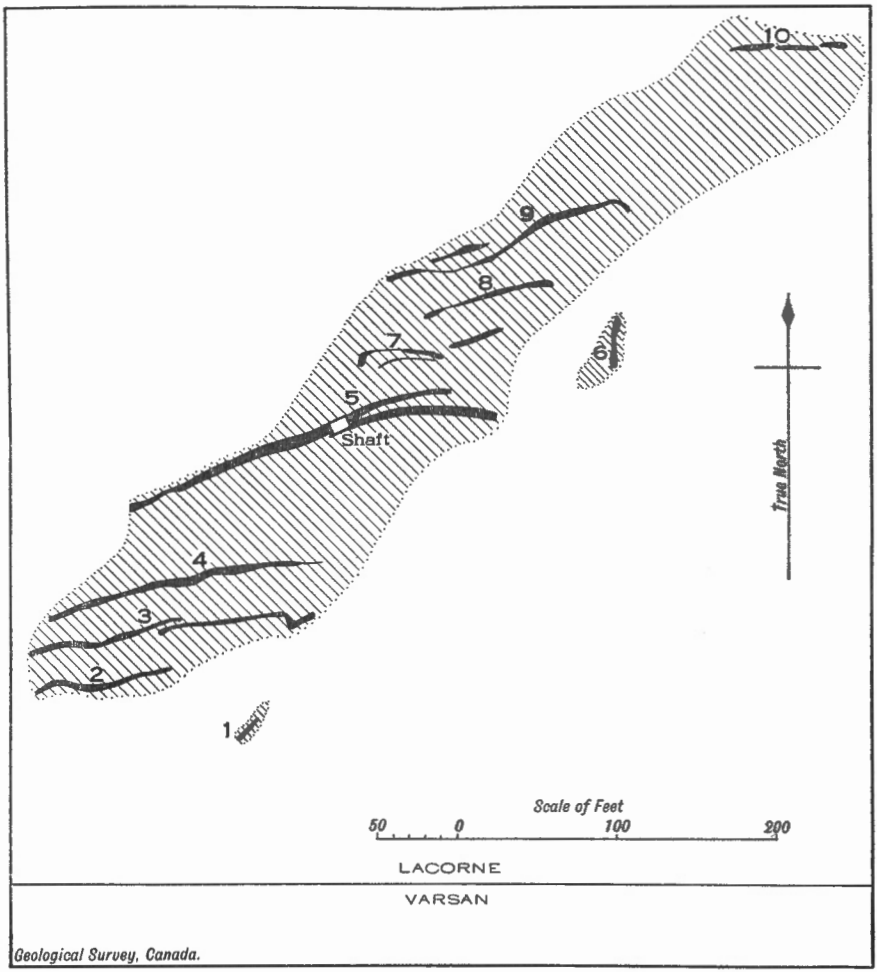


Figure 27. Groupe de veines B. Molybdenite Reduction Company. Les affleurements de schiste et de granite sont représentés par des diagonales et la principale partie des veines réticulées sont en noir.

La veine 10 est un groupe de minces veines de quartz et de feldspath dans l'angle nord-est de l'affleurement. La veine principale s'élargit vers l'est jusqu'à une veine de mica et de quartz de 2½ pieds d'épaisseur. Le feldspath tapisse partout les épontes et renferme de la tourmaline. Il se présente plusieurs poches de minerai riche dans les veines étroites.

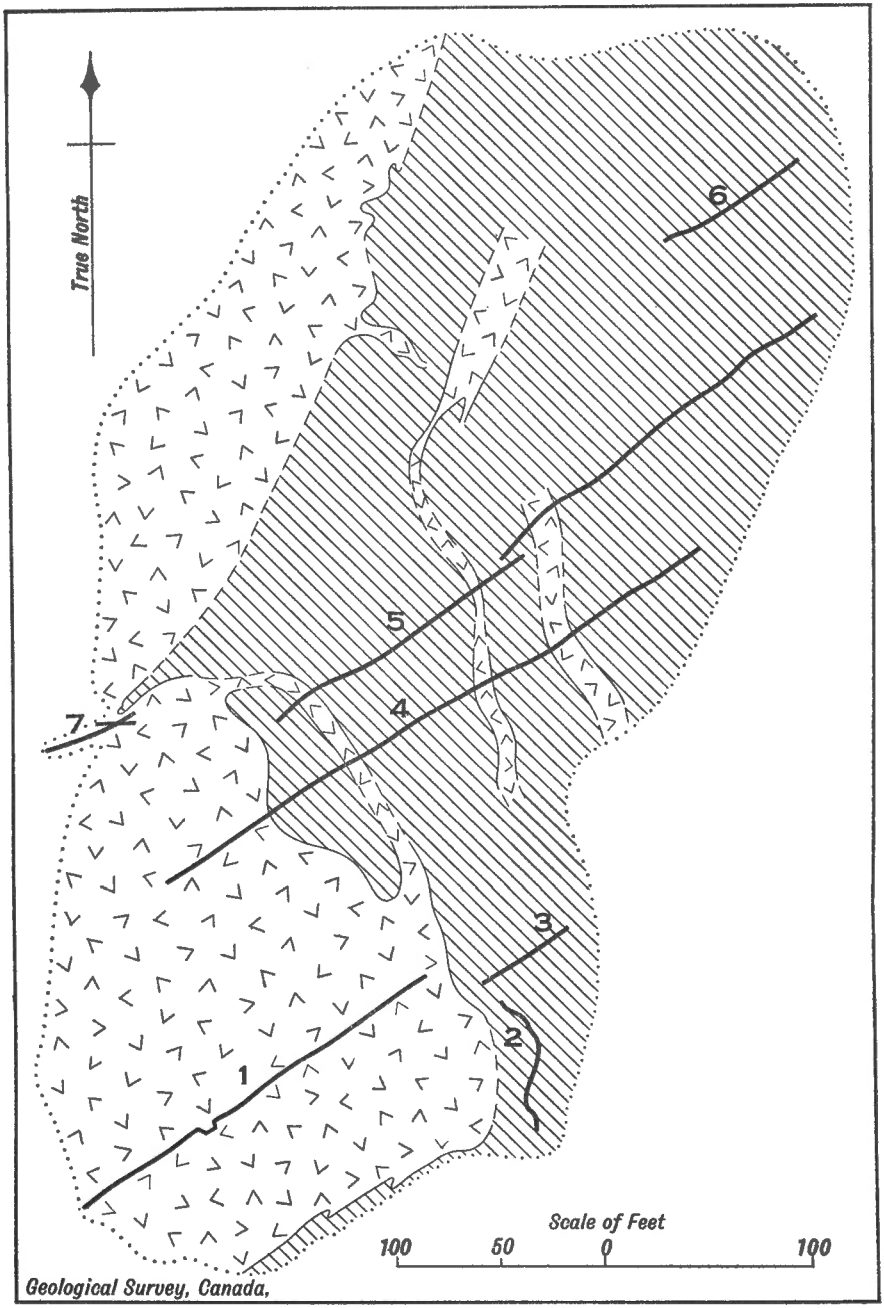


Figure 28. Groupe de veines C, Molybdenite Reduction Company. Les principaux amas de granite sont représentés par des angles, le schiste et les petits amas de granite par des diagonales et la principale partie des veines réticulées par des lignes pleines.

Groupe de veines C. (figure 28). La veine 1 est mince et droite, d'une épaisseur maximum de 10 pouces. Elle se compose presque entièrement de quartz avec quelques bandes de mica cisaillé; elle est dépourvue de molybdénite. On y rencontre de la tourmaline. La veine possède de nombreuses ramications courtes et est légèrement disloquée en certains points. D'autres petites veines dans le granite tout près sont semblables et n'exigent aucune description.

La veine 2 comprend deux petites veines tortueuses et d'autres plus petites. Son épaisseur maximum est d'un pied. Les veines suivent la stratification primitive du schiste à biotite et ont subi une déformation analogue. Ce sont des pegmatites quartzifères et feldspathiques avec de l'apatite, de la tourmaline et de la pyrite. De riches nids de minerai se présentent le long des veines, d'où on peut obtenir les meilleurs spécimens de minerai sur la propriété. La fluorine, le quartz et un peu de chalcopyrite remplissent une petite faille à l'extrémité septentrionale de ce groupe.

La veine 3 a plus de 7 pouces de largeur et ressemble à la veine 2.

La veine 4 est longue et d'une épaisseur maximum d'un pied. Sa partie occidentale se trouve dans le granite et est stérile. La molybdénite et le feldspath se présentent là où la veine pénètre dans le schiste et les teneurs en molybdénite sont bonnes sur toute sa longueur dans le schiste. La tourmaline et l'apatite sont fréquentes et il s'y présente un peu de pyrite. Près de l'est on rencontre de la tourmaline verte sur une longueur de 8 pieds.

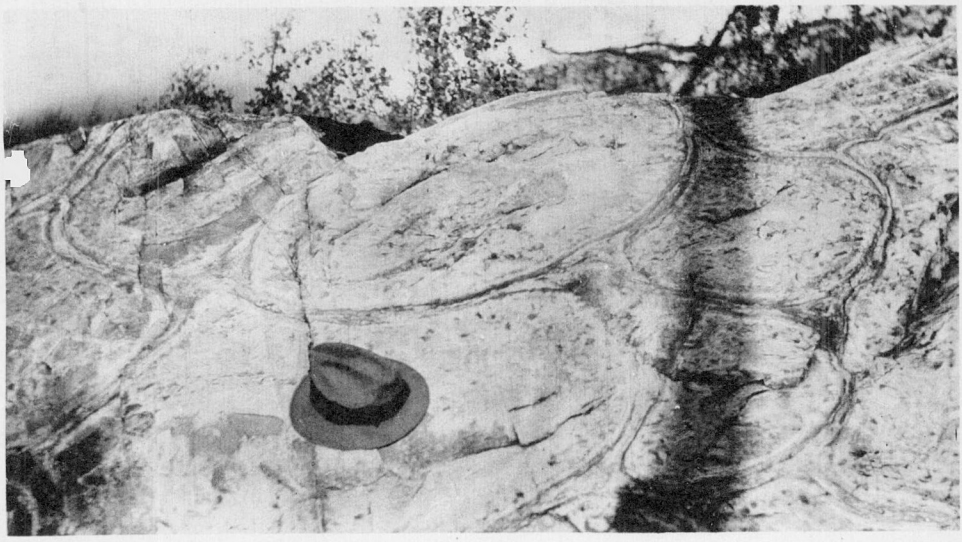
La veine 5 est la plus longue de ce groupe. Elle possède une épaisseur maximum de 10 pouces. Elle ressemble beaucoup à la veine 4 par sa composition et sa teneur en molybdénite est bonne. La tourmaline noire est fréquente dans les paquets fracturés.

La veine 6 a 10 pouces de largeur. Elle est remarquable pour sa teneur en tourmaline, et par l'imprégnation de tourmaline dans ses parois. Le schiste tout près est aussi chloritisé et renferme beaucoup de pyrite. Une tranchée de 20 pieds de longueur a révélé une bonne teneur en molybdénite.

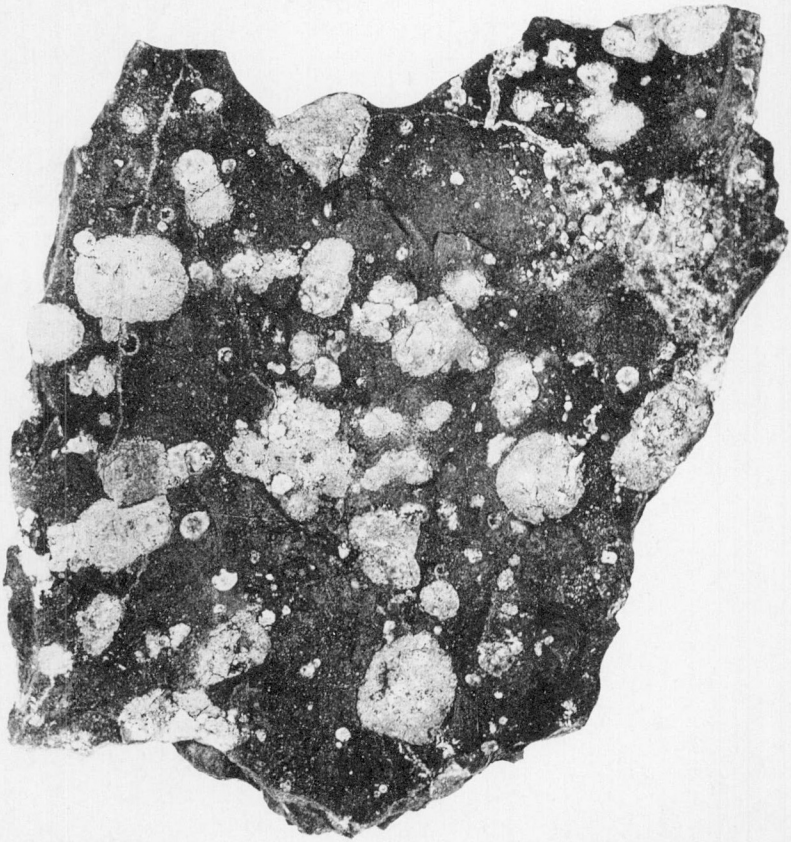
La veine 7 est irrégulière et semble se composer de deux veines se croisant l'une l'autre. Sa largeur maximum est de 2½ pieds. Une fosse de 3 pieds au point de jonction a mis à découvert un peu de molybdénite dans du mica cisaillé. La veine bifurque à son extrémité occidentale.

A. Tuf finement stratifié (bande de Privat), lot 43, ligne du rang X, canton de Poularies.

B. Bande de tuf acide finement stratifié entre des bandes andésitiques basiques (bande de Privat), lot 42, ligne du rang X, canton de Poularies.



A. Formes que prennent les ellipsoïdes en coupe transversale. Le côté supérieur des coussinets tend à s'arrondir, les bords inférieurs s'avancent à un point où la lave s'est introduite dans les inégalités de la surface sur laquelle les coussinets se sont formés. Cet épanchement fait face au côté inférieur de la gravure.



B. Dalmatianite montrant la texture mouchetée. Plusieurs des plus petites taches sont des amygdales.

INDEX

PAGES

Abijévis (collines) 167, 169
Abijévis (lac) 95, 101, 108
Abitibi (lac) 40, 139
Abitibi (Mine d'Or) 304, 305
Abitibi (roches volcaniques) 26
Ackerman (C.-H.) 236
Actinote (composition) 180
Agglomérat 47
  Voir aussi Brèches
Agriculture 11, 12
Aiguebelle (canton)
  Plages 167
  Structure de la roche 96, 101
  Syénite 123
Albee (lac)
  Roches, structure.....79–84, 86
    failles 107, 108
Aldermac (mine) 163, 167, 173, 175–178
  Historique et géologie..... 189–198
Alermac (porphyre) 118, 119
Alderson (W.-P.) 189, 198
Algonquin (lac glaciaire) 163
  Plage 162
Altération 125, 230–236, 251, 269
  Conditions (régissant l') 293
  Due aux solutions sulfurées....174–179
    184, 221, 222
Altitudes (zone argileuse)..... 23
Amiante 147
Amos
  Anticlinal 97
  Routes près d' 6
Amphibolite 113, 114, 146, 301
Amulet (mines) 43, 168, 175
  Historique et géologie 223–236
Anderson (A.-J.) 105
Anderson (T.) 44, 46
Andésite 38, 95
  Description 31
Anglo-French Exploration Company 286
Anticlinaux 37, 55, 90, 91, 95, 97
  Voir aussi Plis
  Amulet (région) 228
  Rapports avec les gîtes 235
Aplite 127–131, 146
Archean Mines Development Company, Limited 246, 247
Argent
  Horne (mine) 200
  Lake Fortune (mine) 282
Arkose 63, 64, 65
Arnoux (lac) 93, 98
Arntfield (claims 290, 296
Arntfield (F.-S.) 290
Arsénopyrite 285, 289
Atikameg (baie) 81
Authier (H.) 273

Baillargé (lac) 316
Baker (Joe) 290, 291
Balzimer (A.-W.) 252
Bancroft (J.-A.) 1, 7, 271, 312
Barlow (lac glaciaire) 163, 164, 165

PAGES

Barraute (canton)
  Dykes (basalte) 155
    gabbro 151, 152
  Observations structurales 103
  Sable 169
Basalte 41
  Voir aussi Laves
  Analyses 30
  Description 28
Batholithes 72, 143, 145, 301, 312
Bathurst (claims) 122, 253, 297
Beattie (île) 154
Beauchastel (canton)
  Voir aussi Aldermac (mine)
    Chance (claim)
    Huronian Belt Mining Company
  Dépôts de lacs glaciaires....163, 164, 166
  Failles 106
  Gabbro 151, 152, 154
  Granite 135
  Lave en coussinets 43
  Moyens de communication 3
  Observation structurale 99
Bell (Prof) 272
Bell (Robert) 7
Bellecombe (canton) 86, 144
Benjamin (L.-N.) 315
Béryl 188
Bibliographie 8, 9
Biotite (analyse) 176
Bismuth (délétère dans la molybdénite) 187
Bismuthinite 188, 313
Blake (H.-L.-F.) 283
Blende de zinc 172, 173, 177
  Waite-Ackerman-Montgomery (mine) 236
Blouin (lac) 141, 281
Bompas (canton) 153
Bonney (T.-G.) 46, 47
Bourlamaque (canton)
  Voir aussi Clark (claim)
  Roches 123, 141
  Sable 169
Bousquet (canton)
  Claims aurifères 283
    Failles 71
  Roches 56, 63, 93
    Epanchements de lave..... 62, 93
    Porphyre 121
    Syénite à augite 145
  Observation structurale 102
  Sable 168
Bousquet (lac) *voir* Kiekkiek (lac)
Brèches 33, 47, 181, 182
  Pyrite dans les 239–242
British Minerals Corporation 268
Bruce (série) 77
Buffam (B.-S.-W.)..vi, 8, 95, 97, 140, 148, 149
  Etude sur les sédiments du Keewatin..... 35–41

PAGES

Burt (canton) 153

Cadillac (canton)
Voir aussi O'Brien (claims)
Thompson-Cadillac (mine)
Epanchements de lave 63, 94
Failles 71, 109
Porphyre 121
Sable 169
Cailloux (conglomérat) 66, 158
Calcaire fossilifère dans la lave.. 47
Calotte glaciaire (retrait de la).. 161–169
Canadian National 2, 12
Canots 3
Caribou 15
Carpentier (canton) 169
Carrol (J.-C.) 299
Cascades (rapides) 297–299
Caste (lac) 108
Cendre volcanique 47
Chacko (I.-C.) 232
Chadbourne (claim)) 105, 205, 259–261
Chance (claims) 178, 181, 239, 240
Chalcopyrite 172, 173, 174, 186, 248
Voir aussi Gîtes aurifères
Gîtes de sulfures
Age 184
Altération due à la 177–179, 221
Remplacement, origine du 243, 244
Stabell (claims) 278
Chapeau de fer 260
Chassignole (lac) 64, 148
Chemin de fer 6
Cheminis (mont) 19
Chlorite (analyse) 175
Chloritisation 175–179
Claims aurifères 261, 275, 289
Clark (claims) 281
Claudet (H.-H.) 315
Clayhill (portage) 123
Cleaver (canton) 165
Cléricy (canton)
Voir aussi Archéan (mines)
Bande de sédiments 57, 63
Structure 88, 101, 102
Synclinal 94, 95
Failles 109
Granodiorite 134
Péridotite 150
Sable..... 168
Syénite 123
Cléricy (station) 102
Clermont (canton) 99
Clinochlore (analyse) 176
Cobalt (série) 19, 77, 110, 147
Contacts 74
Dykes 153
Structure; origine 156–160
Cockeram (R.) 256
Coleman (A.-P.) 157, 164
Colonisation 12
Conglomérat 58, 63–67
Voir aussi Cailloux (conglomérat)
Cobalt (série)
Timiskaming (série)

PAGES

Composition 58, 59
Origine; puissance 72, 75
Conglomérat porphyrique 66, 67
Coniagas (claims) 245
Contact (s):
Cobalt (série) 74, 156, 159
Détermination du 54
Gîtes de molybdène 171
Roches intrusives Keewatin et
Dufault 131, 132
Timiskaming 70–74
Failles 71, 84, 86, 108
Timiskaming et granite 74
Continental Gold Mines 308
Cooke (H.-C.) ..... vi, 7, 97
Cordiérite 231–236
Analyse 176
Cotopaxi (mont) 47
Courville (canton) 145, 169
Moyens d'accès 4
Cristallisation (ordre de la) 319
Cuivre
Voir aussi Chalcopyrite
Dépôts de sulfures
Délétère dans la molybdénite... 187
Horne (mine), production..... 200
Origine 171
Sulfures 172–184
Dépôts décrits 189–251
Amas de minerai (formation des) 180, 181

Dacite.....202, 224–230, 259
Altération 174, 175, 229–236
Description 31, 32
Dalmatianite 175, 177
Description 226–227
Photo 327
Rapports structuraux 229, 233–236
Dalton (John) 261
Dana (Prof.) 48
Darlens (rivière) 4
Dasserat (canton)
Voir aussi Labyrinthe (lac)
Ogima (lac)
Brèches 33
Lave en coussinets 42
Structure 91, 98, 99
Synclinal 93, 116
Dasserat (lac)
Voir aussi Renault (baie)
Cobalt (série) 156
Drainage 3
Essences 9
Gabbro 114, 116, 117
Synclinal 89–94, 117
Davidson-Creek (faille) 71, 88, 94
Contact Timiskaming-Keewatin
déplacé par la 84–85, 108
Day (A.-L.) 45
Découvertes (dates des)
Lake-Fortune (région aurifère) 281
Molybdénite 314
Rouyn (région) 254
De Geer (Gerard) 161

PAGES

De Montigny (lac) 148
Gîtes de minerai
Voir Martin (mine)
Parker (île)
Siscoe (mine)
Sullivan (mine)
Unison (mine)
Structure de la roche 103–106
Desmeloizes (canton) 98, 169
Destor (canton)
Voir aussi Destor-Duparquet (Bande)
Gîtes aurifères 171
Roches 57, 63
Péridotite 149
Syénite 123
Sable 169
Structure 96, 99, 100
Destor-Duparquet (bande) 57, 111
Lithologie 64–67
Plis dans 89, 91
Synclinal 95, 96
Desvaux (lac) 98
Diabase *Voir* Gabbro
Diorite 126, 131, 138, 141, 142
Voir aussi Diorite quartzifère
Granodiorite.
Diorite quartzifère...93, 114–117, 141, 142, 203, 242, 252
Altération 265
Dolmage (V.) 283
Dolomie 298
Don Rouyn Gold Mine..... 246
Doucet (claim) 313
Drainage 3, 23, 24
Post-glaciaire 161–164
Dresser (J.-A.) 272
Dubuisson (canton)
Voir aussi De Montigny (lac)
Lemoine (lac)
Failles 107
Péridotite 150
Porphyre 121
Sable 169
Structure 70, 89, 103
Tuf 34
Dufault (anticlinal) 55, 90, 91, 116, 223
Dufault (creek) 14
Dufault (granodiorite) ...110, 126–133, 249
Altération 185, 251
Dufault (lac)
Voir aussi Dufault (granodiorite)
Roches 126–130
Structures et observations 92, 100
Dufay (canton) 60
Voir aussi Dufault (granodiorite)
Dufresnoy (canton)
Voir aussi Dufault (granodiorite, lac)
Failles 106
Gîtes minéraux
Voir Amulet Mines, Ltd.
Archean (mines)
Newbee (mines)
Waite-Ackerman-Montgomery (claims)

PAGES

Dufresnoy (canton)—*fin*
Roches 115, 134
Structure 91, 92, 100
Dumond (Austin) 286
Dunes (formation des) 170
Dunite 138, 147, 148
Duparquet (canton)
Roches 110, 111, 150
Structure 99
Voir aussi Destor-Duparquet (bande)
Duparquet (lac)
Voir aussi Beattie (île)
Essences 9
Péridotite 150
Roches sédimentaires 40
Structure 98
Routes du 3
Duparquet (rivière) 3
Duparquet-Destor (sédiments).
Voir Destor-Duparquet
Duprat (canton)
Dépôts lacustres 168
Moyens de communication 3
Roches 116, 120, 135
Structure 92
Sable 168
Dykes 146
Basiques 154
Longueur des 151

Eardley-Wilmot (V.-L.) 312
Eau magmatique *Voir aussi* Solutions 125
Eifel (monts) 47
Eileen (lac) 108
Emens (W.-H.) 115
Epanchements de laves, *voir* Laves
Epidote (composition) 179
Eplett-Metcalfe (claims) 245
Erickson (M.) 258
Erosion.....20, 21, 72
Essais (pyrite) 259, 260
Essences 9–11
Evain (lac)
Roches (structure) 79–83, 86
Failles 107
Exploitation forestière 9–11

Failles 71, 72, 103–109, 250
Voir aussi Davidson Creek (faille)
Fissures
Horne (creek)
Gîtes minéraux associés aux... 172
Fer (sulfures) 172–184
Voir aussi Pyrite
Feux de forêt 11
Fiedmont (canton) 42, 145, 169
Fiedmont (granodiorite) 143
Fiedmont (lac) 12, 146
Figuery (canton) 97, 102
Figuery (lac) 142
Filons-couches 116
Fisher (station) 171, 186
Fisher Quebec Gold Mines, Limited 305–308
Fissures, précipitation du minerai dans les 172, 180, 185

PAGES
Flavelle (canton) 153, 164
Flavrian (granite) 110, 117, 135
Fletcher (L.-K.) 254
Fockler (E.-K.) 97
Foisie-Kengrow (claims) 265
Fondant 174, 201, 203
Forces hydrauliques 13, 14
Formations (tableau des) 25
Fortune (lac) 89
Voir aussi Lake-Fortune (mine)
Faille 71, 106
Fournière (canton) .....
Voir aussi Gouldie (claims)
Malartic (mine)
Roches 63
Epanchements de lave 94
Syénite 144
Sable 168
Francœur (claims) 290–296
Fuchsite 283

Gabbro 135, 138, 142, 147, 150, 204
Voir aussi Diorite quartzifère
Gabbro à olivine 152–154
Gabbro quartzifère 151
Gendron (lac) 108
Géologie appliquée 171–324
Résumé 171-188
Géologie générale 25–170
Géologie historique 75–77, 103
Gerrie (W.) ..... vi, 146
Molybdène (rapport par) ....' 314–324
Gibier 15
Gill (J.-E.) 299
Gillies (claim) 310
Gilligan (Hugh) 315
Gîtes (rap. détaillé des)
Molybdène 312–324
Or 252–311
Sulfures 189–251
Gîtes de contact (molybdénite)... 171
Glaciation 17–21, 158–164
Godfrey (James J.) 261
Gouldie (claims) 303
Gowganda (formation) 156
Graham (P.-T.) 284
Graham-Bousquet Mining Corporation 121, 284
Grain (changements de) 49, 50, 51
Granada-Rouyn Mining Company. 253
Grands lacs (origine des) 161, 163
Grand lac Victoria 165
Granite
Voir aussi Granodiorite
Age 146–147
Analyses 130, 133, 146
Chloritisé 126, 128–131
Distribution; pétrographie 110, 126
135–137, 139–147
Effets métamorphiques du 74, 143
Minéralisation 246, 258
Différence pétrographique avec la granodiorite 124, 125, 126
Granitisation (définition du terme) 258

PAGES
Granodiorite 37, 124–143, 273
Distinguée d'avec le granite ... 125
Rapport avec la minéralisation. 268, 272
Grauwacke
Voir aussi Arkose
Cobalt (série)
Timiskaming (série)
Définition du terme 58
Influence sur la topographie.... 19, 67
Métamorphisme 67, 186
Veines associées à la 185, 300
Gravier 167
Green (W.-L.) 44
Greene (W.-F.) 275
Grenfell (canton) 153
Gunning (H.-C.) ..... vi, 8, 118
Guyenne (canton) 38, 55, 138

Haileybury (plages) 163
Harricanaw (rivière) 4, 6, 24
Forces hydrauliques 13
Harvie (Robt.) 7, 283
Harvie Mining Exploration Company 246
Hauteur des Terres 23
Migration post-glaciaire 162
Hawaii (lave) 44, 48
Hébécourt (canton) 98, 136
Height of Land Mining Company. 188, 312
Henderson (J.-F.) 130, 132
Héré (lac) 105
Claims aurifères près du 254
Histoire géologique 75–77
Horne (E.-H.) 198
Horne-Creek (faille) 105, 136, 246
Horne (mine) 106
Amas de minerai se continuant en profondeur 222
Photo ..... Frontis.
Rapport détaillé, géologie 198–223
Howard (claim) 239
Hub (syénite du lac) 118
Huestis (claim) 313
Hume (G.-S.) 163
Huron (lac) 163
Huronion Belt Mining Company.. 296

Indian (péninsule)
Molybdénite 312, 313
Route à la 6
Indiens 15
Intrusives (Roches) 110–155
Cuivre associé aux 171

James (W.-F.) .....vi, 7, 97, 299
Jenks (A.-W.) 264
Joannès (canton)
Faille de contact 83–86, 108
Observations structurales 70, 102
Roches 59, 134
Sable 168
Topographie 9
Joannès (lac) 68
Johnston (J.-F.-E.) 7, 312

Kanasuta (rivière) 3
Katophorite 149

PAGES

Keewatin (série)
Voir aussi Laves
Failles 103–107
"Filons alimentateurs" 105
Gîtes minéraux dans....201, 223, 237, 242, 275, 291
Lithologie, structure, âge..... 25–56
Plissement (dans) 89–103
Rapport avec le Témiskaming.. 70–74, 84–85
Serpentinisé (?) 149
Kekeko (collines) 19, 166
Kekeko (lac)
Roches 58, 119
Cobalt (série) 74
Structure 79–84, 86
Faille 108
Kenogami (station); basalte 44
Kewagama (lac)
Voir aussi Indian (péninsule)
Essences 9
Laves près du 63, 69
Péridotite 148
Route au 4
Keweenawiennes (diabases) *Voir aussi*
Nipissing (diabase) 154
Kiekkiek (lac) 76
Kingsmere (Québec) 161
Kinojévis (lac)
Roches 114
Structure 79, 87–88
Kinojévis (rivière)
Claims sur 297
Cours singulier 24
Failles 83–85, 108
Forces hydrauliques 13–14
Observations structurales 101
Plis 69
Roches 58, 76
Route 3
Synclinaux 89, 94, 95
Klock (baie) 79, 81
Kwaskinadaga (rivière) 3

Labyrinthe (lac)
Claims aurifères 252
Granite 137
Laccolithes 129, 133
La Corne (canton)
Granite 110, 145, 146
Molybdénite.....187, 188, 315
Péridotite 148
Sable 169
Lacustres (dépôts) 18, 161–170
Lake-Fortune (mine) 106, 282
La Motte (canton)
Anticlinal 97
Observations structurales 102
Roches 110, 145–148, 150
Sédiments 42
Sable 169
La Motte (lac) 142, 148, 151
Lamprophyre 103, 315

PAGES

Landrienne (canton) 97, 169
Voir aussi Abitibi, Mine d'Or Fisher-Quebec (mine)
Gîtes minéraux 305
Languedoc (canton)
Observations structurales 101
Syénite 138
Tuf (bande) 37, 38
La Pause (canton)
Roches 57, 63, 145
Syénite 124
Sable 168
Larder-Lake 113
La Reine (canton) 40, 139
La Reine (rivière) 3
La Sarre (canton) 40, 138, 139
La Sarre (rivière) 3, 139
Laves et épanchements de lave, 36, 37, 69, 83–86
Voir aussi Keewatin; divers types
Calcaire dans 47
Keewatin (plis dans le) 90–96
Structure dans 42–53
Timiskaming 60–63
Types de 26–32
"Lave grise" 31
Lawson (A.-C.) 56
Legault (claim) 103, 122, 275–280
Lehman (A.-E.) 314
Lemoine (lac) 289
Lewis (J.-V.) 43
Lois (lac) 37, 95, 108
Long Sault (rapides) 163–164
Louvicourt (canton) 141, 148, 169
Lusignan (lac) 319
MacCormack (J.-C.) (claims aurifères)..... 297–299
MacDonald (lac) 98–106, 282
McDougall (claim de molybdénite) 314
McFadden (canton) 154
McGarry (canton) 77
MacGregor (J.-G.) 226, 231
McIntyre-Porcupine Mines 253
MacKay (A.-A.) 189, 193, 195
McLeod (claims) 249
McNeill (canton) 165
McOuat (Walter) 7
McVittie (canton) 77
Magmas 125, 183
Magnétite 174
Origine 180
Magusi (rivière) 3
Mailhiot (A.) 273, 314
Makamik 35
Makamik (route) 66, 149
Malartic (canton)
Voir aussi La Motte (lac)
Molybdénite 314
Observations structurales 70, 71, 102
Roches 142–146, 148
Sable 169
Malartic (mine d'or) 299–303
Manneville (canton)
Plages 167
Roches 35, 123, 151
Structure 94, 96, 102

PAGES
Mansure (A.-T.) 314
Martin Mining Company 107, 261, 264
Minerai (formes des amas)..... 172
Voir aussi Les divers dépôts
Formation des 180
Origine des 291-294
Matachewan (district) 153
Comparaison des gîtes 293
Mattawa (glaciation) 161, 163
Mawdsley (J.-B.) ..... vi, 7, 97
Métamorphisme. *Voir aussi* Altération 67, 143, 186
Micaschistes 68
Micropegmatite 128, 184
Mine d'Or Abitibi 304–305
Mine d'Or Vénus (La)..... 309–310
Minerai à gangue fusible 174, 201, 203
Minéralisation, influence de la roche encaissante sur la, 181, 182, 241, 247, 256
Voir aussi Gîtes (rapports sur les.
Types de 185
Mining Corporation. *Voir aussi* Quemont Manufacturing Corporation.. 115
Mishikwisk (lac), *Voir* Arnoux (lac)
Mitto (Mike) 252
Molybdénite 187, 188
Origine de la 171
Molybdénite Reduction Company (Rapport détaillé sur les claims de)..... 314–324
Molybdène: prix, usages..... 187
Gîtes 187, 188, 312–324
Molybdite 188
Montanier (canton) 144, 151, 168
Montbeillard (canton) 67
Montbray (canton)
Voir aussi Coniagas (claims)
Eplett-Metcalfe (claims)
Robb-Montbray (mine)
Roches 33, 115, 151
Structure 92, 93, 98
Montgomery (T.) 236
Montreal Exploration Company.. 283
Montréal (rivières: terrasses) ... 164
Montréal (terrasses) 18
Moose (baie) 60–62, 116
Moose-Lake (granite) 136
Moraines 161
Moyen de Communication 2

Natagagan (rivière) 4
Nelson-Lake (granite) 137
Nepawa (île) 98, 139
Newbec Mines, Limited ..112, 127, 133, 175
Claims, historique et géologie.. 249–251
Nipissing Central railway..... 2, 5, 7
Altitudes sur 23
Nipissing (diabase) 110, 153, 154
Nipissing (Grands lacs) 163
Nipissing Mines Company 242, 255
Noranda (lac) 205, 259
Granite 136

PAGES
Noranda Mines, Limited..116, 154, 198, 236
Voir aussi Chadbourne (claim)
Horne (mine)
Powell (veine)
Waite-Ackerman-Montgomery (mines)
Norbec Mines, Limited 249
Norman (rivière) 3
North Bay (plage) 162

Obalski (J.) 7
Obalski (lac) 151
O'Brien (claims) 109, 121, 287–289
Molybdénite 314
O'Brien (région d') 89
Keewatin (sédiments) 26, 35–40
Ogima (lac)
Cobalt-Keewatin (contact) 74–156
Structure de la roche 93, 98
Ojibway (lac glaciaire)..... 163–165
Okikeska (lac), dyke près du.... 151
Synclinal 95, 96
Olier (Alphonse) 282
Olier (lac), roches 120, 157

Opasatika (lac)
Voir aussi Moose (baie)
Roches..... 108
Cobalt (séries) 135, 157
Gabbro (dyke) 151, 153
Laves 60, 62, 67, 69
Sédiments 67, 71
Structure 79–84, 88, 89
Route 3

Or 104
Voir aussi Tellurures
Associé aux anticlinaux 171
Gîtes 184–187, 252–311
Horne (mine) 200, 222
Rapport de l'or avec la chalcopyrite..... 278
La pyrite 252, 258, 260, 293, 302
Robb-Montbray (mine) 244

Oriole (propriété) 115
Osisko (lac) 198, 205, 259
O'Sullivan (J.) 315
O'Sullivan (ligne) 3
Ottawa (rivière) 4
Ottawa (vallée) 161, 163

Palmarolle (canton)
Roches 139
Basalte (dykes)..... 154, 155
Granodiorite 137
Sédiments (dans la région) .. 35

Palmarolle (granodiorite) 37, 137, 148
Parfouru (lac) 108
Parker (île) 264
Parks (W.-A.) 7
Parsons (C.-S.) 319
Pascalis (canton) 141, 145, 169
Molybdénite associée à la, 171, 188, 312, 316, 317

PAGES

Pelletier (lac)
Failles 108
Observation structurale 100, 101
Roches au ou près du 41, 58, 75
Synclinal près du 70, 71, 94
Pénéplaine 20, 21, 77
Peninsular Mining Syndicate 314
Péridotite 147–150
Pétrographiques (provinces) 124–125
Petzite 283
Phénacite 188
Pinite 231
Pioneer Syndicate 290
Pistazite 240
Plages 161–165, 167
Plaines sablonneuses 168–169
Plateaux 19–21
Pleistocène (calotte glaciaire, retrait) 161–170
Plis 69, 70, 78–103, 110
Horne (mine) 190–192
Méthode de détermination 51
Plis d'entraînement 80, 81, 84, 207
Gîtes minéraux associés aux.... 172
Poisson 15, 16
Pontiac and Abitibi Mining Company 282
Porcupine Goldfields Development Company 299

Porphyre
Voir aussi Porphyre à diorite
Porphyre à syénite
Porphyre feldspathique
Porphyre quartzifère
Massifs de minerai apparentés au 195, 259, 276–280, 286, 293
Porphyre à diorite 103–112, 158
Porphyre à granoriorite ..122, 268, 273, 286
Porphyre à syénite, 107, 117–123, 144, 204 261, 290
Altérations dans 178
Massifs de minerai apparentés au 195, 293
Porphyre feldspathique 65, 66, 111, 253
Porphyre quartzifère 66, 111, 175
Porritt (R.-V.) 236
Poularies (canton)
Anticlinal 95
Roches 35, 137, 140
Observation structurale 99
Péridotite 148
Powell (granite) 135, 246
Veines aurifères associées au .. 258
Powell (T.) 256
Powell (veine) 254–259
Preissac (canton)
Voir aussi St. Maurice (mine)
Molybdénite 187, 188, 312
Voir aussi Indian (péninsule)
Roches 110, 124, 145, 148
Observation structurale 103

PAGES

Privat (canton)
Observation structurale 101
Synclinal 94–97
Roches 96, 139
Tuf (bande) 35–37, 96
Photo 326
Prospecteurs (structures servant de guide aux) 172
Pyrite 172–175, 177, 179
Voir aussi Dépôts de sulfures
Chance (claims) 239
Essais 259–260
Or apparenté à la, 252, 259, 260, 293, 302
Pyrrhotine 172, 173
Valeurs aurifères dans 278
Origine 179

Quartz (dykes) 146
Matière filonienne 185–187
Quartzites. *Voir* Cobalt (série)
Quebec Prospectors, Ltd 242
Quemont Mining Corporation 105, 248
Quinze (rivière, forces hydrauliques) 13

Raven (lac) 153
Renaud (lac) 71, 106
Claims aurifères près du 282, 283
Renault (Auguste) 282
Renault (baie)
Roches, Cobalt (série) 157, 158
Porphyre à diorite 103, 112
Porphyre à syénite 120, 121
Structure 93, 98
Remplacement 180–183, 187
Voir aussi Altération
Dans la structure en coussinets. 247
Preuve du 243–244
Remplacement (dépôts) 172–173
Cuivre 194, 195, 230, 243, 248
Or 184–292
Rhyolite 37, 95
Voir aussi Epanchements de laves
Altération de la 174, 175, 232, 242
Analyse moyenne 176
Description..... 32
Massifs de minerai dans, 201, 223–229, 239, 243
Structure en coussinets dans.... 43
Richmond (C.-S.) 312
Robb-Montbray (mine) 115, 154
Historique, géologie 242–245
Robertson (lac) 108
Granite 110, 140
Roche chloritique 60
Roches encaissantes (altération des) 230, 268–272, 292, 294
Influence sur la minéralisation 180, 181, 182, 241, 242, 257
Roquemaure (canton) 98, 148
Ross (S.-H.) 97
Rousseau (Sinaï) 304
Routes 4–6
fluviales 2–4
Routhier (lac) 100
Rouyn 136

PAGES

Rouyn (canton)
Voir aussi Don Rouyn (mines)
Granada-Rouyn (mine)
Noranda (lac)
Noranda Mines, Limited
Quemont Mining Corp.
Failles 104
Roches 122, 198
Structure 70, 87, 100, 101
Coussinets 43
Rouyn Gold Pan Syndicate 249
Rouyn Mines (ch. de fer) 6, 125, 247
Altitudes sur 23
Royal-Roussillon (canton) 35, 99, 138
Russian-Kid (claims) 252
Rutile..... 185

Sabourin (canton) 4
St-Germain-Gale (claim..... 107, 289
Ste-Hélène (île) 47
St. Maurice Mines Company ..125, 150, 313
Samuel (W.) 190
Savard (lac) 100, 247
Scheelite 271
Schistes *voir aussi* Schistes à biotite 68, 104, 106
Schistes à biotite, veines de molybdénite dans 187, 312, 316
Schistes à sillimanite 67
Schistes à staurolite 68
Scrope (G.-D.) 48
Senneville (canton) 141, 148, 169
Serpentine 147, 149
Silicification 174, 175, 177
Siscoe (mine d'or) 185, 266–273
Siscoe (île) *Voir aussi* Siscoe (mine) 103, 141
Sladen (St. Barbe) 299
Smith (claim de molybdénite)... 314
Smoky (collines) 155, 156, 167, 168
Smoky (rivière) 3
Solutions magmatiques 183
Solutions sulfurées
Altération affectée par, 174–175, 222, 269
Chaleur des 183, 293
Soulèvement 161, 165
Différentiel 162, 164
Sphalérite. *Voir* Blende de Zinc
Stabell (claim) 103–106, 186
Géologie 275–280
Structure
Voir aussi Failles
Plis
Amulet (région) 227–229
Keewatin 42–56
Timiskaming 63–67
Structure en coussinets 42–46
Indique l'altitude des épanchements 51–55
Remplacement dans 247
Structure cordée 46–92
Structure fluidale 49
Structure grillagée 231, 239
Sullivan (claims) 107, 141, 273

PAGES

Sulfures (dépôts) 171–184
Voir aussi Solutions sulfurées
Massifs de minerai décrits..... 189–251
Surimau (canton) 4, 144, 168
Swastika (Ont.) 77
Sweezy (claim) 313
Swinging (collines) 19, 168
Syénite 117, 118, 124, 138
Syénite à augite 145, 146
Syénite hornblendique 39, 138
Sylvanite 283
Synclinaux 55, 89, 93, 94
Voir aussi Plis
Or associé aux 171

Tanton (T.-L.) 1, 7, 40
Tebbutt (J.-T.) 271
Tellurures 245, 260
Temiskaming and Northern Ontario Ry. 162, 164
Tenendo (collines) 20, 167
Terrasses, *Voir aussi* Plages....18, 161–165
Teruwalla (Indes) 232
Thompson (E.-J.) 286
Thompson-Cadillac (mines) 121, 122, 285–287
Thompson (Ellis) 195, 244
Timiskaming (lac): genèse..... 161–165
Timiskaming (série)
Contact avec la série de Cobalt. 156
avec la série de Keewatin.....70–74, 84
Description; lithologie; origine. 57–77
Failles dans 107, 108, 109
Influence sur la topographie.... 19, 67
Métamorphisme dans 67, 68, 143, 186
Minéralisation 185
Amas de minerai 288, 299, 303
Plis 78–79
Timm (W.-B.) 319
Timmins (N.-A.) 189, 236
Topographie 17–24
Influence du Timiskaming sur.. 19, 67
Tourmaline 186, 275
Siscoe (mine) 268–273
Towagmac Exploration Company. 189, 282, 290
Trachyte 31, 174, 248, 294
Trécesson (canton) 151
Tremoy (lac) *Voir* Osisko (lac)
Trous de géant 169
Tufs 33–40, 73, 94, 95
Minerai à gangue fusible dans.. 203
Tuttle (J.) 230
Twin (lac): porphyre..... 120

Union (mine) 265
Union Abitibi Mining Company.. 282
Union Gold Mines Trust 265
Unison Gold Mine 142, 265
United Verde Extension Mining Company 105
Voir aussi Quemont Mining Corporation
Uphill (Ont.) 162

PAGES

Usine métallurgique (Noranda) .. 200
Uwass (lac) 93, 99

Vallet (lac) 85, 87
Variolitique (définition du terme) 60
Varsan (canton) 148, 169
Or 266, 272
Varves (formation des) 166
Vaudray (canton) 144, 168
Vaudray (lac) 108
Veines (types de). *Voir aussi* Gîtes. 185, 186, 309
Veines en voûte 310
Vénus (La Mine d'Or) 309–311
Vésuve (mont) 44–47
Victoria Syndicate 286
Villemontel (canton) 5, 97, 102

PAGES

Wabuskus (lac) 108
Waite (J.-H.-C.) 236
Waite-Ackerman-Montgomery (claims) 115, 236–239
Walker (T.-L.) 231
Washington (H.-S.) 29, 30
Washusk (lac) 93
Wilson (M.-E.) 1, 7, 26, 60
Wilson (W.-J.) 1, 7
Winchell (A.-N.) 231
Windfall (rapide) 95

Zone argileuse 22–23
Etendue (origine de l') 166, 167
Zone de cisaillement (dépôts) ... 185