

GÉOLOGIE

et ressources minérales du Canada

PARTIE B


Yashica



This document was produced
by scanning the original publication.

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

GÉOLOGIE ET RESSOURCES MINÉRALES DU CANADA

July 14/75

© Droits de la Couronne réservés

En vente chez Information Canada à Ottawa,
et dans les librairies d'Information Canada:

HALIFAX
1683, rue Barrington

MONTRÉAL
640 ouest, rue Ste-Catherine

OTTAWA
171, rue Slater

TORONTO
221, rue Yonge

WINNIPEG
393, avenue Portage

VANCOUVER
800, rue Granville

ou chez votre libraire.

Prix $6 N° de catalogue M43-1/1972-8/13F

Prix sujet à changement sans avis préalable

Information Canada
Ottawa, 1975

Rédacteurs
SUZANNE DESJARDINS
Gabriel Chaussebourg

Composé en caractères Times Roman pour le texte, Eurostile pour les titres et
20th Century Medium pour les légendes et imprimé sur papier offset lisse Georgian 140M
par le ministère des Approvisionnements et Services, Secteur de l'Imprimerie

Réalisation artistique, SERVICE DE CARTOGRAPHIE, CGC

COMMISSION GÉOLOGIQUE
DU CANADA

SÉRIE DE LA GÉOLOGIE
ÉCONOMIQUE Nº 1

GÉOLOGIE ET RESSOURCES MINÉRALES DU CANADA

Partie B (chapitres VIII à XIII)

R. J. W. Douglas
Rédacteur scientifique

L.-P. Tremblay, rédacteur scientifique
de l'édition française

MINISTÈRE DE
L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES
CANADA

Pour la commodité de l'utilisateur, la version française de ce long texte est publiée en trois volumes. La partie A comprend les chapitres I à VII; la partie B, les chapitres VIII à XIII; et la partie C, un recueil de tableaux schématiques et de cartes.

COUVERTURE Malak

PAGES DE GARDE

Andésite sphéroïdale,
est de la baie d'Hudson (F. C. Taylor, 125219)

TABLE DES MATIÈRES

CHAP. VIII GÉOLOGIE DE L'OUEST DU CANADA
par R. J. W. Douglas, H. Gabrielse, J. O. Wheeler, D. F. Stott et H. R. Belyea, 409.

CHAP. IX RESSOURCES MINÉRALES DE L'OUEST DU CANADA
par H. W. Little, H. R. Belyea, D. F. Stott, B. A. Latour et R. J. W. Douglas, 549.

CHAP. X GÉOLOGIE DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE
par R. Thorsteinsson et E. T. Tozer, 611.

CHAP. XI BIOCHRONOLOGIE: SUCCESSION TYPE DU PHANÉROZOÏQUE
par E. W. Bamber, T. E. Bolton, M. J. Copeland, L. M. Cumming, H. Frebold, W. H. Fritz, J. A. Jeletzky, D. C. McGregor, D. J. McLaren, B. S. Norford, A. W. Norris, G. W. Sinclair, E. T. Tozer et F. J. E. Wagner, 661.

CHAP. XII GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE AU CANADA
par V. K. Prest, 751.

CHAP. XIII HYDROGÉOLOGIE
par I. C. Brown, 853.

SOURCES DES PHOTOGRAPHIES, 882.

TABLE DES ILLUSTRATIONS, 883.

INDEX, 893

VIII. Géologie de l'Ouest du Canada

Introduction 410

Le Précambrien 413

Le Paléozoïque 420

Les roches ultramafiques 473

Les roches plutoniques 474

Le Mésozoïque 480

Le Cénozoïque 521

Choix d'ouvrages à consulter 539



INTRODUCTION

L'Ouest du Canada est la région à l'ouest des roches précambriennes du Bouclier canadien. Ce territoire englobe les régions géologiques suivantes: la plate-forme de l'Intérieur, l'orogène de la Cordillère, et certaines parties des plateaux continentaux du Pacifique et de l'Arctique et des plaines côtières (fig. VIII-1).

La plate-forme de l'Intérieur, recouverte de roches sédimentaires du Phanérozoïque, comprend le secteur nord-ouest du craton de l'Amérique du Nord, région intérieure stable du continent. La roche en place est presque horizontale et est recouverte d'un épais manteau de dépôts glaciaires qui forme les plaines et les plateaux de la province physiographique des plaines Intérieures. C'est une région de prairie, de forêt et de toundra, d'une superficie de 775,000 milles carrés; elle comprend une partie des provinces des Prairies (Manitoba, Saskatchewan et Alberta), l'angle nord-est de la Colombie-Britannique et la majeure partie de l'ouest du district de Mackenzie (T.N.-O.). Le secteur méridional de cette région est formé d'un manteau relativement épais de roches clastiques du Mésozoïque et du Tertiaire qui recouvrent les roches carbonatées et les évaporites du Paléozoïque; la plupart des systèmes de roches y sont représentés. Toutes ces roches reposent sur un socle de roches cristallines du Précambrien. De très nombreux sondages y ont été effectués et la géologie de cette région est bien connue. Toutefois, le secteur septentrional l'est moins, et même en partie inconnu; peu de puits traversent la totalité de la succession phanérozoïque. Des roches clastiques, des roches carbonatées et des dépôts d'évaporites du Dévonien et de périodes plus anciennes reposent sur des roches sédimentaires et cristallines du Précambrien et sont recouverts par une mince couverture de roches de la fin du Crétacé inférieur. D'autres systèmes ne sont pas représentés ou se retrouvent seulement à proximité du géosynclinal de la Cordillère et du plateau continental de l'Arctique. La plate-forme de l'Intérieur est reliée à la plate-forme du Saint-Laurent du Sud-Est du Canada, par les États du Centre des États-Unis d'Amérique, et se confond avec la plate-forme de l'Arctique dans le Nord, au-delà du continent.

Le secteur continental de la plaine côtière de l'Arctique englobe les roches du Crétacé et du Cénozoïque du delta du Mackenzie et une étroite zone qui traverse les chaînons Richardson ou qui borde les monts Britanniques de la partie est de l'orogène de la Cordillère. La géologie du secteur limitrophe du plateau continental de l'Arctique, d'une largeur de 100 milles, est à peu près inconnue.

[1] La description géologique des secteurs septentrional et méridional de la partie ouest de l'orogène de la Cordillère a été préparée par H. Gabrielse et J. O. Wheeler respectivement. H. R. Belyea a rédigé la stratigraphie des roches paléozoïques de la partie sud de la plate-forme de l'Intérieur et D. F. Stott, la stratigraphie mésozoïque de la plate-forme de l'Intérieur et de la partie est de l'orogène de la Cordillère. R. J. W. Douglas a veillé à la coordination générale et a complété la partie restante de la géologie de la plate-forme de l'Intérieur et de la partie est de l'orogène de la Cordillère. Pour fins de référence, veuillez noter l'auteur et la page.



VIII

Géologie de l'Ouest du Canada

R. J. W. Douglas, H. Gabrielse, J. O. Wheeler, D. F. Stott et H. R. Belyea[1]

Chaînon Valhalla, au sud de la chaîne Selkirk (C.-B.). Vue sud vers le mont Gladsheim (à gauche) et des crêtes dentelées, sculptées dans le gneiss migmatitique du complexe métamorphique de Shuswap, dans le noyau du dôme de Valhalla.

L'orogène de la Cordillère est partie intégrante de la zone orogénique circumpacifique. D'une largeur de 500 milles, cette région est constituée de montagnes et de plateaux, de sillons, de vallées et de fjords. Certaines parties sont couvertes d'épaisses forêts, de plaines arides ou de toundra. Plusieurs sommets dépassent la limite de la forêt ou des herbages et portent des glaciers. La partie orientale de l'orogène englobe les parties du géosynclinal de la Cordillère qui renferment des sédiments miogéosynclinaux et exogéosynclinaux; cette partie orientale a subi au cours des phases orogéniques une déformation superficielle ou un décollement accompagné ou non de métamorphisme, de volcanisme ou de plutonisme. La région se divise en trois secteurs principaux. Le secteur le plus méridional, zone de chevauchement des Rocheuses, est le résultat des orogenèses du Columbien et du Laramide du Crétacé et du début du Tertiaire. Les structures dominantes sont des chevauchements à peu près parallèles inclinés vers l'ouest, qui ont donné lieu à une série de chaînes de montagnes étroites et linéaires formées de roches dures carbonatées du Paléozoïque. Les montagnes sont bordées à l'est par la zone des Foothills constituée de sédiments clastiques plissés du Mésozoïque et du Tertiaire. Dans les parties les plus méridionales des Foothills, des chevauchements très rapprochés sont typiques, tandis que dans les parties centrale et septentrionale des Foothills, ces failles sont moins importantes; on y trouve au contraire des plis ouverts et des plis serrés. Le secteur central englobe la zone de plissements arquée de Mackenzie qui comprend le plateau de la Liard, les monts Mackenzie, Franklin et Wernecke, et les chaînons Taiga du plateau de Porcupine. Cette zone de plissements est caractérisée par des roches carbonatées et clastiques du Paléozoïque disposées en zones de larges plis simples en alternance avec des zones de plis et failles complexes; elle a été également formée au cours des orogenèses du Columbien et du Laramide. Toutefois, les effets de l'orogenèse du Racklan de l'Hadrynien sur les roches hélikiennes sont évidents sur certains points culminants. Le secteur le plus septentrional, c'est-à-dire le complexe plissé du nord du Yukon, englobe les chaînons Richardson et les monts Britanniques, le plateau de Porcupine et le chaînon Old Crow. Une grande variété de structures et de directions générales résulte de plusieurs orogenèses, notamment l'orogenèse de l'Ellesmérien du Dévonien supérieur, l'orogenèse du Columbien et les première et dernière phases de l'orogenèse du Laramide.

La partie occidentale de l'orogène de la Cordillère comprend les parties du géosynclinal de la Cordillère qui renferment des assemblages eugéosynclinaux et épieugéosynclinaux. La zone eugéosynclinale a été, à certaines époques, dominée par des dépressions allongées en direction nord-ouest séparées par des géanticlinaux; ces derniers ont été à plusieurs reprises le siège de métamorphisme régional, de mise en place de granite et de profondes déformations. La déformation des roches dans les dépressions a été en majorité fonction de leur lithologie. Là où les roches volcaniques dominent, de larges plis, des bombements, et plusieurs failles à fort pendage se sont développés, tandis que les roches sédimentaires étaient surtout affectées par

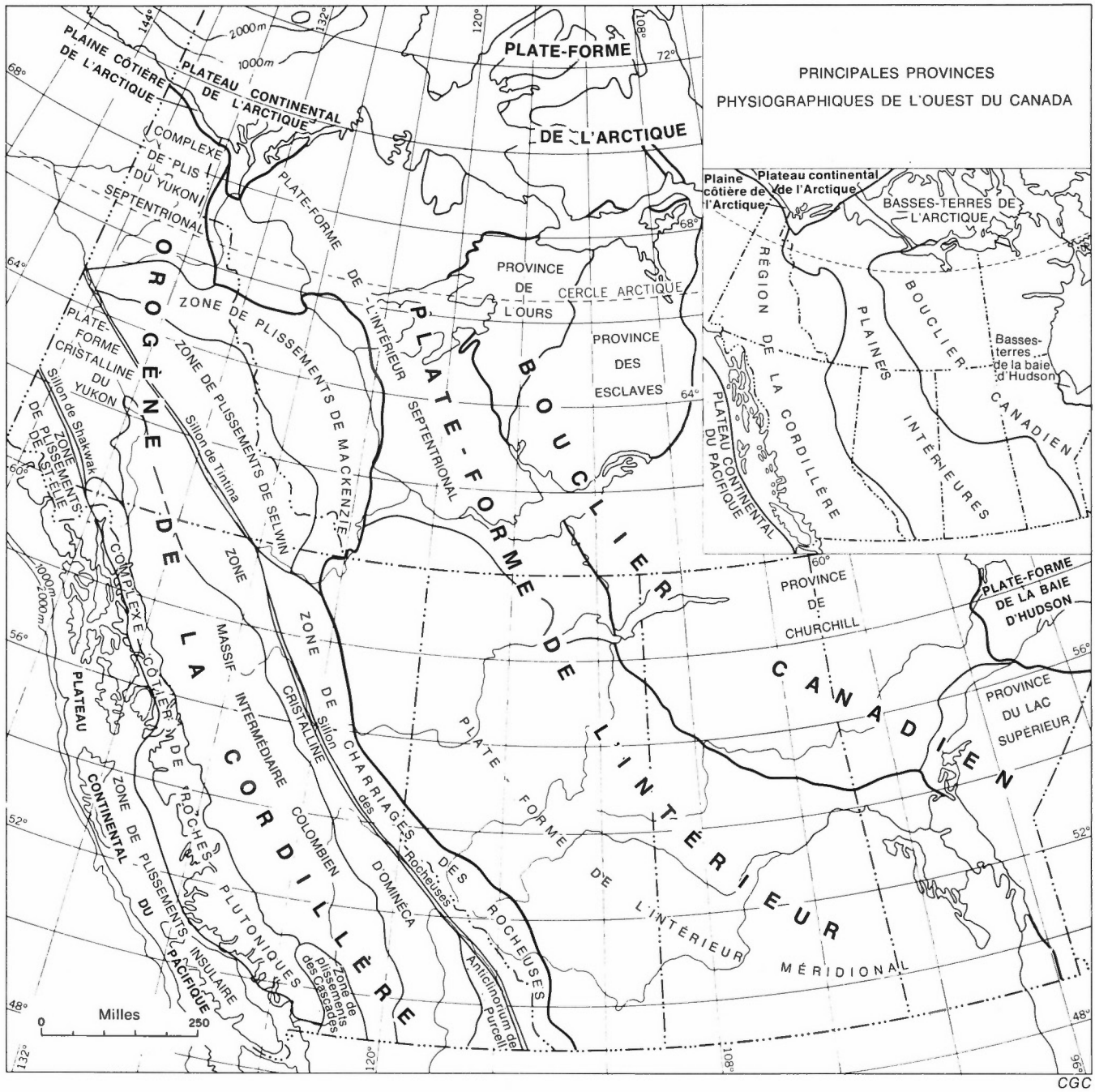


FIGURE VIII-1. Principaux éléments géologiques de l'Ouest du Canada.

des plis et, par endroits, par des chevauchements. Des roches ultramafiques sont restreintes dans l'espace à la zone eugéosynclinale et associées dans le temps aux roches volcaniques basaltiques. Elles se rencontrent le long des chevauchements ou à proximité des failles limitant les principales unités structurales. Les bassins épieugéosynclinaux les plus récents, séparés par des arches et des géanticlinaux, sont en partie des bassins subséquents et en partie des bassins synorogéniques. Pendant la déformation des géanticlinaux adjacents, ces bassins ont reçu d'épais assemblages de roches sédimentaires clastiques, marines et non marines, mises en place rapidement, accompagnées d'un peu de roches volcaniques. Postérieurement, ces bassins ont été plissés et faillés. Des roches volcaniques et clastiques postorogéniques, continentales et légèrement déformées ont été mises en place, à certains endroits, dans des dépressions tectoniques et sont fréquemment associées à des zones étendues de failles normales. Des sédiments clastiques de la fin du Tertiaire et du Pléistocène se trouvent le long du plateau continental du Pacifique et de parties de la plaine côtière.

Les deux zones de roches cristallines, le complexe

plutonique côtier et la zone cristalline d'Ominéca, sont généralement demeurées des géanticlinaux positifs depuis le milieu de l'ère paléozoïque. Elles s'unissent au nord-ouest pour constituer la plate-forme du Yukon. Le complexe plutonique côtier, zone cristalline de l'ouest, est formé surtout de roches granitiques. Ce complexe et la zone de plissements des Cascades possèdent des noyaux de gneiss-migmatite. Ces deux zones présentent les effets d'une orogenèse du milieu du Paléozoïque, de l'orogenèse du Columbien de la fin du Jurassique au Crétacé, et d'une phase tardive de l'orogenèse du Laramide. La partie septentrionale du complexe plutonique côtier montre aussi les effets de l'orogenèse du Tahltanien du Trias moyen. La zone cristalline d'Ominéca, ou zone de l'est, englobe de vastes aires de roches métamorphiques qui forment le noyau d'un orogène de type alpin, dont la zone marginale est la partie est de l'orogène de la Cordillère. Des complexes métamorphiques forment des points culminants en forme d'enclume. Une partie de la zone de l'est a été déformée au cours de l'orogenèse du Kootenay-Est de l'Hadrynien et de l'orogenèse du Caribou du Dévonien supérieur au Mississippien. Elle a subi en grande partie une autre déformation au cours des orogenèses du Tahltanien et du Columbien. Dans le sud, les parties orientale et occidentale de l'orogène de la Cordillère sont séparées par le sillon des Rocheuses, zone d'érosion linéaire partiellement déterminée par des failles normales.

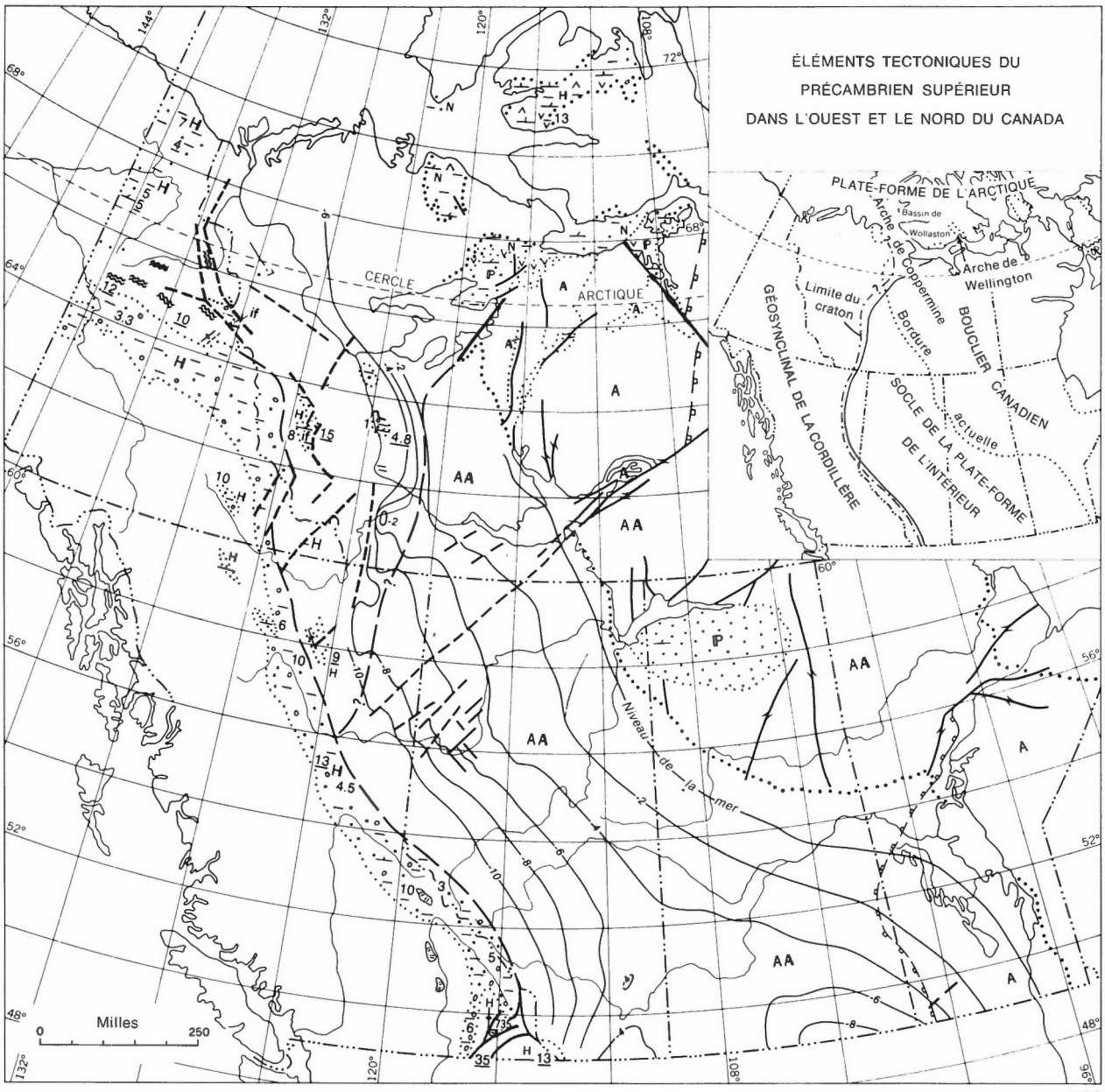
Le massif intermédiaire columbien Zwischengebirge, entre la zone cristalline d'Ominéca et le complexe plutonique côtier, a une structure hétérogène, mais il est dominé par une zone géanticlinale allongée à orientation nord-ouest, formée de horsts isolés et de deux grandes arches transversales. D'épaisses roches volcaniques et sédimentaires eugéosynclinales se sont déposées au cours de la fin du Paléozoïque et du début du Mésozoïque; leur mise en place est en partie synchrone avec l'orogenèse survenue dans les zones cristallines limitrophes. Leur mise en place a été, en certains endroits, interrompue par l'orogenèse du Tahltanien du Trias et par les orogenèses de l'Inklinien et du Nassien du Jurassique. Cette dernière orogenèse a scindé la région en trois bassins épieugéosynclinaux, dont les sédiments, en partie non marins, ont été plissés et fragmentés en bloc à bascule pendant la dernière phase de l'orogenèse du Columbien. Au cours du Tertiaire, le massif de Zwischengebirge a été affecté par des failles normales et des failles de décrochement, suivi d'un écoulement de vastes nappes de roches volcaniques basiques. Le volcanisme du début du Tertiaire était contemporain de la mise en place de petites masses granitiques dans la partie supérieure de la croûte terrestre.

La zone de plissements de St-Élie dans le sud-ouest du Yukon, la zone insulaire de plissements englobant l'île Vancouver et les îles Reine-Charlotte, la plaine côtière et le plateau continental du Pacifique bordent l'océan Pacifique. La zone de plissements de St-Élie, le long du golfe d'Alaska, renferme des roches du Dévonien au Pliocène. Elle est constituée d'un noyau de roches cristallines flanquées de chevauchements dirigés vers l'extérieur. L'orogène est le résultat d'une déformation par l'orogenèse du Columbien de la fin du Paléozoïque, et d'une déformation au Tertiaire aussi récente que la fin du Pliocène. Elle est bordée au nord-est par la faille de décrochement de Shakwak, partie intégrante du système de Denali de l'Alaska. La zone insulaire de plissements renferme des roches de la fin du Paléozoïque au Tertiaire et est caractérisée par d'épaisses successions de roches volcaniques du Mésozoïque, légèrement bombées et faillées. La déformation n'était pas synchrone; celle de l'île Vancouver s'est produite au cours de l'orogenèse du Nassien du Jurassique moyen tandis que celle des îles Reine-Charlotte remonte au début de l'orogenèse du Columbien. Postérieurement à la formation des bassins épieugéosynclinaux de Géorgie et d'Hécate à la toute fin du Crétacé entre les géanticlinaux côtiers et insulaires, la région a été plissée par endroits, faillée et affectée par le volcanisme. Le plateau continental du Pacifique est étroit et se termine à quelques milles à l'ouest de l'île Vancouver et des îles Reine-Charlotte. De petites parties des îles recouvertes de sédiments clastiques horizontaux du Tertiaire constituent la plaine côtière du Pacifique. La faille Reine-Charlotte, faille transversale reliée au système San Andreas-Denali, est à fort pendage est et a récemment subi un déplacement latéral vers la droite. Elle est située à proximité de la base de la pente continentale escarpée et tronque les directions magnétiques nord et nord-est du fond de l'océan.

L'orogène de la Cordillère au Canada, très varié et très complexe, s'est formé au cours de l'évolution du géosynclinal de la Cordillère, du Protérozoïque moyen au Récent. Actuellement, cette région est tectoniquement calme, relativement aux autres secteurs de la zone orogénique circumpacifique.

LE PRÉCAMBRIEN

Sous les strates phanérozoïques de la plate-forme de l'Intérieur s'étendent des roches sédimentaires et cristallines du Précambrien (fig. VIII-2). Ces roches constituent le socle de la partie occidentale du craton de l'Amérique du Nord. La datation au K-Ar (Burwash et coll., 1962) de matériaux de forage de puits révèle que les provinces tectoniques du Bouclier canadien, établies par Stockwell (carte 1251A), se prolongent sous la plate-forme de l'Intérieur. Une petite superficie dans l'angle sud-est est le prolongement de la province tectonique du lac Supérieur; elle est formée de roches archéennes déformées par l'orogenèse du Kénoranien, dont les principales directions



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

(l'Hadrynien dans le géosynclinal de la Cordillère, l'Hélikien sur le craton)

- *Conglomérat*
- *Grès*
- *Schiste argileux, mudstone*
- *Calcaire*
- *Dolomie*
- *Anhydrite*
- *Formation ferrifère* — if
- *Roches volcaniques* — V
- *Épaisseur (milliers de pieds)*
  - *Hadrynien, Hélikien* — 8, 15
- *Noyaux de dômes gneissiques*

GÉOLOGIE PRÉ-PALÉOZOÏQUE

- *Hadrynien* — H
- *Néohélikien* — N
- *Hélikien* — H
- *Paléohélikien* — P
- *Aphébien* — A
- *Archéen* — A
- *Archéen et Aphébien* — AA
- *Limite de formation tronquée*
- *Limite des affleurements*
- *Bordure actuelle du Bouclier*
- *Faille, faille supposée*
- *Faille de décrochement*
- *Front de métamorphisme*
- *Courbe isobathe du mur des roches paléozoïques reposant sur le craton, en milliers de pieds en dessous du niveau de la mer*

OROGÈNES DE RACKLAN ET DE KOOTENAY-EST

- *Anticlinal*
- *Synclinal*
- *Phyllades*
- *Pluton granitique (âge, en millions d'années)* — 735

FIGURE VIII-2. Paléogéologie pré-paléozoïque de l'Ouest du Canada, géologie des parties contiguës du Bouclier canadien et quelques traits caractéristiques de la sédimentation et du tectonisme de l'Hélikien et de l'Hadrynien.

tectoniques sont surtout est-ouest. La plus grande partie toutefois représente un prolongement vers l'ouest des provinces de Churchill et de l'Ours formées de roches archéennes et aphébiennes déformées par l'orogenèse de l'Hudsonien. Les principales orientations gneissiques tectoniques sont en majorité nord-est-sud-ouest, bien qu'elles puissent aussi être est, nord et nord-ouest. Elles forment des arcs complexes ou se moulent autour des bordures des provinces des Esclaves et du lac Supérieur. Les principales failles postorogéniques de décrochement et normales se groupent en trois systèmes distincts: nord-est, nord et nord-ouest. Le long de certaines failles, de légers déplacements sont survenus pendant le Phanérozoïque.

Des roches sédimentaires non métamorphisées et légèrement déformées de l'Hélikien et de l'Hadrynien de la sous-province de Coppermine du Bouclier canadien reposent en discordance sur les roches cristallines des provinces de l'Ours et des Esclaves et se prolongent probablement sous le Paléozoïque de la partie septentrionale de la plate-forme de l'Intérieur. L'épaisseur de ces sédiments reste inconnue. On ignore en outre si ces sédiments se sont déposés lors de la formation d'un géosynclinal ou s'ils ne forment qu'une couverture cratonique. La profondeur et la configuration des roches cristallines sont donc inconnues, et la position de la bordure du craton est incertaine. Les sédiments de l'Hélikien et de l'Hadrynien sont courants dans les secteurs les plus orientaux du géosynclinal de la Cordillère, mais ils n'ont pas encore été décelés dans les secteurs les plus occidentaux. Les successions stratigraphiques connues atteignent plusieurs dizaines de milliers de pieds, mais elles ne sont pas considérées reposées sur le socle. Un socle cristallin antérieur au Dévonien et au Cambrien inférieur existe dans le sud de la Cordillère, mais la période de sa formation et l'âge de ses roches constituantes restent à établir. Les quelques connaissances acquises sur les courbes isopaques et sur l'allure des faciès des roches sédimentaires permettent de croire qu'une grande partie de la marge du géosynclinal de la Cordillère et peut-être aussi quelques-uns des principaux éléments dans le nord se sont formés pendant l'Hélikien. Quelques-unes des principales failles dans les roches protérozoïques ou dans les régions limitrophes de ces roches étaient déjà en place à la fin du Précambrien. Elles étaient actives au cours du Phanérozoïque et séparaient les régions profondément abaissées des régions moins abaissées ou moins soulevées. Leurs directions générales sont semblables à celles des failles transversales des roches cristallines archéennes et aphébiennes du craton; il est donc possible qu'elles affectent la croûte cristalline, puisque les failles de la marge du géosynclinal sont plus actives et transmettent une plus grande mobilité à la croûte terrestre que celles de l'intérieur du géosynclinal.

Les successions protérozoïques du sud-est de la Cordillère sont généralement appelées les systèmes de Purcell et de Windermere. Une vaste discordance stratigraphique et un intervalle de plissement, de métamorphisme et de mise en place de stocks de granite séparent ces deux systèmes; ces phénomènes sont considérés résultés de l'orogenèse du Kootenay-Est. Les granites (Leech, 1962a), datés au K-Ar, ont donné de 675 à 745 m.a., ce qui fait supposer que cette orogenèse date de l'Hadrynien, du fait qu'elle est plus récente que l'orogenèse du Grenvillien du Bouclier canadien. Le système de Purcell remonte donc probablement à l'Hélikien, bien que certaines parties soient plus récentes et appartiennent peut-être à l'Hadrynien inférieur, et, par suite de sa nature allochtone par rapport au socle affecté par le métamorphisme de l'Hudsonien, une partie du système de Purcell peut être de la fin de l'Aphébien. Le système de Windermere appartient entièrement à l'Hadrynien et, du fait qu'il est localement en concordance avec les sédiments du Cambrien inférieur, il remonte probablement, soit en totalité, soit en majorité, à la fin de l'Hadrynien. Ailleurs, la plupart des successions protérozoïques présentent une similarité lithologique au Purcell ou au Windermere ou peuvent avoir subi les effets du métamorphisme des orogenèses du Phanérozoïque. Dans le nord de la Cordillère, les successions sédimentaires sont également séparées par une profonde discordance angulaire due à l'orogenèse du Racklan qui a donné naissance à des plis à direction est et nord-nord-est et à la phylladisation des roches, suivis de formation de dépôts taphrogéniques, de soulèvement et d'activité volcanique. L'orogenèse du Racklan est considérée présentement comme équivalente dans le temps à l'orogenèse du Kootenay-Est. Le filon-couche de Moyie et autres filons-couches de gabbro dans les chaînons Purcell remontent à environ 1,100 m.a., et les minéraux de plomb des masses de minerai de la mine Sullivan de la formation d'Aldridge du Purcell ont donné des âges isotopiques d'environ 1,340 m.a. (Sinclair, 1966). Dans les parties septentrionales adjacentes du Bouclier, au cours d'une période tardive du Protérozoïque, se sont formées des failles et intrusion de filons-couches, puis il y a environ 1,100 m.a., soit aux environs de l'Hélikien moyen, eut lieu un intervalle de formation de failles très marquées, d'activité volcanique et d'extrusion de roches ultramafiques, soit l'accident de Muskox.

Hélikien (Protérozoïque moyen)

Résumé tectonique

Les strates sédimentaires de l'Hélikien, strates reconnues comme les plus anciennes de la Cordillère, comprennent une épaisse succession de roches carbonatées et clastiques microgrenues formées surtout en eaux peu profondes (fig. VIII-2). Des coulées andésitiques et des dykes et des filons-couches de gabbro s'y trouvent sporadiquement. Le faciès se transforme dans la partie inférieure de la succession; il passe de sédiments clastiques à grains fins formés en eaux profondes à des sédiments de couches rouges con-

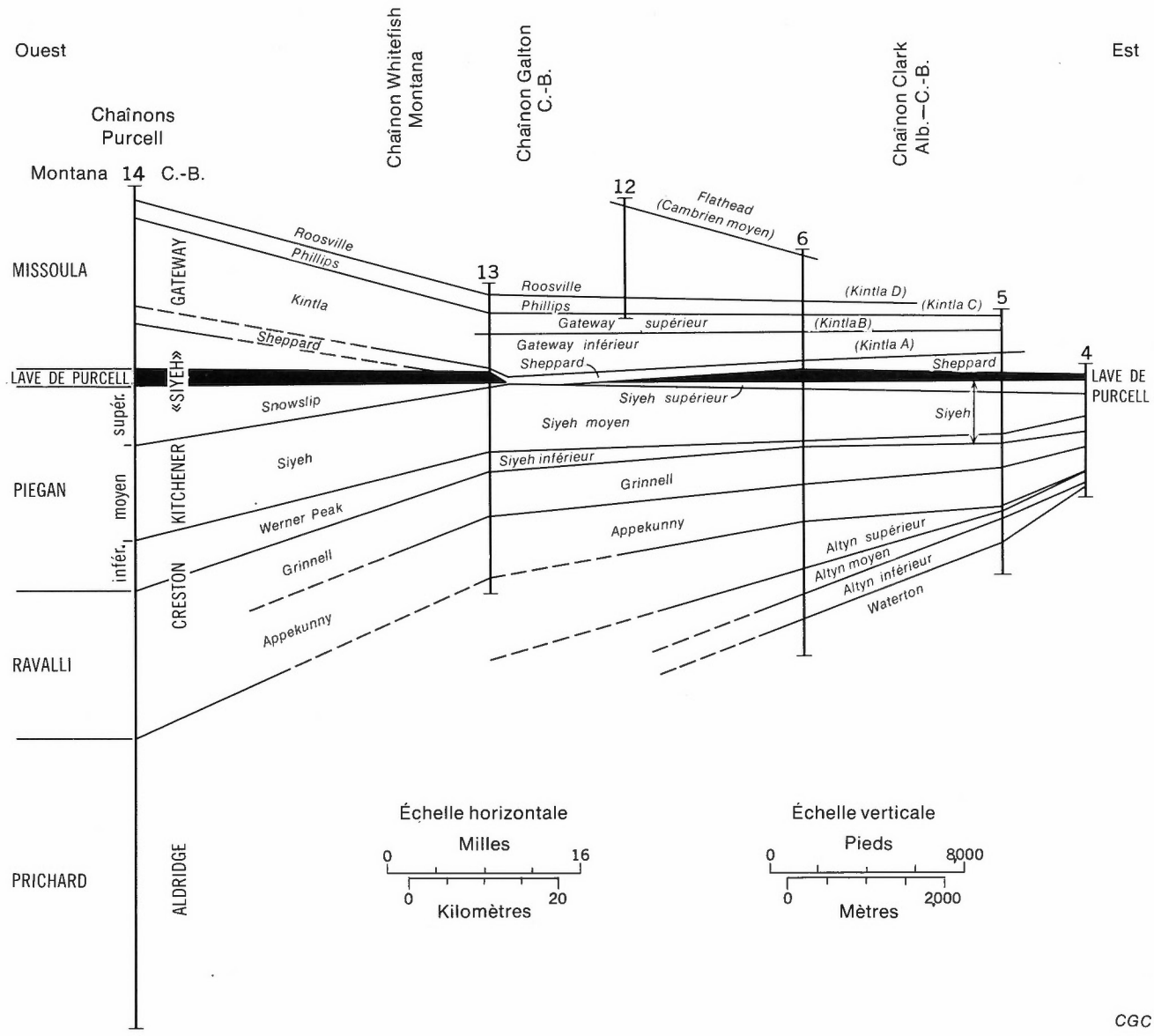


FIGURE VIII-3. Corrélation des roches de l'Hélikien (Purcell) du sud des Rocheuses et des roches de l'est des chaînons Purcell en Alberta et en Colombie-Britannique (Price, 1964a).

glomératiques formés en eaux peu profondes, avec une convergence générale vers l'est; ces traits suggèrent que la succession a été déposée sur un plateau ou à l'intérieur d'un miogéosynclinal à la bordure occidentale du craton. Plus au nord, des changements latéraux de faciès des roches de l'Hélikien n'ont pas été décelés, bien qu'en général, les strates ressemblent au faciès oriental du sud. Des roches multicolores et orangées, sous l'influence des intempéries, et des roches carbonatées à abondants stromatolites sont particulièrement caractéristiques. Il semble probable que les affleurements les plus à l'est et nord-est de ces roches ressemblent étroitement à ceux des bordures ouest et sud-ouest du craton de l'Amérique du Nord au cours de l'Hélikien. La nature et l'étendue des aires de sédimentation à l'ouest restent inconnues.

Géosynclinal de la Cordillère

La succession et la corrélation des roches de Purcell dans les monts Clark, Galton et Hughes dans les *Rocheuses du Sud* et dans les *chaînons Purcell* ont été bien déterminées (Price, 1964a). Les roches de Purcell sont divisées en deux parties principales par une lacune, en partie représentée par les laves de Purcell, une coulée de basalte étendue, d'une épaisseur de plusieurs centaines de pieds (fig. VIII-3). Dans les monts Galton, les laves ont été enlevées par érosion. Dans le sud des chaînons Purcell, l'hiatus est peut-être représenté par 2,000 pieds de strates comprenant plusieurs minces coulées. La partie inférieure de Purcell est divisée en trois unités principales. L'unité inférieure englobe des roches carbonatées en couches minces stromato-

litiques versicolores et feuilletées et des conglomérats à cailloux de quartzite et de dolomie qui constituent les formations littorales d'Altyn et de Waterton des monts Clark. Ces formations passent graduellement vers l'ouest à divers faciès, y compris celui de la formation très épaisse d'Aldridge, formée de quartzite argileux et d'argilite sombre à patine rouillée, finement grenus et feuilletés; ces roches révèlent un granuloclassement vertical et des alternances de creusement et de remblaiement, ce qui indique une mise en place en eaux profondes. L'unité moyenne renferme de l'argilite et du quartzite de couleurs rouge et verte; ces roches constituent les formations d'Appekunny et de Grinnell à l'est. Elles renferment des traits caractéristiques d'estrans et de dépôts formés en eaux peu profondes, tels que remplissages de chenaux, des rides de plage torrentielles, des fissures de dessication, des alvéoles de sel et des empreintes de gouttes de pluie; ces traits sont généralement absents dans la formation équivalente de Creston plus épaisse sise à l'ouest. L'unité supérieure du Purcell inférieur, représentée par la formation de Siyeh à l'est, renferme de nombreuses roches carbonatées claires marquées typiquement de structures oolithiques et stromatolitiques et de structures en forme de «molaires»; ces roches carbonatées sont interlitées avec des schistes argileux et des siltstones dans les parties inférieure et supérieure de l'unité. Cette dernière unité constitue la formation de Siyeh des chaînons Purcell et les roches sous-jacentes, dolomies argileuses et silteuses, la formation de Kitchener. La partie supérieure du Purcell, formations de Sheppard et de Gateway inférieure, est composée de grandes quantités de dolomie argileuse et silteuse tandis que les autres roches en concordance au-dessus de ces formations sont des argilites et des quartzites en alternance; ces roches varient du vert et gris au violet et au rouge et présentent des structures sédimentaires de mise en place en eaux peu profondes. Le système de Purcell est traversé par les filons-couches de gabbro de Moyie et est recouvert en discordance par le système de Windermere de l'Hadrynien dans l'ouest et le nord des chaînons Purcell et par diverses formations paléozoïques dans l'est des chaînons Purcell et le sud des Rocheuses.

Dans les *Rocheuses du Nord,* les roches, probablement de l'Hélikien, se divisent en une unité inférieure de roches carbonatées et de quartzite, d'une épaisseur de 1,000 pieds, et en une unité supérieure pélitique de 8,000 pieds (Bell, 1968). L'unité la plus ancienne sise dans le noyau d'un anticlinal, la formation de Chischa, est composée de dolomie aphanitique gris pâle et légèrement colorée, marquée de stromatolites, de fissures de dessication, de rides de plage et de structures en forme de «molaires». Cette dolomie est interstratifiée avec du quartzite près de la base et du sommet de la formation. La formation de Tetsa, constituée de schistes argileux et de siltstones foncés, épais de 1,065 pieds, repose en discordance sur la formation de Chischa. Les roches carbonatées grises de la formation de George sont similaires à celles de la formation de Siyeh du Purcell. La formation de George s'amincit vers le sud-ouest de 1,750 pieds à 1,200 pieds, et est recouverte en contact graduel par la formation d'Henry Creek qui s'épaissit de 700 à 1,500 pieds dans la même direction. La formation d'Henry Creek est constituée de mudstones calcaires gris, de siltstone et de conglomérat à cailloux de roches carbonatées semblables à celles de la formation de George. La formation de Tuchodi est constituée de 5,000 pieds de quartzite feldspathique dur, à patine brune, de siltstone dolomitique et de dolomie argileuse accompagnée d'un peu de schiste argileux versicolore. Les formations supérieures, d'Aida et de Gataga, sont constituées de mudstone et de siltstone à l'aspect général du flysch. La première passe de chamois à gris par intempéries tandis que l'autre a une couleur gris-olive foncé et renferme quelque grès mal triés à granuloclassement vertical. La succession est traversée par des dykes de gabbro et est recouverte, en discordance angulaire, par les formations du Cambrien inférieur et du Silurien. L'Hadrynien et l'Hélikien de la région affleurent dans des structures distinctes.

Dans les *chaînons Ominéca* (Roots, 1954), l'Hélikien peut être inclus dans les strates métamorphisées régionalement du groupe de Tenakihi et du complexe de Wolverine. Les micaschistes à quartz et les quartzites contiennent un peu de conglomérat à blocs de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique d'un diamètre maximal de huit pouces, et présumés dérivés d'une source granitique ou métamorphique. Une partie du complexe métamorphique de Shuswap de la chaîne de Monashee remonte peut-être également à l'Hélikien.

Les roches hélikiennes à proximité de la source de la rivière Redstone-Sud dans les *monts Mackenzie* comprennent apparemment une succession concordante, épaisse de plus de 15,000 pieds (Gabrielse et coll., 1965). L'unité de base d'environ 4,000 pieds repose sur un chevauchement et est formée de schiste argileux gris foncé et vert, en lits régressifs interstratifiés avec du quartzite de grain fin à moyen et avec de faibles quantités de dolomie arénacée patinée orange et chamois. Elle est recouverte par 4,300 pieds de quartzites roses, blancs et violets renfermant de faibles quantités d'ardoise et de dolomie à patine orange sur lesquelles reposent des calcaires et des dolomies stromatolitiques et oolithiques et des dolomies arénacées à patine orange épaisses jusqu'à 6,500 pieds. Dans ces roches carbonatées, s'étend une coulée ou un filon-couche de basalte, épais de 100 pieds ou plus. Par endroits, ces strates de roches carbonatées sont recouvertes de ou sont peut-être les équivalents stratigraphiques de siltstones gypsifères à patine rose épais parfois de 1,100 pieds, et renfermant des minéraux de cuivre disséminés. A l'est de la rivière Keele, des couches de gypse d'une épaisseur supérieure à 100 pieds sont très visibles. Par endroits, les siltstones sont recouverts par 675 pieds de calcaire, de siltstone, d'ardoise et de conglomérat calcaire. Les strates de l'Hélikien dans les monts Mackenzie sont recouvertes, en discordance angulaire, par le groupe de Rapitan de l'Hadrynien ou par le Paléozoïque inférieur.

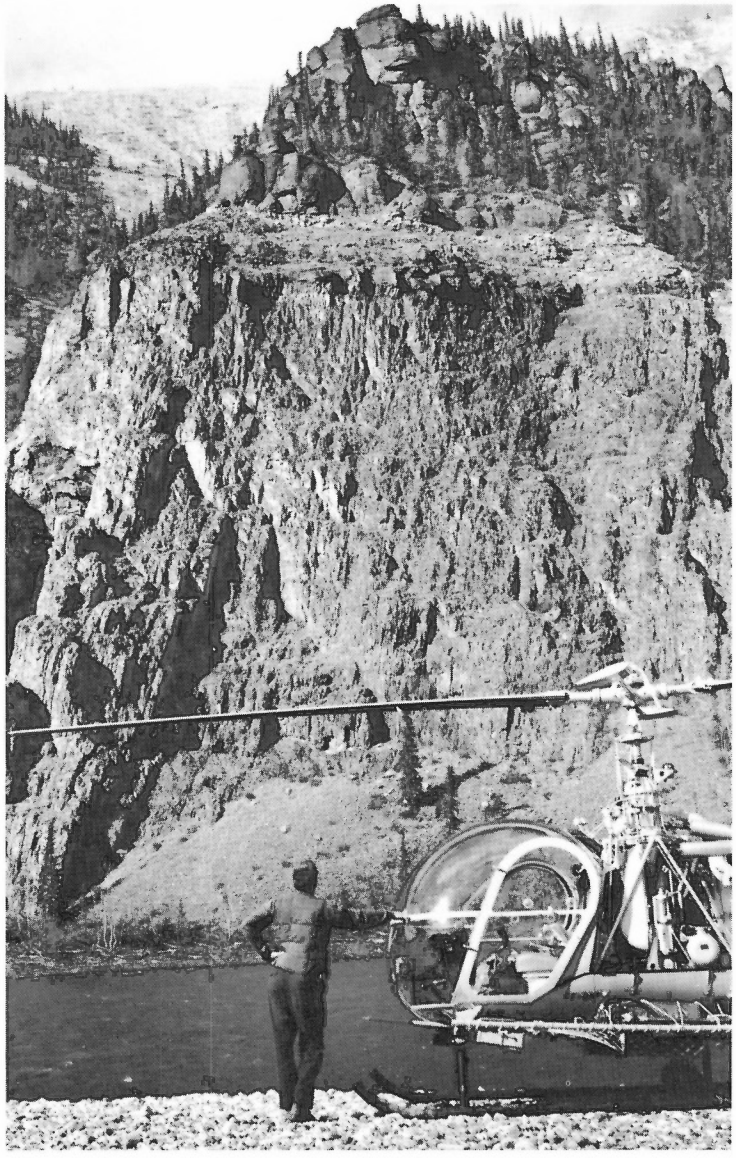


PLANCHE VIII-1. Discordance angulaire dans le nord-ouest de l'arche de Mackenzie, entre les dolomies horizontales du Cambrien supérieur et les phyllades de l'Hélikien à pendage abrupt et à direction est, le long de la rivière Hart dans le nord du Yukon.

Dans les *monts Franklin* (Douglas et Norris, 1963), l'Hélikien est probablement représenté par 4,800 pieds de grès quartzeux et de siltstone gris, microgrenus, interstratifiés avec du schiste argileux pulvérulent rouge et vert olive dans les 3,100 pieds supérieurs et avec de la dolomie cryptocristalline verte et brune dans les 1,700 pieds inférieurs. Cette succession repose sur un chevauchement et est recouverte, en discordance angulaire modérée, par la formation de Lone Land, présumée de l'Hadrynien.

Les roches les plus anciennes en affleurement dans les *monts Ogilvie et le nord de la chaîne de Selwyn et des monts Mackenzie* sont de l'ardoise, de l'argilite et de la phyllade à patine noire, d'une épaisseur probable de plus de 5,000 pieds (Green et Roddick, 1962). Dans la plupart des endroits, les roches sont plissées et cisaillées, phénomènes dus surtout à l'orogenèse du Racklan de l'Hadrynien. La succession de roches carbonatées sus-jacentes, déformées et non métamorphisées, est variable. La séquence la plus complète, dans le sud des monts Ogilvie, consiste en une unité de base d'environ 1,000 pieds d'épaisseur de dolomie gris foncé finement feuilletée, en une unité intermédiaire de dolomie finement litée patinée orange, de schiste argileux noir, de quartzite, de calcaire et d'argilite d'une épaisseur probablement supérieure à 4,000 pieds et en une unité supérieure de dolomie grise massive cherteuse et quartzeuse, épaisse d'environ 2,000 pieds. Vers l'est, dans le nord-ouest de la chaîne de Selwyn, les strates de base de l'Hélikien sont des ardoises et des argilites recouvertes surtout par des dolomies finement litées à patine orange vif. Plus à l'est, dans le nord des monts Mackenzie, les quartzites dominent.

Des strates de l'Hélikien sont présentes dans la partie inférieure du groupe de Tindir du *sud-ouest du plateau de Porcupine*. La dolomie, le calcaire, le quartzite, le schiste argileux et l'ardoise, d'une épaisseur possible de 5,000 pieds, sont recoupés par endroits par des dykes et des filons-couches de diabase. Les strates de ce groupe au-dessus de ces roches sont considérées de l'Hadrynien. La formation de Neruokpuk des *monts Britanniques* est formée d'argilite rouge et verte, de quartzite feldspathique, de schistes argileux et de phyllade. Elle comprend peut-être des roches de l'Hélikien et de l'Hadrynien et peut-être aussi du Paléozoïque inférieur, du fait que des graptolithes du Silurien ont été découverts dans les chaînons Barn et que la formation est recouverte en discordance angulaire par le Mississippien.

Orogenèses du Kootenay-Est et du Racklan

L'orogenèse du Kootenay-Est a mis fin à la sédimentation de l'Hélikien dans le sud du géosynclinal de la Cordillère (White, 1959; Leech, 1962a). Les effets de cette orogenèse ont été le soulèvement, la formation de plis peu prononcés, le basculement, la formation de failles, l'intrusion de granite et le métamorphisme régional du faciès schiste vert et par endroits du faciès sillimanite. Dans le sud-est de la Cordillère, les sédiments de Windermere de l'Hadrynien et les roches du Cambrien inférieur ou moyen reposent en discordance sur les strates de Purcell. La direction des plis dus à l'orogenèse du Kootenay-Est est à peu près parallèle à celle des orogenèses plus récentes. De la muscovite de trois stocks de granodiorite leucocrate, de microgrenue à pegmatitique des chaînons Purcell, a donné au K-Ar de 675, 705 et 745 m.a., tandis que des micas des roches métamorphiques ont donné 710 et 790 m.a. On ignore si ces effets résultent d'une puissante orogenèse beaucoup plus à l'ouest.

L'orogenèse du Racklan a mis fin à la phase miogéosynclinale distinctive de la sédimentation protérozoïque dans la partie orientale du nord géosynclinal de

la Cordillère. Du plissement, du basculement et du soulèvement des roches hélikiennes et de leur déformation le long de failles à bascule, est résultée l'une des discordances les plus remarquables du nord de la Cordillère (pl. VIII-1). Dans le nord de la chaîne de Selwyn, les strates de l'Hélikien forment des plis serrés à direction nord-nord-est et sont recouvertes en discordance par le groupe de Rapitan. Dans les chaînons Taiga du sud du plateau de Porcupine, elles forment des plis serrés est-ouest et sont recouvertes en discordance par des strates cambriennes. Le faible métamorphisme régional des roches argileuses du nord des monts Wernecke et Ogilvie et des chaînons Richardson s'est peut-être produit à cette époque. Dans les monts Mackenzie, il y a eu soulèvement, basculement et formation de failles à bascule après la mise en place des roches hélikiennes. La base du groupe de Rapitan de l'Hadrynien est marquée par une discordance angulaire, sous laquelle le degré de troncature varie beaucoup d'un bloc de faille à un autre. Il est probable que la formation de failles ait été accompagnée de la mise en place de nombreux dykes et coulées mafiques car ces roches constituent une grande proportion des blocs des conglomérats de Rapitan.

Hadrynien (Protérozoïque supérieur)

Résumé tectonique

Une succession épaisse de roches de l'Hadrynien, à prédominance clastique et sédimentaire, se prolonge presque sans interruption dans la partie orientale du géosynclinal de la Cordillère (fig. VIII-2). Les sédiments sont d'origine marine, formés en eaux peu profondes, et sont probablement en partie des dépôts miogéosynclinaux, du fait qu'ils flanquent une masse cratonique de roches cristallines hudsoniennes à restes d'un manteau sédimentaire de l'Hélikien. Dans le sud, la région source était la partie sud du géanticlinal de Purcell, soulevée lors de l'orogenèse du Kootenay-Est, et une partie est originaire de l'est, telle que le font présumer les traits sédimentaires du groupe de Miette qui montrent un transport vers l'ouest. Par endroits, une partie provient d'escarpements de failles, notamment les conglomérats de la formation de Rapitan du nord des monts Wernecke et Mackenzie. Les grès grossiers et les conglomérats à cailloux, si répandus dans le nord du géosynclinal de la Cordillère, renferment d'abondants feldspaths potassiques et révèlent des régions sources à roches granitiques ou métamorphiques. Les travaux futurs détermineront si la région source était surtout le craton vers l'est, ou une zone cristalline vers l'ouest soulevée à la suite des orogenèses du Racklan et du Kootenay-Est.

Géosynclinal de la Cordillère

Plusieurs milliers de pieds de basalte amygdaloïde de schiste argileux, de tuf, de conglomérat, de formation ferrifère, de dolomie et de calcaire, probablement de l'Hadrynien, constituent la partie supérieure du groupe de Tindir dans le *sud-ouest du plateau de Porcupine* (Mertie, 1933). Dans les *monts Ogilvie,* des roches, peut-être corrélatives, sont formées de conglomérats grossiers, épais de 300 à 2,000 pieds, recouverts de schiste argileux foncé et de grès en plaques épais de 1,300 pieds.

Le groupe de Rapitan dans les *monts Mackenzie* (Gabrielse et coll., 1965) est constitué essentiellement de roches clastiques feldspathiques microgrenues, à patine foncée, d'une épaisseur possible de 5,000 pieds. De la formation ferrifère stratifiée à chert-hématite et du conglomérat et du mudstone conglomératique mal triés constituent la partie inférieure. Les sédiments tufacés sont répandus et des coulées volcaniques sont présentes en plusieurs endroits. Aux environs de la source de la rivière Redstone, deux discordances divisent le groupe de Rapitan en trois unités, la discordance inférieure étant très angulaire par endroits: l'unité inférieure, épaisse de 0 à 1,285 pieds, est constituée de mudstone brun rougeâtre, marron et vert, de mudstone conglomératique et de formations ferrifères; l'unité intermédiaire, épaisse entre 1,215 et 2,705 pieds, est constituée de mudstone conglomératique gris verdâtre ou gris foncé, tandis que l'unité supérieure, d'une épaisseur de 1,870 à 3,845 pieds, comprend des schistes argileux foncés, des siltstones et des grès microgrenus. Le groupe de Rapitan est recouvert en discordance de grès dolomitiques patinés orange et de dolomies arénacées, d'une épaisseur maximale de 2,500 pieds. Le niveau supérieur de cette formation non dénommée est formé de dolomie très répandue, à patine chamois, épaisse de moins de 100 pieds et, par endroits, une coulée de basalte, de 70 pieds d'épaisseur, repose juste au sommet. La formation supérieure de ce groupe est une succession distinctive de nature régressive de schiste argileux, de grès et de siltstone patinés foncés, épais de 2,000 à 3,000 pieds.

Dans les *monts Franklin*, la formation de Lone Land, de 965 pieds, est constituée de schiste argileux gris et d'une unité basale de grès conglomératique ferrugineux et quartzeux de 200 pieds, en discordance angulaire sur les roches de l'Hélikien, et recouverte aussi en discordance angulaire, par le Cambrien inférieur.

De vastes régions dans la *chaîne de Selwyn* et dans le *nord des Rocheuses* (Bell, 1968) sont recouvertes d'une épaisse séquence de sédiments clastiques impurs constitués surtout d'argilite, de phyllade, d'ardoise et de siltstone; elles sont toutefois caractérisées par des couches de grès feldspathiques grossiers ou de conglomérat à cailloux feldspathiques et par la présence d'ardoises de couleur marron, verte et rouge associées à de faibles quantités de calcaire dans la partie supérieure. Ces roches, connues dans la région comme l'«unité de grès grossier», sont semblables aux strates de Kaza, de Miette et de Windermere du sud de la Cordillère. On n'a pas encore observé la base de la succession et un peu partout il n'apparaît pas de rupture bien définie avec les strates du Cambrien inférieur.

Les roches les plus anciennes en affleurement dans la *chaîne des Cassiars* (Gabrielse, 1963) sont celles du groupe de Good Hope, formé de roches de l'«unité de grès grossier» recouvertes par plusieurs milliers de pieds de calcaires très lités, localement pisolithiques et oolithiques et renfermant généralement des particules de ferrodolomie. Les strates au sommet du groupe sont des calcaires arénacés à stratification entrecroisée, des grès calcaires, des schistes argileux et des ardoises de couleur rouge et verte, recouvertes en concordance apparente par le Cambrien inférieur.

Dans les *chaînons Cariboo*, le groupe de Kaza de grès quartzeux et feldspathique, de grès grossier et de phyllade, est recouvert par la formation argileuse d'Isaac, recouverte par le calcaire de Cunningham (Sutherland Brown, 1957). Les calcaires, cartographiés comme les calcaires de Cunningham, forment trois zones, les deux de l'ouest convergent le long d'une faille. Seul le calcaire central renferme des fossiles et, où les relations stratigraphiques semblent claires, le calcaire fossilifère repose à plus de 4,500 pieds au-dessus du calcaire non fossilifère. Ainsi donc, les zones orientale et occidentale de calcaire peuvent correspondre, soit au Cambrien inférieur non fossilifère, soit au niveau de roches carbonatées du sommet du groupe de Miette de l'Hadrynien dans les Rocheuses (Campbell, 1967).

Dans les *chaînons Purcell et la partie la plus occidentale des Rocheuses,* la formation de Toby constitue la base du Windermere. Son épaisseur extrêmement diverse atteint jusqu'à 2,000 pieds. Sa lithologie est très variable, elle est une brèche ou un conglomérat à rapport variable entre matrice et fragments. A proximité du sillon des Rocheuses, on trouve au sommet de la formation des blocs de granite gneissique d'un diamètre jusqu'à 2 pieds. Reesor (1957) a conclu que la région source de ce matériau était proche, probablement de roches archéennes maintenant ensevelies sous la couverture paléozoïque des Rocheuses. J. F. Walker croyait que la formation était un dépôt de cône alluvial, mais selon H. M. A. Rice, elle a été mise en place le long du rivage d'une mer, qui a submergé rapidement une vaste aire en affaissement, et elle résulte du remaniement de dépôts meubles de surface. La formation de Toby est recouverte en concordance par le groupe de Horsethief Creek. L'unité de base, épaisse de 3,000 pieds, est surtout formée de grès grossier feldspathique et quartzeux, de grès et d'un peu de conglomérat à cailloux de quartz versicolore. L'unité de base est recouverte d'ardoise grise, verte ou violacée, d'une épaisseur de 1,000 pieds, puis de 650 pieds de calcaire. L'unité au sommet est formée de 0 à 1,000 pieds d'ardoise et de quartzite. Le groupe s'épaissit vers l'ouest, devient généralement à grains plus fins et contient davantage de roches carbonatées dans la chaîne de Selkirk et dans le nord des chaînons Purcell et des monts Dogtooth (Reesor, 1957). Au sud-ouest du lac Kootenay, la formation d'Irene repose en concordance sur la formation de Toby. La formation d'Irene se compose de roches vertes andésitiques, cisaillées, à grains fins, contenant des intercalations de conglomérat et de calcaire. De grandes épaisseurs de brèches et de petites quantités de tuf calcaire peuvent être présentes par endroits.

Dans le *sud des Rocheuses,* le groupe de Miette a une unité de base, épaisse de 3,000 pieds, formée d'argilite et de grès argileux, sous-jacente à 2,000 pieds de grès, de grès grossier, de conglomérat et d'argilite, recouverts par 3,000 pieds d'argilite et par endroits au sommet, par un carbonate, épais de 0 à 1,000 pieds (Mountjoy, 1962). Les formations d'Hector et de Corral Creek, plus au sud, sont de lithologie semblable à celle des groupes de Miette et de Horsethief Creek.

Des roches de l'Hadrynien se trouvent peut-être dans les roches métamorphisées régionalement des groupes de Yukon et d'Horseranch et dans les complexes de Wolverine et de Shuswap.

LE PALÉOZOÏQUE

Cambrien

Résumé tectonique

Le Cambrien inférieur (fig. VIII-4) se limite au géosynclinal de la Cordillère et est généralement plus épais dans les dépressions linéaires adjacentes au craton. Il appartient au faciès miogéosynclinal. D'épaisses couches d'orthoquartzite et de conglomérat, étendues et recouvertes de calcaire, souvent à archæocyathidés, passent graduellement vers l'ouest à des schistes calcaires et à des calcaires argileux plus minces. Les orthoquartzites de la dépression de l'Alberta sont par endroits de nature feldspathique et proviennent des roches cristallines hudsoniennes du craton ou, peut-être, de son ancienne couverture hélikienne. Leur maturité en rapport avec les roches clastiques sous-jacentes de Windermere avec lesquelles elles sont peut-être en concordance par endroits, suggère une diminution de relief et une stabilité tectonique générale du craton dès le début du Cambrien inférieur et tout au cours de cette période. La dépression d'Eager à direction nord-est, limitée peut-être au sud-est par la faille Moyie, sépare l'arche de Purcell d'un bloc émergeant au sud (Montania). Du grès quartzeux et du conglomérat dérivés de soulèvements de terrains adjacents transgressent sur l'arche et reposent en discordance sur les strates de Purcell et de Windermere. Dans la dépression de Lardeau, le Cambrien inférieur atteint une épaisseur de

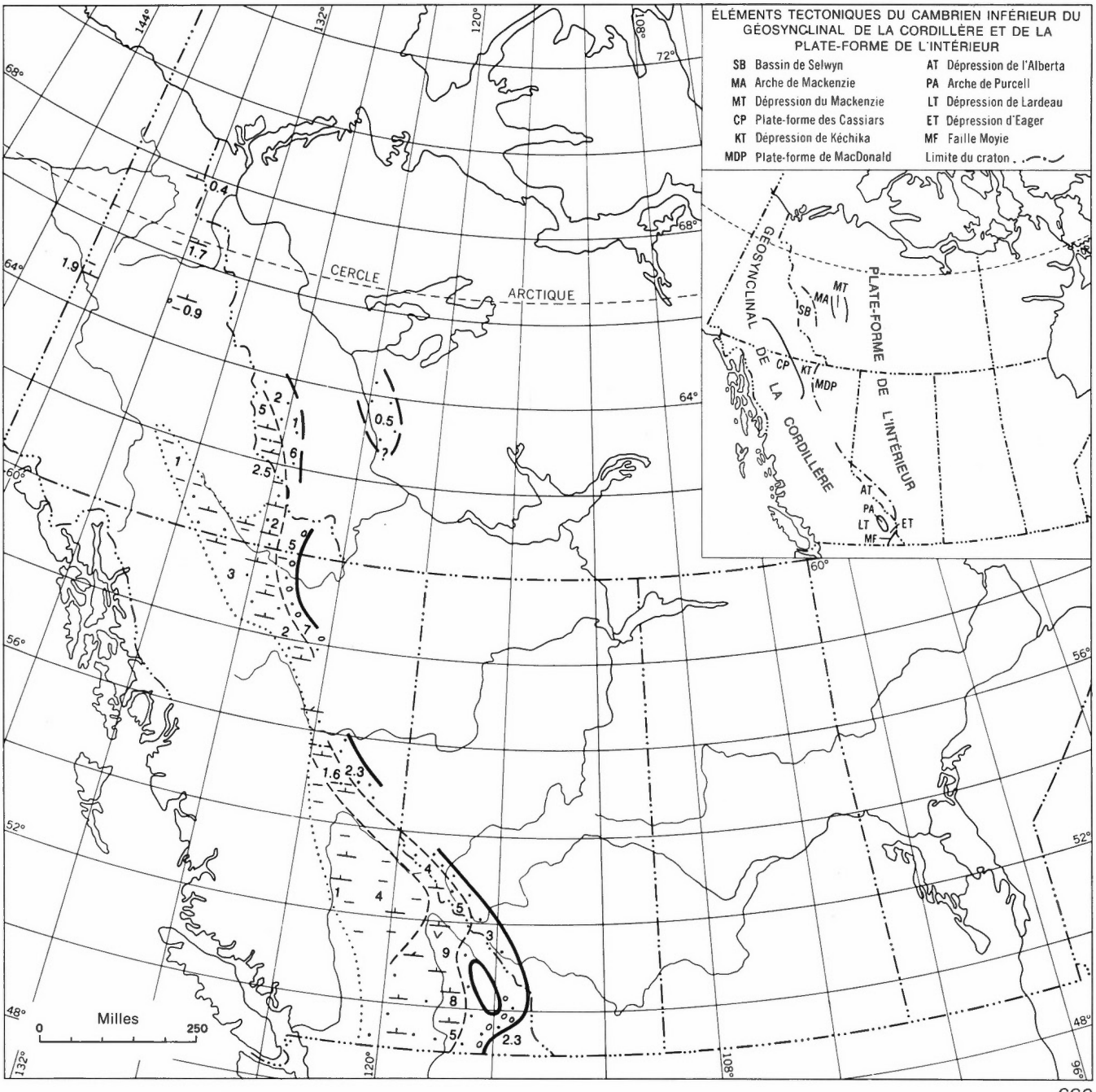
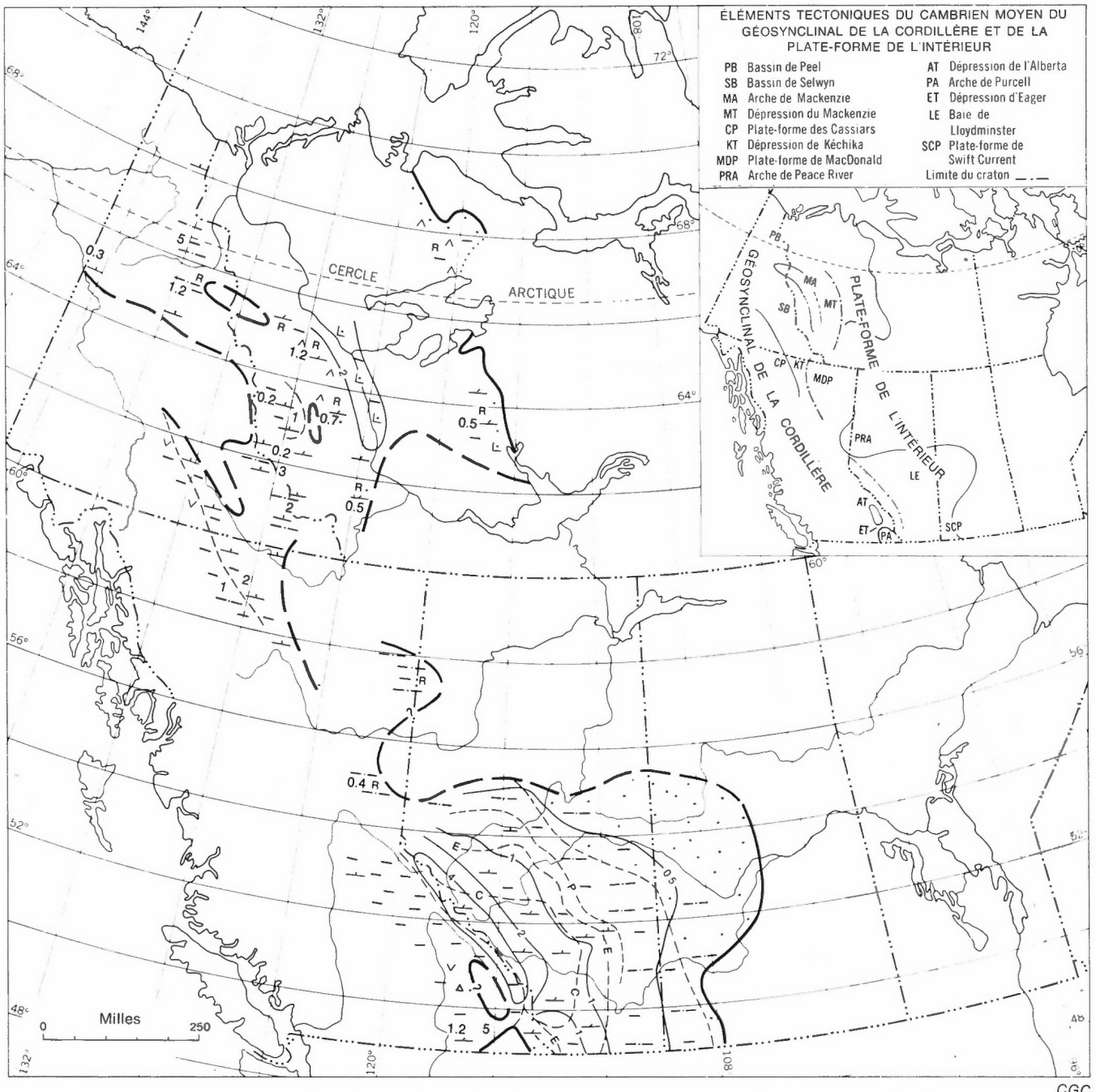


FIGURE VIII-4. Sédimentation et tectonisme du Cambrien inférieur dans l'Ouest du Canada.



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Grès
- Grauwacke
- Roches volcaniques
- Siltstone
- Schiste argileux
- Calcaire
- Dolomie
- Anhydrite
- Sel
- Couches rouges
- Limite de sédimentation
- Limite de formation tronquée
- Limite de faciès
- Formation de Pika
- Formation d'Eldon
- Formation de Cathedral
- Limite des affleurements
- Courbes isopaques (milliers de pieds)
- Épaisseur (milliers de pieds)

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires de la plate-forme de l'Intérieur et les régions où le Cambrien moyen est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

FIGURE VIII-5. Sédimentation et tectonisme du Cambrien moyen dans l'Ouest du Canada.

9,000 pieds et renferme des intercalations de roches pyroclastiques et de roches basiques en coulées.

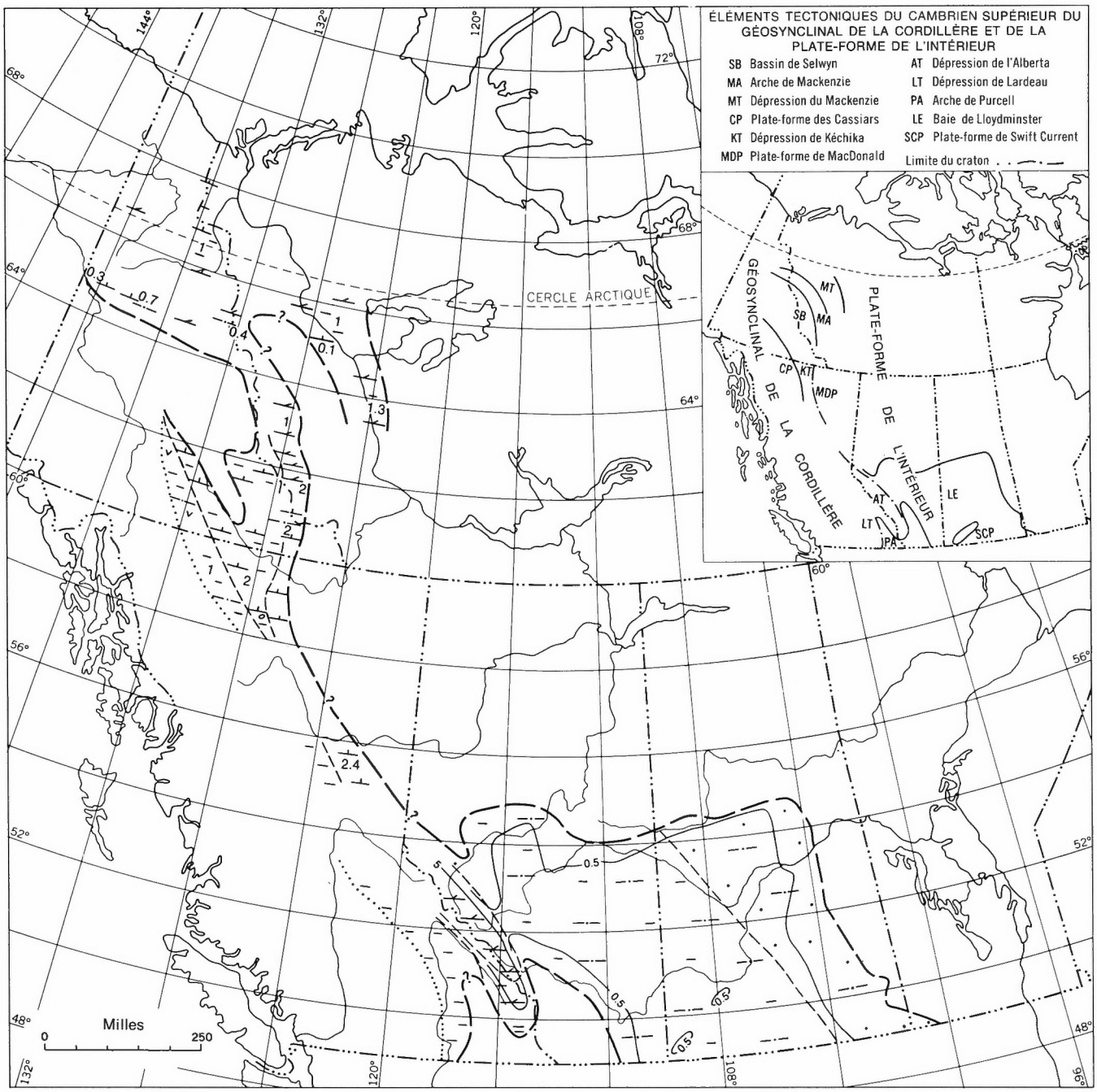
Plusieurs éléments tectoniques du nord du géosynclinal de la Cordillère, bien qu'ils soient mieux développés au cours des périodes ultérieures, semblent avoir été fixés au début du Cambrien. Un homoclinal incliné vers l'ouest, formé de sédiments hélikiens, semble avoir été la région source des conglomérats polymictiques sur le flanc ouest et de la plate-forme de MacDonald. Le soulèvement était borné, du moins en partie, par des failles actives au cours du dépôt. L'orthoquartzite et le calcaire d'eaux peu profondes déposés sur la plate-forme des Cassiars font contraste avec les sédiments épais d'eaux profondes à prédominance pélitique de l'est du bassin de Selwyn; ces roches passent graduellement vers l'est en les grès et les roches carbonatées d'eaux peu profondes du flanc ouest de l'arche de Mackenzie. Ces roches pélitiques sont absentes sur cette arche, du fait qu'elles convergent et qu'elles ont été tronquées postérieurement au Cambrien. Du calcaire à *Olenellus* se trouve dans le bassin de Peel, et des orthoquartzites recouverts de schistes argileux vert, dans la dépression de Mackenzie. Ces strates reposent en discordance sur le Protérozoïque.

Les roches sédimentaires du Cambrien moyen (fig. VIII-5) dans le sud du géosynclinal de la Cordillère reposent en concordance sur le Cambrien inférieur dans les dépressions fortement affaissées de Lardeau et de l'Alberta, et recouvrent des parties de l'arche de Purcell et la bordure affaissée du craton. Dans la dépression de Lardeau, il s'est formé des dépôts de schiste argileux, de minces couches de calcaire et de quartzite, et des intercalations de laves en coussins basiques et de roches pyroclastiques. Dans la dépression de l'Alberta, plusieurs milliers de pieds de roches carbonatées passent graduellement vers l'ouest en de fortes épaisseurs de schistes et calcaire argileux qui, à leur tour, passent vers l'ouest en des épaisseurs moindres de roches carbonatées sus-jacentes en discordance au Protérozoïque le long de la bordure orientale de l'arche de Purcell. Du schiste argileux s'est probablement déposé dans la dépression d'Eager; le terrain au sud est recouvert en partie de minces strates de grès, de schiste argileux et de dolomie, débordant de l'est et bordée à l'ouest par de minces couches de roches carbonatées. A l'est de la charnière prononcée délimitant le craton (fig. VIII-7), les roches du Cambrien moyen occupent la baie de Lloydminster, une vaste dépression à direction nord-est au sein de laquelle les roches carbonatées passent graduellement vers l'est en schiste argileux et en siltstone et en conglomérat et grès de base débordant. La dépression est à peu près parallèle au grain du socle cristallin hudsonien et est bordée au sud-est par la plate-forme de Swift Current et au nord-ouest par l'arche de Peace River. De minces grès et siltstone argileux du Cambrien supérieur (fig. VIII-6) recouvrent les roches cristallines du Cambrien moyen et du Précambrien de la plate-forme de Swift Current. Ils s'étendent jusqu'à des bordures tronquées et sont profondément érodés par le soulèvement postérieur à l'Ordovicien inférieur le long de la bordure du craton qui se transformera ultérieurement en l'arche de l'Alberta. On trouve d'épaisses successions litées de roches carbonatées dans la dépression de l'Alberta dont la partie supérieure est interdigitée vers l'ouest avec du schiste argileux tandis que la partie inférieure, plus continue vers l'ouest, s'unit aux roches carbonatées de la fin du Cambrien moyen le long du flanc oriental de l'arche de Purcell.

Le centre du craton ne renferme aucun dépôt de roches du Cambrien moyen et supérieur. De minces schistes argileux non datés reposent à l'ouest et au nord de l'arche de Peace River, mais on ignore toutefois si une dépression de sédimentation a existé entre le craton et la plate-forme de MacDonald, où sont absentes les roches du Cambrien moyen et supérieur, à la limite des dépressions de Mackenzie et de l'Alberta. Dans le sud de la dépression de Kéchika, de la phyllade calcaire et des calcaires argileux épais passent graduellement vers l'ouest en des phyllades calcaires et des schistes argileux foncés sur la plate-forme des Cassiars. D'épaisses successions de roches carbonatées s'étendent le long des flancs sud et ouest de l'arche de Mackenzie. Le long de la charnière de cette arche, le Cambrien supérieur et le Cambrien moyen sont absents par endroits, par suite de la troncature antérieure à l'Ordovicien supérieur. Le Cambrien moyen sur l'arche est formé d'une faible épaisseur de schistes argileux, du faciès couches rouges, de dolomie arénacée et de gypse contenant du grès et du conglomérat dans l'ouest où il est recouvert en discordance par des calcaires du Cambrien supérieur qui s'épaississent vers le nord et se transforment en calcaire et en schiste argileux dans le bassin de Peel. Dans la dépression de Mackenzie, le Cambrien moyen est surtout formé de sel et le Cambrien supérieur, de dolomie. Un faciès de couches rouges non datées borde le Bouclier canadien, mais il est absent sur l'arche de Coppermine. A l'est de l'arche, les roches datent du Cambrien moyen.

Cambrien inférieur

Dans les *chaînons Richardson,* R. M. Proctor décrit des calcaires gris bien lités à *Olenellus* d'une épaisseur de 1,200 pieds. Ces calcaires semblent recouverts en concordance de roches probablement du Cambrien moyen, mais à la base les roches n'affleurent pas (Brabb, 1967). Du calcaire et un conglomérat calcaire d'une épaisseur inférieure à 1,000 pieds affleurent le long de la frontière de l'Alaska, au nord du fleuve Yukon. Ces roches sont recouvertes par 900 pieds d'argilite, de siltstone et de faibles quantités de quartzite et de calcaire arénacé partiellement, du début du Cambrien. Dans le nord des *monts Wernecke,* environ 900 pieds de calcaire à granules sphériques, intercalé de grès et de conglomérat patinés rouge par intempérisme, reposent en discordance sur l'Hélikien. Dans les *monts Franklin,* 500 pieds de grès quartzeux blanc microgrenu de la formation de Mount Clark reposent en discordance angulaire sur les strates du Protérozoïque et sont recouverts en concor-



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

Conglomérat . . . . . o
Siltstone . . . . . —·—
Schiste argileux . . . . . —
Roches volcaniques v
Calcaire . . . . . ⊥
Dolomie . . . . . ⊥

Limite de formation tronquée . . . . . ⌒
Limite de faciès . . . . . ⌒
Limite des affleurements . . . . . ⌒
Courbes isopaques (milliers de pieds) . . 0.5
Épaisseur (milliers de pieds) 0.4

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Cambrien supérieur est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

CGC

FIGURE VIII-6. Sédimentation et tectonisme du Cambrien supérieur dans l'Ouest du Canada.

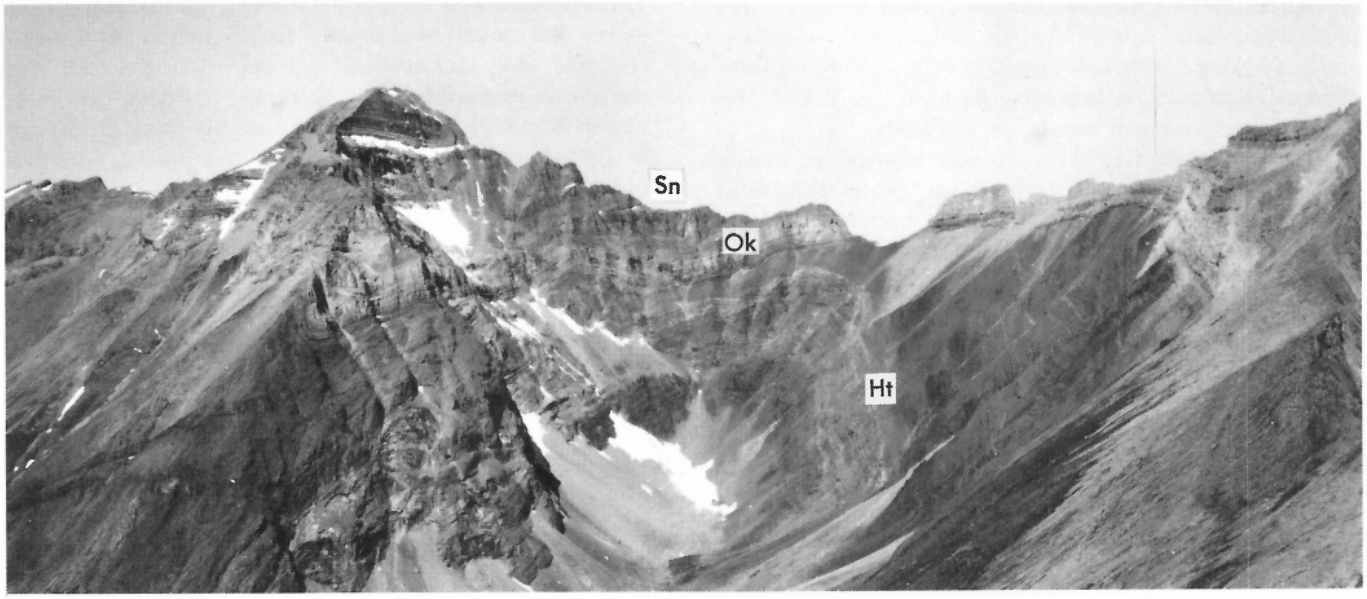


PLANCHE VIII-2. Discordance angulaire sur la plate-forme de MacDonald, entre l'Ordovicien et l'Hélikien, mont Yedhe, à proximité de la route de l'Alaska dans le nord des Rocheuses (C.-B.). Vue vers le nord-ouest le long de l'axe de l'anticlinal façonné lors de l'orogenèse du Racklan. Sn: formation de Nonda du Silurien; Ok: groupe de Kechika de l'Ordovicien inférieur; Ht: formation de Tuchodi de l'Hélikien.

dance par 200 pieds de schistes argileux gris, verts et rouges de la formation de Mount Cap.

Le Cambrien inférieur atteint une puissance de 6,000 pieds dans l'est de la *chaîne de Selwyn* et dans l'ouest des *monts Mackenzie* (Gabrielse et coll., 1965), mais il décroît vers l'est jusqu'à disparaître par suite d'un amincissement du dépôt sur l'arche de Mackenzie et de la troncature sous la discordance régionale à la base des roches du Cambrien moyen. Dans l'ouest des monts Mackenzie, le Cambrien inférieur est surtout composé de grès, mais il renferme également un peu de conglomérat à cailloux, de siltstone et de schiste argileux. La base est probablement une discordance régionale marquée d'une faible discordance angulaire. Dans le nord-est de la chaîne de Selwyn, les calcaires, la dolomie, la dolomie arénacée, les grès et l'argilite à patine caractéristique chamois, mauve, crème et brune, ont une épaisseur de 1,600 à 3,200 pieds. Dans le sud-est de la chaîne de Selwyn, la succession du Cambrien inférieur est formée de siltstone calcaire et calcaire impur épais de 200 pieds, de 200 pieds de calcaire, de grès et de dolomie arénacée et silteuse, épaisse de 2,000 pieds et de dolomie silteuse et arénacée à patine orange de 1,000 pieds d'épais (Blusson, 1968). Certains endroits de la partie supérieure du niveau sous les strates à patine orange renferment des brèches et coulées volcaniques basiques épaisses de 200 pieds.

Dans les *monts Pelly* et la *chaîne des Cassiars,* le groupe d'Atan du Cambrien inférieur est constitué à la base de grès ou de quartzite de 1,000 à plus de 2,000 pieds d'épaisseur; l'unité intermédiaire est du schiste argileux épais de 150 pieds et l'unité supérieure est du calcaire d'environ 1,500 pieds d'épaisseur (Gabrielse, 1963). Les calcaires sont en général massifs, relativement purs, partiellement en sphérules, et à d'abondants archæocyathidés bien préservés. Les strates du groupe d'Atan sont en concordance structurale avec les roches sous-jacentes du Protérozoïque et avec celles de la succession sus-jacente du Cambrien moyen ou supérieur.

Dans le *nord des Rocheuses,* on trouve une succession diverse de roches clastiques et carbonatées, selon G. C. Taylor, épaisse de plus de 5,000 pieds par endroits. Dans l'est, les roches à la base de cette succession sont en discordance angulaire prononcée (pl. VIII-2) avec des roches de base de la succession hélikienne, tandis qu'à quelques milles à l'ouest il n'apparaît aucune lacune stratigraphique entre les strates du Cambrien et de l'Hadrynien. D'épais conglomérats grossiers patinés rouge à cailloux de quartzite, de dolomie et de roche verte, sont interstratifiés avec du grès, du schiste argileux et du calcaire argileux et passent graduellement vers l'ouest en ces roches. Le conglomérat est adjacent à des failles à direction nord-est et nord-ouest au flanc ouest de la plate-forme de MacDonald et indique un développement de failles au cours du Cambrien inférieur. Dans le chaînon Terminal à l'ouest, dans une succession de schiste argileux et de grès calcaire, repose une vaste étendue de conglomérat, épaisse de 50 pieds, à plaques de calcaire à archæocyathidés. On rencontre aussi par endroits des conglomérats polymictiques grossiers relativement peu importants dans les calcaires et les dolomies immédiatement à l'est du sillon des Rocheuses. Les calcaires reposent sur du grès et l'aspect général de la succession ressemble à celui de la chaîne des Cassiars, exception faite de la présence de dolomies arénacées et oolithiques bien litées. Dans le sud des Rocheuses, dans

la dépression de l'Alberta, une succession jusqu'à 7,000 pieds d'épaisseur, de quartzite, de conglomérat, de schiste argileux et de calcaire, constitue le groupe de Gog (Aitken, 1968). Un calcaire, la formation de Mural, se trouve près du sommet et s'amincit vers le sud et l'est.

Des strates du Cambrien inférieur reposent en masses isolées et dans des blocs de faille, et font partie de sections épaisses du Paléozoïque inférieur au nord-ouest de la faille Moyie dans les *chaînons Purcell* et au nord de la faille Dibble Creek dans les monts Hughes, à l'est du sillon des Rocheuses. La formation de Cranbrook à la base est formée de quartzite et d'un conglomérat quartzitique, et repose en discordance sur les diverses unités du système de Purcell. Au nord-ouest de la faille Moyie, elle renferme des fragments grossiers de la formation de Creston. Environ 20,000 pieds de roches ont été érodés de l'arche de Purcell antérieurement à son recouvrement par la formation de Cranbrook, laquelle a débordé vers l'ouest à partir de la dépression de l'Alberta et, vers le nord, à partir de la dépression d'Eager (Reesor, 1957). La formation de Cranbrook comprend par endroits une unité intermédiaire de géobertite. La formation d'Eager sus-jacente renferme des fossiles de la fin du Cambrien inférieur dans la partie inférieure. Son épaisseur atteint probablement plus de 6,000 pieds à proximité de Cranbrook, ce qui indique qu'un affaissement marqué s'est produit dans la dépression d'Eager au Cambrien. Toutefois, au sud des failles Moyie et Dibble Creek, le Cambrien inférieur est absent et le Dévonien supérieur repose en discordance sur le Purcell, bien que localement, au sud de la faille Dibble Creek, reposent quelques couches du Cambrien moyen. La troncature rapide vers le nord-ouest des strates de Purcell, sous la discordance antérieure au Cambrien (Norris et Price, 1966) et la présence de débris grossiers dans le Cambrien inférieur, à proximité de la faille Moyie, révèlent que la dépression d'Eager était probablement bordée par un bloc soulevé (Montania) au début du Cambrien.

Dans la *chaîne de Selkirk* et dans l'*ouest des chaînons Purcell,* le groupe d'Hamill repose généralement en contact graduel et en concordance sur le groupe de Horsethief Creek. On n'a trouvé qu'à un seul endroit des fossiles dans le groupe d'Hamill, dans les monts Dogtooth, dans les 20 pieds supérieurs où reposaient les *Callavia* du milieu du Cambrien inférieur. La délimitation de la base du Cambrien dans cette région et dans la région métamorphique adjacente présente donc des difficultés. La base du groupe d'Hamill est utilisée plutôt que, alternativement, la première discordance sous les fossiles cambriens qui seraient, dans le cas présent, la base du système de Windermere rattaché à l'Hadrynien. Dans les monts Dogtooth, le groupe d'Hamill est constitué de deux formations de quartzite séparées par une unité argileuse. Ce groupe s'amincit vers le sud-est, vers l'arche de Purcell, de 4,000 à 1,500 pieds et recouvre le groupe de Horsethief Creek en discordance d'érosion. Le groupe d'Hamill repose en concordance sous la formation de Donald constituée de 1,500 pieds de grès, de schiste argileux, de calcaire et d'au moins une coulée de basalte. La formation de Donald renferme des archæocyathidés, des *Olenellus* et des *Bonnia.* A proximité du lac Kootenay, les deux tiers inférieurs du groupe d'Hamill, formations de Quartzite Range et de Mount Gainer, sont constitués surtout d'orthoquartzite en strates épaisses, généralement à stratification entrecroisée, renfermant par endroits du plagioclase sodique et du feldspath potassique. Dans le nord de la chaîne de Selkirk, le groupe renferme d'abondantes coulées de roches vertes, de brèche et de tuf et de rares couches de conglomérat quartzitique étiré. Le tiers supérieur du groupe, formations de Reno et de Marsh Adams, est formé de minces strates et renferme une forte quantité de sédiment argileux. Le groupe d'Hamill est recouvert en concordance par la phyllade et le calcaire de la formation de Mohican (Fyles et Eastwood, 1962), puis par le calcaire à archæocyathidés de la formation de Bashot. Les couches équivalentes à archæocyathidés de la formation de Laib dans la région de Salmo sont aussi des calcaires (Little, 1960). Le groupe s'épaissit vers l'ouest et passe d'environ 4,000 pieds dans le nord des monts Dogtooth à environ 8,000 pieds dans la chaîne de Selkirk, mais il s'amincit vers l'ouest et passe de 4,500 pieds dans la région du lac Kootenay, à 2,000 pieds à 30 milles au sud-ouest à proximité de la frontière internationale.

La présence et l'épaisseur du groupe d'Hamill dans le complexe métamorphique de Shuswap restent incertaines, mais il est probablement représenté par du quartzite très déformé et relativement pur (Wheeler, 1965). Le quartzite s'amincit vers le nord-ouest et semble être représenté dans les *chaînons Cariboo* par le quartzite de Yanks Peak, de 600 pieds d'épaisseur dans le sud-est et de 1,600 pieds dans le nord-ouest. Le quartzite de Yanks Peak repose sous 500 pieds de schistes argileux de la formation de Midas recouverts à leur tour par du calcaire à archæocyathidés semblable à celui de la formation de Mural du groupe de Gog des Rocheuses. Le quartzite de Yanks Peak, probablement une langue de quartzite du groupe de Gog, repose sur 2,500 pieds de schiste argileux de la formation de Yankee Belle sus-jacente au calcaire de Cunningham (Campbell, 1967).

Dans les *chaînons Ominéca,* le calcaire à archæocyathidés a été inclus dans le groupe d'Ingenika, tout comme l'orthoquartzite d'âge probable du début du Cambrien (Roots, 1954). Le reste de la partie inférieure du groupe, formé de grès grossier, de quartzite, de phyllade et de schiste cristallin, est très semblable au groupe de Horsethief Creek et présumé de l'Hadrynien.

Cambrien moyen et supérieur

Dans le *sud des chaînons Richardson,* environ 5,000 pieds de calcaire en plaques et noduleux, de siltstone et de schiste argileux, probablement en majorité du Cambrien moyen, sont recouverts par plus de 1,200 pieds d'argilite et de calcaire en plaques caractérisés dans la partie infé-

rieure par une faune du Dresbachien du Cambrien supérieur. Le long de la frontière de l'Alaska au nord du fleuve Yukon, le Cambrien moyen est représenté par la partie supérieure d'une succession, de 900 pieds d'épaisseur, d'argilite, de siltstone et d'un peu de quartzite et de calcaire arénacé recouverts par 400 pieds de calcaires et de conglomérats calcaires, en partie du Cambrien supérieur. Dans les *chaînons Taiga et les monts Wernecke,* les dolomies et les calcaires patinés chamois et bien lités du Cambrien moyen et supérieur ont une épaisseur de 1,000 à 2,000 pieds et recouvrent des roches protérozoïques suivant une discordance régionale.

Dans les *monts Franklin,* le Cambrien moyen est probablement représenté par du sel et des schistes argileux verts, rouges et gris de la formation de Saline River. Le puits n° 1 de l'*Imperial Vermillion Ridge* traverse une épaisseur de 2,783 pieds de ces roches. H. G. Bassett estime que la formation de Franklin Mountain date de la fin du Cambrien. Cette formation est constituée de 1,300 pieds de dolomie terne et microgrenue, patinée brun pâle par intempérisme et d'une faible quantité de schiste bigarré. Le groupe de McDougall dans le *nord des monts Mackenzie,* épais d'environ 1,000 pieds, est formé de schistes argileux et de grès verts, bruns et marron renfermant du gypse et du calcaire gris dans la partie supérieure. Un seul fossile du Cambrien moyen ou supérieur a été trouvé dans cette formation sus-jacente en discordance régionale sur les quartzites du groupe de Katherine, de l'Hélikien (Hume, 1954).

Sur une grande superficie de l'*ouest des monts Mackenzie,* les strates du Cambrien moyen recouvrent des roches plus anciennes suivant une discordance régionale. Leur répartition et leur épaisseur sont aussi fortement influencées par une grande discordance régionale à la base du Cambrien supérieur. A proximité de la source de la rivière Redstone, la succession du Cambrien moyen englobe des calcaires argileux, des siltstones et des schistes argileux, de caractère régressif, finement lités, épais de près de 1,500 pieds, et en concordance structurale avec les grès sous-jacents du Cambrien inférieur. Au sud-est du mont Sekwi, la succession du Cambrien moyen n'a que quelques centaines de pieds d'épaisseur. On a recueilli en plusieurs endroits des fossiles du Franconien dans les strates à la base de la succession au-dessus de la discordance. Du grès dolomitique ou du grès à patine gris argent bien visible, épais de plus de 300 pieds par endroits, reposent à la base de la succession du Cambrien supérieur, ou à proximité. Ces grès sont recouverts par plusieurs centaines de pieds de dolomie et de calcaire à patine chamois et orange, recouverts en concordance par les strates de l'Ordovicien inférieur. Les roches du Cambrien supérieur sont tronquées vers l'est sur l'arche de Mackenzie sous la discordance régionale à la base de l'Ordovicien supérieur.

Dans le *sud-ouest des monts Mackenzie,* au nord-est de la rivière Nahanni-Sud, les roches du Cambrien moyen et supérieur (?), patinées chamois par intempérisme, sont des siltstones dolomitiques, des dolomies silteuses, et des calcaires et des dolomies stromatolitiques, d'au moins 1,500 pieds et recouverts par au moins 600 pieds de dolomies et de calcaires massifs de la fin du Cambrien (Gabrielse et coll., 1965).

Environ 2,000 pieds de calcaire silteux bien stratifié du Cambrien moyen reposent dans l'*est de la chaîne de Selwyn* à proximité du grand méandre de la rivière Nahanni-Sud; ce calcaire s'amincit en biseau vers le sud jusqu'à disparaître sous les strates du Cambrien supérieur (Franconien). Les roches à la base du Cambrien supérieur sont des grès à patine marron, épais de 200 pieds et recouverts par des roches carbonatées patinées grises et également du Cambrien supérieur; elles passent graduellement vers le haut en les roches carbonatées de l'Ordovicien inférieur. A proximité de la mine Canada Tungsten et vers le sud, des calcaires silteux du Cambrien moyen et supérieur (?) et de l'Ordovicien inférieur ont une épaisseur supérieure à 4,000 pieds, et sont généralement argileux dans la partie supérieure. La base de la succession est caractérisée par une discordance régionale ou, par endroits, par une discordance angulaire.

Les calcaires argileux et les schistes argileux calcaires brillants régressifs et finement lités des *monts Pelly* peuvent être datés seulement par leur position stratigraphique entre le Cambrien inférieur et l'Ordovicien inférieur (Green et coll., 1960a, 1960b). En certains endroits, se trouvent intercalés un peu de brèche volcanique et de tuf verts. Les roches du Cambrien moyen (?) et supérieur dans la *chaîne des Cassiars* sont surtout calcaires à l'est et argileuses à l'ouest. Dans les *chaînons Kéchika,* plusieurs milliers de pieds de calcaires argileux et de phyllades calcaires finements lités, englobant par endroits des masses intrusives de diabase et des masses plus petites de brèche volcanique verte, semblent être en concordance entre les roches du Cambrien inférieur et de l'Ordovicien inférieur (Gabrielse, 1962b). Plus à l'ouest, des roches du même intervalle stratigraphique remontent en partie au Cambrien supérieur (Trempealeau) et sont en majorité des schistes argileux et des phyllades finement lités, patinés noir par intempérisme, calcaires à des degrés variables et épais d'environ 1,000 pieds (Gabrielse, 1963).

Dans le chaînon Terminal du *nord des Rocheuses,* une succession de grès calcaire bien lité, d'environ 1,000 pieds d'épaisseur, recouvre du conglomérat à archæocyathidés et est à son tour recouverte par un épais assemblage de calcaire argileux, noduleux et finement lité en majorité du début de l'Ordovicien. Ce dernier assemblage comprend peut-être des strates du Cambrien, en particulier dans les affleurements les plus à l'ouest.

Les roches du Cambien moyen et supérieur des *chaînons Purcell* se sont déposées sur le flanc oriental de l'arche de Purcell, probablement demeurée émergée jusqu'à l'extrême fin du Cambrien inférieur ou jusqu'au Cambrien moyen. Elles sont présentes à intervalles dans le sillon des Rocheuses et le long de son côté occidental où

elles sont formées de dolomie non fossilifère de la formation de Jubilee et de la partie inférieure du calcaire et du schiste argileux sus-jacents finement lités du groupe de McKay (Reesor, 1957). A l'ouest du sillon, l'épaisseur totale des deux formations ne dépasse pas 300 pieds, tandis qu'à l'est, elle atteint près de 5,000 pieds et les strates fossilifères du milieu du Cambrien supérieur reposent sur la formation de Jubilee. Sur les deux côtés du sillon, près des lacs Columbia, la formation de Jubilee repose en discordance sur le groupe de Horsethief Creek, mais vers le nord-ouest et le sud-est, elle repose sur des strates de la fin du Cambrien inférieur.

Dans la partie la plus méridionale de la *chaîne de Selkirk,* les strates fossilifères du Cambrien moyen et supérieur dans la dépression de Lardeau sont les calcaires, les dolomies et les schistes argileux calcaires de la formation de Nelway (Little, 1960) et ceux de son équivalent, la formation de Metaline dans l'État de Washington (Park et Cannon, 1943). Ces roches se sont accumulées sous forme de bancs de roches carbonatées bordant la partie sud de l'arche de Purcell et le bloc soulevé au sud de la dépression d'Eager. La formation de Nelway passe graduellement en la formation de Laib sous-jacente, est en concordance avec elle, et aussi en concordance structurale avec la formation d'Active sus-jacente. La formation de Nelway ne renferme pas de fossiles distinctifs mais la formation de Metaline a donné deux types de faune du Cambrien moyen, le type supérieur ressemblant à celui de la formation de Stephen. En d'autres endroits de la dépression de Lardeau, le calcaire fossilifère du Cambrien inférieur est recouvert en concordance par la formation d'Index non fossilifère et surtout argileuse (Fyles et Eastwood, 1962), qui renferme aussi de minces couches de calcaire, de quartzite et de coulées et brèches de roches vertes amygdaloïdes et à structure en coussins.

Lithofaciès cambrien de la dépression de l'Alberta et de la baie de Lloydminster

Les roches cambriennes de la dépression de l'Alberta et de la baie de Lloydminster (Aitken, 1966) indiquent un régime marin ininterrompu de mise en place dès le début du Cambrien, ou antérieurement, jusqu'au cours de l'Ordovicien. Au cours de cet intervalle, à mesure de l'affaissement de la bordure du craton pour former la baie de Lloydminster, les mers transgressaient graduellement vers l'est. Aucune discordance majeure connue n'interrompt la mise en place des dépôts pendant cette trans-

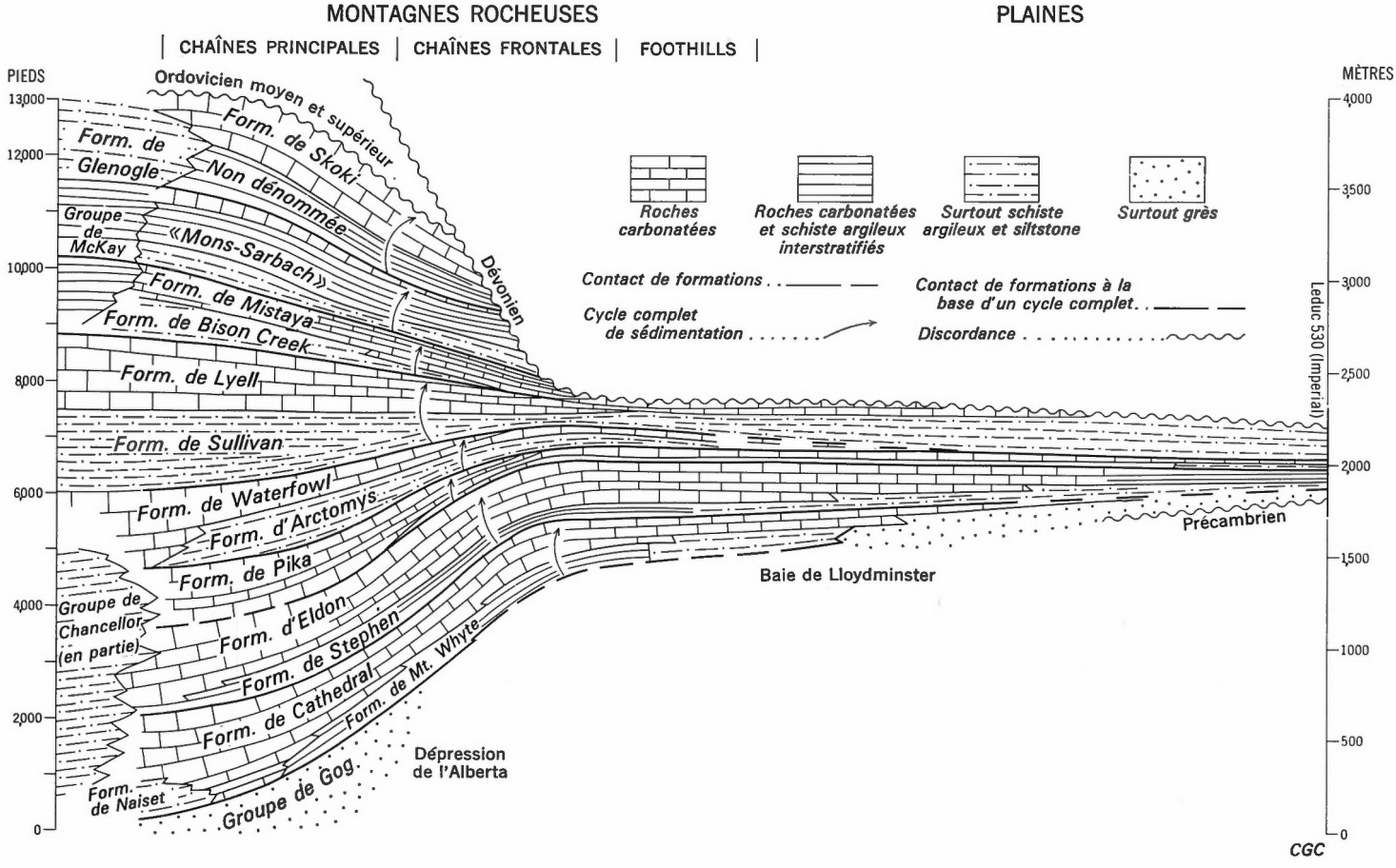


FIGURE VIII-7. Coupe stratigraphique schématique reconstituée des roches cambriennes et ordoviciennes dans les Rocheuses du Sud et les plaines intérieures de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (Aitken, 1966).

gression prolongée; toutefois, a eu lieu une série de régressions et de transgressions de moindre importance, car on observe des mouvements de second ordre ou même d'ordres plus importants sous forme de cycles ou d'alternances de faciès (fig. VIII-7). Par exemple, dans la succession des roches carbonatées, chaque cycle prend naissance avec l'apparition brusque de schiste argileux et de siltstone en contact bien défini sur des roches carbonatées; ce cycle se continue avec des roches carbonatées interstratifiées avec du matériau clastique et se termine avec une succession ininterrompue de roches carbonatées. Les roches clastiques d'origine du craton dans l'est et dans

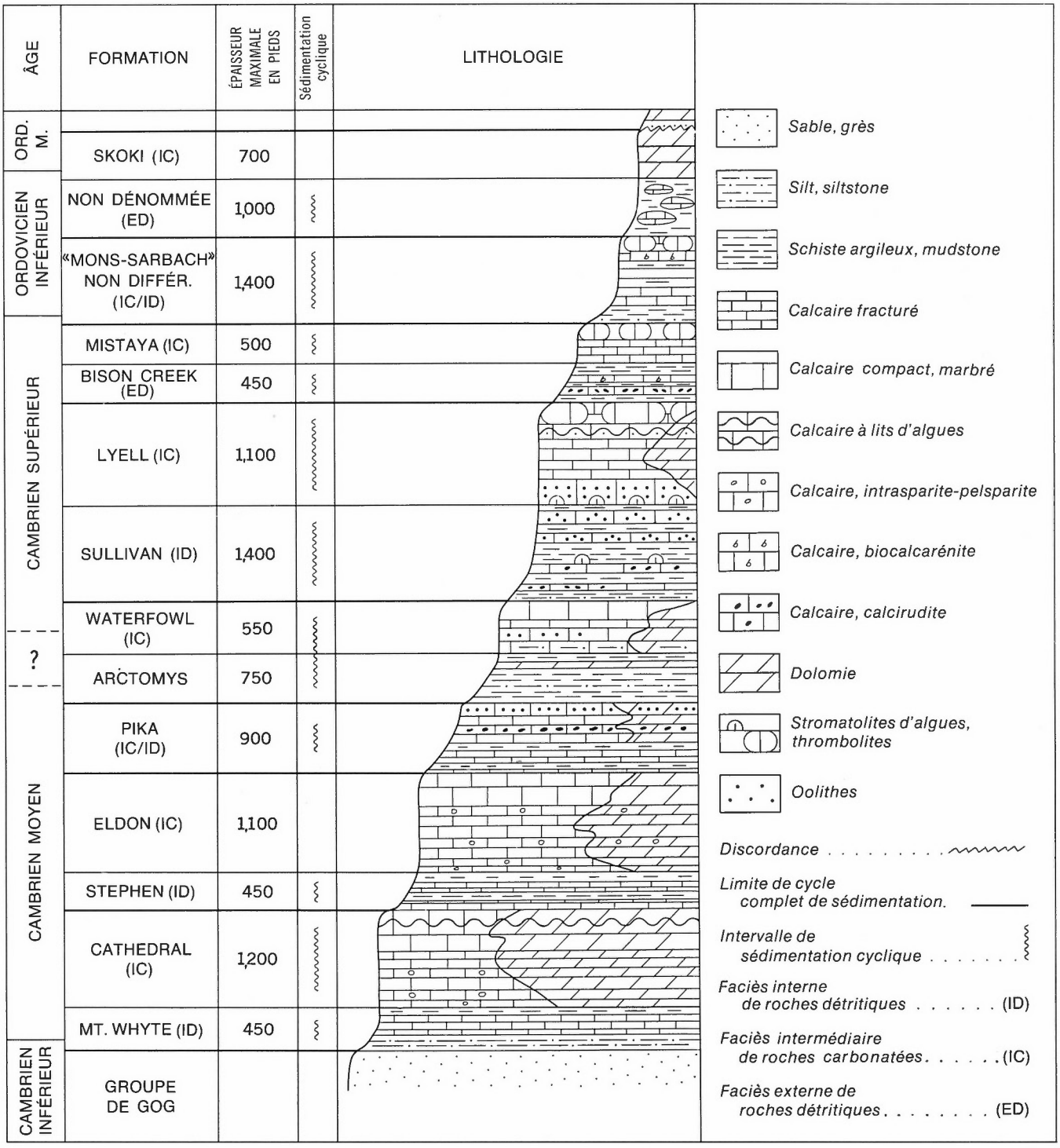


FIGURE VIII-8. Colonne stratigraphique composite des roches du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen dans les Rocheuses du Sud (Aitken, 1966).

le nord reflètent généralement des conditions de régression et de diminution rapide de la profondeur de la mer, tandis que la formation des bancs de roches carbonatées reflète une transgression graduelle. Plusieurs des limites des formations coïncident avec le début et le milieu des cycles et huit ont été reconnues dans le Cambrien moyen et supérieur (fig. VIII-8).

Trois zones principales de faciès ont pris naissance pendant la transgression majeure et chacune d'entre elles est caractéristique d'un milieu tectonique général, elles sont: une zone détritique interne de grès et de siltstone en lits minces qui occupe la majeure partie de la baie de Lloydminster; une zone carbonatée intermédiaire composée de roches carbonatées et de schistes argileux en couches épaisses déposés surtout dans la dépression de l'Alberta mais aussi dans la baie de Lloydminster; et une zone détritique externe dans l'axe de la dépression de l'Alberta avec une avancée vers l'ouest sur le flanc de l'arche de Purcell. Toutefois, du fait des cycles de second ordre, le faciès dominant de chaque zone se retrouve aussi dans les autres zones.

La zone détritique interne de la baie de Lloydminster se distingue par des faciès clastiques formés en eaux peu profondes littorales. Les faciès du Cambrien moyen ne sont pas nommés, mais ceux du Cambrien supérieur comprennent la partie inférieure de la formation de Deadwood, lithologiquement inséparable de la partie supérieure du début de l'Ordovicien. La formation de Deadwood atteint un maximum de 1,100 pieds d'épaisseur, dont environ 500 à 700 pieds sont attribués au Cambrien supérieur. Le faciès basal ou littoral du Cambrien moyen est formé de grès quartzeux et de conglomérat glauconieux à grains fins contenant un peu de schiste argileux; ce faciès se transforme graduellement en un faciès formé en eaux plus profondes et composé de schistes argileux fissiles, vert foncé et marron et de minces couches de siltstone glauconieux mêlé à une faible quantité de grès fin et de sables verts à haute teneur en glauconie. S'y trouvent d'abondantes fissures de dessication. Les grès et les siltstones sont en général intensément remaniés par les fouisseurs et comportent des rides de plage et des stratifications entrecroisées. Les schistes argileux, les grès et les siltstones du Cambrien supérieur sont similaires à ceux du Cambrien moyen. Le Cambrien moyen repose directement sur les roches cristallines du Précambrien et est recouvert par le Cambrien supérieur sur les côtés sud et nord de la baie. De nombreuses bosses sur la surface du Précambrien, particulièrement sur la plate-forme de Swift Current, entraînent un amincissement local et des courbes isopaques irrégulières. Sur une partie du côté nord de la baie, le Cambrien supérieur est moins étendu que le Cambrien moyen, mais la relation entre les orientations des faciès et les rebords tronqués suggère que la bordure originale du dépôt était sensiblement parallèle à la bordure actuelle et que l'arche de Peace River existait probablement au



PLANCHE VIII-3. Surface de strates montrant des monticules d'algues dans la formation de Mistaya du Cambrien supérieur, ruisseau Chaba dans les Rocheuses du Sud (Alb.).

Cambrien et constituait le flanc nord de la baie de Lloydminster. Ultérieurement, il y a eu soulèvement et érosion.

Dans l'ouest de la baie de Lloydminster, les faciès clastiques sont en alternance avec des langues de roches carbonatées et la succession atteint un maximum de 1,500 pieds d'épaisseur. Les roches carbonatées représentent l'extrémité la plus orientale des formations de Cathedral, d'Eldon, de Pika et de Lynx et sont à prédominance de calcaire du faciès à caractère dense. Les unités clastiques sont en majorité formées de schistes argileux fissiles, et de mudstone surtout calcaire, de gris verdâtre à bruns, interstratifiés avec de minces couches de siltstone, notamment près de la base, et avec des calcaires à particules grossières et glauconieux, de la calcarénite à pelmatozoaires et trilobites, des lits d'oolithes et du conglomérat près du sommet de la succession.

La zone carbonatée intermédiaire du Cambrien moyen dans la dépression de l'Alberta est dominée par des calcaires denses, de types micrite, pelsparite et intrasparite (pl. VIII-2). Les calcaires finement lités sont caractérisés par des joints tandis que les calcaires non lités sont caractérisés par des marbrures de dolomie cristalline, très fine, argileuse et à patine marron. S'y trouvent aussi, surtout près de la base, des parties carbonatées d'une unité cyclique, des calcaires pâles à nodules cristallins, et des calcaires à oolithes et à pisolithes algaires. Dans le Cambrien supérieur, les roches sont plus diversifiées et présentent un plus grand nombre de traits caractéristiques d'un dépôt en eaux peu profondes et d'une émergence. Les stromatolites et les calcaires stromatolitiques sont caractéristiques (pl. VIII-3) et des carbonates silteux et arénacés accompagnés de quelques couches de siltstone et de grès non glauconieux y sont courants. S'y trouvent aussi plusieurs minces couches d'oolithe et de conglomérat à cailloux de calcaire. Les calcaires denses et tachetés sont relativement peu importants et les biocalcarénites, en faible quantité et non glauconieuses.

La bordure occidentale de la zone carbonatée intermédiaire présente plusieurs des caractéristiques des récifs. Les organismes constructeurs possibles de récifs sont les algues de couleur bleu-vert (dont il y a d'abondantes traces), les structures du type *Stromatactis* et un organisme incrustant rappelant un stromatoporoïde ou des algues calcaires incrustantes qui forment les masses récifales au mont Assiniboine. Près de la bordure, de grandes masses du type récifal, formées de dolomie blanche mégacristalline, semblent avoir donné naissance aux débris intégrés aux couches adjacentes du même niveau stratigraphique. On n'a trouvé aucune trace de l'organisme constructeur de ces masses, si elles sont vraiment des accumulations organiques.

On connaît des équivalents dolomitisés de tous les lithofaciès calcaires dans la zone carbonatée intermédiaire; la majorité de ces équivalents est jugée secondaire, mais plusieurs lithofaciès sont connus seulement comme des dolomies. Les dolomies, qui résultent peut-être d'une diagenèse hâtive, sont communes dans les formations de Waterfowl, Lyell et Mistaya. Elles prennent la forme de couches latérales continues, finement grenues à microcristallines, argileuses, feuilletées avec du silt et du sable, et présentent des indices caractéristiques de dépôt en eaux peu profondes et d'émergence, tels que des rides de plage, des fissures de dessication, des brèches et des conglomérats à cailloux. Une vaste zone de dolomie au sommet de la formation de Pika semble résulter de la dolomitisation au cours de la mise en place de la formation d'évaporite sus-jacente d'Arctomys. De grandes masses de dolomie secondaire, probablement d'origine postdiagénétique, sont typiques des formations de Cathedral, d'Eldon et de Pika; on les trouve aussi dans le Cambrien supérieur. Elles sont à cristaux de moyens à grossiers et montrent généralement des solutions de cavités, souvent drusiques, et, dans plusieurs cas, les contacts latéraux sont abrupts et traversent la stratification, de sorte que les masses sont plus longues verticalement qu'horizontalement.

La zone détritique externe est caractérisée par des schistes argileux calcaires et silteux, finement stratifiés et feuilletés, verts à gris foncé, et par du calcaire argileux finement lité. Les roches sont peu fossilifères et en général très déformées et métamorphisées en phyllade. Les indices caractéristiques de dépôt en eaux peu profondes sont rares, mais en plusieurs endroits, peuvent être constatés des traits typiques de glissement de terrains ou de sédiments sur des pentes de sédimentation. Il n'y a pas de glauconie. Le faciès est représenté par les formations de Chancellor et de Canyon Creek et par les parties inférieures des groupes de Goodsir et de MacKay. Des langues s'étendent dans la zone carbonatée intermédiaire, la formation de Naiset au mont Assiniboine en est une et le schiste argileux de faible épaisseur dans la formation d'Eldon à la passe Vermilion et à Field en est une autre. Le passage de ce faciès en la plupart des formations de la zone carbonatée intermédiaire se trouve approximativement le long de la même ligne et constitue un front relativement abrupt. Le changement de faciès de la formation de Cathedral peut se voir facilement près de Field et du mont Assiniboine. Les roches carbonatées du début du Cambrien supérieur, la formation d'Ottertail ou de Jubilee, s'étendent beaucoup plus à l'ouest à travers la dépression de l'Alberta qui s'étend au-delà et recouvre les roches plus anciennes de l'arche de Purcell.

Ordovicien et Silurien

Résumé tectonique

Dans tout l'est du géosynclinal de la Cordillère, les roches de l'Ordovicien inférieur et moyen forment une succession concordante en contact longitudinal au Cambrien. L'Ordovicien supérieur recouvre en discordance tous les systèmes plus anciens et est recouvert en concordance par le Silurien. Dans les parties plus au nord et à l'intérieur du géosynclinal, le dépôt semble avoir été continu par endroits, de la fin du Cambrien au Dévonien. Des restes de roches carbonatées de l'Ordovicien inférieur et moyen bordent le craton (fig. VIII-9). Ils sont tronqués le long de leur limite orientale sous l'Ordovicien supérieur et le Dévonien, mais ils s'épaississent rapidement vers l'ouest dans le géosynclinal et se transforment brusquement en schistes à graptolithe relativement minces ou en des intercalations d'un faciès de schiste calcaire et de calcaire argileux. Dans le bassin de Peel, des schistes argileux sont interstratifiés avec des turbidites calcaires et sont considérés comme un faciès d'eaux profondes localisé entre les roches carbonatées épaisses, sus-jacentes à la plate-forme de Porcupine à l'ouest et à l'arche de MacKenzie au sud. Les schistes argileux sont plus anciens dans le nord et sont peut-être le prolongement sud-ouest d'un faciès similaire du géosynclinal franklinien des îles de l'Arctique. Dans le bassin de Selwyn, il y a eu accumulation de cherts lités et de schistes argileux. Des coulées basiques sont intercalées dans le nord-ouest et des roches carbonatées de l'Ordovicien moyen sont également présentes près de l'extrémité sud de l'arche de Mackenzie. Des schistes argileux noirs occupent l'axe de la dépression de l'Alberta et existent aussi dans la dépression de Lardeau. Des schistes calcaires et des calcaires recouvrent au moins une partie de l'arche de Purcell, ce qui révèle une mise en place en eaux peu profondes et une dépression relativement moins prononcée de l'arche. Des intercalations d'orthoquartzite en forme de langue, dues peut-être au soulèvement des arches de Peace River et de l'Alberta, s'étendent dans les roches carbonatées du Cambrien moyen de l'est de la dépression de l'Alberta et de l'ouest de l'arche de Peace River, ce qui suppose quelque soulèvement des arches. Dans la partie est de la baie de Lloydminster reposent de faibles épaisseurs de schistes argileux et de siltstones de l'Ordovicien moyen formés en eaux peu profondes. Au cours de la régression marine, un faible soulèvement des arches limitrophes a amené la formation du bassin de Williston faiblement négatif, dont le centre est au Montana.

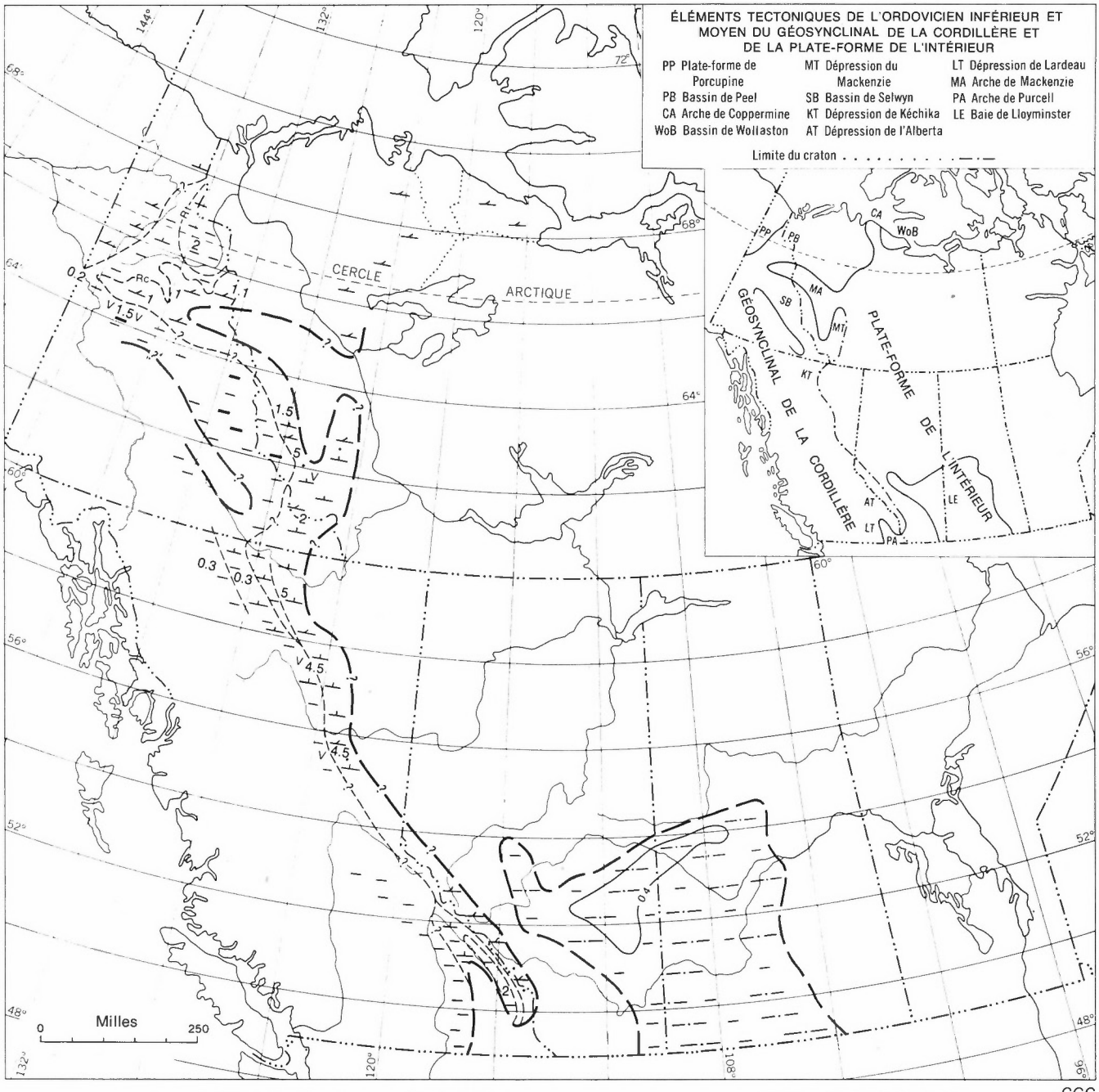
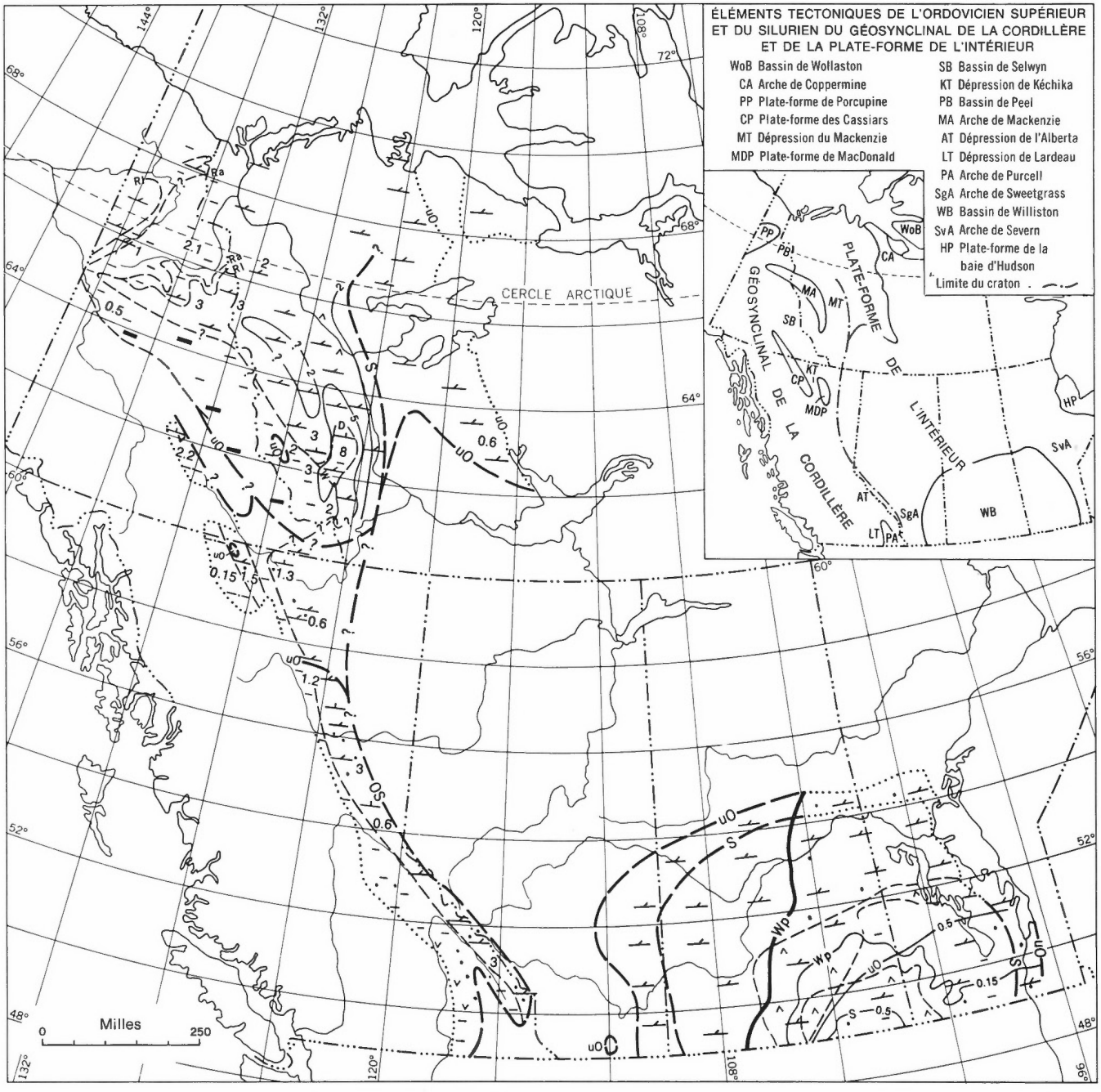


FIGURE VIII-9. Sédimentation et tectonisme de l'Ordovicien inférieur et moyen dans l'Ouest du Canada.



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

Grès
Siltstone
Schiste argileux
Calcaire
Dolomie
Anhydrite
Chert
Roches volcaniques

Limite de sédimentation
Form. de Winnipeg . . . . . Wp
Limite de formation tronquée
Silurien . . . . . S
Ordovicien supérieur . . . . . uO
Ordovicien-Silurien . . . . . OS
Limite de faciès
Delorme . . . . D Whittaker . . W
Form. de Road River, Ashgillien . . Ra
Form. de Road River, Llandovérien . Rl

Limite des affleurements
Ordovicien supérieur . . . . . uO
Courbes isopaques
(milliers de pieds) . . . 0.5
Silurien . . . . . S
Ordovicien supérieur . . . . . uO
Form. de Winnipeg . . . . . Wp
Épaisseur (milliers de pieds) 0.6

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où l'Ordovicien supérieur et le Silurien sont soit inexistants, du fait de l'érosion, soit inconnus. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

CGC

FIGURE VIII-10. Sédimentation et tectonisme de l'Ordovicien supérieur et du Silurien dans l'Ouest du Canada.

A la fin de l'Ordovicien, le craton était en général uniformément affaissé et les mers transgressaient les marges tronquées des roches paléozoïques plus anciennes et des roches précambriennes du Bouclier (fig. VIII-10). Bien qu'actuellement absentes, les roches carbonatées de l'Ordovicien supérieur recouvraient probablement des segments de la partie du centre-ouest du craton, l'arche de Severn et le nord du Bouclier, puisque la faune de l'Ordovicien supérieur est similaire dans tout l'Ouest et le Nord du Canada et aussi sur la plate-forme de la baie d'Hudson*. Les relations de faciès dans le nord du géosynclinal de la Cordillère sont semblables à celles des roches de l'Ordovicien inférieur et moyen et, dans le bassin de Peel et l'ouest de celui de Selwyn, ces roches forment une succession concordante avec ces roches carbonatées, les schistes argileux et des roches pyroclastiques de l'Ordovicien supérieur et du Silurien. Les différences consistent surtout en une plus grande superficie du faciès de schiste argileux à graptolithe, particulièrement dans le sud de la dépression profondément affaissée de Mackenzie. La plate-forme de MacDonald n'a peut-être pas été recouverte par l'Ordovicien supérieur; les dolomies du Silurien moyen reposent en discordance angulaire sur le Protérozoïque. Les arches de Purcell et de l'Alberta, anciennes sources de sable quartzeux, étaient peut-être recouvertes par les roches carbonatées de l'Ordovicien supérieur. Dans la dépression de l'Alberta, ce dernier est recouvert par du schiste argileux à graptolithe et du siltstone du Silurien inférieur et, dans la dépression de Lardeau, par du schiste argileux noir, des coulées basiques et des roches pyroclastiques. Les mers ont progressé du sud-est vers le bassin de Williston, nouvellement formé et à peine autogéosynclinal, sur le flanc nord duquel se sont déposées de minces couches d'évaporites.

Nord du géosynclinal de la Cordillère et de la plate-forme de l'Intérieur

Dans les *chaînons Richardson* et le *plateau de Porcupine*, la majorité de l'Ordovicien et du Silurien est représentée par la formation de Road River, succession épaisse de schiste argileux à graptolithe finement lité, de calcaire argileux, de turbidite calcaire et de chert; la partie inférieure de cette succession appartient au Cambrien supérieur et sa partie supérieure, au Dévonien inférieur (Norford, 1964). Elle est recouverte généralement en concordance par des schistes argileux du Dévonien inférieur ou, en discordance, par le Dévonien moyen. Les graptolithes sont plutôt répandus et datent de l'Arénigien inférieur au Dévonien inférieur. C'est une des successions de graptolithes les plus continues des successions connues (Jackson et Lenz, 1962). Ces spécimens du Wenlockien manquent, ce qui suggère une lacune possible, bien qu'il n'existe aucun indice stratigraphique. Il semble que des turbidites, des brèches calcaires, épaisses, litées et granuloclassées et des calcarénites se sont formés à partir de bancs de roches carbonatées périphériques du bassin de Peel au sud et à l'ouest. Les roches carbonatées du nord des monts Wernecke et de l'ouest du plateau de Porcupine sont constituées de dolomies microgrenues, patinées grises, de finement litées à non stratifiées; elles contiennent aussi un peu de calcaires en sphérules et bioclastiques et sont en général non fossilifères. La transformation du faciès de schiste argileux au faciès de roches carbonatées est brusque dans l'ensemble, du fait que les schistes argileux sont en général moins répandus dans l'Ordovicien que dans le Silurien supérieur, où le dépôt de roches carbonatées n'eut lieu que dans les chaînons Keele et Iltyd (fig. VIII-9 et 10). Les roches carbonatées ont une plus grande épaisseur dans la partie contiguë au faciès de schiste argileux et sont plus minces sur l'arche de Mackenzie et probablement aussi sur la plate-forme de Porcupine.

Une succession, particulièrement compacte, mais apparemment complète, de schiste argileux et de chert de l'Ordovicien et du Silurien, épaisse de 400 à 900 pieds, s'étend dans l'*ouest des monts Ogilvie*, près de la frontière de l'Alaska, immédiatement au nord du fleuve Yukon (Churkin et Brabb, 1965), et est recouverte en discordance par du chert et du schiste argileux du Dévonien moyen. Dans le *centre des monts Ogilvie* et *Wernecke*, les strates datées de l'Ordovicien inférieur au Silurien supérieur sont en majorité des roches carbonatées interstratifiées avec de faibles quantités de schiste argileux. Des roches carbonatées de la base de l'Ordovicien inférieur ou du Cambrien supérieur (?) reposent en discordance sur des roches aussi âgées que l'Hélikien. Dans le sud des monts Wernecke, l'Ordovicien est représenté par environ 1,900 pieds de dolomie, de calcaire argileux, d'argilite tufacée, de calcaire, de schiste argileux, d'un peu de grès et de conglomérat à cailloux de chert. Des argilites tufacées brunes et de minces couches de calcaire, épaisses de 580 à peut-être 1,000 pieds, passent graduellement vers le sud et le sud-est à des roches volcaniques massives, partiellement vésiculaires (Green et Roddick, 1962).

Dans le *sud des monts Ogilvie* et de la *chaîne de Selwyn*, des grès, des cherts et des schistes argileux à graptolithe se trouvent répartis dans tout le bassin de Selwyn. Le faciès se transforme assez brusquement en les roches carbonatées du flanc occidental de l'arche de Mackenzie et ce passage coïncide sensiblement avec la limite entre les monts Mackenzie et la chaîne de Selwyn (fig. VIII-11a). Dans les quelques endroits où l'épaisseur peut être mesurée, la succession de schiste à graptolithe semble être beaucoup plus mince que la succession corrélative de roches carbonatées. De grandes épaisseurs de schistes argileux à graptolithe, de cherts et de siltstones affleurent dans la région du plateau de MacMillan (Roddick et Green, 1961a). Par endroits, les strates les plus anciennes de cet assemblage peuvent être du Silurien, mais dans la plupart y reposent des strates de l'Ordovicien. Les roches semblent

* En dernier lieu, on a adopté l'appellation «plate-forme d'Hudson» de préférence à «plate-forme de la baie d'Hudson».

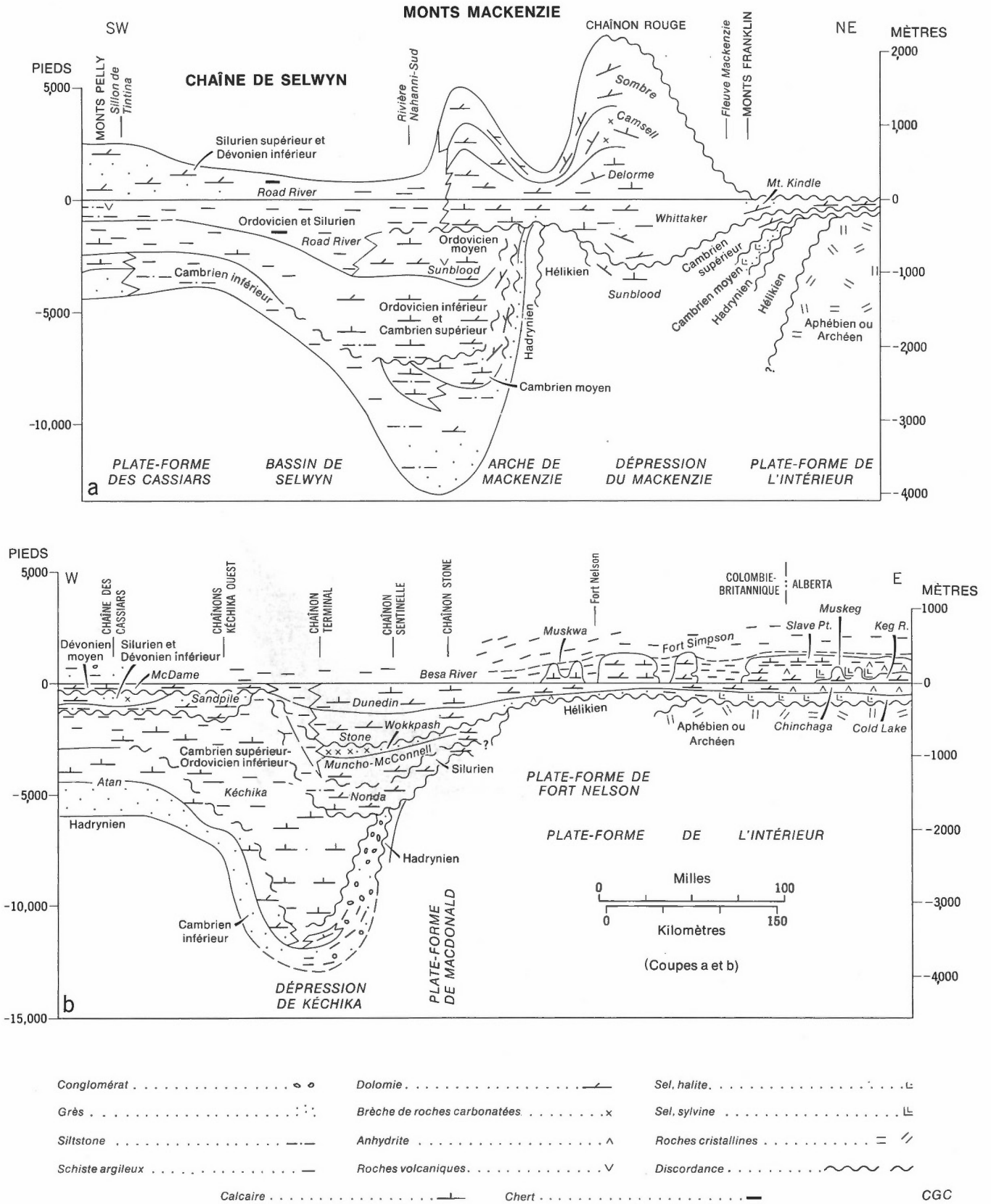


FIGURE VIII-11. Diagramme de coupes reconstituées des roches du Paléozoïque inférieur entre la plate-forme des Cassiars, dans le géosynclinal de la Cordillère, et le nord-ouest du Bouclier canadien: a) des monts Pelly (Yukon) à la partie sud des monts Franklin (district de Mackenzie) (R. J. W. Douglas et H. Gabrielse); b) de la chaîne des Cassiars à Fort Nelson (C.-B.) (H. Gabrielse et H. R. Belyea).

recouvrir en discordance des roches clastiques du Protérozoïque et peut-être du Cambrien et peuvent en outre passer graduellement vers le haut et en concordance, à des schistes argileux et à des conglomérats à cailloux de chert du Dévono-Mississippien.

Partout dans le nord et le centre des monts Mackenzie, dans les monts Franklin et dans le nord des plaines Intérieures, l'Ordovicien supérieur recouvre l'Ordovicien inférieur et moyen et repose en discordance sur des roches aussi âgées que l'Hélikien. Sous la partie *nord des plaines Intérieures,* le groupe de Ronning se divise, selon E. J. Tassonyi, en une partie inférieure formée d'environ 300 pieds de dolomie microcristalline, en partie silteuse, et de dolomie à anhydrite, en une partie intermédiaire de 635 à 1,500 pieds de dolomie poreuse gris pâle, de fine à grossière, mêlée à du chert laiteux, et en une partie supérieure, épaisse jusqu'à 1,400 pieds et formée de dolomie à cristaux fins, gris pâle et chamois. La formation de Mount Kindle des *monts Franklin* est formée de dolomie poreuse de l'Ordovicien supérieur, grise, en couches épaisses, à laquelle succède des dolomies silteuses finement litées datant peut-être du Silurien. La formation de Chedabucto Lake, entre les grands lacs de l'Ours et des Esclaves, est semblable, mais son épaisseur n'atteint que 580 pieds en comparaison des 900 pieds de la formation de Mount Kindle.

Dans le *sud-ouest des monts Mackenzie,* d'épaisses successions de roches carbonatées et de schistes argileux de l'Ordovicien et du Silurien reposent dans les formations de Sunblood, de Whittaker et de Delorme (Gabrielse et coll., 1965; Douglas et Norris, 1961). Dans les chaînons Backbone, la formation de Sunblood date entièrement de l'Ordovicien moyen et comprend environ 4,000 pieds de dolomie et calcaire distinctifs rubanés de couleur grise, crème, gris foncé et lie-de-vin, et de faibles quantités de grès patiné brun orange par intempérisme. Par endroits, la formation renferme une ou deux coulées d'andésite ou de basalte d'une épaisseur maximale de 150 pieds. Vers le nord et l'est, la formation de Sunblood semble être arénacée et est généralement absente sous la discordance à la base de la formation de Whittaker de l'Ordovicien supérieur. Vers le sud-ouest, la formation de Sunblood repose sur plus de 1,000 pieds de calcaires et de dolomies du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur. La formation de Whittaker est formée de dolomie massive à grains grossiers, gris foncé, et de dolomie rubanée, gris foncé et gris pâle par intempérisme; elle comprend aussi du calcaire argileux finement lité et du schiste argileux gris à graptolithe. Les dolomies constituent la partie intermédiaire de la formation et renferment la faune corallienne de l'Ordovicien supérieur tandis que la partie supérieure contient des graptolithes d'âge aussi récent que le Ludlovien. Elle est recouverte en concordance par la formation de Delorme qui peut renfermer du Dévonien inférieur dans sa partie la plus élevée. La formation de Delorme est constituée typiquement de schiste argileux, de calcaire et de dolomie finement lités et rubanés, chamois et bruns par intempérisme, qui passent graduellement vers le sud-ouest à de la dolomie silteuse. Dans son ensemble, la succession atteint une épaisseur d'environ 10,000 pieds dans la partie axiale du sud de la dépression de Mackenzie (pl. VIII-4) et s'amincit vers l'ouest à moins de 1,000 pieds, sur la partie sud de l'arche de Mackenzie, dû en partie à la convergence des formations de Whittaker et de Delorme et en partie à l'érosion des strates de la formation de Whittaker. Vers l'est, cette succession et les couches épaisses sus-jacentes concordantes du Dévonien inférieur se terminent brusquement en biseau sous le Dévonien moyen. Vers le sud-ouest, les roches de l'Ordovicien et du Silurien se transforment en schistes argileux à graptolithe, en siltstones, en cherts et en calcaires argileux dans la chaîne de Selwyn.

Au sud-ouest du sillon de Tintina, les schistes argileux à graptolithe de l'Ordovicien, épais de quelques centaines de pieds à un maximum d'environ 750 pieds, affleurent dans les *monts Pelly* et la *chaîne des Cassiars.* Ces schistes semblent être en concordance avec les roches sous-jacentes du Cambrien et sont recouverts en discordance par des roches de l'extrême fin de l'Ordovicien ou du Silurien. Dans la chaîne des Cassiars, la partie supérieure du groupe de Kechika du Cambro-Ordovicien est composée de strates à prédominance argileuse dans l'ouest qui se transforment graduellement en un faciès plus épais à prédominance calcaire dans l'est (Gabrielse, 1963). Des roches vertes fortement altérées y sont courantes et peuvent être en partie intrusives. Des dolomies cherteuses de l'Ordovicien supérieur (Richmondien) sont présentes par endroits sous le groupe de Sandpile du Silurien. Aux environs du sillon des Rocheuses, des graptolithes du Silurien inférieur gisent dans les siltstones d'un assemblage épais et régressif qui englobe des strates du groupe de Kechika du Cambro-Ordovicien et est recouvert en discordance par des roches carbonatées du Mississippien. Des dolomies cherteuses et arénacées du groupe de Sandpile, d'environ 1,500 pieds d'épaisseur, reposent en discordance sur les schistes argileux à graptolithe de l'Ordovicien inférieur et moyen dans la chaîne des Cassiars. Les affleurements les plus à l'ouest, formés de 100 à 200 pieds de siltstones à graptolithe, reposent en discordance sur les schistes argileux de l'Ordovicien inférieur et sont recouverts de dolomies et de grès dolomitiques feuilletés remontant peut-être en partie à la fin du Silurien. Dans les monts Pelly, du tuf et des brèches andésitiques, jusqu'à 300 pieds d'épaisseur, sont interstratifiés avec des siltstones à graptolithe du Silurien sous-jacents à des dolomies arénacées et silteuses du Silurien moyen et supérieur (Green et coll., 1960a, 1960b).

Sud du géosynclinal de la Cordillère

Dans le *nord des Rocheuses,* la partie supérieure du groupe de Kechika comprend deux faciès; la formation de Cloudmaker constitue le faciès supérieur et est formée

d'environ 1,255 pieds de schiste calcaire, de siltstone et de roches carbonatées cherteuses, en majorité de l'Ordovicien moyen et supérieur; le faciès inférieur comprend la formation de Mount April, formée de plus de 4,500 pieds de calcaire argileux en majorité du début de l'Ordovicien (Jackson et coll., 1965). Le contact est diachronique; le faciès inférieur de roches carbonatées s'élève stratigraphiquement vers l'est et l'ensemble s'amincit en biseau sous la formation de Nonda, de la fin du Silurien inférieur (Norford et coll., 1966). La formation de Nonda est surtout composée d'une mince couche de dolomie gris foncé contenant des grès quartziques à la base et au sommet. Elle repose en discordance angulaire sur l'Hélikien, dans la partie la plus élevée de la plate-forme de MacDonald (pl. VIII-2), et en discordance sur l'Ordovicien, aussi loin au sud que l'arche de Peace River. Elle passe graduellement



PLANCHE VIII-4. Chaînons Whittaker et Iverson, sud des monts Mackenzie (T.N.-O.). Vue vers le nord de la structure la plus orientale de la zone de plissements du Mackenzie et de la séquence concordante de l'Ordovicien moyen au Dévonien supérieur d'une puissance de plus de 15,000 pieds. La largeur de l'anticlinal de Whittaker est de 10 milles.

vers l'ouest à du calcaire plus épais, puis à des schistes argileux noirs à graptolithe dans la dépression de Kéchika.

Dans le *centre* et le *sud des Rocheuses*, l'Ordovicien inférieur et moyen est représenté par les formations de Chushina, de Survey Peak et d'Outram constituées de schiste argileux, de calcaire argileux et de dolomie silteuse (Aitken et Nordford, 1967). Ces formations sont recouvertes par les formations de Monkman et de Tipperary, constituées de grès quartzeux à grains fins, dont la région source est à l'est, ou de ses équivalents, des schistes argileux bruns et des calcaires noduleux. Les couches sus-jacentes sont les dolomies silteuses à grains fins de la formation de Skoki et, par endroits, la dolomie d'Owen Creek. Ces roches passent graduellement vers l'ouest en la partie supérieure du groupe de MacKay du Cambro-Ordovicien et en les schistes argileux noirs à graptolithe de la formation de Glenogle dans la région axiale de la dépression de l'Alberta. L'Ordovicien supérieur repose en discordance sur les roches plus anciennes, c'est-à-dire sur des grès de base, quartzeux bien triés, dérivés de l'est et appelés quartzites de Mount Wilson ou de Wonah; ces grès dérivent peut-être de l'arche de Purcell dans l'ouest. Les strates sus-jacentes sont les dolomies grises massives de la formation de Beaverfoot, épaisses jusqu'à 3,000 pieds, renfermant une faune coquillière et les dolomies et schistes argileux à graptolithe de Tegart, de faible épaisseur, du début du Silurien. Dans l'*est* et le *nord des chaînons Purcell* et dans le sillon des Rocheuses, le groupe de MacKay, peut-être entièrement du Cambrien supérieur, est recouvert en discordance par une faible épaisseur de la dolomie non fossilifère typique de la formation de Beaverfoot.

La formation argileuse d'Active, du sud de la *chaîne de Selkirk*, renferme des graptolithes de l'Ordovicien inférieur (Little, 1960). Cette formation repose en concordance tectonique sur les schistes calcaires de la formation de Nelway et inclut probablement tout l'Ordovicien et le Silurien et même le Dévonien moyen du fait que l'ardoise de Ledbetter, de lithologie semblable, immédiatement au sud dans l'État de Washington, renferme des graptolithes de l'Ordovicien inférieur et moyen et qu'une formation sus-jacente contient des graptolithes du Silurien et des fossiles du Dévonien moyen. En d'autres endroits de la dépression de Lardeau, des formations de lithologie similaire à celle de la formation d'Active, mais non fossilifères, se situent dans la partie intermédiaire du groupe de Lardeau, notamment les formations argileuses graphiteuses noires de Triune et de Sharon Creek séparées par le quartzite d'Ajax (Fyles et Eastwood, 1962). Les formations d'Ajax et de Triune peuvent être équivalentes aux formations ordoviciennes de Wonah et de Glenogle des Rocheuses, de même lithologie.

Flanc nord du bassin de Williston

L'Ordovicien inférieur du bassin de Williston (fig. VIII-12) est représenté par la partie supérieure de la formation de Deadwood, décrite antérieurement, puisqu'elle remonte en partie à la fin du Cambrien. L'Ordovicien moyen est absent. L'Ordovicien supérieur et le Silurien (Porter et Fuller, 1964) forment une succession concordante. L'unité de base est la formation non fossilifère de Winnipeg qui remonte peut-être à l'Ordovicien moyen. Cette formation a une épaisseur maximale de 350 pieds dans le Dakota-Nord, mais, vers le nord, elle s'amincit et repose en discordance régionale sur les strates de l'Ordovicien inférieur et du Cambrien et sur les roches cristallines précambriennes du Bouclier canadien. Elle est formée à la base de grès quartzeux, poreux, bien trié, de couleur gris pâle à blanc, à grains fins ou moyens, et à ciment calcaire ou ferrugineux, et recouvert de schistes argileux, de siltstones et de grès pyriteux, non calcaires, parfois cireux, de vert à gris vert. Des oolithes à hématite ou à limonite, des sphérules phosphatiques et siliceuses et de la pyrite se rencontrent dans certains horizons. L'extrémité nord-ouest est abrupte, ce qui résulte peut-être d'une régression et de l'érosion antérieures au dépôt de la formation sus-jacente de Red River. Sa limite actuelle peut indiquer une ligne de rivage le long d'un trait topographique linéaire sous-jacent.

Les strates sus-jacentes révèlent une progression générale ascendante, à partir de calcaires fossilifères, en passant par les alternances rythmiques de roches carbonatées et d'évaporites, jusqu'à des dolomies cryptocristallines à couches de sable. Ceci indique une diminution progressive de la profondeur du bassin et un soulèvement des terrains adjacents. Également, chaque unité formationnelle révèle un changement progressif vers le littoral; chacune d'elle commence par des calcaires fossilifères, interprétés comme étant des seuils marins, passe par un faciès rythmique de roches carbonatées et d'évaporites et se termine en des dolomies cryptocristallines, interprétées comme étant des dépôts côtiers ou sublittoraux. Ces relations de faciès sont moins marquées dans les évaporites d'eaux généralement peu profondes du Silurien.

Le niveau de Yeoman, unité à la base de la formation de Red River, a une épaisseur de 350 pieds dans le sud de la Saskatchewan et s'amincit à 100 pieds avant sa troncature par l'érosion postsilurienne. Elle est formée en majorité de calcaire dolomitique tacheté brun et marron, à bryozoaires, brachiopodes, échinodermes et fragments coralliens, et passe graduellement vers le nord et l'ouest à de la dolomie versicolore, cryptocristalline et finement cristalline, cherteuse par endroits. Le niveau sus-jacent de Herald consiste en une succession rythmique de calcaire dolomitique et fossilifère, de dolomie et d'anhydrite se transformant graduellement vers le sud-est, au large des côtes, en un seuil calcaire en grande partie dolomitique et fossilifère et, vers le rivage, en une dolomie évaporitique, cryptocristalline et finement cristalline.

La formation de Red River est brusquement recouverte, probablement en discordance, par le calcaire argileux fossilifère et les schistes argileux du niveau de Stoughton

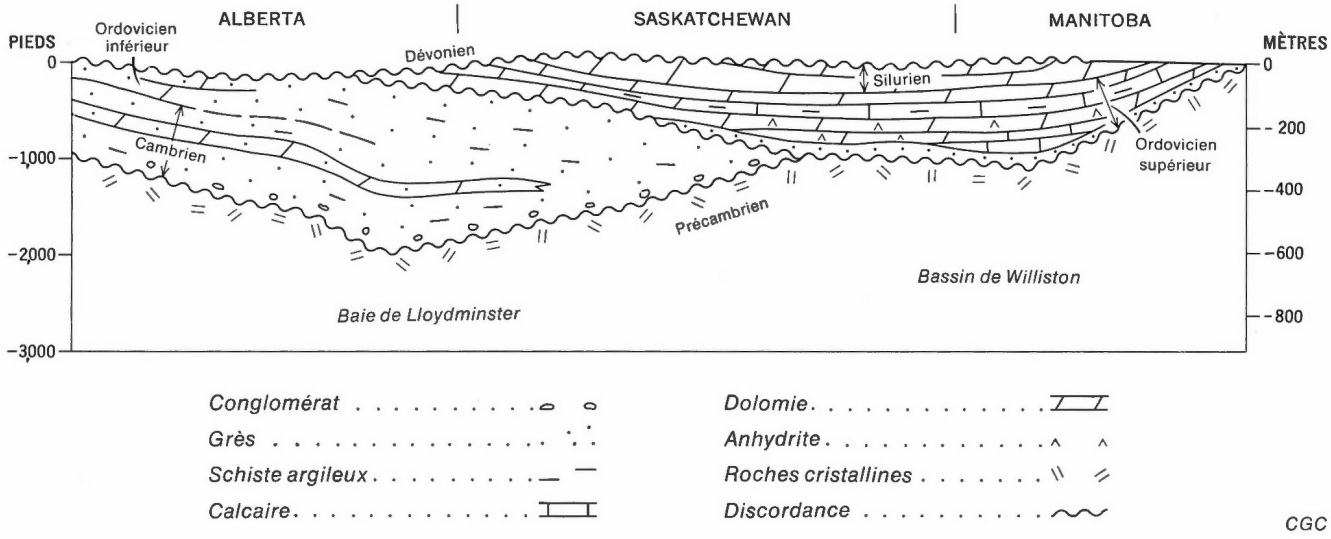


FIGURE VIII-12. Coupe stratigraphique des roches cambriennes, ordoviciennes et siluriennes de la baie de Lloydminster et du bassin de Williston en Alberta, en Saskatchewan et au Manitoba (H. R. Belyea).

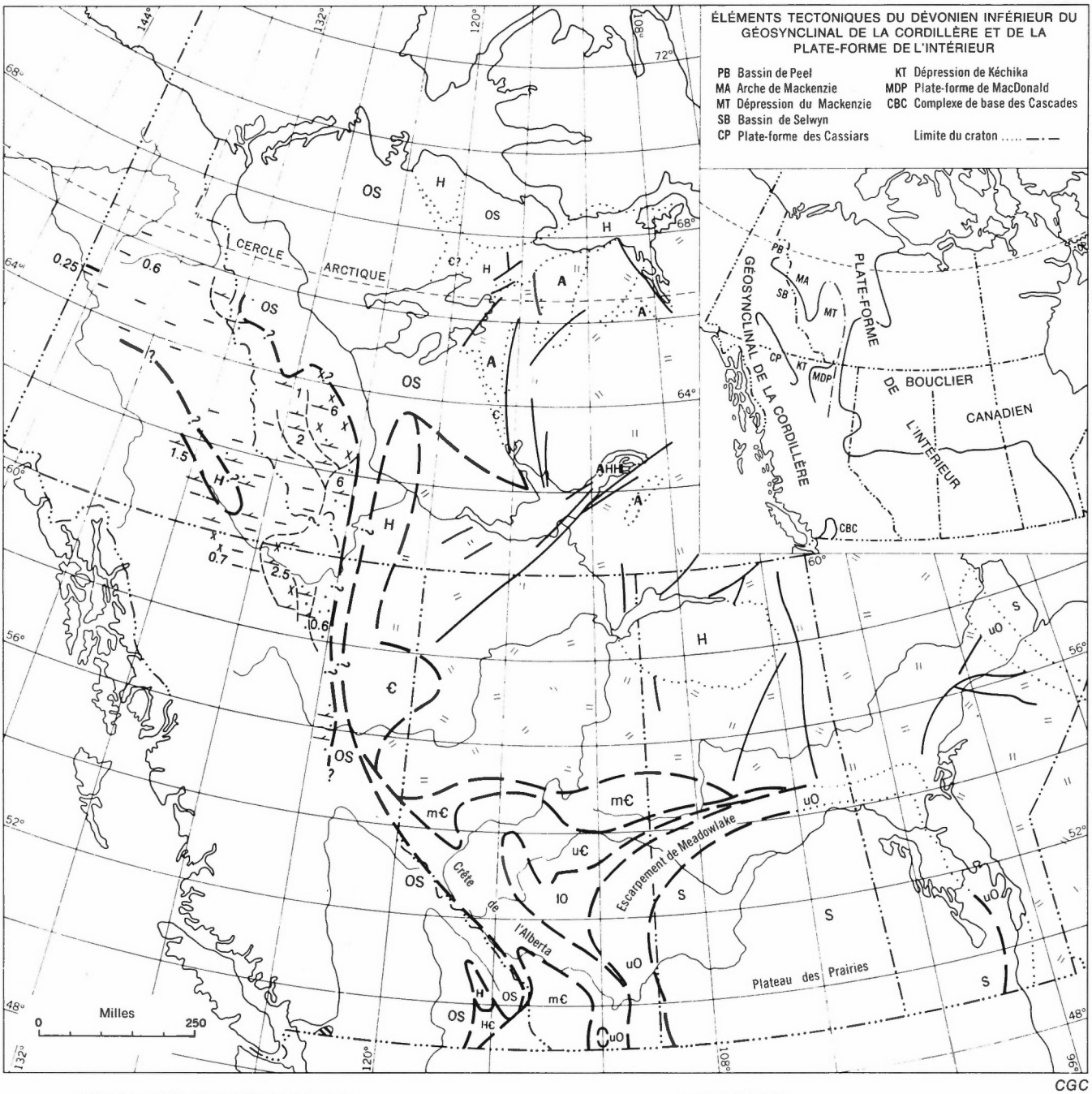
de la formation de Stony Mountain, laquelle est mince et passe graduellement en du calcaire impossible à différencier de la formation de Gunton. La formation de Gunton, épaisse de 55 pieds, est constituée de calcaire dolomitique fossilifère, tacheté de dolomie et d'anhydrite en alternance rythmique, tout comme dans le niveau de Herald, et, au sommet, une dolomie silteuse de la superficie du bassin, de grise à brun rougeâtre, complète le cycle. Lui succède la formation de Stonewall, de 100 pieds d'épaisseur d'un bout à l'autre du bassin, formée de roches carbonatées et d'évaporites en alternance rythmique interrompue par de minces couches de dolomie argileuse de la superficie du bassin et de schiste argileux à lentilles de sable de quartz grossier, arrondi et dépoli, et à fragments de la dolomie et du schiste argileux immédiatement sous-jacents. Porter et Fuller (1964) considèrent le schiste arénacé gris et rouge le plus élevé comme le sommet de l'Ordovicien en profondeur, tandis que Brindle considère, en se basant sur des indices paléontologiques, que l'horizon repère «t», zone argileuse renfermant des grains de quartz flottants, est le sommet de l'Ordovicien.

Le groupe d'Interlake du Silurien (Stearn, 1956) consiste en une succession de calcaires dolomitisés fossilifères, en de la dolomie stromatolitique et oolithique, en de la dolomie poreuse et à cavités de solution et au sommet en de la dolomie fossilifère à biostromes. Ces unités restent difficiles à reconnaître dans la subsurface. En Saskatchewan (Porter et Fuller, 1959), la partie inférieure du groupe d'Interlake est formée de dolomie cryptocristalline et finement cristalline contenant des couches argileuses, silteuses et à anhydrite, dont certaines comportent des moulages de sel. La partie intermédiaire du groupe d'Interlake, conservée seulement dans le sud, consiste en dolomies cryptocristallines, microgrenues, de couleur pâle, interstratifiées avec des calcaires dolomitiques fossilifères et des couches de sable à stratification entrecroisée comportant des fissures de dessication. Le calcaire dolomitisé en sphérules à nodules, provenant peut-être d'algues, et les mudstones dolomitiques grumelés complètent la succession en Saskatchewan, bien que dans le Dakota-Nord il y ait des dolomies cryptocristallines plus récentes de couleur pâle, en sphérules, et contenant de l'anhydrite et de l'halite et des dolomies fossilifères à cavités de solution.

Dévonien

Résumé tectonique

Les roches du Dévonien inférieur, peu fossilifères, ne se trouvent que dans le géosynclinal de la Cordillère (fig. VIII-13). Des schistes argileux foncés, peu épais, recouvrent en concordance des schistes argileux du Silurien dans le bassin de Peel et dans l'est du bassin de Selwyn. Ces derniers passent graduellement vers l'est en d'épaisses roches carbonatées et brèches limitant l'arche de Mackenzie, s'amincissent dans la partie sud de l'arche par suite de convergence et d'érosion antérieures au Dévonien moyen, et s'épaississent vers l'est dans la dépression de Mackenzie (fig. VIII-11a). A cet endroit, le Dévonien inférieur consiste en de la dolomie massive et de la brèche calcaire qui passent graduellement vers le sud-est en de la dolomie arénacée. De minces zones de sables sur la plate-forme de MacDonald se transforment graduellement vers l'ouest en brèche calcaire, puis en les roches carbonatées et les schistes argileux de la dépression de Kéchika. Sur la plate-forme des Cassiars reposent de grandes étendues, relativement minces, de grès, de roches carbonatées et de brèche calcaire; le quartz est présumé dériver d'une région émergente à l'ouest. Le craton était en général élevé au cours du Dévonien inférieur et était soumis à une intense érosion. La couverture sédimentaire a été enlevée des basses-terres cristallines du Précambrien et il s'est établi une topographie à fort relief. Les traits dominants étaient de



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Chert
- Grès
- Schiste argileux
- Dolomie
- Calcaire
- Brèche de roches carbonatées
- Limite de formation tronquée
- Limite de faciès
- Épaisseur (milliers de pieds) 2.5
- Limite des affleurements

- Silurien S
- Ordovicien O
- Cambrien €
- Hadrynien H
- Hélikien H
- Aphébien A
- Roches cristallines archéennes et aphébiennes
- Complexe de base des Cascades
- Faille

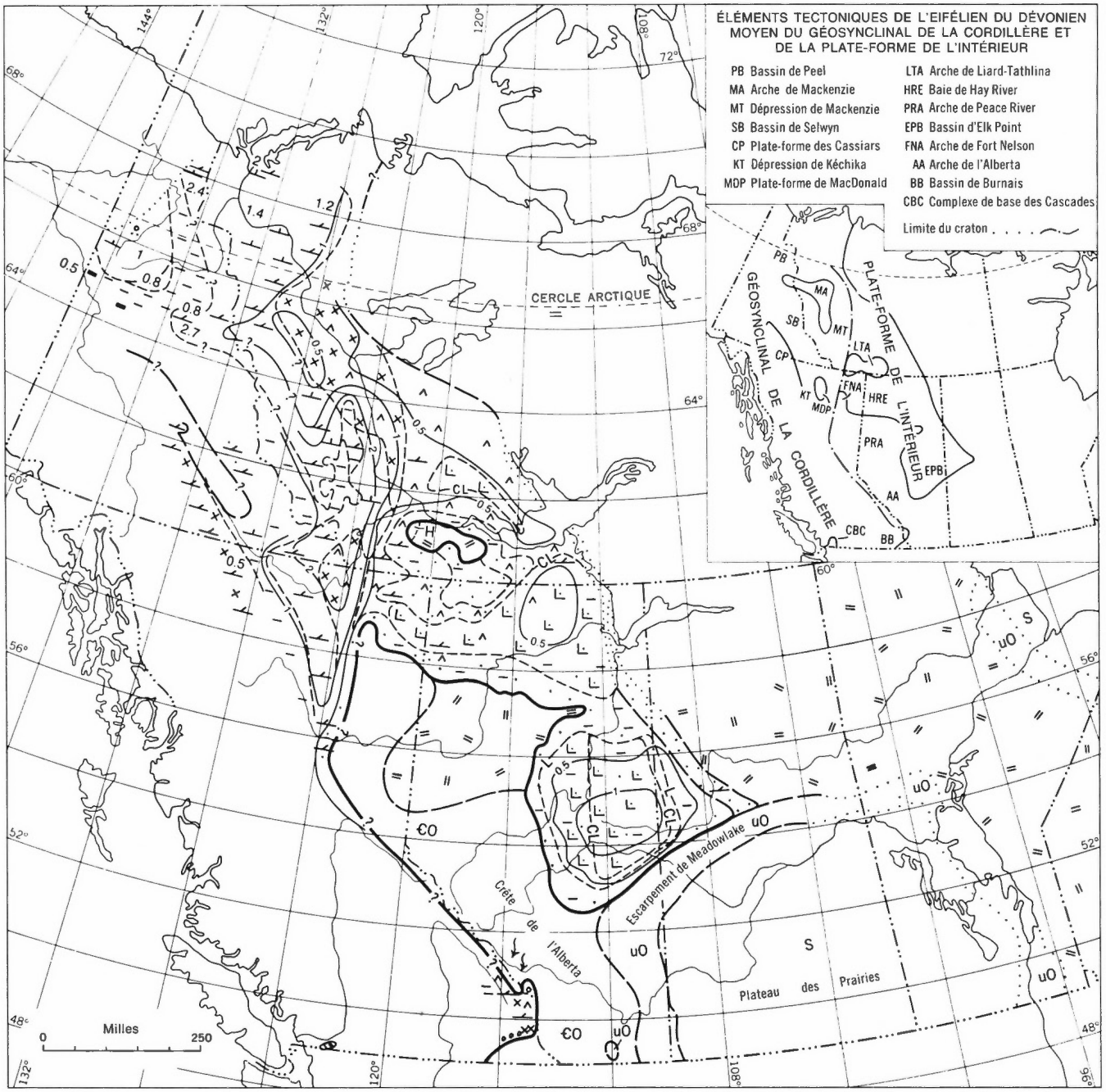
PALÉOGÉOLOGIE

- Inférieur l
- Moyen m
- Supérieur u

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Sauf indication contraire, les régions de plate-forme recouvertes de roches sédimentaires sont probablement des plaines basses. Les régions de roches cristallines du Précambrien sont des basses-terres à relief modéré ou faible. Dans le géosynclinal, les régions en blanc sont probablement occupées par la mer.

FIGURE VIII-13. Sédimentation et tectonisme du Dévonien inférieur dans l'Ouest et certains traits de la géologie et de la physiographie pré-dévoniennes.



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat
- Grès
- Schiste argileux
- Chert
- Calcaire
- Dolomie
- Brèche de roches carbonatées
- Anhydrite
- Sel (halite)
- Limite de sédimentation
- Limite de formation tronquée
- Limite de faciès
- Sel de Cold Lake — CL
- Sel de Lotsberg — L
- Limite des affleurements
- Courbes isopaques (milliers de pieds) — 0.5
- Épaisseur (milliers de pieds) — 1.2

PALÉOGÉOLOGIE

- Silurien — S
- Ordovicien supérieur — uO
- Cambrien et Ordovicien — €O
- Hélikien — H
- Roches cristallines du Précambrien
- Complexe de base des Cascades

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- Courant marin

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où l'Elfélien est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

CGC

FIGURE VIII-14. Sédimentation et tectonisme de l'Eifélien du Dévonien moyen dans l'Ouest du Canada et certains traits caractéristiques de la géologie et de la physiographie pré-eifféliennes.

larges vallées, telles que les vallées circulaires aux bas-plateaux de Tathlina, et des cuestas peu prononcées, taillées dans les sédiments paléozoïques, telles que l'escarpement de Meadowlake et la crête de l'Alberta. Il reste qu'à cette époque le complexe alcalin d'Ice River a peut-être été mis en place dans les roches du Cambro-Ordovicien dans le sud de l'arche d'Alberta.

Des matériaux divers d'érosion, en partie non marins, du Dévonien moyen ou de la fin du Dévonien inférieur, remplissent les chenaux de cours d'eaux et les régions basses sur la surface d'érosion (fig. VIII-14). Les rivières sur le flanc ouest de la crête de l'Alberta s'écoulaient dans le bassin de Burnais, là où de l'anhydrite, du gypse et de la dolomie arénacée se déposaient le long même de l'axe de l'ancienne dépression de l'Alberta. Le bassin de Burnais était flanqué à l'ouest par l'arche de Purcell partiellement recouverte de schiste argileux et de roches carbonatées débordant des alentours, et limité au sud par un escarpement le long de la faille de Moyie, duquel des conglomérats et des brèches doivent leur origine. Dans le bassin d'Elk Point, au cours du début du Dévonien moyen et peut-être aussi à la fin du Dévonien inférieur, des matériaux clastiques, du sel et de l'anhydrite se sont déposés dans des lacs intérieurs et des bras de mer. A l'origine, la mer a peut-être envahi l'intérieur du continent par les vallées du nord-ouest ou traversé le Bouclier à partir du nord-est et régressé au début du Dévonien moyen. Les évaporites et les roches clastiques se transforment graduellement vers le nord-ouest en de grandes épaisseurs de roches carbonatées, de brèche et d'anhydrite en bordure des îles et des péninsules le long du craton et couvrent des éléments faiblement positifs dans le nord du géosynclinal de la Cordillère, c'est-à-dire l'arche de Mackenzie et les plates-formes de MacDonald, des Cassiars et de Porcupine. Les roches carbonatées passent graduellement en des schistes argileux dans les dépressions et les bassins adjacents faiblement négatifs. Dans la chaîne des Cascades actuelle, les roches carbonatées et les roches clastiques du Dévonien moyen sont en discordance sur un complexe métamorphique envahi par de la diorite.

A la fin du Dévonien moyen (fig. VIII-15), de grandes étendues de calcaire recouvraient le craton du nord et le géosynclinal adjacent, et se transformaient graduellement vers le nord et l'ouest en du schiste argileux mince. Un banc s'est formé au nord de l'immense terrain de Peace River, au-dessus et entre les arches légèrement affaissées de Fort Nelson, de Liard et de Tathlina, et s'est probablement prolongé le long du flanc ouest de l'arche d'Alberta. Au front de ce banc, le calcaire se transforme graduellement vers le nord-ouest en du schiste argileux et, vers le sud-est, en de la dolomie et des évaporites. Ce front est irrégulier et flanqué de récifs de stromatoporoïdes. Les calcaires à proximité des failles dans le soubassement sont recristallisés et sont de la dolomie grossière à cavités de solution qui contient par endroits de la galène et de la blende. Dans le complexe de récifs-barrières, et vers le sud-est au sein des évaporites, s'étendent des régions de petits récifs prolifiques et de masses en forme d'atolls séparés par du sel, de l'anhydrite et de la dolomie dense. Le faciès d'anhydrite passe graduellement vers le sud en de l'halite et de la sylvite bordées par des roches carbonatées récifales au nord-est; il semblerait donc que le bassin s'étendît au-delà de la limite actuelle tronquée et que la transgression marine dans cette direction était moins restreinte. La régression s'est produite à la fin du Givétien et a formé une vaste discordance.

L'orogenèse de l'Ellesmérien des îles de l'Arctique est représentée dans le nord du Yukon par des granites datés à 355 et 370 m.a. (fig. VIII-16). Ces granites font intrusion dans des roches faiblement métamorphisées à direction sud-est, du Protérozoïque et peut-être du Paléozoïque inférieur, et recouvertes en discordance angulaire par le Mississippien inférieur. Les matériaux d'érosion de cette zone orogénique constituent une épaisse succession clastique, sont très grossiers et non marins dans le nord, reposent en discordance peu prononcée sur le Givétien et s'interdigitent vers le sud avec des schistes argileux marins foncés et des siltstones. La masse des sédiments s'est accumulée dans le bassin de Peel, là où les éléments miogéosynclinaux des géosynclinaux franklinien et de la Cordillère fusionnent; ils se sont accumulés aussi dans la dépression de Mackenzie profondément affaissée. L'arche de Mackenzie était probablement élevée, ce qui a formé barrage à la plupart des matériaux clastiques vers le bassin de Selwyn. D'épaisses successions de schistes noirs et de chert rubané se sont accumulées dans le bassin de Selwyn; elles comprennent des intercalations de conglomérat à cailloux de chert dérivé du soulèvement des régions adjacentes à l'ouest. On trouve de l'andésite, du basalte, du schiste argileux et du calcaire plus à l'ouest. Il est possible que la succession sédimentaire du géosynclinal du sud de la Cordillère se trouve dans les vastes complexes métamorphiques. Il est également possible que des roches clastiques quartzeuses et feldspathiques mal triées, d'âge non déterminé, contenant par endroits des intercalations de coulées basiques et de roches pyroclastiques, aient été déposées dans la dépression de Lardeau au cours du Dévonien; si elles datent de cette période, leur source doit être des régions soulevées plus à l'ouest.

Les mers du début du Dévonien supérieur ont transgressé sur le craton à partir du nord, enveloppant les terres de l'arche de Peace River en affaissement progressif, et ont débordé vers l'ouest pour couvrir l'arche d'Alberta. L'affaissement du craton au cours du Frasnien a été uniforme sur de vastes régions et le plus prononcé s'est situé à proximité de la présente marge tronquée, ce qui fait supposer l'existence d'une vaste baie. Les schistes argileux du début du Frasnien au nord passent graduellement en des bancs et récifs de roches carbonatées. Des roches clastiques de rivage et des évaporites flanquent les terres, les dernières se prolongent au sud de cette baie sous forme d'un vaste bassin d'évaporites limité au sud par l'arche



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Grès
- Schiste argileux
- Chert
- Calcaire
- Bioherme
- Dolomie
- Anhydrite
- Sel (halite, sylvine)
- Limite de sédimentation
- Limite de formation tronquée
- Limite de faciès
- Limite des affleurements
- Courbes isopaques (milliers de pieds) — 1.5
- Épaisseur (milliers de pieds) 1.2

PALÉOGÉOLOGIE

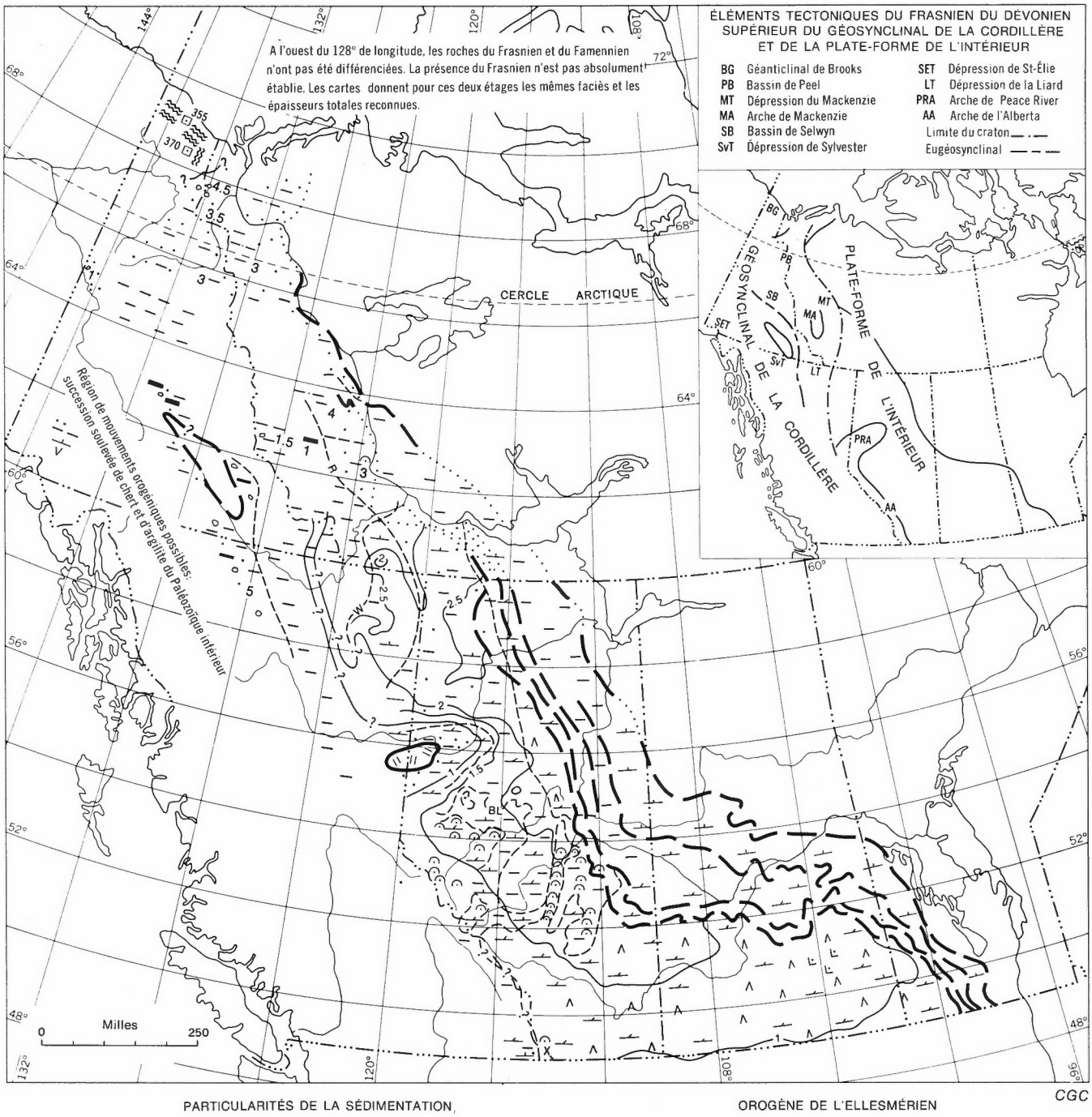
- Roches sédimentaires du Cambrien et de l'Ordovicien €O
- Roches cristallines du Précambrien
- Complexe de base des Cascades

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Givétien est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

CGC

FIGURE VIII-15. Sédimentation et tectonisme du Givétien du Dévonien moyen dans l'Ouest et certains traits caractéristiques de la géologie pré-givétienne.



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- *Conglomérat*
- *Grès*
- *Siltstone*
- *Schiste argileux*
- *Chert*
- *Roches volcaniques* v
- *Calcaire*
- *Dolomie*
- *Bioherme*
- *Brèche de roches carbonatées* X
- *Anhydrite*
- *Sel (halite)*

- *Limite de sédimentation*
- *Limite de formation tronquée*
- *Limite de faciès*
- *Roches carbonatées et schistes argileux de Beaverhill Lake* BL
- *Roches carbonatées et schistes argileux de Winterburn* W
- *Grès et schistes argileux de Winterburn* R
- *Limite des affleurements*
- *Courbes isopaques (milliers de pieds)* 2.5
- *Épaisseur (milliers de pieds)* 1.5

OROGÈNE DE L'ELLESMÉRIEN

- *Front tectonique (approximatif)* ?
- *Direction métamorphique*
- *Pluton granitique (âge en millions d'années)* 370

PALÉOGÉOLOGIE

- *Roches cristallines du Précambrien*

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Frasnien est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

FIGURE VIII-16. Sédimentation et tectonisme du Frasnien du Dévonien supérieur dans l'Ouest et quelques traits de l'orogenèse de l'Ellesmérien.

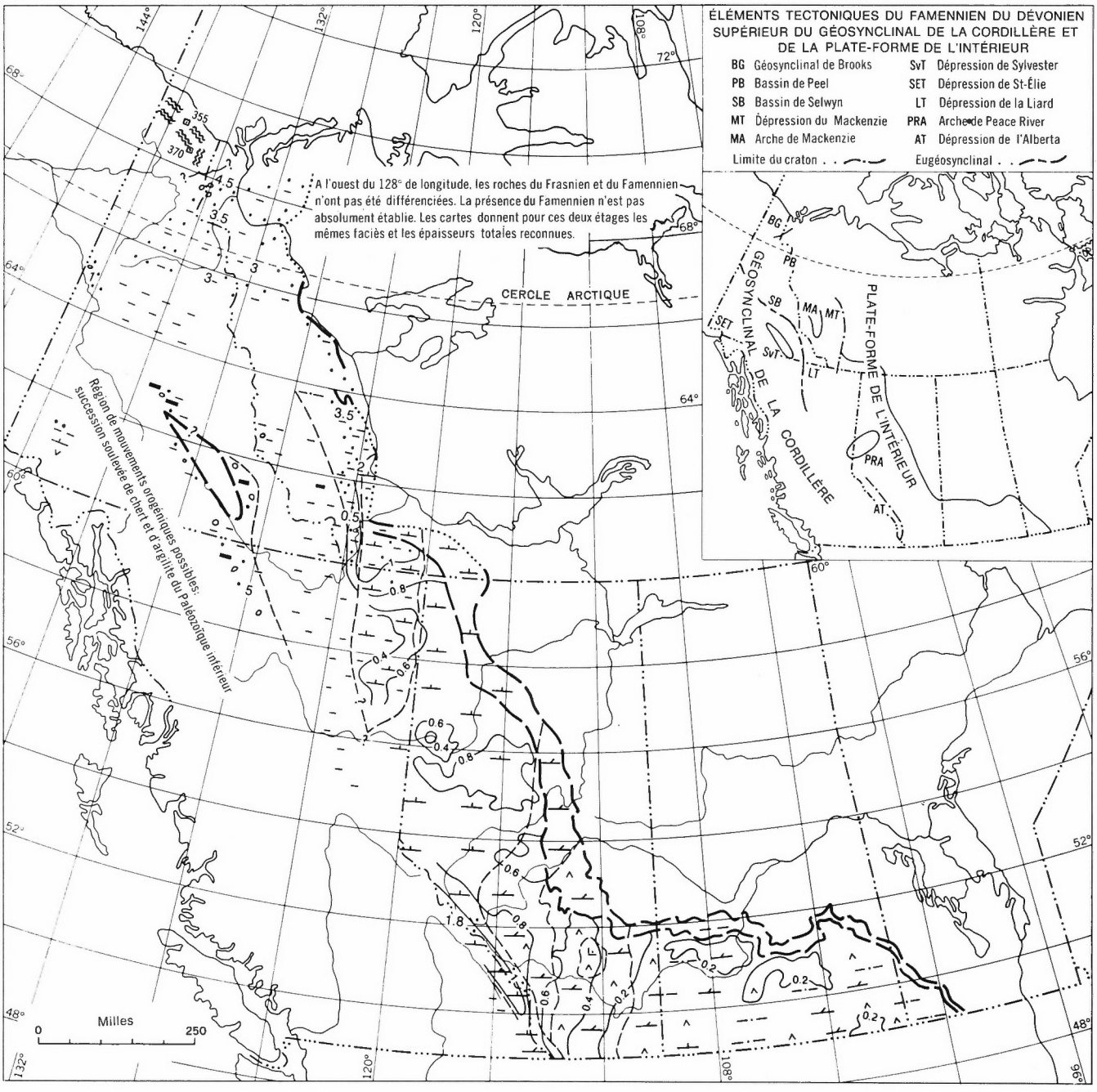


FIGURE VIII-17. Sédimentation et tectonisme du Famennien du Dévonien supérieur dans l'Ouest et quelques traits de l'orogenèse de l'Ellesmérien.

Continental et par le soulèvement du centre du Montana aux États-Unis. Au milieu du Frasnien, le dépôt de roches carbonatées et l'accroissement des récifs se sont produits simultanément à l'affaissement et ont coïncidé avec les anciennes régions de récifs ou avec les régions de dépression du soubassement les moins profondes. Les bancs et les récifs se sont accumulés sur les plates-formes en eaux peu profondes bordant l'arche de Peace River, au-dessus de l'arche d'Alberta et à travers le sud de l'Alberta et de la Saskatchewan, sur les plates-formes à la limite de régions au Montana et au Dakota-Nord. Des chaînes de récifs et des bancs s'étendent jusque dans le bassin où se sont accumulés de minces schistes argileux noirs et d'épais schistes argileux verts. Dans la partie arrière de la chaîne de récifs, les roches carbonatées passent graduellement en de l'anhydrite. A la fin du Frasnien, l'affaissement du craton a diminué et, par suite de régression cyclique, l'emplacement du dépôt d'évaporites s'est déplacé vers le nord-ouest et de minces couches de roches carbonatées, surtout clastiques, ont recouvert de vastes régions, s'interdigitant vers l'ouest avec des schistes argileux. Un intervalle sépare le Frasnien du Famennien et est marqué par une transformation profonde de la faune, un peu d'érosion et des chenaux d'érosion.

Les mers du Famennien ont envahi le craton de l'ouest et du nord; on y trouve des schistes argileux foncés qui passent graduellement vers l'est en des calcaires denses du type bahamite et recouvrent la partie centrale faiblement négative du craton (fig. VIII-17); les calcaires sont en partie tachetés par de la dolomie dans la dépression de l'Alberta. La dépression de l'Alberta s'est rétablie comme élément linéaire fortement négatif. L'arche de Peace River est demeurée en place sous forme d'une île, jusqu'à ce qu'elle soit submergée à la fin du Famennien. Il est possible que la plate-forme de MacDonald ait été statique comme au cours du Frasnien et qu'un dépôt très mince de schistes argileux noirs l'ait recouverte. Le calcaire passe graduellement vers l'est à de la dolomie, puis à de minces alternances rythmiques de dolomie, d'anhydrite, de schiste argileux et de siltstone, partiellement rouge, et plus abondant vers le sud et l'est. Le Famennien le plus tardif n'est décelé que dans le sud de la dépression de Mackenzie; l'absence de dépôt ou la régression se situe où le Famennien est recouvert par une couche mince transgressive de schiste argileux noir, prolongée peut-être au-delà de la limite dévono-mississippienne.

Dévonien inférieur du géosynclinal de la Cordillère

Dans les chaînons *Richardson* et les monts *Ogilvie* et *Wernecke,* le Dévonien inférieur consiste en un peu de schistes argileux noirs qui forment la partie supérieure de la formation de Road River, en majorité du Silurien et de l'Ordovicien, et en les formations de Michelle et de Gossage partiellement du Dévonien moyen (Norris, A. W., 1967). La formation de Michelle, épaisse de 200 à 600 pieds, est constituée de schiste calcaire noir et de calcaire silteux aphanitique très fossilifères. Les trilobites du tiers inférieur et les goniatites appartiennent à l'Emsien tandis que les coraux remontent peut-être à l'Eifélien. La formation de Gossage, dont la partie inférieure est constituée de minces couches de calcaire et de dolomie, est du Dévonien inférieur et contient près de la base des restes fossiles de poissons considérés du Gédinnien.

Dans le sud des *monts Mackenzie,* le Dévonien inférieur est représenté par la formation supérieure de Delorme et par les formations de Camsell et de Sombre (Douglas et Norris, 1961). Ces formations ont une épaisseur globale de moins de 1,000 pieds dans le nord et le centre des monts Mackenzie et de plus de 6,000 pieds dans le sud-est et sont généralement recouvertes en discordance par le Dévonien moyen (fig. VIII-11a). Dans le sud de l'arche de Mackenzie, les formations de Delorme et de Camsell consistent en une seule unité distinctive de dolomie bien litée, cryptogranulée, patinée chamois par intempérisme, et épaisse par endroits de quelques centaines de pieds. Dans le sud de la dépression de Mackenzie, les couches au sommet de la formation de Delorme, formées de calcaire argileux et de schiste argileux de couleur chamois, régressifs, crème ou à patine rouge, remontent peut-être au Dévonien inférieur. Ces couches sont recouvertes en concordance par la formation de Camsell, constituée de brèche de calcaire gris qui passe graduellement vers l'ouest et le sud en de la dolomie et en du calcaire lités et cryptogrenus, épais de 1,500 pieds; vers le sud-est sur le plateau de Nahanni, elle passe à des couches épaisses de dolomie arénacée feuilletée à stratification entrecroisée. La formation sus-jacente de Sombre comprend de la dolomie rubanée gris pâle et gris foncé, résistante, bien stratifiée, épaisse de 4,000 pieds dans la partie axiale de la dépression, mais s'amincissant à 1,500 pieds sur les flancs. Elle peut être absente par endroits par suite de l'érosion antérieure au Dévonien moyen. Dans le sud-ouest des monts Mackenzie, les strates du Dévonien inférieur changent de faciès et deviennent des siltstones et des schistes argileux, généralement moins calcaires que ceux des strates sous-jacentes de l'Ordovicien et du Silurien.

Selon G. C. Taylor, la formation de McConnell, dans le *nord des Rocheuses,* est formée de dolomie feuilletée et rubanée et de faibles quantités de siltstones dolomitiques patinés chamois par intempérisme, d'une épaisseur de 300 pieds dans l'est à 2,000 pieds dans l'ouest, et repose en discordance sur la formation de Nonda du Silurien moyen (fig. VIII-11b). Dans le chaînon Sentinelle, la formation sus-jacente de Wokkpash du Dévonien inférieur comprend 200 pieds de grès formé de grains de sable dépoli. Elle passe graduellement vers l'ouest en du calcaire et de la brèche de dolomie d'une épaisseur de 500 pieds. Le faciès le plus à l'ouest, dans le chaînon Terminal, est constitué de dolomies silteuses bien litées à fragments de poisson (Gabrielse, 1962c).

Dans la *chaîne des Cassiars,* les roches du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur sont surtout formées

de grès bien trié ou de grès dolomitique, d'une épaisseur moyenne de 500 pieds, et sont recouvertes par de la dolomie feuilletée d'épaisseur similaire. Localement, s'y trouvent d'abondantes brèches dolomitiques. Dans les *monts Pelly*, ces roches font partie du groupe d'Askin, dont les grès sont caractérisés par une extrême pureté et une exceptionnelle stratification entrecroisée. Vers le nord-est, de l'autre côté du sillon de Tintina, reposent près du sommet, des grès, des grès dolomitiques et des dolomies renfermant des fossiles de l'Eifélien.

Orogenèse de l'Ellesmérien

Dans le nord du Yukon, les mouvements orogéniques sont reliés ici à l'orogenèse de l'Ellesmérien de la fin du Dévonien et du début du Mississippien des îles de l'Arctique (chap. X). Trois traits principaux de cette orogenèse demeurent évidents sur le continent. 1) Le métamorphisme de faible intensité de la formation de Neruokpuk, présumée en majorité du Protérozoïque et du Paléozoïque inférieur. Des plis à orientation sud-est ont probablement été formés en même temps, mais ils ne sont pas encore différenciés de ceux dus aux orogenèses ultérieures. La formation de Kyak du début du Mississippien repose en discordance sur la formation de Neruokpuk. 2) L'intrusion dans la formation de Neruokpuk de petits stocks de granite porphyroïde grossier au mont Fitton dans les chaînons Barn et au mont Sedgewick dans les monts Britanniques. La biotite du mont Fitton, datée au K-Ar, a donné 370 m.a., et la hornblende du mont Sedgewick, 355 m.a. Ces dates représentent le Givétien et le Frasnien respectivement. La biotite des granites porphyroïdes gris pâle du chaînon Old Crow a donné 265 et 220 m.a., ce qui indique des orogenèses plus récentes. 3) Les évidences de soulèvement dans les monts Britanniques sous l'actuel océan Arctique, telles que celles des roches clastiques du Dévonien supérieur présumées d'une source au nord et qui constituent la formation d'Imperial sur le continent, ou ses faciès équivalents temporels des îles de l'Arctique, le groupe de Melville Island.

Roches cristallines pré-dévoniennes de la chaîne des Cascades

Un complexe de roches métamorphiques connu sous le nom de «roche verte» de Vedder est formé de schistes cristallins et de gneiss du faciès amphibolite à almandin pénétrés de diorite saussuritisée. Il occupe une région faillée en forme de biseau (W. J. McMillan) chevauchée au sommet vers le nord-ouest par un assemblage non fossilifère d'arénite volcanique, de roches argileuses, de chert rubané, de calcaire et de conglomérat renfermant par endroits des fragments de roches granitiques. Cet assemblage est sur le prolongement de couches semblables dans l'État de Washington, qui renferment des lentilles de calcaire à fossiles du Frasnien. Misch (1966) estime que la lithologie du complexe ressemble à celle du complexe de Yellow Aster dans l'État de Washington qui, à son avis, est corrélatif de roches similaires en discordance sous les roches clastiques, le calcaire, le chert et les roches volcaniques spilitiques du Dévonien moyen sur les îles San Juan.

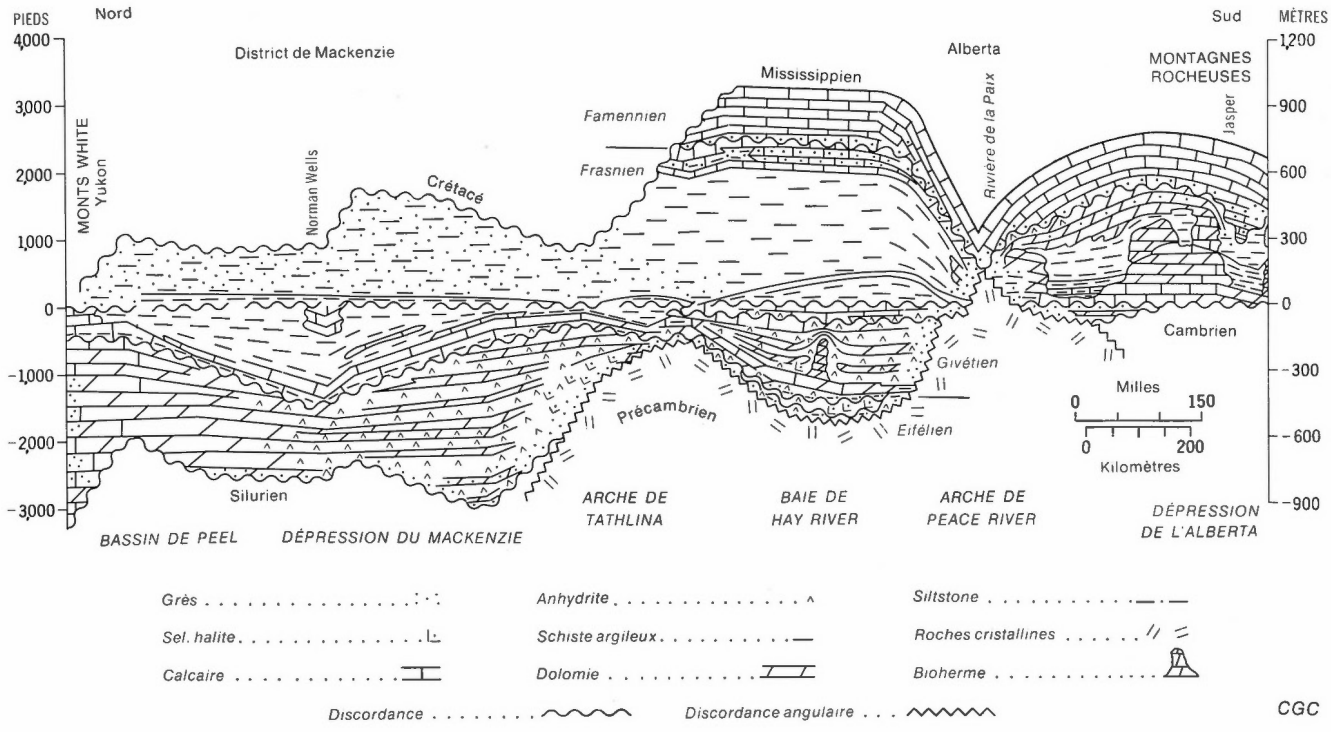


FIGURE VIII-18. Coupe stratigraphique des roches dévoniennes entre les monts White (Yukon) et les Rocheuses du Sud (Alb.) (H. R. Belyea).

Complexe d'Ice River

Deux petits laccolithes de roches alcalines du complexe d'Ice River font intrusion dans les schistes argileux et les calcaires de la formation de Goodsir rattachée au Cambro-Ordovicien et dans les calcaires de la formation sous-jacente d'Ottertail (Allan, 1954). Des roches skarns et du marbre se trouvent le long des contacts supérieur et inférieur. Au point de vue pétrographique, le complexe comprend une série de roches qui passent de l'une à l'autre: syénite à néphéline et à sodalite, urtite, ijolite et jacupirangite. La datation au K-Ar donne de 327 à 392 m.a.

Dévonien moyen et supérieur du géosynclinal de la Cordillère

Le Dévonien moyen du *nord du Yukon* (fig. VIII-18) est représenté par trois faciès principaux: les dolomies de Gossage, les calcaires sus-jacents d'Ogilvie et les schistes argileux équivalents de Prong's Creek (A. W. Norris, 1967). La formation de Gossage, partiellement du Dévonien inférieur, a une épaisseur variant de 1,500 à 2,000 pieds et est formée de dolomie et de calcaire dolomitique microgrenu rubané gris à gris foncé. Au mont Burgess, elle comprend un mince conglomérat à cailloux de chert et du schiste argileux rouge qui peuvent représenter un faciès littoral. Le contact inférieur de la formation d'Ogilvie est défini et probablement discordant. La formation est constituée de calcaires microgrenus, en partie bioclastiques, récifaux, de couleur brun à gris, cherteux et dolomitisés par endroits. L'épaisseur varie et passe de faible sur l'arche de Mackenzie à forte où elle couvre l'Eifélien supérieur et le Givétien, comme sur la plate-forme de Porcupine. La formation de Prong's Creek est formée de 2,500 pieds de schistes argileux noirs contenant du calcaire argileux et du chert. Les schistes argileux noirs, non calcaires, patinés rouille par intempérisme, de la formation de Canol, reposent en discordance simple ou angulaire sur le Dévonien moyen et passent graduellement vers le haut en les schistes argileux, le siltstone, les grès et les conglomérats à cailloux de la formation d'Imperial du Dévonien supérieur. Cette formation, de plus de 6,000 pieds d'épaisseur, est en partie non marine et plus grossière dans le nord-ouest, ce qui indique que la région source était dans le géanticlinal de Brooks des monts Britanniques ou sous l'océan Arctique. En général, la formation d'Imperial a une couleur mauve typique, et les couches grossières contiennent d'abondants fragments angulaires ou subangulaires de chert noir et de siltstone. Les macrofossiles remontent au Frasnien, mais les spores de la partie supérieure sont peut-être du Famennien.

Dans l'*ouest des monts Ogilvie,* immédiatement au nord du fleuve Yukon, dans le nord-ouest du bassin de Selwyn, le chert et le schiste argileux de la formation de McCann Hill du Dévonien moyen et supérieur, de 200 à 800 pieds, sont recouverts par plus de 3,000 pieds de mudstone, de grès, de grès grossier et de conglomérat de la formation de Nation River (Churkin et Brabb, 1965). Cette formation renferme des fragments de végétaux et des spores et est peut-être en partie ou en majorité non marine. Une unité sus-jacente de schiste argileux et de chert, d'environ 3,000 pieds, remonte en partie au Mississippien inférieur.

Selon J. Tassonyi, dans la subsurface du bassin de Peel, la formation de Gossage est formée d'une unité inférieure de 170 pieds de calcaire aphanitique chamois contenant du schiste argileux vert cireux, d'une unité moyenne de dolomie à pores et cristaux fins d'une épaisseur de 670 pieds et d'une unité supérieure de calcaire aphanitique à sphérules, d'environ 250 pieds. Cette formation passe graduellement vers l'est et le sud en la formation de Bear Rock composée de dolomie et d'anhydrite bréchiformes, patinées orange et donnant naissance à des roches en forme de champignon là où elle affleure dans les *monts Franklin* et le *nord-est des monts Mackenzie.* Elle est recouverte en discordance par la formation de Hume formée à la base de 145 pieds de calcaires silteux, argileux et bioclastiques, recouverts par 150 pieds de schiste argileux gris et gris verdâtre auxquels succèdent des calcaires lités à coraux et à stromatoporoïdes épais jusqu'à 200 pieds. La formation de Hare Indian atteint jusqu'à 700 pieds et est constituée de schiste calcaire gris verdâtre pâle qui se transforme graduellement vers le haut en les calcaires de base bruns, lités, de la formation de Ramparts; ces calcaires forment une vaste plate-forme où les récifs locaux du niveau de Kee Scarp se sont développés. Ces récifs sont constitués de calcaires massifs, lités, chamois pâle et gris, à coraux et à stromatoporoïdes, épais de 400 pieds. Ils sont recouverts en discordance par les schistes bitumineux brun foncé de la formation de Canol dont la plus grande épaisseur est entre les récifs. La formation de Canol se transforme graduellement vers le haut en les schistes argileux, les siltstones et les grès marins gris verdâtre de la formation d'Imperial, recouverte à son tour en discordance par des strates du Crétacé inférieur ou du Tertiaire.

Dans le *sud des monts Mackenzie* (Douglas et Norris, 1961), les dolomies rubanées, gris foncé de la formation d'Arnica reposent, en discordance simple ou angulaire, sur les strates du Dévonien inférieur. Elles varient en épaisseur de moins de 500 pieds sur l'arche de Mackenzie à environ 2,000 pieds dans la dépression de Mackenzie (pl. VIII-4) et dans l'est du bassin de Selwyn. La partie supérieure de cette formation présente plusieurs changements de faciès et se transforme graduellement et latéralement en les schistes calcaires et les calcaires argileux de la formation de Funeral, en les dolomies poreuses microgrenues de la formation de Manetoe, en les calcaires cryptocristallins de la formation de Landry ou en les brèches et les anhydrites de la formation de Bear Rock. Vers le sud-ouest, les dolomies rubanées de la formation d'Arnica se transforment graduellement en une succession

à prédominance de schistes argileux en passant par les faciès diachroniques de dolomie grossière, de calcaire à crinoïdes et de calcaire argileux (fig. VIII-19). La formation d'Headless repose en discordance sur les formations de Manetoe, de Landry et de Funeral. Elle est constituée de calcaires argileux régressifs et de schistes argileux qui se transforment graduellement vers le haut et latéralement vers l'est, en la formation de Nahanni. La formation de Nahanni est un calcaire dur, bien lité, dense et bioclastique, d'une épaisseur remarquablement uniforme de 700 pieds, mais qui peut être de 1,500 pieds à proximité de la ligne de la transformation de faciès en les schistes argileux de la formation d'Headless. Les roches du Dévonien supérieur sont généralement les plus récentes roches paléozoïques en affleurement. Elles peuvent être également très abondantes dans le bassin de Selwyn, mais elles ont rarement été séparées des roches sous-jacentes de lithologie semblable. Dans la dépression de Mackenzie, 600 pieds de schistes argileux noirs durs de la formation d'Horn River reposent sous plusieurs milliers de pieds de schistes argileux gris de la formation de Fort Simpson et sous des unités de siltstone marron et vert, de schiste gris et d'un peu de calcaire. Ces dernières roches passent graduellement vers l'est en du siltstone calcaire, finement lité, feuilleté, microgrenu, de couleur verte et en du grès contenant de minces couches et des masses isolées de calcaire récifal.

Dans les *monts Pelly*, la partie supérieure du groupe d'Askin comprend environ 1,000 pieds de dolomie gris foncé, fétide, en partie du Dévonien moyen, renfermant des *Stringocephalus* et recouverte en discordance par de l'arénite à chert, de l'arénite quartzique, des siltstones, des schistes argileux et des conglomérats à cailloux du début du Dévonien supérieur (Green et coll., 1960a, 1960b). Des restes fossiles de plantes dans les roches clastiques gisent à des endroits très distants. Au nord-est du sillon de Tintina, sur le *plateau de MacMillan* (Roddick et Green, 1961b), une succession clastique, à patine sombre, renferme de l'arénite quartzique, de l'arénite à chert, du chert, du quartzite, du schiste argileux, du calcaire et du conglomérat à cailloux de chert. Elle contient des restes épars de la faune du Famennien et du début du Mississippien. La base de la succession semble être une discordance régionale. Un assemblage de grès, de dolomie, et de calcaire argileux, épais de plus de 1,000 pieds par endroits, renfermant des fossiles de l'Eifélien près du sommet, forme des affleurements épars dans la partie la plus au sud-ouest du bassin de Selwyn.

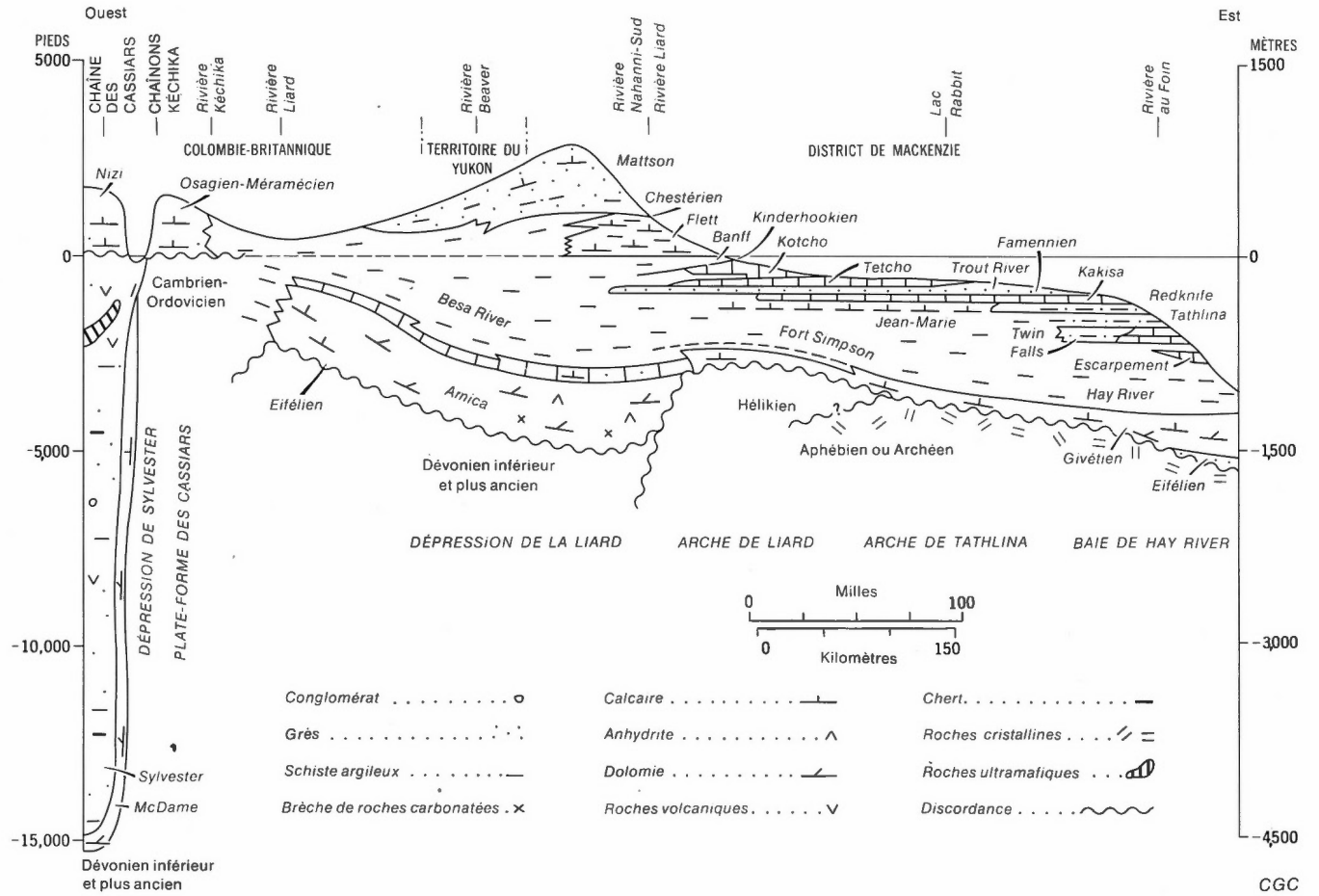


FIGURE VIII-19. Coupe schématique reconstituée des roches du Dévonien et du Mississippien entre la chaîne des Cassiars (C.-B.) et Hay River (district de Mackenzie) (R. J. W. Douglas et H. Gabrielse).

Dans la *chaîne des Cassiars* (Gabrielse, 1963), les roches carbonatées du Dévonien moyen consistent en un niveau inférieur de dolomie fétide, gris foncé, bitumineuse par endroits et à cavités de solution, caractérisée par d'abondants *Amphipora*, et de 300 à 550 pieds, et en un niveau supérieur, épais d'environ 200 pieds, de calcaire en plaques à *Stringocephalus*. Le niveau inférieur repose en discordance angulaire sur les roches du Silurien et de l'Ordovicien des chaînons Kéchika et comprend par endroits un conglomérat de base à cailloux et à galets de chert. Plus à l'ouest, dans la chaîne des Cassiars, les strates du Dévonien moyen sont en concordance structurale avec les roches sous-jacentes, peut-être du Dévonien inférieur, et sont recouvertes de chert lité, d'arénite à chert et quartz (pl. VIII-5), de schiste argileux, de siltstones et de conglomérat à cailloux; ces roches constituent la partie inférieure du groupe de Sylvester. La partie supérieure du groupe, d'une épaisseur possible de 10,000 pieds, est constituée de roches volcaniques mafiques saussuritisées et ouralitisées, de roches ultramafiques serpentinisées, de grauwacke et de calcaire, peut-être tous du Mississippien. Similairement, dans les monts Pelly, les roches clastiques du Dévonien supérieur sont recouvertes par des roches volcaniques mafiques, recouvertes à leur tour de brèches volcaniques mafiques et felsiques. Par endroits, des syénites broyées, peut-être du Mississippien, leur sont associées. Ces grandes épaisseurs de roches du Dévonien et du début du Mississippien dans la chaîne des Cassiars et les monts Pelly ont été mises en place dans la partie occidentale de la dépression de Sylvester sus-jacente à l'emplacement de l'ancienne plate-forme des Cassiars en état stationnaire jusqu'à la fin du Dévonien moyen.

Le groupe de Kaskawulsh dans le *massif de St-Élie*, formé d'environ 2,500 pieds de calcaire, de dolomie, de brèche calcaire, d'ardoise et d'argilite du Dévonien moyen, recouvre 2,000 pieds d'argilite, d'ardoise et de quartzite, présumés antérieurs au Dévonien moyen (Wheeler, 1963). Un assemblage sus-jacent contenant des roches volcaniques et du chloritoschiste remonte en partie au Dévonien supérieur.

Dans le *nord des Rocheuses*, des dolomies et des dolomies bréchiformes du Dévonien moyen, rubanées, gris foncé et grises, renfermant par endroits de la barytine, sont probablement équivalentes à la formation d'Arnica (fig. VIII-11b). Leur épaisseur augmente vers l'ouest, depuis environ 1,000 pieds dans le chaînon Stone, à plus de 1,500 pieds dans le chaînon Terminal (Hughes, 1963); elle décroît vers le sud et les dolomies deviennent arénacées. Ces roches reposent en concordance sous environ 1,000 pieds de calcaire corrélatif dans le nord avec la formation de Nahanni et progressivement plus récent au sommet en direction de l'arche de Peace River; on y rencontre des équivalents aussi récents que la formation de Slave Point, près de la rivière de Halfway. Ce calcaire passe de la calcilutite brune à de la calcarénite bioclastique microgrenue, partiellement dolomitisée. Le Dévonien moyen, s'il

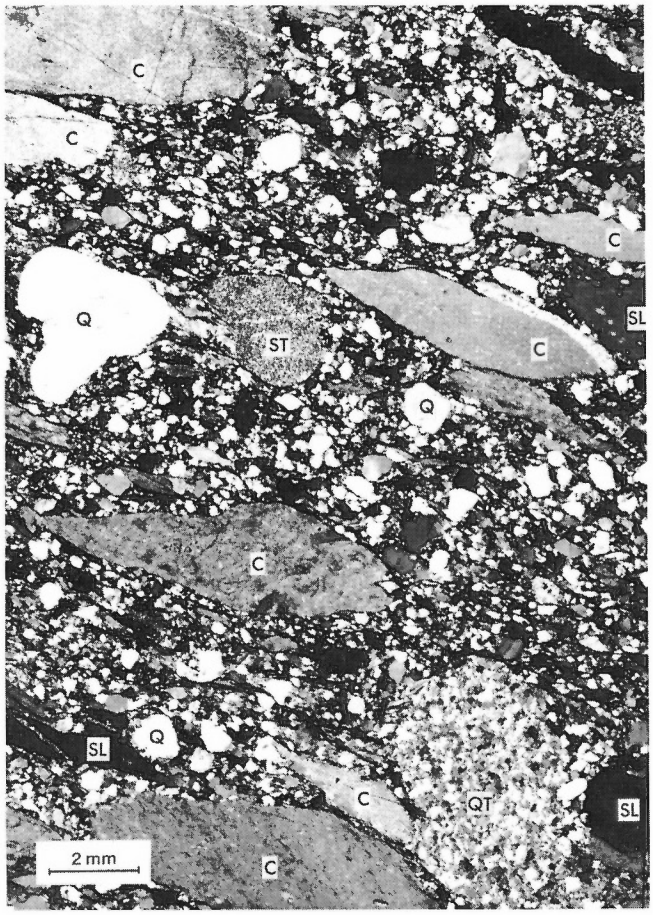


PLANCHE VIII-5. Microphotographie d'un conglomérat à fins gravillons, de composition de subgrauwacke, et qui appartient au groupe de Sylvester du Dévono-Mississippien de la partie nord de la chaîne des Cassiars (Yukon). Q: quartz; C: chert; SL: ardoise; ST: siltstone; QT: quartzite.

est présent plus loin à l'ouest, fait partie d'une succession non subdivisée de chert, de schiste argileux et de siltstone dans la dépression de Kéchika. Le Dévonien moyen est aussi représenté par la formation de Besa River qui comprend des roches du Dévonien supérieur et du Carbonifère (Kidd, 1963). Typiquement mince, environ 1,000 pieds d'épaisseur, cette formation est composée de schistes argileux noirs pyriteux non calcaires et de mudstones siliceux. Entre les rivières Gataga et Kéchika, des grès, des schistes argileux et du conglomérat, à stratification entrecroisée prononcée par endroits, ont une épaisseur de plus de 1,000 pieds et reposent en discordance sur des strates du Cambro-Ordovicien. L'âge de cet assemblage n'a pas été déterminé, mais il est supposé être en corrélation avec les roches clastiques répandues du Dévonien supérieur de la chaîne des Cassiars. La formation de Besa River s'étend au sud de la passe aux Pins, où une partie se transforme graduellement en les roches carbonatées de la formation de Palliser du Famennien ou en celles du groupe de Kindle du Mississippien. Le faciès de schiste argileux se prolonge plus au sud, jusqu'aux rivières Atha-

basca et Bow, où le schiste passe graduellement en les récifs de roches carbonatées du groupe de Fairholme du Frasnien. L'unité de base du groupe de Fairholme s'étend au-delà du Dévonien moyen le long de l'arche d'Alberta et repose en discordance simple ou angulaire sur les strates de l'Ordovicien ou du Cambrien.

Dans le *sud des Rocheuses,* le Dévonien supérieur est représenté par le groupe de Fairholme du Frasnien et par les formations sus-jacentes discordantes de Sassenach et de Palliser du Famennien (McLaren, 1955). Le groupe de Fairholme englobe deux mégafaciès, le faciès de roches carbonatées et le faciès de roches clastiques; ces faciès passent latéralement l'un dans l'autre, soit brusquement, soit par interdigitation (fig. VIII-20). La formation de Flume est la base du faciès de roches clastiques et est formée de 100 pieds de calcaire argileux gris et de dolomie cherteuse et à stromatoporoïdes dans la partie supérieure. Elle est recouverte par la formation de Maligne, constituée de 50 pieds de calcaire argileux finement lité qui passe graduellement vers le haut en les schistes calcaires et noduleux noirs de la formation de Perdrix. Le contact avec la formation inférieure de Mount Hawk sus-jacente est graduel, les schistes argileux s'interstratifient graduellement avec des calcaires argileux; leur épaisseur totalise environ 1,000 pieds. La formation de Cairn est l'unité de base de la succession de roches carbonatées; les couches les plus basses sont similaires à celles de la formation de Flume tandis que la partie supérieure est formée d'environ 600 pieds de calcaire dolomitique microgrenu, finement lité, gris foncé et de dolomie grossière à biostromes brun foncé; ces roches sont stratigraphiquement équivalentes à celles des formations de Maligne et de Perdrix inférieure (fig. VIII-21). La formation sus-jacente de Southesk se divise en trois niveaux: les niveaux de Peechee et d'Arcs, formés surtout de calcaire ou de dolomie lité, gris pâle, aphanitique à fins cristaux, sont séparés par le niveau de Grotto constitué de dolomie brun foncé, à fins cristaux, à teneur d'abondants coraux, de stromatoporoïdes et d'*Amphipora.* La formation de Southesk, notamment le niveau de Peechee, est moins étendue que la formation de Cairn et forme par endroits des récifs en pinacle (pl. VIII-6), ce qui reflète une croissance rapide générale vers le haut des récifs. En partie d'origine organique, elle est formée surtout de sable calcaire. Le niveau d'Arcs est quelque peu plus étendu et est recouvert par les débris de récifs et les roches carbonatées silteuses feuilletées du niveau de Ronde. Ce niveau se prolonge au-delà et recouvre les boues carbonatées de base de la formation de Mount Hawk, ceci indique une régression et l'émergence de roches carbonatées et leur érosion à la fin du Frasnien.

La formation de Sassenach du Famennien, d'épaisseur variable, atteint jusqu'à 600 pieds et les irrégularités de la surface d'érosion sont comblées d'épaisses couches de grès et de dolomie silteuse. Le niveau de Morro de la formation sus-jacente de Palliser est un calcaire gris, aphanitique massif, formant des falaises et tacheté de dolomie chamois qui, dans le centre des Foothills, passe à de la dolomie brune microgrenue. Les 100 pieds au sommet de cette formation constituent le niveau de Costigan, formé de calcaire argileux brusquement recouvert par le schiste argileux d'Exshaw, d'âge probable mississippien.

Les strates qui représentent le début du Frasnien, du groupe de Beaverhill Lake en surface, sont présentes seulement par endroits dans le sud des Rocheuses, telles les minces couches à la base des formations de Flume et de Cairn, ou de la formation de Hollebeke du chaînon Flathead. Cette dernière formation est constituée de 500 pieds de calcaire gris foncé à cristaux très fins et de dolomie

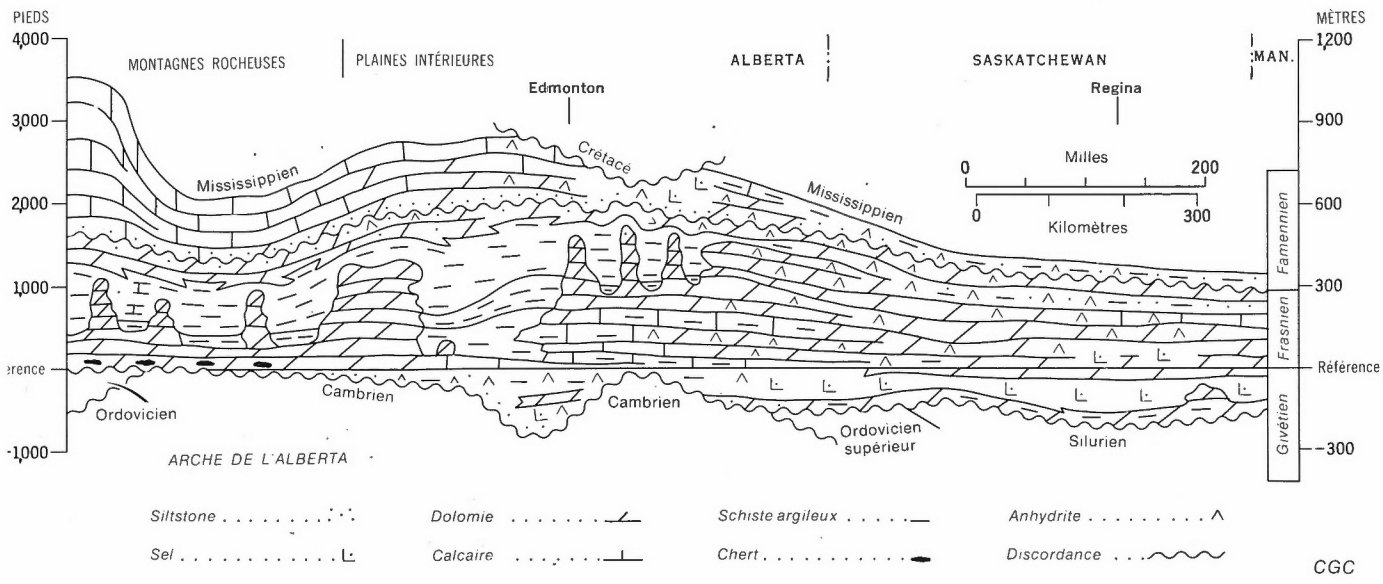
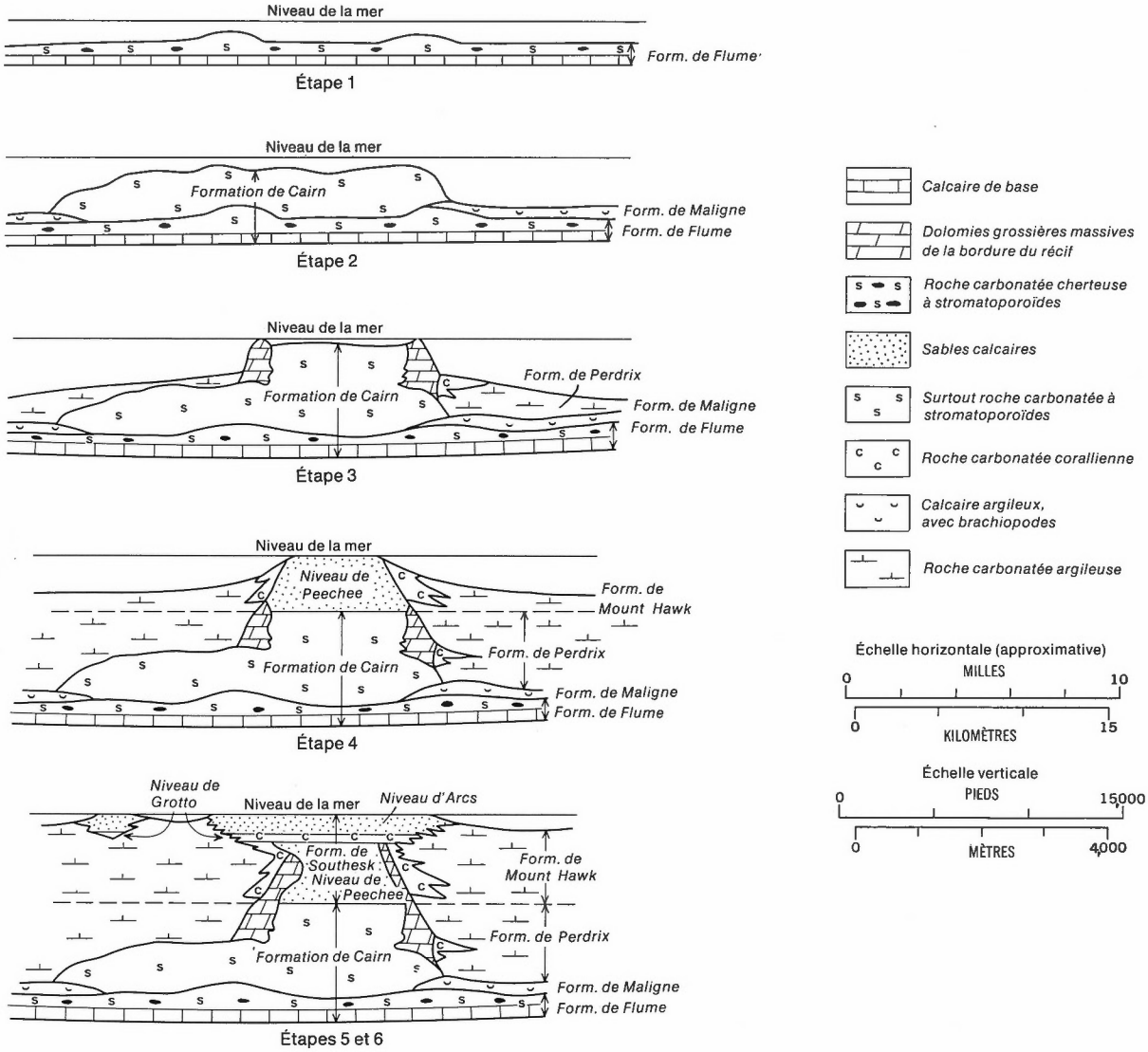


FIGURE VIII-20. Coupe stratigraphique des roches dévoniennes entre les Rocheuses du Sud et le Manitoba (H. R. Belyea).



PHASES TRANSGRESSIVES (la profondeur des eaux du bassin augmente progressivement)
Étape 1: Transgression principale et développement de plate-forme carbonatée à stromatoporoïdes (formation de Flume).
Étape 2: Croissance de biostromes à stromatoporoïdes (moitié inférieure de la partie supérieure de la formation de Cairn).
Étape 3: Croissance de biohermes marginaux (moitié supérieure de la partie supérieure de la formation de Cairn).

PHASES STABLES (comblement des bassins entourant le complexe récifal)
Étape 4: Formation de banc de sable calcaire (niveau de Peechee, formation de Southesk).
Étape 5: Croissance de biostromes à coraux et à Amphipora (niveau de Grotto, formation de Southesk).
Étape 6: Développement marqué de banc de sable calcaire (niveau d'Arcs, formation de Southesk).

PHASE RÉGRESSIVE (non illustrée)
Étape 7: Venue de silts quartzeux et développement de banc de carbonate (niveau de Ronde, formation de Southesk). Après une période d'interruption de sédimentation, est survenue la transgression famennienne.

CGC

FIGURE VIII-21. Principales étapes de la mise en place du complexe récifal de Miette du Frasnien du Dévonien supérieur (Mountjoy, 1965).

silteuse et argileuse feuilletée contenant des couches de brèche de roches carbonatées près de la base. Elle recouvre la formation d'Elko du Cambrien, soit en discordance simple ou suivant des indices de chenaux d'érosion. La formation suivante de Borsato, de la région de Flathead, est semblable lithologiquement à la formation supérieure de Cairn.

Dans le *sud-ouest des Rocheuses,* dans les chaînons Stanford et Hughes, la formation de Cedared du Dévonien moyen recouvre en discordance le Silurien et passe graduellement et latéralement en le gypse de Burnais (Belyea et Norford, 1967). Cette formation comprend jusqu'à 700 pieds de dolomie aphanitique arénacée, gris pâle et brune, de dolomie argileuse, de brèche, de grès et de

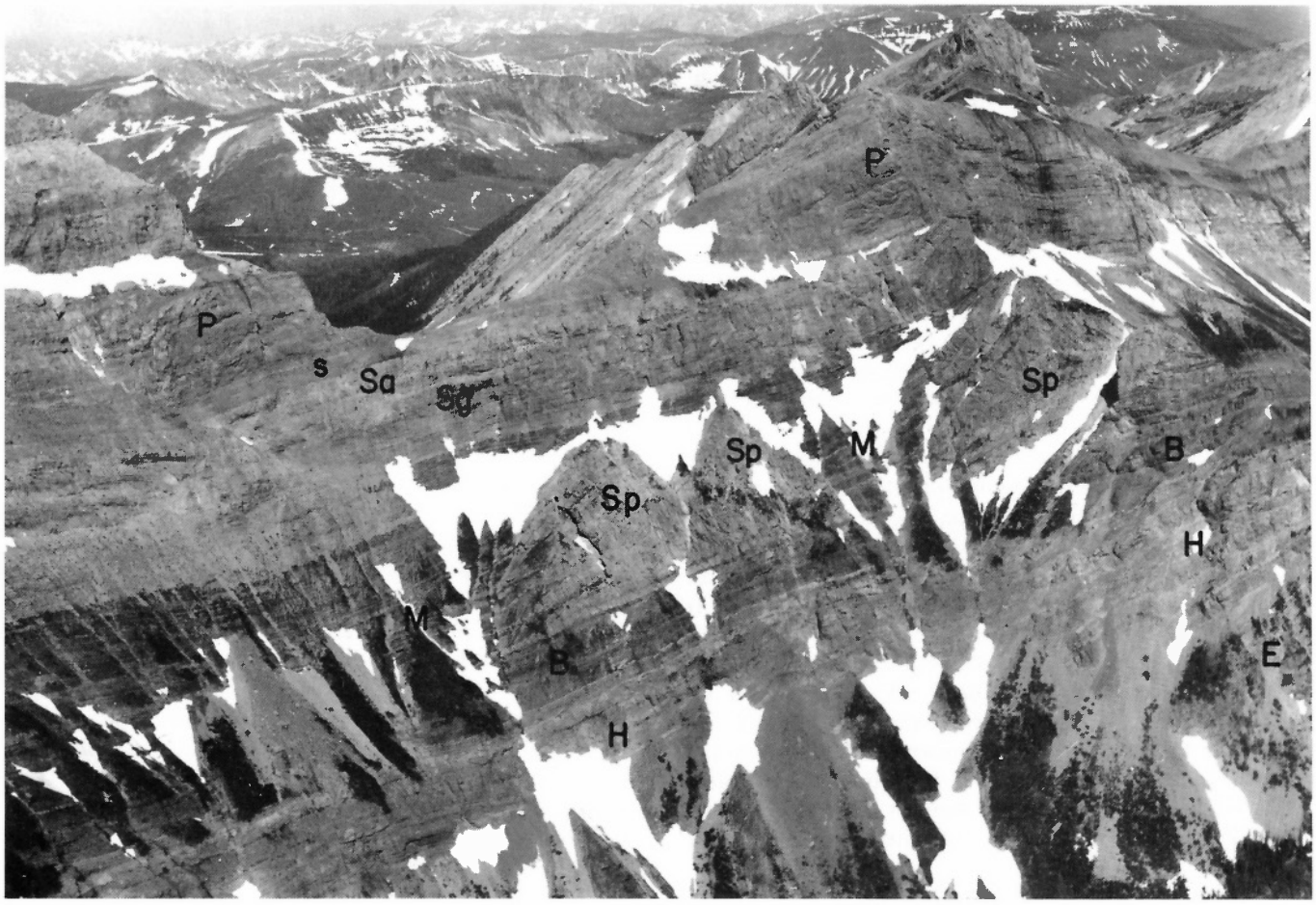


PLANCHE VIII-6. Séquence et restes de protubérances du Dévonien supérieur le long du front du récif de Peechee, chaînon Flathead, des Rocheuses du Sud en Alberta et en Colombie-Britannique. Vue vers l'ouest. P: formation de Palliser; s: formation de Sassenach; Sa: niveau d'Arcs, formation de Southesk; Sg: niveau de Grotto; Sp: niveau de Peechee; M: formation de Mount Hawk; B: formation de Borsato; H: formation de Hollebeke; E: formation cambrienne d'Elko.

schiste argileux rouge. Elle repose en concordance sous la formation de Harrogate constituée de 300 pieds de calcaire brun foncé, de schiste argileux et de dolomie, et contient une faune semblable à celle de la formation de Pine Point, près du Grand lac des Esclaves. Dans le synclinal de Lussier, à l'est du chaînon Hughes, ces couches reposent sous les calcaires argileux équivalents à ceux de la base du groupe de Fairholme, lesquels sont recouverts de schiste argileux et de siltstone gris foncé, présumés du Dévonien supérieur du fait qu'ils sont recouverts par des calcaires cherteux de la formation de Banff du Mississippien.

Sur le flanc ouest et sur le fond du *sillon des Rocheuses*, au sud de la faille Moyie, la succession dévonienne est formée d'un fanglomérat de base à gros blocs de strates du Purcell, qui repose en discordance sur la lave du Purcell et sur la formation de Gateway (Leech, 1962b). Il est recouvert par un grès contenant des restes fossiles de poisson recouvert lui-même par du gypse épais, de la dolomie et des brèches de solution. Les couches sus-jacentes sont des calcaires fossilifères équivalents à la formation de Maligne du groupe de Fairholme et aux strates semblables des autres formations du groupe. Des fanglomérats similaires, mais non fossilifères, se trouvent le long de la trace de la faille Moyie. Dans le nord des chaînons Purcell, de minces successions incomplètes font supposer que le côté est de l'arche de Purcell a périodiquement émergé au cours du Dévonien. Du schiste argileux non fossilifère rouge et vert de la formation de Mount Forster représente probablement un faciès marginal du gypse de Burnais. La formation de Mount Forster repose en discordance sur la formation de Beaverfoot et est recouverte en discordance par 200 pieds de calcaire et de gypse de la formation de Starbird du début du Dévonien supérieur (Reesor, 1957).

L'âge des formations de Broadview et de Jowett, au sommet du groupe de Lardeau dans la *chaîne de Selkirk* et de la formation de Snowshoe dans les *chaînons Cariboo*, restent inconnus. Les formations de Broadview et de Snowshoe sont caractérisées par des arénites mal triées

légèrement feldspathiques et riches en quartz et représentent une transformation profonde du régime argileux précédent. Si ces unités datent du Dévonien supérieur ou même du début du Paléozoïque, il reste difficile de conclure à l'existence d'une région source à l'est. Du fait que ces matériaux clastiques sont absents dans la partie orientale des chaînons Purcell et que la formation de Snowshoe est microgrenue et plus calcaire à l'est (Sutherland Brown, 1957), la région source de ces formations doit avoir été à l'ouest de la dépression de Lardeau. On peut toutefois supposer que la formation de Broadview soit équivalente au groupe de Horsethief Creek. Les arénites provenant de ces deux unités sont remarquablement similaires et la roche verte de Broadview serait alors en corrélation avec la formation d'Irene. Des relations de structure viennent à l'appui, notamment dans le secteur occidental de l'arc de Kootenay, où la formation de Broadview est séparée par un éboulis de la formation sous-jacente d'Index (P. B. Read). Les roches de la formation de Broadview ont subi une déformation antérieurement à la mise en place du groupe de Milford du Mississippien (Wheeler, 1966b). Il reste donc possible que la formation de Broadview soit du groupe de Horsethief Creek chevauché sur des formations inférieures du groupe de Lardeau, au cours de l'orogenèse du Caribou, antérieurement au dépôt du groupe de Milford. Sutherland Brown (1963) a remarqué les similitudes des arénites de la formation de Snowshoe et de celles du groupe de Kaza, dans les chaînons Cariboo, mais il soutient qu'il s'agit d'unités stratigraphiques distinctes.

Dévonien moyen de la plate-forme de l'Intérieur

Eifélien (fig. VIII-14). Les formations affleurantes dans les monts Franklin et dans le sud des monts Mackenzie s'étendent sur la plate-forme de l'Intérieur, dans le sud-ouest du district de Mackenzie et dans le nord-est de la Colombie-Britannique, mais elles sont beaucoup plus minces. Des dolomies, en apparence contemporaines à la formation d'Arnica, sont grises et brun pâle, rubanées et tachetées, cryptocristallines ou à coraux fins et bréchiformes par endroits. On y trouve d'innombrables grains de sable flottants; quelques-uns forment des couches de grès près de la base. Les dolomies se transforment graduellement vers l'est en sel de Cold Lake et en couches rouges et roches carbonatées associées au sel en bordure des bas-plateaux de Tathlina au sud, et en environ 1,200 pieds d'anhydrite, d'halite et de dolomie au nord. Cette dolomie s'amincit vers l'est à environ 300 pieds de brèche et de dolomies argileuses à anhydrite recouvrant en discordance l'Ordovicien supérieur, au nord-ouest du Grand lac des Esclaves. La dolomie sus-jacente de Manetoe, au sud-ouest de l'arche de Tathlina, est formée de dolomie à cavités de solution, à cristaux de moyens à grossiers, qui passe graduellement vers le haut et latéralement en du calcaire en granules microgrenu, brun pâle. Cette dolomie disparaît ou passe graduellement vers l'est, dans le nord de l'Alberta, en des dolomies argileuses à anhydrite et en des anhydrites et, vers le sud, en de l'anhydrite arénacée et en des schistes argileux de la formation inférieure de Chinchaga. La partie supérieure et le sommet de cette unité renferment généralement des schistes non calcaires, pyriteux, cireux, verts ou bleu gris en couches irrégulières contenant des facules ou des cailloux de calcaire et sous forme de matériaux de remplissage de fractures. Du grès repose à ce niveau sur le flanc du bas-plateau de Tathlina. La présence du schiste argileux fait supposer une lacune stratigraphique dans le dépôt, accompagnée de cassures, de lixiviation et de formation de sol. Elle est considérée marquer la limite entre l'Eifélien et le Givétien dans la subsurface, mais on ne dispose d'aucune donnée précise de la faune.

Dans le bassin d'Elk Point, l'Eifélien est probablement représenté par la partie inférieure du groupe d'Elk Point. La plus basse, la formation de Lotsberg, se trouve dans le centre de l'Alberta et peut être présente dans les grès de base et les couches rouges au nord de l'arche de Peace River. Elle peut être de l'Eifélien ou plus ancienne. Elle comprend un maximum de 500 pieds de grès recouverts par des claystones arénacés, rouge orangé, silteux, dolomitiques et à anhydrite contenant de l'anhydrite et localement une ou deux couches d'halite, épaisses jusqu'à 400 pieds dans le centre de l'Alberta. L'halite se transforme graduellement et latéralement vers l'ouest en des grès typiques de la marge de bassin, en passant par de la dolomie à de l'anhydrite interstratifiée avec du mudstone. L'halite est recouvert par du claystone rouge à forte radiation gamma, puis par des calcaires, finement lités, légèrement argileux, microgrenus, de gris pâle à brun pâle, de la formation d'Ernestina Lake. Cette formation, bien qu'absente sur l'arche de Peace River, est présente entre cette arche et le bas-plateau de Tathlina où elle est une dolomie à fins cristaux, poreuse par endroits, et présentant une porosité intergranulaire; elle contient la même faune que les calcaires au sud de l'arche. Ces couches se transforment vers le haut en anhydrite massive, de couleur pâle, à laquelle succèdent des claystones rouges et le sel de Cold Lake. Le sel se trouve dans deux bassins, dont l'un flanque le bas-plateau de Tathlina au sud, à l'est et au nord, tandis que l'autre se situe entre l'escarpement de Meadowlake et l'arche de Peace River (fig. VIII-14). Il s'est formé un dépôt de couches rouges sur la partie orientale de l'arche de Peace River. Il semble que le sel de Cold Lake se soit déposé dans des lagunes, longues jusqu'à 1,000 milles, ou dans des lacs du type playa dans lesquels les rivières se déverseraient à partir des crêtes environnantes. Le sel de Cold Lake semble avoir rempli le bassin d'Elk Point jusqu'à la hauteur des couches de l'Ordovicien supérieur, formant ainsi l'escarpement de Meadowlake; la partie supérieure du groupe d'Elk Point du Givétien recouvre cet escarpement et s'étend au-delà.

Givétien (fig. VIII-15). Sur le craton, les épaisses roches carbonatées des formations de Nahanni et de Hume con-

vergent vers le sud et l'est. Dans la subsurface, les couches contemporaines sont formées de calcaires microgrenus, à sphérules, localement fossilifères et passant graduellement vers l'est en des calcaires cryptocristallins, brun pâle, et fragiles, puis en l'anhydrite et la dolomie de la partie supérieure de la formation de Chinchaga. Des couches équivalentes plus au sud-est sont les dolomies argileuses à lamelles de schiste argileux de la formation de Contact Rapids. Cette formation correspond probablement aux niveaux 1 et 2 de la formation de Methy, dans l'est de l'Alberta. En Saskatchewan, la formation de Contact Rapids se transforme graduellement en 50 pieds de siltstone rouge et vert, de schiste argileux et de roches carbonatées argileuses grises de la formation d'Ashern susjacente en discordance sur le Silurien et l'Ordovicien (fig. VIII-20).

Au sud et à l'est du front de roches carbonatées, la base de ce faciès de roches carbonatées s'élève par degré stratigraphiquement et forme une couche de roches carbonatées de plate-forme qui recouvre l'arche de Tathlina et le bassin d'Elk Point, aussi loin au sud que l'affleurement de ce faciès au Manitoba. Cet affleurement de roches carbonatées constitue le niveau inférieur de la formation de Keg River, formé de 100 à 170 pieds de dolomie argileuse microgrenue, brune, et de calcaire contenant dans la partie supérieure du calcaire argileux brun et du schiste bitumineux. Son épaisseur diminue vers le sud-est et atteint moins de 50 pieds, là où il couvre l'escarpement de Meadowlake en Saskatchewan. Au-dessus de ces roches carbonatées de plate-forme, les sédiments sont différenciés en schiste argileux, en roches carbonatées et en faciès d'évaporite, tous latéralement contigus. Le faciès de schiste argileux représenté par la formation d'Horn River, est constitué d'environ 100 à 300 pieds de schistes bitumineux gris brun, interstratifiés avec des calcaires microgrenus brun foncé et des schistes calcaires gris verdâtre. Ce faciès s'épaissit dans le nord-est de la Colombie-Britannique, où il comprend à la base de 50 à 100 pieds de schistes bitumineux, brun foncé à noirs, et de calcaire bitumineux microgrenu de couleur brune qui constituent le niveau d'Evie, recouvert par environ 550 pieds de schistes calcaires gris du niveau d'Otter Park auxquels succèdent de 20 à 150 pieds de schistes bitumineux noirs, localement pyriteux et siliceux, du niveau de Muskwa. La base du Dévonien supérieur repose au sein de la formation d'Horn River, peut-être à la base du niveau de Muskwa.

Le contact entre le faciès de schistes argileux et le faciès de roches carbonatées est abrupt et sinueux et limite des régions de plate-forme et de bassin. Les bordures des régions de plate-forme sont caractérisées par ce qui semble être une barrière persistante de roches carbonatées, formée, du moins en partie, par des récifs et des détritus de récifs et constituant les formations de Pine Point et de Sulphur Point. De petits bancs de roches carbonatées, ou des «récifs de cordon», s'étendent sur le côté du bassin de la barrière de roches carbonatées. Par endroits le long du front, les calcaires sont remplacés par de la dolomie blanche, à cavités de solution et à gros cristaux, épaisse jusqu'à 1,200 pieds; cette substitution a détruit entièrement les textures originales et empêche peut-être de reconnaître les équivalents stratigraphiques des formations adjacentes transformées en dolomie. Derrière la barrière, les couches équivalentes comprennent les roches carbonatées de Keg River et la succession sus-jacente d'évaporite et de roches carbonatées de Muskeg. Le niveau supérieur de la formation de Keg River se divise en le niveau de Rainbow (récif), épais jusqu'à 800 pieds, et est peut-être le prolongement partiel de la formation de Muskeg, et en un calcaire brun, microgrenu, non récifal, à crinoïdes par endroits, et épais d'environ 150 pieds. La vaste gamme de roches carbonatées du niveau de Rainbow comprend des récifs organiques et des détritus de récifs sur les flancs d'atolls ou de bancs, et des calcarénites et des calcilutites sans squelettes dans les récifs-barrières et de lagune; par endroits, ces roches carbonatées sont transformées en dolomie. La partie supérieure, à teneur par endroits de stromatoporoïdes, est à prédominance de dolomie feuilletée, formée peut-être par des algues en eaux peu profondes. Vers l'est, en Saskatchewan, la formation de Keg River est appelée la formation de Winnipegosis et comprend une unité inférieure de dolomie argileuse microgrenue, d'une épaisseur inférieure à 30 pieds, et une dolomie brun jaunâtre pâle, cryptocristalline à fins cristaux, équivalente à la partie supérieure de la formation de Keg River. La formation de Winnipegosis contient par endroits des stromatoporoïdes, des bryozoaires et des coraux, mais en général, elle est peu fossilifère et présente des vestiges de structures de pisolithes, d'oolithes et de sphérules. Des couches compactes sont interstratifiées avec des couches caractérisées par une porosité intercristalline ou à cavités de solution. Dans des affleurements au Manitoba, des récifs à stromatoporoïdes sont enveloppés de dolomies litées et sont présumés se prolonger en profondeur où leur épaisseur varie de 50 à au moins 345 pieds. Edie (1959) a émis l'opinion que ces récifs étaient des atolls; Grayston, Sherwin et Allan (1964) ont estimé qu'il s'agissait de récifs en forme de dôme sur un banc périphérique de roches carbonatées, et Jones (1965) a pensé qu'il s'agissait de bancs partiellement soutenus par des structures organiques. La formation de Winnipegosis passe graduellement vers le sud en de la dolomie gris pâle, à fins cristaux, contenant à la base une dolomie silteuse gris-rouge avant d'atteindre le bord du bassin de sédimentation au Montana.

Dans tout le bassin d'Elk Point, il s'est formé des dépôts de sel entre les atolls et les récifs à relief plus élevé. Dans le nord-ouest, le sel de Black Creek à la base de la formation de Muskeg ne couvre pas l'arche de Tathlina, ce qui signifie qu'aucun dépôt de sel ne s'est formé à cet endroit, ou qu'ultérieurement l'érosion l'a emporté. Vers le sud-est, la formation de Muskeg passe graduellement en la formation de Prairie, épaisse de 250 à 600 pieds en Saskatchewan et de 1,000 pieds au maximum dans le

nord-est de l'Alberta. Cette variation d'épaisseur est en partie attribuable au remplissage de la surface irrégulière par les roches carbonatées des formations de Keg River et de Winnipegosis, mais elle est peut-être aussi imputable à l'abaissement de terrain ou au jeu des failles au cours du dépôt. On trouve de la sylvine et de la carnallite, en quantité économique, dans les 100 à 200 pieds supérieurs, au sud de Saskatoon. Le long de la bordure nord-est érodée, les évaporites de la formation de Prairie ont été dissoutes et reposent à l'arrière des dolomies litées et des récifs de la formation de Winnipegosis. Vers les bordures ouest et sud du bassin d'Elk Point, il y eut formation sur une grande échelle de chenaux d'érosion, de brèches et de glissements de terrains dus à la dissolution d'halite. Les formations de Winnipegosis et de Prairie se transforment toutes deux graduellement en grès et schistes rouges près de la ligne de rivage en passant par une mince succession de calcaire argileux brun, de dolomie et de schiste argileux. Les conditions marines se prolongeaient probablement plus au nord-est que ne l'indiquent les sections sous-jacentes.

Au-dessus des formations de Pine Point, de Muskeg et de Prairie, on trouve dans le nord-ouest un mince schiste vert qui passe graduellement en des argiles indurées rouges dans le sud-est; ces couches représentent une discordance ou une lacune de sédimentation. La formation sus-jacente de Sulphur Point, au nord et à l'ouest, renferme des calcaires présumés avoir été déposés dans des régions de récifs, des lagunes ou dans des régions périodiquement en affleurement ou en eaux peu profondes. Les stromatoporoïdes et les coraux se trouvent *in situ* ou sous forme de détritus dans une matrice microgrenue ou macrogrenue, gris pâle à chamois, contenant d'abondants squelettes. La formation, de 300 pieds d'épaisseur dans les récifs-barrières et les récifs de bordure, s'amincit sur la crête de l'arche de Tathlina à 25 pieds de calcaire bréchiforme et de schiste pyriteux non calcaire vert et gris-bleu, ce qui laisse croire à un dépôt sous-jacent. Là où elle a été transformée en dolomie à cristaux grossiers, les couches équivalentes sont appelées la formation de Presqu'île. La formation de Sulphur Point passe graduellement vers le sud en du calcaire aphanitique, en de la dolomie de type évaporite et en de l'anhydrite et s'amincit vers le sud-est. Elle est représentée par les grès de Gilwood aux environs de l'arche de Peace River. Elle s'amincit à environ 10 pieds d'anhydrite dans le centre-est de l'Alberta, et est peut-être l'équivalent de la formation de Dawson Bay, en Saskatchewan, du fait qu'elles renferment toutes les deux des *Stringocephalus*. La formation de Dawson Bay en Saskatchewan est formée à la base d'une unité de 30 pieds de claystone dolomitique, tachetée de rouge et de vert, sus-jacente en contact graduel à l'évaporite de la formation de Prairie; cette roche est interprétée comme un sol. Le claystone passe graduellement vers le haut en du calcaire argileux et de la dolomie contenant une faune de coraux et de brachiopodes que recouvrent des calcaires à stromatoporoïdes et coraux de couleur chamois et brun, à grain de fin à grossier. Ces dernières roches sont en partie altérées en dolomie poreuse automorphe avec remplissage d'halite. Les calcaires sus-jacents chamois, bruns, bitumineux, cryptocristallins et à sphérules sont interstratifiés avec de l'anhydrite ou de l'halite. La formation de Dawson Bay est recouverte par un mince schiste argileux rouge et vert apparemment du même âge que celui de Watt Mountain sus-jacent à la formation de Sulphur Point. A son épaisseur maximale, la formation de Dawson Bay atteint 230 pieds dans le sud-est de la Saskatchewan, franchit la limite de dépôt de la formation de Winnipegosis dans le Dakota-Nord et s'amincit à environ 10 pieds de dolomie et d'anhydrite dans le sud-ouest de la Saskatchewan.

La formation de Slave Point s'amincit vers le sud-est, d'un maximum de 500 pieds le long du front des roches carbonatées, à nul près de l'arche de Peace River et à moins de 50 pieds dans le centre-est de l'Alberta; elle n'a pas été identifiée en Saskatchewan. Aux environs du front, elle renferme des stromatoporoïdes globulaires fixés dans une matrice de calcarénite grossière à squelettes ou se présentant sous forme de fragments dans des calcilutites et des calcaires à sphérules recristallisés par endroits en dolomie grossière, blanche et à cavités de solution. Au sud-est de ce front, les couches riches en stromatoporoïdes diminuent, la roche devient litée, en majorité cryptogrenue à microgrenue, et renferme des nodules de chert et des ostracodes et des brachiopodes disséminés. L'anhydrite et la dolomie de type évaporite constituent le niveau de Fort Vermillion à la base, dont l'épaisseur augmente vers l'est; la formation de Slave Point est représentée par 60 pieds d'anhydrite et quelques pieds de calcaires sus-jacents aux environs de Fort McMurray.

Dévonien supérieur de la plate-forme de l'Intérieur

Frasnien (fig. VIII-16). La succession du Frasnien indique une mise en place oscillatoire, mais ininterrompue. Les couches de certains endroits à la base ne sont pas encore datées, et sont considérées ici du Frasnien. Elles sont en grande partie formées des schistes noirs, pyriteux, siliceux par endroits, de la formation de Muskwa; ces roches remplissent les irrégularités attribuables au bombement, au déplacement le long de failles et à l'érosion d'âge postgivétien et peuvent représenter la convergence vers l'ouest de la partie inférieure de la formation sus-jacente de Fort Simpson ou renfermer une ou plusieurs discordances qui disparaissent vers l'ouest. Dans la région du Grand lac des Esclaves, où des roches carbonatées du Frasnien reposent à un horizon stratigraphique plus bas que dans l'ouest, la langue de schiste argileux est appelée la formation de Hay River. Épaisse d'environ 1,200 pieds, et tout comme celle de Fort Simpson de 2,000 à 2,500 pieds d'épaisseur, la formation de Hay River consiste en des schistes argileux, gris verdâtre à vert grisâtre, à minces couches de siltstone et de roche carbonatée silteuse et, par endroits, des schistes argileux gris foncé et noirs. Ces deux formations passent graduellement en des roches carbonatées sus-jacentes et, le

long du contact, les schistes argileux sont interstratifiés avec des calcarénites à squelettes et des lentilles riches en coraux et stromatoporoïdes. La formation de Hay River est recouverte par la formation de Twin Falls, d'environ 500 pieds de biohermes calcaires à algues, stromatoporoïdes et coraux, de biostromes, de calcarénites et de calcaires lagunaires, tachetés, cryptogrenus à sphérules qui passent graduellement vers le sud en la dolomie de Grosmont et en la partie supérieure de la formation de Leduc. La formation de Twin Falls repose sous 450 pieds de calcaires silteux, de siltstones calcaires et de schistes argileux de la formation de Tathlina et les calcaires et les siltstones de Redknife qui s'épaississent vers l'ouest et englobent un calcaire basal à corail, bioclastique à récifal d'une épaisseur de 50 pieds, appelé le niveau de Jean Marie. Ce niveau s'épaissit vers le sud-ouest aux dépens des schistes argileux de Fort Simpson, avant de disparaître sous forme d'une unité distincte de roches carbonatées. La formation de Kakisa, épaisse de 200 pieds, est le sommet du Frasnien et renferme des récifs de coraux et de stromatoporoïdes, des calcarénites à squelettes et des calcaires cryptogrenus à sphérules; elle passe graduellement vers l'ouest en des schistes argileux gris-vert et a subi l'érosion antérieurement au dépôt de la formation de Trout River du Famennien. Les formations de Redknife et de Kakisa convergent vers le sud et se transforment en dolomie au-dessus de l'arche de Peace River; les équivalents les plus méridionaux sont les groupes de Woodbend et de Winterburn au sommet de la succession.

La formation de Beaverhill Lake et la formation presque équivalente de Waterways dans le centre-est de l'Alberta ont une épaisseur de 500 à 700 pieds. Le calcaire basal de type calcarénite à squelettes de la formation de Beaverhill Lake, non inclus dans la formation de Waterways, est brusquement recouvert par les schistes calcaires brun foncé et les schistes argileux gris-vert du niveau de Firebag auxquels succèdent les calcaires brun jaunâtre, chamois pâle, à grains de fins à moyens du niveau de Calumet. Les schistes argileux gris-vert du niveau de Christina passent graduellement vers le haut au complexe de faciès calcaire du niveau de Moberly qui inclut des biostromes riches en stromatoporoïdes, des calcarénites à squelettes, du calcaire tacheté, de l'anhydrite litée et du schiste argileux gris-vert. Le niveau de Moberly repose sous le niveau de Mildred composé de schiste argileux interstratifié avec du calcaire microgrenu.

Le faciès de schiste argileux et de calcaire en interstratification de la formation de Beaverhill Lake se transforme le long d'un front irrégulier en un faciès de plateau ou de carbonate de plate-forme. Les roches carbonatées flanquent et recouvrent les arches de Peace River et d'Alberta et les vastes plates-formes du Montana, du Dakota-Nord et du sud du Manitoba. Le front de la plate-forme de cette époque se trouve presque entièrement en profondeur dans le centre-ouest de l'Alberta. Un calcaire lité, microgrenu, brun foncé, de grande étendue et renfermant dispersés des stromatoporoïdes, des coraux et des *Amphipora,* incluant une couche basale de roches à brachiopodes et à crinoïdes, forme une vaste plate-forme où se sont développés des bancs isolés de récifs de bordure, épais jusqu'à 500 pieds. Ces bancs sont en grande partie formés de calcaire, bien qu'ils passent graduellement vers le sud-ouest en de la dolomie et constituent peut-être une barrière continue, mais irrégulière, de dolomie récifale à cavités de solution à partir du nord de la rivière Athabasca, dans le parc national de Jasper, jusque dans l'est de la Saskatchewan. Les bancs de récifs de bordure constituent le niveau de Swan Hills et renferment une grande variété de types de roches carbonatées (Murray, 1965). Une charpente de stromatoporoïdes tabulaires et massifs, d'algues solénaporidées et de quelques coraux, forme une barrière résistante aux vagues, progressivement transformée en structures monticulaires. Des débris de squelettes flanquent les récifs en forme de talus, tant du côté de la mer que des lagunes, et forment également des dépôts lités qui séparent peut-être les bas récifs dans la succession de ceux plus élevés vers le sommet. Les calcarénites à l'arrière des récifs passent à une variété de dépôts lagunaires, en majorité des calcilutites et des calcarénites sans squelettes renfermant des *Amphipora* et des stromatoporoïdes dendroïdes. Certains endroits renferment des intercalations de schistes argileux verts, cireux et pyriteux.

Les faciès de récif, de banc et de dolomie à cavités de solution en Alberta passent graduellement vers l'est, en Saskatchewan, en les dolomies et évaporites lités de la formation de Souris River sensiblement de même intervalle stratigraphique que la formation de Beaverhill Lake. La formation de Souris River, de 400 à 600 pieds d'épaisseur dans le centre de la Saskatchewan, comprend (Lane, 1965) de la base au sommet: l'unité A: claystone rouge et vert, bréchiforme par endroits (premières couches rouges du groupe d'Elk Point); l'unité B: calcaire cryptogrenu dolomitique ou argileux; l'unité C: calcaire dolomitique brun à squelettes et à sphérules, à grains fins et moyens, renfermant des stromatoporoïdes et des coraux recouverts par l'unité D: (l'halite de Davidson) et son équivalent latéral. L'unité C a constitué la barrière de précipitation de cette dernière unité. L'halite de Davidson passe graduellement vers le haut et l'ouest en de l'anhydrite. La partie supérieure de la formation de Souris River consiste en alternances cycliques de schistes argileux gris, verts et rouges, en calcaire fossilifère microgrenu et en anhydrite et, par endroits, en halite, à laquelle succèdent du calcaire argileux microgrenu et des schistes argileux gris.

La succession suivante du milieu du Frasnien supérieur est représentée par la plus grande partie du faciès schiste argileux de Fort Simpson, au nord de l'arche de Peace River, par le faciès roche carbonatée de plate-forme et de bancs bordés par des récifs des groupes de Woodbend et de Winterburn inférieur dans le centre de l'Alberta, et par le faciès évaporite des formations de Duperow et de

Birdbear en Saskatchewan. Le faciès schiste argileux couvre la plate-forme de Beaverhill Lake dans l'ouest de l'Alberta et forme des baies dans le faciès plate-forme dans le centre-ouest de l'Alberta (fig. VIII-16). La formation de Cooking Lake constitue la base des roches carbonatées de plate-forme, et est formée de calcaire microgrenu interstratifié avec des quantités variables de débris de squelettes, des calcarénites à squelettes, à grains de fins à moyens, renfermant par endroits d'abondants stromatoporoïdes, des couches riches en *Amphipora* et des couches à sphérules. Les stromatoporoïdes augmentent vers le front et forment des biostromes et des récifs en dôme sur de vastes régions. En s'éloignant du front, les calcaires microgrenus et à sphérules deviennent plus abondants et sont interstratifiés avec de l'anhydrite du fait que celle-ci augmente vers le sud. Une zone importante de calcaire argileux à brachiopodes et à crinoïdes et de schiste argileux au milieu de la formation de Cooking Lake s'étend à travers la Saskatchewan. Une zone similaire occupe le sommet de cette formation. Le schiste argileux équivalant à la formation de Cooking Lake, la formation de Majeau Lake, se trouve entre la plate-forme de Windfall et la chaîne récifale de Rimbey-Meadowbrook. Cette formation est constituée de schiste argileux noir qui passe graduellement vers le haut en des schistes argileux gris-vert de bassin qui débordent sur la plate-forme de Cooking Lake. Ultérieurement, le dépôt de roches carbonatées est demeuré restreint aux régions de récifs et de bancs soumis à l'action des organismes, du fait que ces régions pouvaient être des charpentes rigides dans les mers. La formation supérieure de Cairn et la partie supérieure du niveau de Wymark de la formation de Duperow sont constituées de roches carbonatées postérieures à la formation de Cooking Lake et forment un front continu, irrégulier, à partir des Rocheuses jusque dans le sud-est de la Saskatchewan et, tout comme la partie inférieure de la formation de Leduc, elles constituent la base du dépôt des dolomies grises des chaînes récifales. Ces strates sont en majorité des biostromes de stromatoporoïdes bruns, des récifs et des bancs interstratifiés avec des couches riches en *Amphipora,* avec des calcarénites à squelettes et avec des calcaires rubanés microgrenus. Ces roches sont fréquemment altérées en dolomies brunes à cristaux de fins à grossiers. Les couches à stromatoporoïdes se transforment graduellement, en direction opposée à celle du front, en bahamites ou en calcaires à sphérules et en calcaires microgrenus généralement dolomitisés. Au sud et à l'est du front de Drumheller, ces faciès se présentent en interdigitation avec des dolomies en alternance cyclique et avec des évaporites, surtout de l'anhydrite, mais par endroits avec du sel. Les langues de schistes argileux gris foncé et noirs pénètrent le front de roches carbonatées au sommet de la formation de Cairn. La formation de Cairn et ses équivalents se prolongent plus au sud que toute autre partie du Frasnien et représentent probablement la transgression maximale du Dévonien supérieur. Dans le nord-est de l'Alberta et au sud-ouest du Grand lac des Esclaves, des lentilles de coraux et de stromatoporoïdes, des récifs et des calcarénites du niveau d'Escarpement et de la partie inférieure de la formation de Twin Falls, sont en interdigitation avec les schistes argileux à la base du faciès roche carbonatée; ces schistes s'élèvent stratigraphiquement vers l'ouest à mesure de la transformation graduelle des langues de roches carbonatées en schistes argileux. Le dépôt de roches carbonatées sur le flanc sud-est de l'arche de Peace River a aussi commencé à cette époque.

La répartition des roches carbonatées sus-jacentes est en grande partie reliée à ces roches carbonatées. Elles forment aussi un front presque continu à partir des Rocheuses à travers le sud de l'Alberta (niveau de Peechee de la formation de Southesk) jusqu'en Saskatchewan (niveau de Seaward de la formation de Duperow), et constituent la formation supérieure de Leduc des chaînes récifales, le récif de bordure de l'arche de Peace River et la dolomie de Grosmont dans le nord-est de l'Alberta qui passe graduellement vers le nord au calcaire de Twin Falls de la région du Grand lac des Esclaves. Le contact avec le faciès adjacent de schiste argileux peut être abrupt ou peut se présenter en digitation. Ces couches sont généralement formées de 200 à 500 pieds de dolomie gris pâle, à cavités de solution, à cristaux moyens et grossiers, dans laquelle les structures d'origine ont été presque entièrement détruites. Aux endroits où ces couches ont été préservées sous forme de calcaire, on a identifié des récifs, des débris organiques, des calcarénites sans squelette et à sphérules et des mudstones calcaires feuilletés et à nodules. Une masse isolée typique de roches carbonatées (Klovan, 1964) est formée d'un faciès récifal organique discontinu sur les flancs de la structure, mais à un niveau de 20 à 40 pieds sous la surface. Les récifs sont formés de stromatoporoïdes massifs, sont séparés et flanqués, en direction de la mer, par des détritus récifaux grossiers contenant des stromatoporoïdes tabulaires et, en direction de la lagune, par des calcarénites à squelettes comprenant des détritus de récifs renfermant des stromatoporoïdes massifs. Dans la partie arrière protégée des récifs, ou dans les lagunes, le faciès le plus répandu consiste en calcarénites sans squelette, percées en calcaires feuilletés à algues, percés par endroits, et en couches riches en *Amphipora*; s'y trouvent également des lamelles et des disséminations de schistes argileux verts cireux et discontinus.

Les dolomies de massives à litées, à stratification entrecroisée par endroits, qui forment le front des régions de plate-forme contiennent aussi des récifs. Elles passent graduellement vers le sud et l'est du front, dans le sud de l'Alberta et de la Saskatchewan, en du calcaire argileux et du schiste argileux en alternance cyclique contenant une faune de brachiopodes, de coraux et de crinoïdes, en de la dolomie et de l'anhydrite. Les couches fossilifères argileuses sont absentes sur la plate-forme de Swift Current, dans le Montana et le Dakota-Nord. Le cycle le plus élevé stratigraphiquement se transforme en schiste

argileux rouge à travers le sud de la Saskatchewan. La formation équivalente du nord-est de l'Alberta, la Grosmont, sert aussi de barrière derrière laquelle les siltstones et les évaporites de Hondo se sont accumulés.

Le faciès schiste argileux du groupe de Woodbend. à l'est de la chaîne récifale de Rimbey-Meadowbrook, repose sur les roches carbonatées de la plate-forme de Cooking Lake. A la base, la formation de Duvernay, épaisse de 180 pieds, est constituée de calcaire brun foncé, de schiste pyriteux noir, en partie silteux, de minces lamelles de grès dont les surfaces de corrosion sont souvent recouvertes de pyrite et de fragments de la roche sous-jacente. Vers le nord, cette formation est interstratifiée avec du schiste calcaire gris-vert et des calcaires gris qui se transforment vers le nord et deviennent partie des schistes argileux gris-vert de la formation de Hay River. Au sud et à l'ouest de la chaîne récifale de Rimbey-Meadowbrook, cette formation et celle de Majeau Lake s'amincissent à environ 50 pieds de schiste argileux noir qui inclut peut-être une lacune stratigraphique ou discordance simple. La formation de Duvernay se transforme vers le haut en les schistes argileux peu fossilifères gris-vert de la partie inférieure de la formation d'Ireton, de 500 à 900 pieds d'épaisseur. La partie supérieure de la succession clastique, représentée par les formations d'Ireton, de Mount Hawk et de Fort Simpson, révèle l'influence de la stabilisation du bassin et de la régression marine progressive. Des langues de roches carbonatées s'étendent des bancs, presque périphériques autour du bassin, dans les roches clastiques de la partie supérieure du groupe de Woodbend et de la partie inférieure du groupe de Winterburn, et de la formation de Mount Hawk des Rocheuses. La langue la plus basse de la succession et la plus restreinte, la formation de Camrose en subsurface et le niveau de Grotto de la formation de Southesk, renferme d'abondants coraux et stromatoporoïdes, dans une matrice bitumineuse argileuse foncée; par endroits, ces coraux et stromatoporoïdes forment des récifs. La formation suivante de Nisku du groupe de Winterburn en Alberta et la formation de Birdbear en Saskatchewan, en majorité du même âge, et le niveau d'Arcs de la formation de Southesk, sont constitués de dolomies cristallines gris pâle à brun pâle sus-jacentes aux roches carbonatées de la plate-forme, et se prolongent sur les schistes argileux d'Ireton dans l'est de l'Alberta. Ces roches carbonatées passent graduellement à de l'anhydrite et à du siltstone dans l'est de l'Alberta et en Saskatchewan.

Dans le bassin d'Ireton dans l'ouest de l'Alberta et au nord de l'arche de Peace River, l'unité au sommet du groupe de Woodbend à la partie inférieure du groupe de Winterburn s'épaissit à mesure qu'elle passe graduellement en des dolomies silteuses, des siltstones calcaires et des schistes argileux, épais jusqu'à 450 pieds; cette unité est connue sous le nom de formation de Tathlina, à l'ouest du Grand lac des Esclaves et dans le nord-est de l'Alberta. Elle s'amincit en une unité de siltstone et de carbonate, épaisse de 0 à 300 pieds sur l'arche de Peace River, et s'épaissit vers l'ouest, dans le sud du district de Mackenzie et le nord de l'Alberta, et comprend les formations de Redknife et de Kakisa. Les schistes argileux gris-vert de Redknife renferment à la base le niveau de Jean Marie, calcaire bioclastique à stromatoporoïdes et à coraux, localement récifal et épais de 50 à 200 pieds. La formation de Kakisa du sommet du Frasnien, d'un maximum de 200 pieds d'épaisseur, renferme des récifs de coraux et de stromatoporoïdes et des calcarénites à squelettes et des calcaires cryptogrenus et à sphérules et passe graduellement vers l'ouest en des schistes argileux gris-vert. Elle a subi l'érosion antérieurement au dépôt de la formation de Trout River du Famennien. Les équivalents des unités silteuses du nord se retrouvent probablement dans le siltstone et le schiste argileux de Calmar, et le siltstone, la dolomie et l'anhydrite de Graminia dans le centre de l'Alberta.

Famennien (fig. VIII-17). La portion famennienne des schistes argileux de Fort Simpson et de Besa River dans le sud du district de Mackenzie et dans le nord-est de la Colombie-Britannique passe graduellement vers l'est en les roches carbonatées du groupe de Wabamun. Une succession intermédiaire de roches carbonatées et de roches clastiques en interdigitation renferme à la base les grès, les siltstones, les schistes argileux et les calcaires silteux de Trout River, épais de 200 pieds, qui s'amincissent vers l'est à moins de 20 pieds, et reposent en discordance sur le groupe sous-jacent de Winterburn. Cette succession passe graduellement vers le haut en la formation de Tetcho, formée de calcaire, et la formation suivante de Kotcho composée de schistes argileux gris foncé et noirs. Le faciès roche carbonatée, représenté par le groupe de Wabamun de l'Alberta, est formé dans le nord et l'ouest de l'Alberta de 700 pieds de calcaires microgrenus bruns à sphérules, renfermant par endroits des bahamites et des oolithes épars dolomitisés. Ce faciès contient par endroits des monticules de dolomie à cavités de solution. Il se trouve partout en Alberta et sa partie supérieure recouvre le Précambrien de l'arche de Peace River. La dolomitisation s'accroît aux environs de l'arche de Peace River et dans le centre-sud de l'Alberta, où la dolomie et l'anhydrite sont interstratifiés, avec par endroits de l'halite, et constituent le niveau de Stettler épais de 500 pieds. Ce niveau s'amincit en direction de la Saskatchewan où il passe graduellement en le schiste argileux, la dolomie et l'anhydrite bigarrés et en alternance cyclique à la formation de Torquay, épaisse de 60 à 130 pieds. La formation de Torquay passe en direction du Manitoba au faciès arénacé rouge de la formation de Lyleton. La formation de Big Valley recouvre les formations de Stettler et de Torquay, mais elle ne se distingue pas facilement du faciès calcaire de Wabamun vers le nord-ouest. Elle est formée de schiste argileux et de calcaire argileux gris-vert renfermant une faune à brachiopodes et à crinoïdes. Le Wabamun est recouvert par le

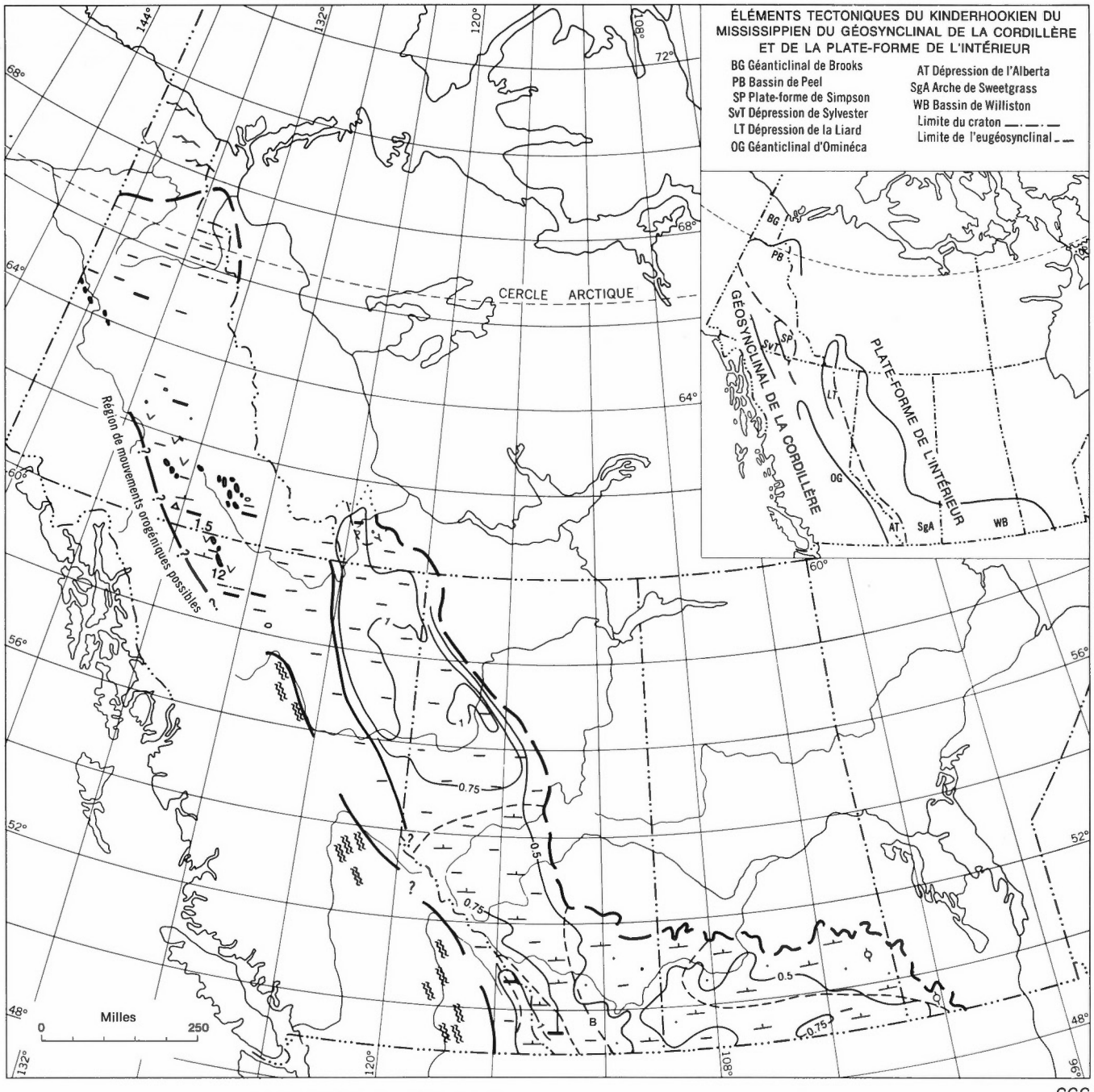
schiste noir de la formation d'Exshaw en Alberta et, en Saskatchewan, par le schiste noir basal de la formation de Bakken, du Dévonien et/ou du Mississippien.

Carbonifère et Permien

Résumé tectonique

Mississippien. L'orogenèse du Caribou du début du Mississippien et d'âge plus ancien (fig. VIII-22) est représentée dans le géanticlinal d'Ominéca par un métamorphisme et une déformation antérieurs à l'Osagien, qui ont affecté les roches du Paléozoïque inférieur et du Protérozoïque, par la présence de blocs de roches faiblement métamorphisées et de felsite dans les conglomérats de base des successions de l'Osagien ou plus récent, sus-jacentes en discordance sur des roches plus anciennes, et par un degré inférieur de métamorphisme dans les roches plus récentes. Des blocs de roches granitiques et de roches fortement métamorphisées, dans les conglomérats reliés aux roches du Mississippien dans le nord du géanticlinal d'Ominéca, indiquent que l'orogenèse a peut-être été accompagnée de plutonisme. La mise en place de roches clastiques noires et de roches volcaniques mafiques dans la dépression de Sylvester s'est probablement poursuivie au début du Mississippien; les roches clastiques provenaient de régions soulevées dans l'ouest, visibles pour la première fois au Dévonien supérieur. Dans le nord du géanticlinal d'Ominéca, des sédiments quartzeux dans un assemblage de roches à prédominance volcanique, probablement du Mississippien, dans les monts Pelly et les chaînons Ominéca, résultent de l'érosion de sédiments quartzeux du Cambrien inférieur, ou antérieur, et peut-être aussi de roches métamorphiques de la partie orientale du géanticlinal. Dans les chaînons Cariboo, les roches clastiques à la base dérivent de soulèvements dans la partie ouest du géanticlinal. Le plissement a eu lieu antérieurement à la mise en place des roches carbonatées de l'Osagien qui, par endroits, se trouvent associées à des roches volcaniques mafiques et à des roches clastiques et reposent en discordance régionale prononcée sur des strates aussi anciennes que celles du Cambro-Ordovicien de la dépression de Kéchika dans l'est. Du calcaire, des roches clastiques microgrenues et des roches volcaniques ont été déposés sur le futur emplacement de l'arche de Stikine, à l'est du nord du géanticlinal côtier. Dans les monts Britanniques, des schistes argileux du Méramécien recouvrent les roches faiblement métamorphisées, pénéplanées, de l'orogenèse de l'Ellesmérien (fig. VIII-23). Les roches du Mississippien de la plate-forme de l'Intérieur succèdent aux strates du Dévonien supérieur suivant une faible lacune stratigraphique et, dans les secteurs les plus orientaux du géosynclinal de la Cordillère, elles peuvent être en concordance, notamment où les deux systèmes sont représentés par de très minces schistes argileux noirs déposés dans des bassins à faible apport ou des leptogéosynclinaux. Des sables et des silts originaires de l'est et du nord reposent à la base des successions dans les bassins de Williston, de la Liard et de Peel, et se retrouvent à des niveaux plus élevés des mêmes successions et représentent un aspect de la régression régionale progressive, mais interrompue périodiquement vers l'ouest, à partir du craton, au cours du Carbonifère. Une grande variété de faciès se retrouve dans plusieurs types d'alternances cycliques. Dans les dépressions de la Liard et de l'Alberta et dans les parties adjacentes de la plate-forme de l'Intérieur, les faciès dominants sont de vastes nappes de calcaire à crinoïdes qui se transforment graduellement vers l'ouest en du calcaire cherteux et du schiste argileux. Une connection des dépressions de la Liard et de l'Alberta est évidente pour la première fois, ainsi que l'établissement d'une zone ininterrompue de dépression le long du craton à l'est de la plate-forme de MacDonald, demeurée sous forme d'arche. Dans le bassin à peine autogéosynclinal de Williston, les milieux de dépôt et le faciès passent graduellement de ceux de schiste argileux noir euxinique à ceux de couches rouges et d'évaporite, en passant par ceux de schistes argileux et de calcaires ordinaires marins à oolithes littorales.

Pennsylvanien. La présence de roches du Pennsylvanien dans le sud du géosynclinal de la Cordillère n'est établie qu'à quelques endroits, mais il est possible que cet étage soit représenté par de la roche verte, du calcaire et des roches clastiques dans la partie supérieure des successions du Mississippien ou dans la partie inférieure des autres successions établies comme étant du Permien. Par endroits au nord du géosynclinal côtier, les strates du Pennsylvanien demeurent absentes, tandis que dans la dépression du Fraser, des roches du Pennsylvanien inférieur et du Pennsylvanien supérieur sont connues et peuvent être assez abondantes au sud-est, dans la région entre les géanticlinaux côtier et d'Ominéca. On peut reconnaître une allure généralement positive des zones géanticlinales au cours de la mise en place du Pennsylvanien ou immédiatement après. Le volcanisme dans le sud du géanticlinal côtier a donné naissance à des îles, probablement entourées de plaines de matériau volcanique clastique. Dans le nord du Yukon, la datation au K-Ar des granites du batholite d'Old Crow a donné 265 m.a., ce qui suggère une activité orogénique peut-être équivalente à la révolution du Melvillien dans les îles de l'Arctique à la toute fin du Pennsylvanien (fig. VIII-23). Toutefois, on ignore si certaines des structures pré-permiennes à direction nord-est de cette région sont attribuables à cette révolution ou à l'orogenèse de l'Ellesmérien plus ancienne. Dans le nord de la dépression de la Liard, d'épais dépôts de roches clastiques dérivées de l'est et du nord, en partie non marins, reflètent le soulèvement du secteur nord du craton, et au sud, sur les lieux de l'ancienne arche de Peace River, au cours ou après la mise en place des couches rouges et des évaporites, il y a eu bombement et formation de la baie de Peace River à direction nord-est. Ce bombe-



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

Conglomérat

Grès

Siltstone

Schiste argileux

Roches volcaniques

Roches ultramafiques

Grauwacke

Chert

Calcaire

Oolithe

Limite de sédimentation

Limite de formation tronquée

Limite des affleurements

Limite de faciès

grès de Bakken B

grès de Yohin Y

Courbes isopaques (milliers de pieds) 0.5

Épaisseur (milliers de pieds) 1.5

OROGÈNE DU CARIBOU

Direction métamorphique

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Région de montagnes peu élevées

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Kinderhookien est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

FIGURE VIII-22. Sédimentation et tectonisme du début du Mississippien (Kinderhookien) dans l'Ouest du Canada et quelques traits caractéristiques des orogènes de l'Ellesmérien et du Caribou.

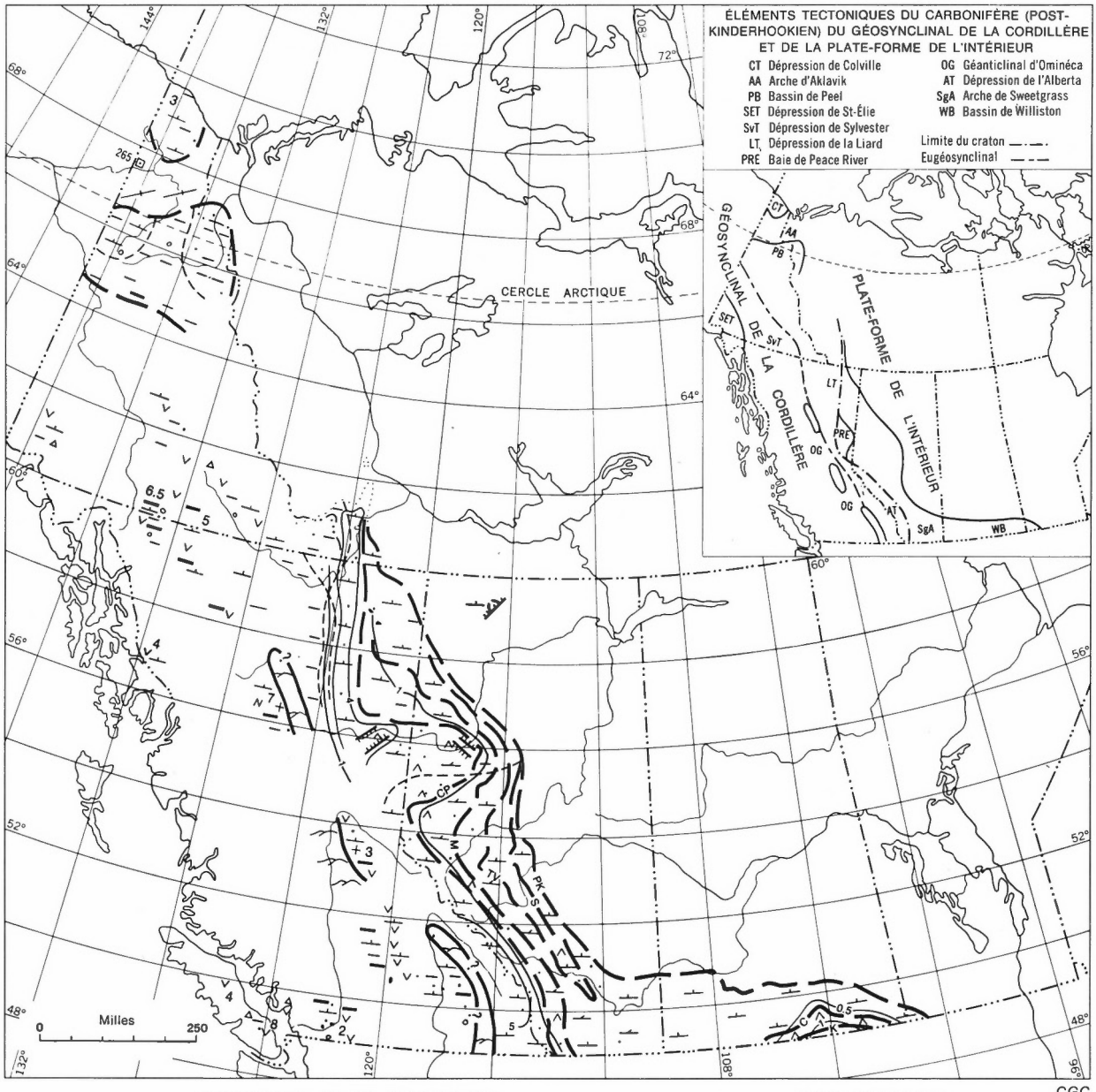


FIGURE VIII-23. Sédimentation et tectonisme du Carbonifère (post-Kinderhookien) dans l'Ouest du Canada.

ment a été accompagné de déplacements le long de failles à direction nord-est et nord-ouest, qui ont formé des horsts et des grabens, et de pénéplanation antérieure à la mise en place du Permien moyen.

Permien. Dans l'est du géosynclinal de la Cordillère, le Permien (fig. VIII-24) s'étend partout suivant une lacune stratigraphique ou en discordance sur les strates du Carbonifère à l'Ordovicien; par endroits, il est en discordance angulaire à la suite des orogenèses de l'Ellesmérien et du Caribou. Dans plusieurs endroits de l'ouest du géosynclinal de la Cordillère, le Permien repose en discordance sur les strates du Mississippien ou du Pennsylvanien ou présente une lacune stratigraphique, mais nulle part les relations sont claires. En général, des conditions calmes ont dominé dans le sud du géosynclinal, du fait de la présence abondante de carbonate, de chert et de sédiments clastiques fins. Les roches pyroclastiques et clastiques grossières sont absentes, sauf dans le sud de la dépression insulaire et de St-Élie. Dans la partie centre-nord du géosynclinal, le Permien est représenté par des roches carbonatées et des roches volcaniques déposées entre des assemblages de chert, de roche verte, de roches clastiques volcaniques, de roches ultramafiques et de roches clastiques microgrenues. Les roches volcaniques se sont épanchées surtout sous forme de coulées et ont été accompagnées par la mise en place de roches ultramafiques, à proximité des principales zones de fractures. Des cônes volcaniques se sont formés au-dessus du niveau de base des vagues, ont été érodés, et, par endroits, se sont déposées d'épaisses successions d'arénite volcanique, de boue, de carbonate et de chert.

Orogenèse du Caribou

Au début du Mississippien, la région du géanticlinal d'Ominéca a été déformée et soulevée. L'orogenèse n'a pas été datée de façon précise, sauf dans la région des Cassiars, où la formation de Nizi, de l'Osagien ou plus récente, repose en discordance angulaire sur des strates aussi récentes que le Dévonien supérieur (Gabrielse, 1963). Dans les chaînons Cariboo, le groupe de Slide Mountain, susjacent au groupe de Cariboo du Paléozoïque inférieur, remonte au Mississippien, peut-être à l'Osagien, si l'on s'appuie sur une identification provisoire de *Spirifer minnewankensis* Shimer (Sutherland Brown, 1963). Des conglomérats grossiers de la formation de Guyet de base renferment des fragments de quartz, de quartzite et de chert et, en quantités moindres, des fragments de phyllade, d'argilite, de calcaire, de felsite et de roches volcaniques. De toute évidence, le conglomérat dérive de l'ouest, de roches du groupe de Cariboo, antérieurement soumises à un faible métamorphisme régional et à l'intrusion des dykes de felsite de Proserpine.

Des indices moins probants de l'orogenèse du Caribou proviennent de la carte de la région du lac Aiken (Roots, 1954). Une unité de roches à prédominance volcanique a fourni des fossiles mal conservés, présumés du Mississippien, mais dont quelques-uns peuvent être du Permien. La partie supérieure renferme du conglomérat et du grès originaires d'un terrain métamorphique siliceux probablement situé à l'est. Roots a aussi inclus dans cette unité une couche de conglomérat grossier à fragments de granite massif et folié, qu'il a considérée comme identique aux roches du complexe de Wolverine. Du fait que ce complexe renferme des roches du Cambrien inférieur, son métamorphisme doit être ultérieur, le plus vraisemblablement au cours de l'orogenèse du Caribou. Toutefois, le conglomérat à fragments de granite se trouve le long d'une faille et, selon Souther et Armstrong (1966), il peut représenter un ruban de roches mésozoïques et résulter d'une orogenèse ultérieure.

D'autres indices de l'orogenèse du Caribou demeurent évidents dans le sud de la chaîne de Selkirk, là où le groupe de Milford du Mississippien supérieur et plus récent renferme un conglomérat de base à fragments de quartz, de chert, d'argilite et de grès grossier phylladique. Une lentille de conglomérat renferme des fragments, jusqu'à 12 pouces, de grès grossier phylladique et de roche verte de la formation de Broadview (Wheeler, 1966b). La foliation dans les fragments a une orientation irrégulière, contrairement à la foliation régionale qui demeure restreinte à la matrice du conglomérat. Ainsi, la formation de Broadview a probablement été déformée, métamorphisée au faciès schiste vert inférieur et, comme précédemment mentionné, elle peut avoir chevauché les roches du Paléozoïque inférieur antérieurement au dépôt des sédiments de Milford.

Des plutons granitiques peuvent avoir été mis en place à certains endroits du géanticlinal d'Ominéca en tant que plutons post-tectoniques, à la suite de l'orogenèse du Caribou. Le batholite d'Adamant dans le nord de la chaîne de Selkirk et le stock de Toby dans les chaînons Purcell, tous les deux plutons de monzonite à hyperstène, ont fourni au K-Ar 281 m. a. et 232 m. a. respectivement, mais il reste possible qu'ils aient été affectés par les métamorphismes régionaux du Mésozoïque.

Il est donc probable qu'au début du Mississippien, une orogenèse et un certain soulèvement aient eu lieu dans la région du géanticlinal d'Ominéca. Il semble que le soulèvement ait été le plus prononcé dans le nord du fait que d'immenses masses de roches clastiques se sont déposées dans les successions de l'âge du Dévonien supérieur au Mississippien inférieur. Le soulèvement était probablement plus faible dans le sud, car il n'existe dans les dépressions adjacentes de la Liard et de l'Alberta aucun indice de dépôt de roches clastiques grossières dérivées de l'ouest.

Mississippien dans l'ouest du géosynclinal de la Cordillère

Le long du géanticlinal d'Ominéca, où demeurent les meilleurs indices de l'orogenèse du Caribou, des roches à fossiles épars du Mississippien recouvrent des unités plus anciennes. Ces roches constituent le groupe de Milford, à proximité du lac Kootenay, le groupe de Slide Mountain

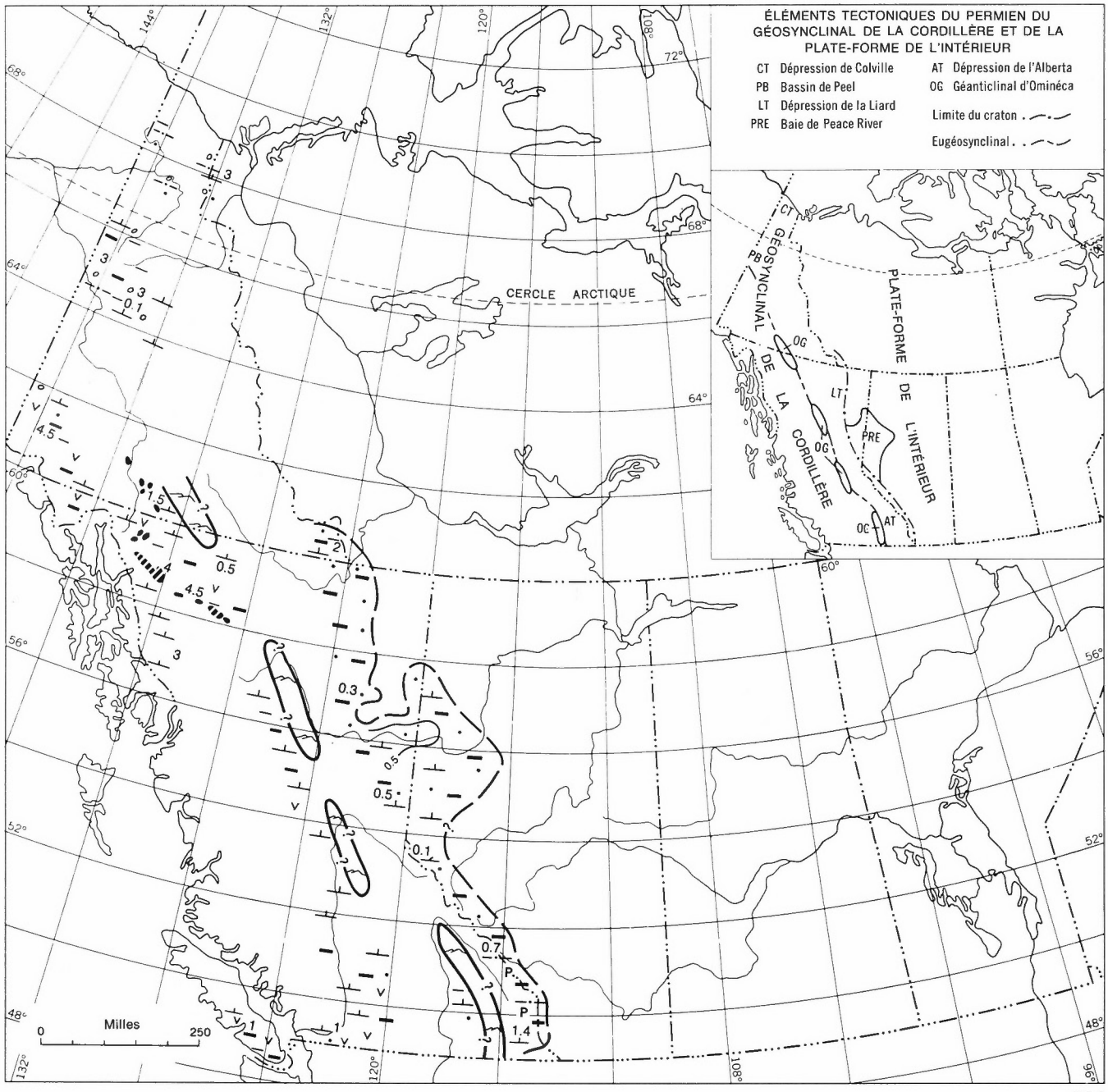


FIGURE VIII-24. Sédimentation et tectonisme du Permien dans l'Ouest du Canada.

dans les chaînons Cariboo et un groupe non dénommé dans les chaînons Ominéca. Ces roches sont surtout des sédiments clastiques, contenant généralement des débris reconnaissables de formations plus anciennes.

Dans le *sud de la chaîne de Selkirk,* le groupe de Milford repose en discordance sur la formation de Broadview, d'âge non déterminé, ou est en contact de faille avec elle. La partie inférieure du groupe de Milford renferme des coraux de la fin du Méramécien et du début du Chestérien, tandis que la partie supérieure renferme des fossiles peu conservés du Pennsylvanien ou du Permien.

Le groupe de Slide Mountain dans les *chaînons Cariboo* est relativement très peu métamorphisé et repose en grande discordance sur les roches faiblement métamorphisées du groupe de Cariboo. La formation de Guyet à la base n'est pas en contact avec la formation de Snowshoe, la plus récente du groupe de Cariboo, mais elle repose successivement sur d'autres depuis la formation de Cunningham à celle de Midas. Le conglomérat renferme des fragments de quartz, de quartzite et de chert et, en moindre quantité, de phyllade, d'argilite et de calcaire provenant du groupe de Cariboo ou de la felsite des dykes de Proserpine. Le conglomérat est présumé dériver d'une région source adjacente à l'ouest (Sutherland Brown, 1963), là où le groupe de Cariboo a subi une déformation au cours de l'orogenèse du Caribou, puis postérieurement pénétré de dykes de Proserpine. Le calcaire de Greenberry, au sommet de la formation de Guyet, a fourni des fossiles peu conservés, de l'âge probable de l'Osagien, et est recouvert par des basaltes en coussins, du chert et de l'argilite de la formation d'Antler dans laquelle font intrusion les filons-couches de diabase de Mount Murray. Le groupe de Slide Mountain est déformé suivant de vastes plis à direction nord, contrairement aux roches sous-jacentes du Cariboo intensément plissées et clivées.

Dans les *chaînons Ominéca,* les équivalents possibles du groupe de Slide Mountain comprennent de la roche verte en coussins, du chert rubané, de l'ardoise et du calcaire renfermant des fossiles du Permien ou du Carbonifère; ces roches ont été placées dans le groupe de Cache Creek, au sud-ouest du complexe de Wolverine (Armstrong, 1949) et comprennent en outre des roches sédimentaires et volcaniques séparées par des failles des formations plus anciennes et plus récentes (Roots, 1954). Ces roches sédimentaires et volcaniques renferment des fossiles mal conservés du Mississippien au Permien, et sont surtout de tuf lité vert et des coulées d'andésite et de basalte contenant en moindre quantité du calcaire, de l'argilite, de la grauwacke, du chert, du grès et du conglomérat. Bien que le grès se trouve dans une succession de roches à prédominance volcanique, sa présence est inhabituelle puisqu'il ne renferme aucun matériau volcanique et qu'il est composé en majorité de quartz, de quartzite et de mica. Ce détritus résulte de l'érosion de roches métamorphiques quartziques, présumées des formations du Cambrien inférieur et plus anciennes sises au nord-est. Le conglomérat est rare et la plupart des couches renferment des fragments de chert, de quartz, de quartzite, de grès, d'andésite, de tuf, de jaspe et d'argilite cherteuse, dans une matrice de grès grossier limoniteux. Une couche, intégrée par Roots à la succession, repose le long d'une zone de faille patinée rouge par intempérisme. Les blocs, d'environ 14 pouces, sont constitués de roches granitiques foliées, semblables à celles du complexe de Wolverine, au sein d'une matrice de grès grossier hématitique. Roots considère le conglomérat comme partie de la succession de la fin du Paléozoïque et a conclu en conséquence qu'un épisode de plutonisme et de déformation a engendré le complexe de Wolverine, postérieurement au Cambrien inférieur et antérieurement à la fin du Paléozoïque. Le conglomérat ressemble à celui de la formation d'Uslika de l'Aptien, limitée par des failles et, s'il est réellement de la formation d'Uslika, il reste possible que l'épisode plutonique représenté par les fragments soit antérieur à la fin du Crétacé inférieur.

Dans l'est de la *chaîne des Cassiars,* les strates de l'Osagien et plus récentes, formées d'environ 1,200 pieds de calcaire cherteux mêlé à du siltstone de base, du grès et du schiste argileux, recouvrent en discordance des strates du Cambrien (Gabrielse, 1963). Plus à l'ouest, la formation de Nizi du Chestérien, de 1,600 pieds de calcaire contenant du conglomérat et de la grauwacke de base, recouvre le groupe de Sylvester en discordance. Dans le nord de la chaîne des Cassiars, un assemblage de roches volcaniques basaltiques et andésitiques, de chert, d'ardoise, de quartzite, d'argilite, de calcaire et de conglomérat, probablement en corrélation avec le groupe de Sylvester, atteint plus de 8,000 pieds d'épaisseur et renferme probablement des roches du Mississippien. L'assemblage sédimentaire sus-jacent formé de chert, d'ardoise, de quartzite, d'argilite, de calcaire et de conglomérat a une épaisseur de plus de 10,000 pieds et renferme peut-être des roches plus récentes que le Mississippien. A l'est du lac Teslin, le groupe d'Englishmans renferme une unité inférieure de calcaire, épaisse jusqu'à 1,500 pieds, et une unité supérieure composée surtout d'ardoise, de quartzite, de chert et de conglomérat (Mulligan, 1955). Des roches du Mississippien peuvent également exister dans le complexe de Big Salmon sous-jacent, ou partiellement en corrélation, formé de schiste cristallin, de gneiss, de roche verte, d'amphibolite, et de calcaire qui renferme probablement aussi des équivalents du groupe de Sylvester de l'est.

Sur le *plateau de MacMillan,* un conglomérat à cailloux de chert de la formation de Crystal Peak, épais d'au moins 4,000 pieds, est peut-être entièrement de l'Osagien, puisque l'unité semble reposer sur du calcaire fossilifère de cet âge et être recouverte de ce même calcaire (Campbell, 1967). Des stocks de syénite fissurée dans les monts Pelly et de nombreuses masses de roches ultramafiques dans la chaîne des Cassiars et les monts Pelly sont considérés du Mississippien. Dans le chaînon Simpson, au nord-est du sillon de Tintina, s'étendent d'épaisses suc-

cessions eugéosynclinales du Mississippien ou d'âge plus récent. Des roches similaires forment peut-être une partie des roches métamorphiques du groupe de Yukon, au sud-ouest du sillon de Tintina.

Entre les rivières Stikine et Iskut, sur le *plateau de Stikine,* un calcaire épais de 250 à 300 pieds, à fossiles du Mississippien, est séparé d'une autre unité calcaire de plus de 1,800 pieds, par 2,000 pieds de roches volcanoclastiques (J. K. Rigby). Ces strates reposent tectoniquement sur des roches volcaniques et phylladiques d'âge indéterminé et sont recouvertes par des roches du Trias, ou sont en contact de faille avec elles.

Aucune des roches du Mississippien n'a pu être identifiée de façon certaine dans le *massif de St-Élie,* mais elles peuvent être présentes dans un complexe de roches volcaniques, de chloritoschiste, de grauwacke, d'ardoise, de phyllade, de conglomérat, et de calcaire à fossiles du Dévonien supérieur (Wheeler, 1963; Muller, 1967).

Pennsylvanien et Permien de l'ouest du géosynclinal de la Cordillère

Le groupe de Cache Creek, de l'âge du Pennsylvanien et du Permien, affleure dans l'*est du plateau Intérieur,* le long d'une zone orientée nord-ouest, le géanticlinal de Pinchi, et dans une zone en échelon au sud-est, qui s'étend au sud-ouest jusque dans le complexe métamorphique de Shuswap. Ce groupe est formé d'un assemblage diversifié de calcaire, de chert rubané, d'ardoise et de roches volcaniques et de quantités relativement faibles d'arénite et de conglomérat. Les roches volcaniques sont surtout des roches vertes massives, des coulées d'andésite et de basalte à l'origine, des roches pyroclastiques et de l'arénite volcanique; certains endroits renferment des roches ultramafiques. La stratigraphie du groupe reste inconnue par suite de la déformation intense des roches, du peu d'affleurements et de l'absence de couches-repères distinctes identifiables. Les fossiles gisent le plus fréquemment dans les calcaires; les fusulinidés sont les types de fossiles les plus diagnostiques, et sont du début et de la fin du Pennsylvanien et de tous les étages du Permien (Danner, 1964). La faune coquillière date de la fin du Pennsylvanien au début du Permien, bien qu'au nord-est de Kamloops, des spécimens remontent à la fin du Mississippien (Cockfield, 1948). On a estimé jusqu'à 20,000 pieds l'épaisseur de ces strates, mais partout où eurent lieu des études on a découvert une répétition des couches et par suite une immense réduction de l'épaisseur. Le groupe d'Asitka dans la partie la plus septentrionale du géanticlinal de Pinchi remonte au Permien inférieur et à un âge plus ancien. Il est unique par sa teneur abondante de rhyolite, spérolithique par endroits (Lord, 1948), bien qu'il renferme aussi des laves andésitiques et des roches pyroclastiques apparentées. Le groupe de Cache Creek est recouvert en discordance d'érosion par le Trias supérieur ou le Jurassique inférieur sur les flancs du géanticlinal de Pinchi (Armtrong, 1949; Tipper, 1959), séparés du côté est par la faille Pinchi et les failles connexes.

Près de Vernon, dans la *chaîne de Monashee,* des roches non fossilifères en corrélation avec le groupe de Cache Creek semblent reposer en discordance angulaire sur le groupe de Monashee du complexe métamorphique de Shuswap (Jones, 1959), mais selon V. A. Preto, les contacts peuvent être des contacts de faille. D'autres roches non fossilifères à l'ouest de Vernon et similaires à celles du groupe de Cache Creek reposent en discordance angulaire sur le groupe de Chapperon et sur les dykes intrusifs ultramafiques d'Old Dave. Dans la région de Vernon, les roches sous-jacentes aux discordances et le groupe de Mount Ida sont déformés en plis isoclinaux, tandis que les roches sus-jacentes ne le sont pas. L'âge de ces roches étant inconnu, on ignore l'âge de cette déformation.

Jones considère les roches sous-jacentes du Précambrien, mais des travaux récents (Hyndman, 1968) permettent de croire que le groupe de Monashee renferme des roches aussi récentes que la fin du Paléozoïque et peut-être d'autres du début du Mésozoïque. En outre, des fossiles, présumés du Carbonifère ou du Permien, gisent dans un prolongement nord-ouest du groupe de Mount Ida (Campbell, 1963). Le groupe de Chapperon renferme des roches similaires aux strates fossilifères et, sur ce faible indice, il peut être considéré partiellement du Permien ou du Carbonifère. Il s'ensuit que si les strates sus-jacentes appartiennent au groupe de Cache Creek qui, dans la région environnante sont de la fin du Pennsylvanien au début du Permien, le groupe de Chapperon doit être du Carbonifère, et la déformation et la discordance intracarbonifères. En outre, si les groupes de Mount Ida et de Chapperon sont du Permien, les strates sus-jacentes à la discordance sont donc du Trias inférieur ou moyen et la déformation serait du tout début du Mésozoïque, peut-être de l'orogenèse du Tahltanien également évidente près de Greenwood.

Sur le *plateau de Stikine,* la partie supérieure du groupe de Cache Creek comprend un niveau inférieur de calcaire, épais d'environ 300 pieds par endroits, et du Permien moyen (Monger, 1968). Le niveau moyen, d'une épaisseur maximale apparente d'environ 2,000 pieds, est formé de coulées volcaniques à jaspe, de basiques à intermédiaires, de couleur marron à vert, et par endroits à structure en coussins, et d'agglomérat et de tuf lithique folié. Le niveau supérieur de calcaire du Permien supérieur a une épaisseur possible de 2,000 pieds. Cette succession repose sur un assemblage épais d'ardoises et de phyllades riches en silice, de couches minces de chert, et de faibles quantités de calcaire, de rhyolite et de grauwacke volcanique de la partie inférieure du groupe, peut-être du Permien inférieur ou du Pennsylvanien. Seule la masse de calcaire au nord du lac Atlin renferme des fossiles, dont l'âge s'échelonne du Pennsylvanien moyen au Permien supérieur. Dans la chaîne Côtière, à proximité de la rivière Stikine, des successions de calcaire, épaisses jusqu'à 2,000

pieds, représentent toutes les phases du Permien, à l'exception de l'Ochoanien. Du drift couvre la zone de contact entre les couches du Permien et du Mississippien et, bien que les couches soient en discordance structurale, leurs relations stratigraphiques restent inconnues.

Environ 150 pieds de calcaire tufacé, arénacé dans le nord de la *chaîne des Cassiars,* peuvent être en corrélation avec le niveau supérieur de calcaire du groupe de Cache Creek. Les calcaires recouvrent le groupe de Sylvester en discordance prononcée, mais on ignore si le contact est une faille ou une discordance. Dans le nord-ouest de la *chaîne des Cassiars,* environ 1,500 pieds de calcaire du début du Pennsylvanien reposent sous environ 5,000 pieds de chert, d'argilite et de calcaire contenant un conglomérat de base à cailloux et blocs bien arrondis de chert et de quartzite. Sur le *plateau de MacMillan* et dans le sud-est, le Pennsylvanien est peut-être représenté par une zone de roches volcaniques, de calcaire, de chert et de roches clastiques microgrenues qui se prolongent le long du côté nord-est du sillon de Tintina (Tempelman-Kluit, 1968).

Les roches permiennes dans le *massif de St-Élie* atteignent une épaisseur de 3,000 pieds et comprennent une unité inférieure de brèche et de conglomérat volcaniques et une unité supérieure de grauwacke, de grès, d'argilite et de calcaire (Muller, 1967). Elles semblent reposer en discordance sur les roches métamorphiques du Dévono-Mississippien et sont recouvertes par les strates du Trias moyen.

Du calcaire contenant des fusulinidés et une faune coquillière du Permien inférieur est associé à de l'argilite et à de la roche verte dans l'est de la *chaîne Côtière,* à proximité de la rivière Skeena (Duffell et Souther, 1964). Du calcaire du Permien repose plus au sud-est, à l'ouest du lac Whitesail (P. B. Read) et la majorité des métasédiments et des roches métavolcaniques des pendentifs de toit au sein du complexe plutonique côtier peut être du même âge. Les groupes généralement non fossilifères, tels que le groupe de Fergusson dans le sud-est de la chaîne Côtière et le groupe d'Hozameen, sont formés d'assemblages de roche verte, de chert rubané, d'argilite et d'un peu de calcaire très similaire à certaines parties du groupe de Cache Creek.

Le groupe de Chilliwack, dans l'*ouest de la chaîne des Cascades,* renferme une forte quantité d'arénite volcanique et de tuf, contrairement aux roches vertes effusives et aux sédiments non clastiques, typiques du groupe de Cache Creek. Le groupe de Chilliwack comprend en outre un conglomérat avec fragments de roches volcaniques, qui repose non loin, sur le calcaire du Pennsylvanien inférieur (Morrowien). Ce conglomérat est en association avec des couches à restes de fossiles végétaux du Pennsylvanien et est recouvert par de l'arénite volcanique et du tuf, recouverts à leur tour en concordance apparente par des laves andésitiques. Des couches et des lentilles de calcaire équivalent renferment des fusulinidés du Permien inférieur (Léonardien) (J. W. H. Monger).

Sur l'*île Vancouver,* à proximité du lac Buttle, le groupe de Sicker, formé de roches pyroclastiques et de coulées de basalte altéré, est recouvert par du calcaire du Permien inférieur (Yole, 1963). Toutefois, dans le sud-est, ce calcaire recouvre le plus souvent de la grauwacke et du chert. Bien que des couches du Permien le plus récent n'aient pas été identifiées sur l'île Vancouver, on a trouvé sur l'île voisine de San Juan du chert rubané, de l'argilite, de la grauwacke et des roches volcaniques de la fin du Permien et à lentilles de calcaire (Danner, 1964).

Accident du Melvillien

Au cours de la fin du Pennsylvanien et du début du Permien se sont formés des accidents tectoniques, peut-être d'origine orogénique (fig. VIII-23). Dans le nord du Yukon, les structures de cette révolution n'ont pas été différenciées de celles des révolutions précédentes. Les indices d'activité plutonique sont fournis par les dates au K-Ar de 225 et 265 m.a. obtenues des granites du chaînon Old Crow. L'instabilité générale est révélée par la vaste discordance pré-permienne et par la présence d'abondant conglomérat à cailloux de chert dans le Permien et d'un peu dans le Pennsylvanien. Un déplacement postmississippien s'est produit sur le prolongement sud-ouest du système de faille McDonald du socle précambrien. Par suite des mouvements probablement normaux de la fin du Pennsylvanien et du début du Permien, le long des failles bordant l'arche de Peace River, cet élément tectonique est disparu en tant qu'élément positif et ultérieurement cette région a été en général plus négative que les régions adjacentes (fig. VIII-23, 25). Il est possible que certaines structures du nord du Yukon reflètent aussi des mouvements de failles normales ou de failles de décrochement horizontal. Les orientations exceptionnelles vers le nord du chaînon Barn, en relation avec les orientations sud-est des monts Britanniques et celles vers le nord-est du chaînon Keele, indiquent peut-être la présence d'un système de failles de décrochement horizontal vers la droite à orientation nord-est au sud du chaînon Barn. Des mouvements le long de failles, à direction nord, antérieures à l'Albien et postérieures au Dévonien moyen, dans les collines Colville à l'ouest du Grand lac de l'Ours, ont peut-être eu lieu à cette période.

Dans la région de la rivière White, dans le sud des Rocheuses, des filons-couches et des dykes de diorite font intrusion dans le groupe de McKay du Cambro-Ordovicien (Leech, 1964). Associées à ces intrusions, des brèches à fragments de diorite, de la roche encaissante et autres formations ressemblant à des diatrèmes, intersectent des strates aussi récentes que celles du groupe de Rocky Mountain.

Carbonifère et Permien de l'est du géosynclinal de la Cordillère et de la plate-forme de l'Intérieur

Dans les *monts Britanniques,* le Mississippien repose en discordance régionale angulaire sur les roches faiblement

métamorphisées de la formation de Neruokpuk; la déformation de ces roches a été attribuée à l'orogenèse de l'Ellesmérien de la fin du Dévonien. D'après E. W. Bamber, les 600 pieds de schiste calcaire noir et de calcaire à la base renferment près du sommet des fossiles du Méramécien; ces roches ont temporairement été appelées formation de Kyak. Dans le chaînon Barn, cette formation est représentée par 300 pieds de schiste argileux et de grès d'origine non marine contenant du conglomérat de base. La formation de Kyak est recouverte en concordance par 2,000 pieds de calcaire à fins cristaux et de dolomies à cristaux grossiers de la formation de Lisburn du Chestérien et du Pennsylvanien. Au moins 600 pieds de grès, de siltstone et de schiste argileux gris pâle la recouvrent en discordance; cette succession constitue le niveau d'Echooka de la formation de Saddlerochit; ce niveau remonte au Permien tandis que le niveau supérieur de cette même formation est du Trias. Dans le sud du *plateau de Porcupine,* le Mississippien recouvre probablement en concordance le Dévonien supérieur, et la limite entre les systèmes se trouve à l'intérieur de minces schistes argileux noirs. Le Mississippien le plus ancien reconnu est le mince calcaire du Méramécien à l'amont de la rivière Peel, et les schistes argileux et les siltstones, probablement du Kinderhookien, à l'est des chaînons Richardson, sus-jacents en concordance à la formation d'Imperial. Le Pennsylvanien est représenté en partie par une succession de calcaire bioclastique lité massif en alternance avec du schiste silteux noir qui passe graduellement vers l'est et le sud en du schiste argileux, du siltstone et du conglomérat à cailloux de chert. La formation de Tahkandit du Permien renferme des schistes argileux gris, des grès grossiers, des calcaires fossilifères et du chert gris, d'une épaisseur maximale de 1,000 pieds. Dans le nord du Yukon, le Permien repose généralement en discordance sur les couches plus anciennes ou bien il existe une lacune stratigraphique. Où la rivière Porcupine traverse le *chaînon Keele,* des conglomérats reposent en discordance angulaire sur les schistes argileux de Road River du Silurien et du Dévonien et sur la formation d'Imperial du Dévonien dans le nord des *chaînons Richardson.* Le long de la frontière de l'Alaska, près du fleuve Yukon dans les *monts Ogilvie,* la totalité ou une partie du Mississippien peut être représentée dans la succession de schiste noir, de siltstone et de calcaire argileux, épaisse en général d'environ 2,000 pieds, postérieure au Dévonien moyen et antérieure au Permien.

Aucune des roches du Mississippien n'ont été identifiées dans la chaîne de Selwyn et les monts Mackenzie, bien qu'elles puissent être présentes par endroits dans des successions clastiques microgrenues généralement attribuées au Dévonien supérieur. Dans le *plateau de la Liard* et dans la partie la plus méridionale des *monts Franklin,* près de 6,000 pieds de strates du Carbonifère et du Permien recouvrent en concordance le schiste argileux noir du Dévonien supérieur, dans l'axe de la dépression de la Liard. Les grès bruns microgrenus de la formation de Yohin, épaisse de 600 pieds, sont considérés du Mississippien et sont recouverts en concordance par 550 pieds de schiste argileux noir non calcaire de la formation de Clausen du Kinderhookien et de l'Osagien (Harker, 1963). La formation de Flett est formée de calcarénite argileuse

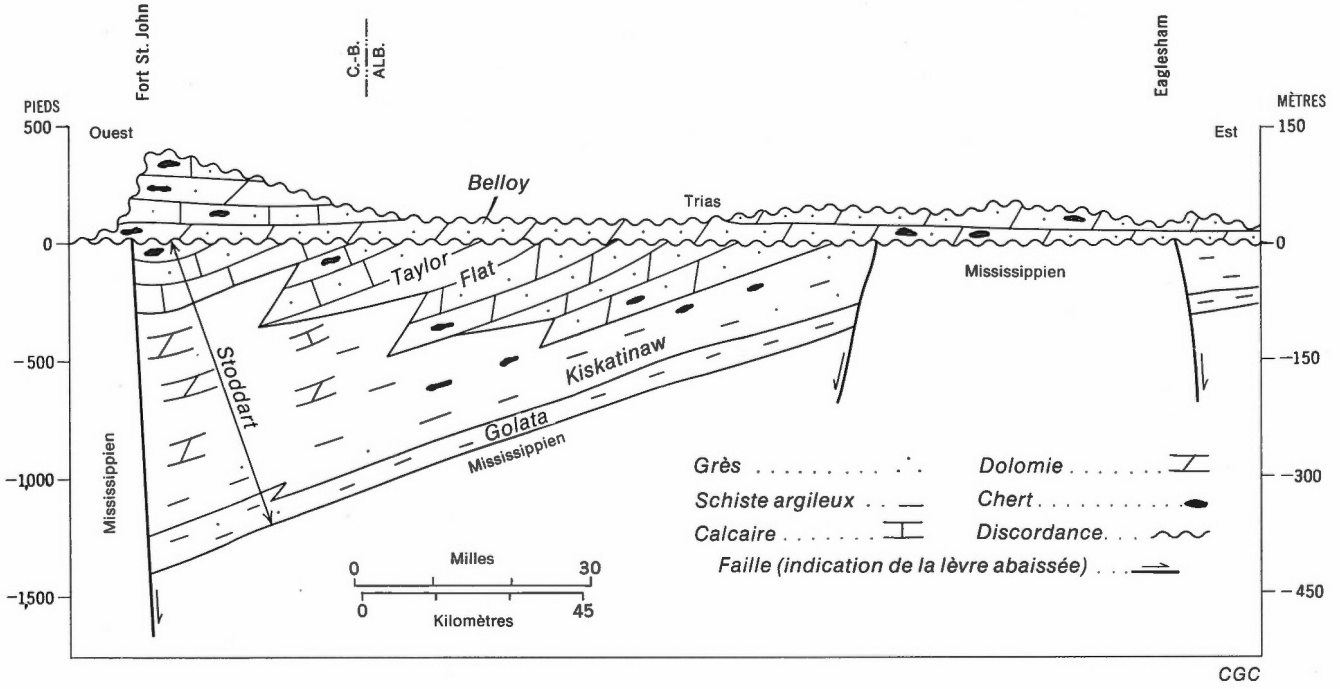


FIGURE VIII-25. Coupe transversale des roches carbonifères et permiennes de la baie de Peace River en Colombie-Britannique et en Alberta montrant les failles normales pré-permiennes (formation de Belloy) (H. R. Belyea).

foncée en lits minces et de schiste argileux, et a une épaisseur de près de 2,000 pieds; ces roches renferment des intercalations de grès dans le nord des chaînons Liard et passent graduellement vers l'ouest avec la formation de Yohin, en le schiste argileux et le siltstone non calcaire, gris foncé, de la formation d'Etanda. Ces schistes argileux ont une épaisseur de 2,300 pieds et ne peuvent être distingués de la formation de Besa River. La formation de Mattson est une épaisse succession de grès, de siltstone et de schiste argileux, dérivés du nord-est et en majorité du Pennsylvanien inférieur, outre plusieurs couches de charbon de la fin du Mississippien dans sa partie inférieure. La formation est recouverte, en discordance régionale par du grès et du chert gris lité de la formation de Fantasque du Permien. La plus grande partie de la formation de Mattson passe probablement par degré vers le sud-ouest en le schiste argileux de la formation de Besa River et la formation de Fantasque passe en le siltstone et le schiste argileux de la formation supérieure de Kindle (E. W. Bamber). Au sud de la Liard, et dans la subsurface dans l'est, les calcaires cherteux massifs et foncés de la formation de Prophet représentent l'Osagien et le Méramécien et passent graduellement vers l'ouest en le schiste argileux de la formation de Besa River. Des restes de la formation de Prophet reposent en de nombreux endroits sous forme d'une mince couche continue de calcaire et de chert de couleur noire. La formation de Prophet passe graduellement vers l'est en les formations de Shunda, Pekisko et Debolt, composées d'environ 1,000 pieds de roches carbonatées, interstratifiées avec des schistes argileux et un peu d'anhydrite. Les formations de Prophet et de Debolt sont recouvertes en concordance par le groupe de Stoddart, beaucoup mieux connu dans la subsurface du bassin de Peace River. La formation de Golata à la base de ce groupe se compose de schiste argileux, de gris foncé à gris-vert, et progressivement recouvert par la formation de Kiskatinaw constituée de schiste gris et noir, de siltstone, de grès gris pâle et de calcaires et dolomies arénacés cherteux. La formation de Kiskatinaw passe graduellement vers l'est en des couches plus arénacées et, vers le haut, en une succession de roches à prédominance carbonatée; elle peut être partiellement du Pennsylvanien et constitue la formation de Taylor Flat. Elle se compose de dolomies, de grès et de siltstones silteux et arénacés cherteux et de couleur gris foncé à brune. Le soulèvement et les mouvements le long des failles à direction nord-est et nord-ouest, peut-être en partie contemporains au dépôt du groupe de Stoddart (fig. VIII-25), ont été suivis d'une érosion prononcée, antérieure à la sédimentation de la formation de Belloy du Permien inférieur. Celle-ci est formée de minces grès glauconieux, de calcaire silteux de couleur blanche, de chert et de faibles quantités de conglomérat.

A travers la plus grande partie de la dépression de l'Alberta dans le sud des Rocheuses et sous le secteur sud de la plate-forme de l'Intérieur, le Mississippien a été tronqué par l'érosion prémésozoïque et sa répartition actuelle est ce qui reste dans le sud-ouest de sa superficie originale. La limite entre les systèmes dévonien et mississippien est généralement indiquée, croit-on, par la formation d'Exshaw, bien que son appartenance à un système reste imprécise. La formation d'Exshaw est constituée de schiste bitumineux noir et mince, contenant des spores dans la subsurface, et des couches de chert en affleurement. Elle est absente par endroits dans les montagnes à proximité de la rivière Athabasca. La formation d'Exshaw semble être continue avec le schiste noir de base de la formation de Bakken du bassin de Williston que recouvre le grès de Coleville, grès calcaire à grains très fins, gris pâle à brun et épais d'environ 60 pieds (Fuller, 1956). La formation supérieure de Bakken est constituée de schiste argileux noir, fissile, légèrement calcaire, d'une épaisseur d'environ 25 pieds. La base de la formation de Banff du Kinderhookien est généralement indiquée par un mince siltstone dolomitique. Lui succèdent des couches de schistes argileux, fissiles, gris foncé, alternant avec des bandes de calcaire argileux, parfois cherteux, qui passent graduellement vers le haut en du schiste calcaire ou dolomitique, gris foncé, et en du calcaire dans la vallée de Bow et vers le nord, ou en de la dolomie et du calcaire cherteux, massifs, gris foncé et à fins cristaux, dans le sud. Près du contact graduel supérieur avec le groupe de Rundle s'étend un mince siltstone continu qui constitue peut-être la partie orientale des 400 pieds de grès, de siltstone et de calcaire silteux aux environs du lac Connor; la région source de ce siltstone est, semble-t-il, dans l'ouest.

Sur l'arche de Sweetgrass dans le sud de l'Alberta, la formation de Banff, d'une épaisseur de 500 pieds, passe graduellement en des schistes argileux verts et en du calcaire argileux, puis en du calcaire cryptogrenu, cherteux, de couleur crème, chamois ou rose contenant des fragments d'échinoïdes ou de bryozoaires, interstratifié avec de minces couches argileuses et silteuses; au sommet, elle comprend du siltstone et du schiste argileux, glauconieux, de couleurs rouge et verte et de continuité variable (Penner, 1959). La formation de Souris Valley, contemporaine du bassin de Williston, dans l'est de la Saskatchewan et au Manitoba, est constituée d'une unité inférieure argileuse, épaisse de 20 pieds, reposant en contact marqué sur la formation de Bakken, et recouverte par 400 pieds de calcaire argileux, cherteux, microgrenu, gris et gris foncé, et par une couche supérieure de calcaire argileux, d'environ 100 pieds. Le long de la bordure orientale du bassin, l'unité intermédiaire de roches carbonatées s'amincit, devient plus pâle et plus granulaire, et se présente en interdigitation avec un complexe de schistes calcaires et de minces couches de calcaire oolithique grossier, à crinoïdes, d'un haut degré de pureté (Stanton, 1958).

Le groupe de Rundle dans le sud de la dépression de l'Alberta date de l'Osagien au Chestérien. Il est dominé par de vastes bancs de fragments de crinoïdes, contenant des intercalations de calcaire argileux gris foncé et de calcaire cherteux en forme de couches, peut-être des

langues d'un faciès sis plus à l'ouest, ou des intercalations d'anhydrite et de dolomie contenant du schiste argileux et du grès dérivés de l'est. Le groupe de Rundle comprend trois formations: les formations de Livingstone, de Mount Head et d'Etherington (Douglas, 1959). Les dolomies et les calcaires épais, massifs, lités et à crinoïdes de la formation de Livingstone recouvrent en contact de transition la formation de Banff dans le sud de la dépression de l'Alberta et s'amincissent vers l'est sur la partie méridionale de l'arche de Sweetgrass. La formation de Livingstone s'amincit vers le nord et l'est et son faciès se transforme aussi, c'est-à-dire que les unités lithologiques au statut de niveau (le Pekisko, le Shunda et le Turner Valley) prennent le statut de formation. L'unité inférieure de la formation de Pekisko est formée de couches de calcaire à crinoïdes, à cristaux de moyens à grossiers, d'une épaisseur de 50 pieds, interstratifiées avec du calcaire dolomitique argileux, microgrenu, gris foncé à gris-brun, contenant des nodules de chert vert foncé. Cette unité passe graduellement vers l'est à environ 200 pieds de calcaire crayeux, bioclastique, à grain grossier, brun jaunâtre pâle, contenant du siltstone et du schiste argileux foncé, et vers le nord, elle passe à des schistes argileux gris foncé. La formation sus-jacente de Shunda est une brèche calcaire et un calcaire à cristaux très fins qui passe graduellement vers le nord en schiste argileux. Vers l'est, elle est formée de dolomie silteuse argileuse, de brèche et d'anhydrite. La formation de Turner Valley comprend un niveau inférieur, appelé Elkton, et un niveau supérieur formé de calcaire à crinoïdes, à cristaux grossiers, altéré par endroit en de la dolomie poreuse à cristaux grossiers. Ces niveaux sont séparés par un niveau moyen de dolomie silteuse, feuilletée, microgrenue et cherteuse. La formation de Mount Head du Méramécien se divise en six niveaux, dont trois, les niveaux de Wileman, de Salter et de Marston sont surtout constitués de grès et de dolomie silteuse; ces trois niveaux passent graduellement vers l'ouest en du calcaire argileux à crinoïdes ou vers l'est, aux environs de leurs limites actuelles tronquées, en de l'anhydrite, en de la dolomie évaporitique et en du grès rouge. Les niveaux intercalaires, le Baril et le Loomis, sont constitués surtout de calcaire à crinoïdes qui passe graduellement vers l'est en de la dolomie poreuse. Le niveau au sommet, le Carnarvon, est formé de calcaire persistant cryptocristallin, argileux, de couleur foncée; sa partie inférieure passe graduellement vers l'ouest en du schiste argileux et en du calcaire non séparables du niveau de Marston. Les formations de Mount Head et de Turner Valley passent vers le nord en la formation de Debolt du sud de la dépression de la Liard et de la baie adjacente de Peace River (Halbertsma, 1959). Cette formation, épaisse d'environ 800 pieds, est constituée de dolomie et de calcaire bioclastiques, massifs, brun jaunâtre pâle, cherteux, interstratifiés avec du schiste argileux dans la partie inférieure; la partie supérieure de cette formation comprend de la dolomie brun pâle, de dense à cristaux très fins, par endroits cherteuse, et contenant de l'anhydrite rose et blanche. La formation d'Etherington du Chestérien est constituée de minces couches de schiste argileux vert et rouge en alternance cyclique et de dolomies et de calcaires denses, silteux, cherteux et à cristaux fins; ces roches passent graduellement vers l'ouest en du calcaire argileux foncé et bioclastique, épais et à cristaux grossiers.

A l'est de l'arche de Sweetgrass, sur le flanc nord du bassin de Williston, en Saskatchewan et au Manitoba, la succession du Mississippien (fig. VIII-26) a été tronquée par l'érosion pré-mésozoïque, de sorte qu'en direction du pendage vers le bas, des niveaux graduellement plus récents apparaissent vers le sud en direction du centre du bassin dans le Dakota-Nord. L'Osagien et le Méramécien (Thomas, 1954) sont formés surtout de roches carbonatées dans l'ouest qui passent graduellement en des roches carbonatées et en des évaporites en alternance cyclique qui, plus à l'est, deviennent progressivement des évaporites et renferment plus de lentilles de grès et de siltstone (fig. VIII-26). Ils englobent la formation de Mission Canyon et la formation sus-jacente de Charles, dont un maximum de 1,000 pieds d'épaisseur a été préservé dans le sud. Tous les cycles de la formation de Mission Canyon se ressemblent, bien qu'ils soient quelque peu différents dans leurs détails. Le cycle inférieur, soit les couches de Tilston, est caractéristique. Les calcaires cherteux de base et à crinoïdes passent graduellement vers le haut en des calcaires crayeux microgrenus et en des dolomies poreuses à fins cristaux renfermant des zones d'oolithe, de pisolithe et d'algues prédominantes dans la partie supérieure (le niveau MC1 de Thomas). Ces roches sont recouvertes par des calcaires dolomitiques silteux et argileux à traînées de schiste argileux, lesquelles passent graduellement vers l'est en de l'anhydrite, en de l'anhydrite dolomitique et en de la dolomie à algues cryptocristalline, tachetée, rouge et grise (le niveau MC2). De l'est à l'ouest et du nord-est au sud-ouest, les évaporites se transforment graduellement en des dolomies argileuses et les roches carbonatées oolithiques à algues en calcaires microgrenus cherteux. Ces transformations de faciès ont lieu à des niveaux plus élevés vers l'ouest, et chaque cycle suivant s'est développé en une succession complète de roches carbonatées aux environs du centre du bassin de Williston. Thomas et Glaister (1960) estiment que les cycles de roches carbonatées et d'évaporite sont des dépôts de plate-forme en eaux peu profondes renfermant des évaporites marginales, desquelles la mer se retirait progressivement, mais avec un flux rythmique. D'après Thomas et Glaister, la formation de Charles est limitée, par suite de l'érosion, au sud de la Saskatchewan. Elle englobe aussi des cycles d'évaporites et de dolomie. Les évaporites sont représentées par de l'anhydrite, de la dolomie à anhydrite et de la dolomie à fins cristaux. Du sel repose dans les unités supérieure et inférieure dans la partie centrale du bassin. Les roches carbonatées sont similaires à celles de la formation de Mission Canyon.

Le groupe de Big Snowy du Chestérien se trouve sur-

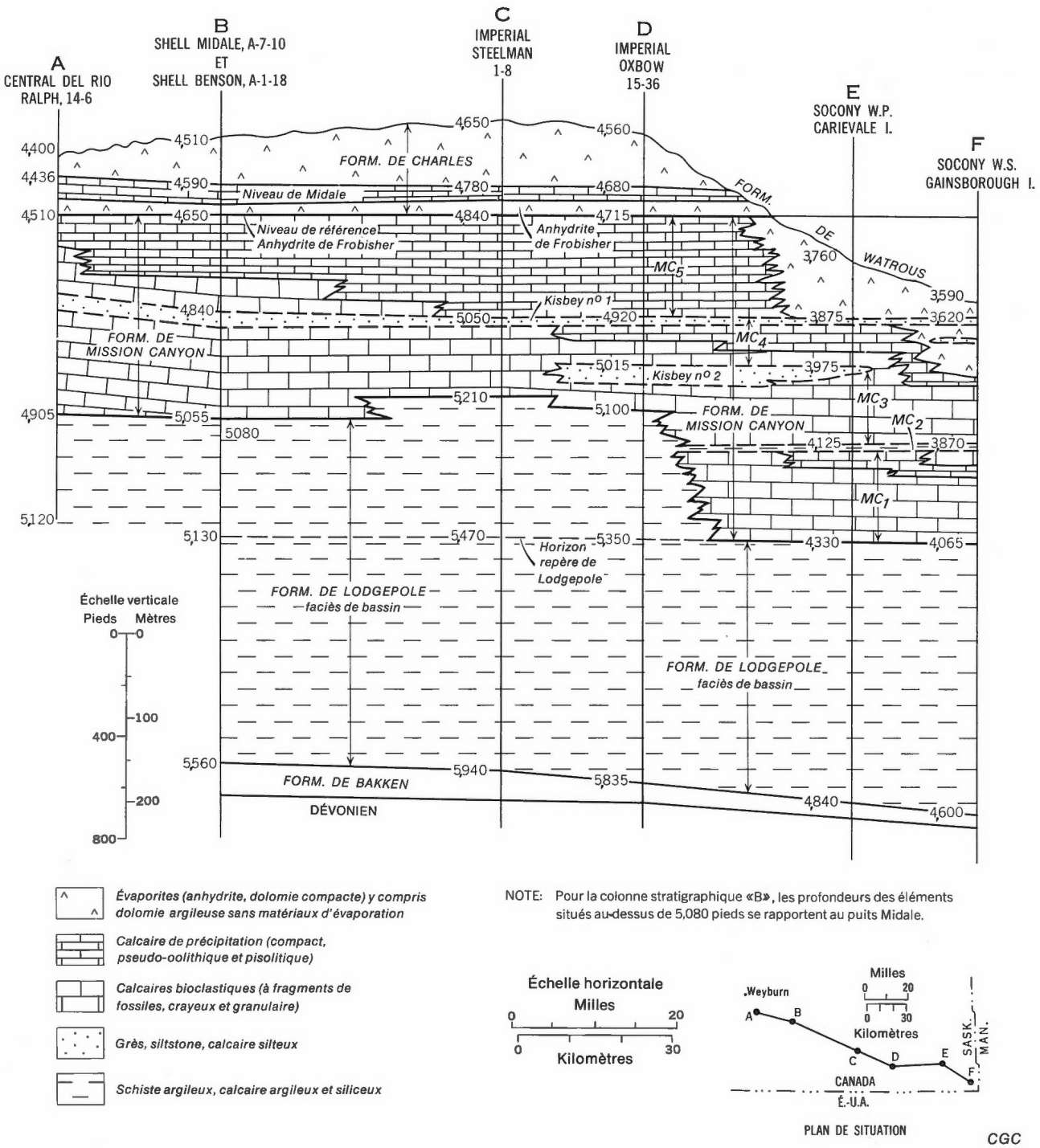
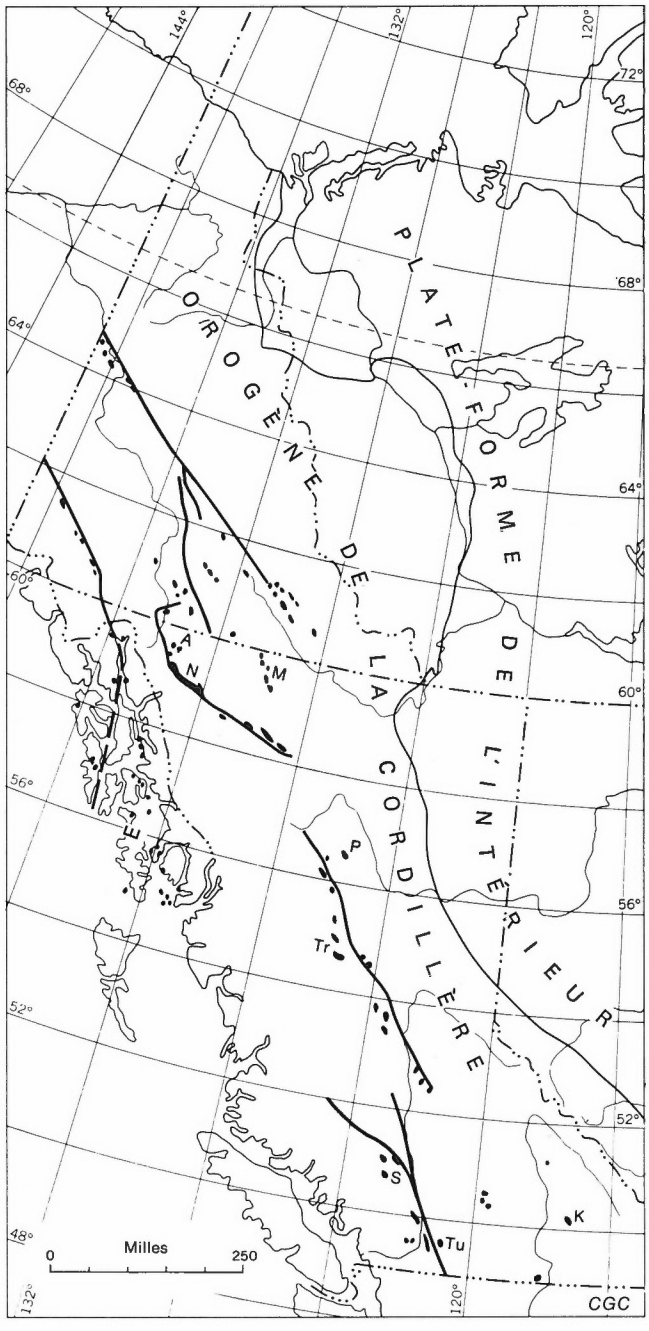


FIGURE VIII-26. Coupe stratigraphique des roches mississippiennes du bassin de Williston (Sask.) (Edie, 1958).

tout aux États-Unis et, comme reste d'érosion, il ne se rencontre que dans le secteur le plus méridional de la Saskatchewan. La formation de Kibbey est constituée de grès associé d'anhydrite et de roches carbonatées près du sommet. La formation d'Otter est formée de schistes argileux bigarrés rouges et verts.



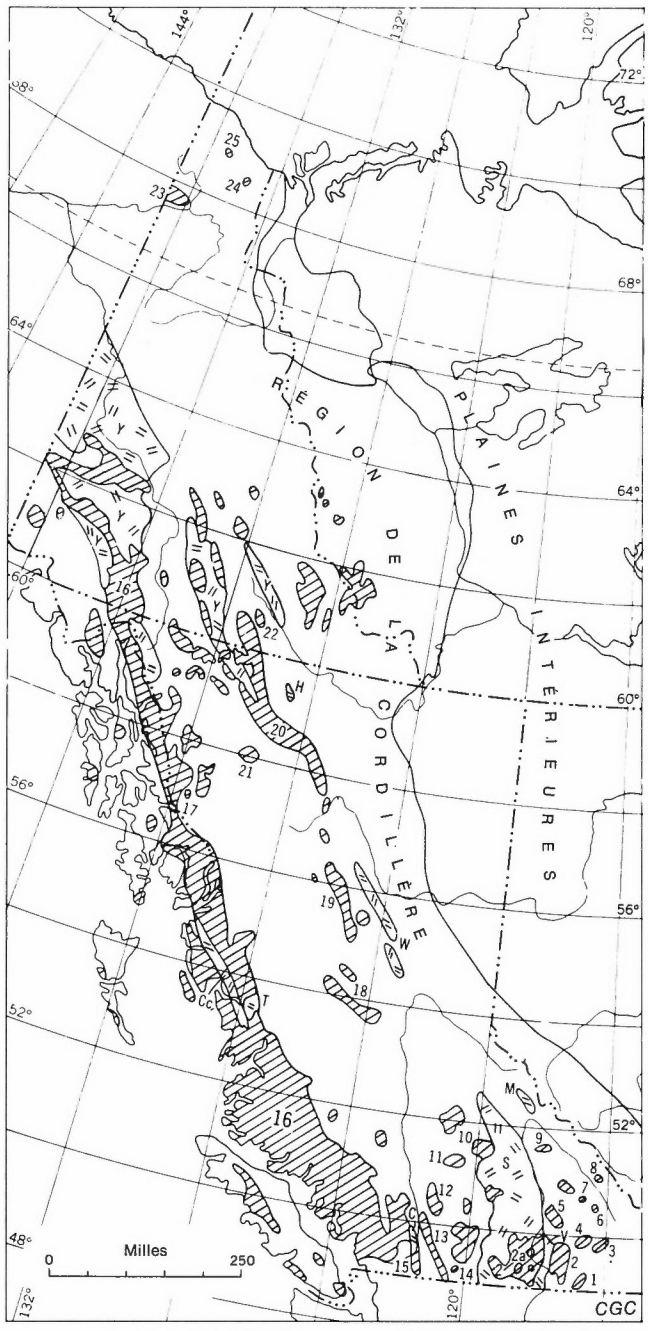
INTRUSIONS ULTRAMAFIQUES

Atlin . . . . . A	*Polaris* . . . . P
Kaslo . . . . . K	*Shulaps* . . . S
McDame . . . M	*Trembleur* . . Tr
Nahlin . . . . N	*Tulameen* . . Tu

Faille . . . . . ——

Faille (sous-marine) . . . . — —

FIGURE VIII-27. Répartition des intrusions ultramafiques dans l'orogène de la Cordillère en Colombie-Britannique, au Yukon et dans l'Alaska.



PLUTONS GRANITIQUES

1 Batholite de Bayonne
2 Batholite de Nelson
2a Intrusions de Coryell
3 Batholite de White Creek
4 Batholite de Fry Creek
5 Batholite de Kuskanax
6 Batholite d'Horsethief
7 Batholite de Bugaboo
8 Complexe de Ice River
9 Batholite d'Adamant
10 Batholite de Takomkam
11 Batholite de Thuya
12 Batholite de Guichon
13 Batholite de Mt. Lytton et granodiorite d'Eagle
14 Stock de Copper Mountain
15 Batholite de Chilliwack
16 Complexe plutonique côtier
17 Pluton de Galore Creek
18 Intrusions de Topley
19 Batholite d'Hogem
20 Batholite des Cassiars
21 Batholite d'Hotailuh
22 Batholite de Marker Lake
23 Batholite d'Old Crow
24 Stock de Mt. Fitton
25 Stock de Mt. Sedgwick

COMPLEXES MÉTAMORPHIQUES

C Gneiss de Custer
Cc Complexe côtier
H Complexe d'Horseranch
M Gneiss de Malton
S Complexe de Shuswap
T Complexe de Tahtsa
V Complexe de Valhalla
W Complexe de Wolverine
Y Complexe du Yukon

Pluton granitique . . ///

Complexe métamorphique . . = ll

FIGURE VIII-28. Répartition des masses granitiques et des complexes métamorphiques dans l'orogène de la Cordillère.

Dans le sud des Rocheuses reposent du grès et de la dolomie du groupe de Rocky Mountain, du début et du milieu du Pennsylvanien, et des couches phosphatées et du chert du groupe d'Ishbel de la fin du début et de la fin du Permien. Ces roches sont en discordance suivant une lacune stratigraphique sur les roches carbonatées mississippiennes du groupe de Rundle et sont recouvertes suivant une discordance similaire par la formation de Spray River du Trias (McGugan et Rapson, 1962). La succession est la plus épaisse et la plus continue dans le sud de la dépression de l'Alberta; les formations s'amincissent rapidement vers l'est et vers le nord par suite de convergence et de troncature à plusieurs discordances ou lacunes stratigraphiques. Les grès des formations de Tyrwhitt, de Storelk, de Tobermory et de Tunnel Mountain sont massifs ou finement lités, principalement à grain fin ou régulier, quartzeux et à stratification entrecroisée, et dérivent probablement de l'est. Ils sont recouverts par la formation de Kananaskis, d'un maximum de 180 pieds de dolomie silteuse et cherteuse. La formation de Johnson Canyon du groupe d'Ishbel, sus-jacente en discordance à la formation de Kananaskis, est constituée de siltstone quartzeux, phosphaté, finement lité, recouvert en concordance par les calcaires arénacés de la formation de Telford. La formation de Ross Creek consiste en une alternance de couches minces et épaisses de roches carbonatées, silteuses et cherteuses, de siltstone et de chert. L'unité supérieure, le chert de Ranger Canyon, est une couche massive, continue mais mince, qui déborde vers l'est et repose en discordance sur la formation de Mount Head dans l'est des Foothills. Près de Jasper, le Permien le plus récent est représenté par endroits par la formation de Mowitch, formée de grès glauconieux et phosphaté à grain grossier contenant des restes fossilifères de poissons.

LES ROCHES ULTRAMAFIQUES

La plupart des intrusions ultramafiques connues dans la Cordillère (fig. VIII-27) sont des péridotites du type alpin, composées surtout à l'origine d'olivine et d'orthopyroxène (harzburgite). Elles se trouvent typiquement sous forme de masses allongées, généralement faillées, cisaillées et fortement serpentinisées. Les roches ultramafiques ont été mises en place à diverses époques, de la fin du Dévonien au début du Jurassique, mais en majorité entre la fin du Dévonien et le début du Mississippien et entre le Pennsylvanien et la fin du Trias moyen. Plusieurs de ces masses, actuellement plutôt des serpentinites, ont été réintroduites et compressées dans des roches plus récentes au cours d'une ou plusieurs des orogenèses postérieures à leur mise en place en tant que péridotites.

Quelques intrusions ultramafiques sont limitées en grande partie aux zones épaisses de roche verte, à l'origine du basalte et de l'andésite à pyroxène, et semblent être contemporaines de ces zones. Il s'agit des intrusions de McDame dans le groupe de Sylvester, de la fin du Dévonien et du Mississippien (Gabrielse, 1963), des intrusions d'Atlin dans le groupe de Cache Creek de l'horst d'Atlin du Pennsylvanien et du Permien (Aitken, 1959), des intrusions non dénommées dans le groupe de Kaslo du Trias (Cairnes, 1934) et peut-être des intrusions dans les laves de la partie du groupe de Rossland du Jurassique inférieur (Little, 1960). Les roches ultramafiques sont peu répandues dans les successions volcaniques plus récentes du Mésozoïque riches en matériaux pyroclastiques. La relation étroite entre les roches vertes et les roches ultramafiques fait supposer une origine commune semblable à celle d'associations identiques en d'autres parties du monde. Toutefois, d'autres intrusions pénètrent des assemblages mixtes de strates volcaniques et sédimentaires, telles les intrusions de Trembleur dans le géanticlinal de Pinchi, lesquelles coupent les strates permiennes et ont déposé des roches détritiques dans les formations du Trias supérieur (Armstrong, 1949), et la masse de Shulaps (Leech, 1953), mise en place dans des strates placées provisoirement en corrélation avec les formations du Trias supérieur, source des dépôts à l'est de la faille Yalakom et des détritus dans les sédiments de l'âge peut-être de la fin du Jurassique inférieur.

Quelques failles principales de l'ouest de la Cordillère, notamment les failles Pinchi, Shakwak, et Nahlin, et le système de failles Yalakom-Fraser, ont peut-être fourni des voies d'accès à la mise en place d'immenses masses de roches ultramafiques et de matériau volcanique connexe au cours du Permien et du Trias. Ces failles, formées surtout dans la zone comprise entre les roches cristallines des géanticlinaux côtier et d'Ominéca, ont pénétré jusqu'au manteau terrestre au cours du Permien et du Trias et ont contribué à la mise en place des masses les plus considérables de roches ultramafiques de toute l'évolution tectonique de la Cordillère. Des mouvements subséquents le long des failles ont entraîné le déplacement des masses ultramafiques, de sorte qu'elles peuvent être actuellement en contact de faille avec les strates adjacentes.

Les masses de Tulameen et de Polaris constituent des exceptions au type alpin. La masse de Tulameen comprend un noyau de dunite bordé par des roches à clinopyroxènes, entourées partiellement à leur tour de roches gabbroïques alcalines sous-saturées, légèrement plus anciennes et semblables à celles du stock de Copper Mountain daté à 195 m.a. La masse de Tulameen coupe le groupe de Nicola du Trias supérieur et a donné au K-Ar 186 m.a., soit le début du Jurassique. La masse de Polaris est formée surtout de dunite et de péridotite riche en olivine (wehrlite), mais elle comprend aussi des unités à clinopyroxène et à hornblende, caractéristiques de roches

ultramafiques sous-saturées. Les âges de 164 et 152 m.a. obtenus au K-Ar de la biotite et de la hornblende indiquent que cette masse date du Jurassique moyen. Plus de 35 intrusions similaires dans le sud-est de l'Alaska ont une orientation nord-ouest; leurs âges au K-Ar s'échelonnent entre 85 millions et 109 m.a. (Lanphere et Eberlein, 1966). Des masses de même type peuvent exister dans le massif de St-Élie.

LES ROCHES PLUTONIQUES

La concentration la plus grande de roches plutoniques se trouve dans le complexe plutonique côtier et dans la zone cristalline d'Ominéca, et plus particulièrement dans le complexe côtier (fig. VIII-28). Même si de nombreuses intrusions granitiques existent ailleurs dans l'orogène de la Cordillère, leur abondance ne se compare pas à celle de ces deux zones cristallines. Au cours de l'évolution du géosynclinal de la Cordillère, ces zones géanticlinales ont été essentiellement des zones positives et mobiles, particulièrement depuis le Trias. Ces zones étaient des régions où la répétition de soulèvement et de plutonisme est évidente, non seulement dans les débris dégagés périodiquement et déposés dans les dépressions adjacentes, mais aussi dans les données radiométriques. Il est évident que les roches plutoniques, notamment les roches modérément et fortement métamorphisées, ont évolué en majorité non dans des dépressions profondément abaissées, mais dans les zones en bordure soulevées périodiquement. Au sein de ces zones, s'étendaient donc des concentrations plus grandes de chaleur que partout ailleurs et, par intervalles, des fronts plutoniques se sont formés.

Gabrielse et Reesor (1964) ont fait remarquer que la composition des plutons dans le géanticlinal d'Ominéca varie en fonction de l'âge, et qu'elle passe de prédominance de diorite quartzique et de monzonite à la fin du Paléozoïque, par des roches de composition intermédiaire au cours du Mésozoïque, à des syénites et des monzonites quartziques au Tertiaire; ils mentionnent en outre que l'hypothèse de l'existence d'une série granitique allant des roches granitiques autochtones, à du matériau mobilisé et finalement à du granite intrusif, n'est pas valable. Ils estiment au contraire que les plutons se sont formés par étapes successives au cours d'une très longue période. Roddick (1965) a aussi conclu que l'évolution progressive du secteur méridional du complexe plutonique côtier est accompagnée d'un changement continu de sa composition au cours d'une période prolongée. Il semble que plusieurs des vagues plutoniques soient en général simultanées aux poussées orogéniques. Le plutonisme a accompagné les orogenèses suivantes: l'orogenèse du Kootenay-Est de l'Hadrynien; l'orogenèse du Tahltanien du Trias; les orogenèses du Nassien et de l'Inklinien du Jurassique; l'orogenèse du Columbien du Jura-Crétacé, et l'orogenèse du Laramide de la fin du Crétacé au début du Tertiaire. L'évidence de plutonisme simultané à l'orogenèse du Caribou du Dévono-Mississippien est imprécise. Des roches métamorphiques se trouvent, soit sous forme de régions caractérisées par un métamorphisme régional dans lequel peut être généralement reconnue la stratigraphie, soit sous forme de complexes métamorphiques dans lesquels la stratigraphie reste plutôt incertaine. Les roches les moins métamorphisées s'étendent partout dans la zone cristalline d'Ominéca; elles sont en général caractérisées par la succession barrovienne de métamorphisme (du type sillimanite disthène) et atteignent les stades supérieurs du faciès amphibolite à almandin sans engendrer un fort volume de matériau granitique. Les complexes métamorphiques, nombreux dans le complexe plutonique côtier et sus-jacents dans plusieurs grandes régions dans la zone cristalline d'Ominéca, renferment d'abondants matériaux granitiques notamment dans le centre des dômes de gneiss. Les roches à métamorphisme régional donnent généralement au K-Ar des âges le plus récents, ce qui suggère que non seulement ces régions ont fait l'objet d'une plus intense activité plutonique, mais aussi qu'elles étaient des lieux d'un plus grand débit de chaleur jusqu'à une époque relativement tardive de l'évolution de ces régions.

Groupe de Yukon

Le groupe de Yukon, formé de roches à métamorphisme régional, comprend des métasédiments, des roches métavolcaniques et des paragneiss, qui couvrent de vastes régions du plateau du Yukon. Le long de la frontière de l'Alaska, ces roches forment le prolongement du schiste cristallin de Birch Creek d'Alaska. Où elles sont fossilifères, ces roches ont fait l'objet d'une description antérieure, mais où le degré de métamorphisme est élevé, elles portent des noms locaux, tels que le groupe d'Harvey dans la région de Glenlyon, le complexe de Big Salmon dans la région de Teslin et la formation d'Oblique Creek dans la région de Jennings.

Dans les régions de Dawson et de McQuesten, le degré d'intensité du métamorphisme est nettement plus élevé au sud-ouest du sillon de Tintina qu'au nord-est; au nord-est du sillon, dans les régions de Mayo et de McQuesten, de grandes épaisseurs de quartzite et de schiste cristallin contenant un peu de calcaire sont partiellement en corrélation avec l'Hadrynien. Au sud-ouest du sillon de Tintina, dans les régions de Dawson, d'Ogilvie et de McQuesten, une épaisse succession de quartzites, de quartzites micacés et de micaschistes à quartz, constitue le groupe de Nasina. Les roches intrusives chloritisées et séricitisées du schiste cristallin de Klondike et les gneiss granitiques

appelés gneiss de Pelly correspondent probablement en partie aux roches hadryniennes moins métamorphisées du nord-est. Des calcaires associés aux métasédiments immédiatement au sud du fleuve Yukon, à la frontière de l'Alaska, renferment des osselets de crinoïdes qui sont caractéristiques du Paléozoïque. Dans la région de Dawson, il semble probable que deux successions principales aient subi les effets d'un métamorphisme régional: une succession inférieure de l'Hadrynien et une succession supérieure, comprenant des masses de roches ultramafiques, de la roche verte et des intrusions basiques. Cette succession date du Paléozoïque et il est possible qu'elle soit en majorité du Dévonien et du Mississippien.

Le long du géanticlinal côtier, dans le sud-ouest du Yukon, le groupe de Yukon est formé en grande partie de micaschistes à quartz, de gneiss à quartz, biotite et feldspath, de calcaires cristallins, d'ardoise et de quartzite. Ces roches métasédimentaires, peut-être du Précambrien et plus récent, renferment de faibles quantités de schistes à hornblende et à chlorite présumés dériver de roches volcaniques.

Les roches métamorphiques du sud de la chaîne des Cassiars renferment des strates aussi récentes que le Mississippien et peut-être aussi anciennes que le Cambrien. La formation d'Oblique Creek est constituée d'épaisses successions de gneiss à quartz, albite et mica, de schiste à albite et actinolite, de métachert, de conglomérat, de roche verte et de métatuf dans les régions de Jennings et de Wolf Lake. Au nord-ouest, dans la région de Teslin, le complexe de Big Salmon renferme des intercalations de calcaires cristallins contenant des fossiles du Mississippien. Plus au nord, des schistes et gneiss à quartz et mica, du gneiss granitique, du quartzite et du calcaire cristallin correspondent aux couches cambriennes et plus récentes.

Au nord-est du sillon de Tintina, dans les régions de Finlayson Lake, Frances Lake et Watson Lake, des gneiss granitiques, caractérisés par des grains de quartz opalescent, et les schistes cristallins et les phyllades en association, ont de toute évidence été formés à partir de roches clastiques de l'Hadrynien.

Des âges obtenus au K-Ar, de 178 à 222 m.a., suggèrent que le groupe de Yukon a subi un métamorphisme régional au cours de l'orogenèse du Tahltanien et au moins, par endroits, au cours de l'orogenèse de l'Inklinien. L'absence générale de métamorphisme dans les roches du Trias supérieur amène à penser qu'une grande partie du métamorphisme s'est produit au cours de l'orogenèse la plus ancienne.

Groupe d'Horseranch

Le groupe d'Horseranch, dans la chaîne des Cassiars, est formé de roches métasédimentaires, métamorphisées régionalement, granitisées par endroits, et similaires à celles du complexe de Wolverine, mais beaucoup moins granitiques (Gabrielse, 1963). Ce groupe contient du quartzite recristallisé et feldspathisé par endroits, du micaschiste à quartz, du gneiss granitique, du gneiss œillé, des cornéennes, des roches skarns et du calcaire cristallin. Par endroits, s'étendent de nombreux filons-couches et des dykes de pegmatite granitique. Le groupe affleure dans un anticlinal à double plongée bordé de failles, d'environ 30 milles de long. Les relations stratigraphiques restent inconnues. Dans sa lithologie globale, le groupe d'Horseranch se rapproche étroitement du groupe d'Atan du Cambrien inférieur. De la muscovite des roches granitiques de l'extrémité nord des chaînons Horseranch a donné un âge au K-Ar de 57 m.a., mais on ignore si cette date correspond au métamorphisme régional.

Complexe de Wolverine

Le complexe métamorphique de Wolverine dans les chaînons Ominéca est formé de roches fortement métamorphisées et granitisées du Protérozoïque et du début du Paléozoïque (Armstrong, 1949; Roots, 1954). Il forme le secteur oriental du centre du géanticlinal d'Ominéca. Des matériaux granitiques, des zones de feldspathisation et des pegmatites sont concentrés le long des dômes et de zones de direction nord-est. Les dômes et les dépressions qui les accompagnent proviennent en partie des intersections des plis à direction nord-nord-ouest et ouest-nord-ouest. Les plis de la première direction sont caractérisés par des plissottements et des linéations associées à une orientation presque constante et ont été, selon Roots, déformés par des plis modérément ouverts de l'autre direction. Du fait en outre que les isogrades sont vraisemblablement parallèles à la succession stratigraphique et sont plissés par des plis à direction ouest-nord-ouest, Roots a supposé que le métamorphisme s'est développé pendant le plissement plus ancien. La schistosité dans le complexe et dans les roches adjacentes moins métamorphisées des groupes de Tenakihi et d'Ingenika est aussi parallèle à la stratification.

Roots a estimé que le plutonisme a eu lieu au début du Paléozoïque, du fait que les débris du complexe de Wolverine reposent dans un conglomérat cartographié comme Mississippien. Toutefois, le conglomérat peut être de la fin du Crétacé inférieur; dans ce cas, le plutonisme pourrait être du milieu du Mésozoïque et contemporain à celui du complexe métamorphique de Shuswap. De la muscovite et de la biotite du schiste cristallin de Misinchika dans le sillon des Rocheuses adjacent au complexe de Wolverine ont donné des dates de 139 et 143 m.a., soit du Jurassique supérieur, mais les âges au K-Ar obtenus du complexe de Wolverine se partagent en deux groupes, l'un oscille entre 38 et 43 m.a., l'autre, entre 22 et 29 m.a.

Complexe de Shuswap

Le complexe métamorphique de Shuswap couvre le point culminant méridional du géanticlinal d'Ominéca, et est formé de roches, de l'âge du Protérozoïque au début du Mésozoïque, et métamorphisées à la partie supérieure du faciès amphibolite à almandin. Bien que plusieurs dômes y soient présents, ce complexe est dominé par trois paires



PLANCHE VIII-7

Gneiss migmatitique intensément plissé du complexe métamorphique de Shuswap dans le noyau du dôme de Thor-Odin, dans la partie centrale de la chaîne de Monashee (C.-B.).

de dômes de gneiss, localisés à des intervalles de 50 milles le long de la bordure orientale. Ces dômes, appelés Valhalla (Reesor, 1965; *frontispice*), Thor-Odin (Reesor, 1966) et Frenchman's Cap (Wheeler, 1965), ont des noyaux de gneiss œillé et de gneiss granitique veinés (pl. VIII-7); ces roches se trouvent en interdigitation avec du schiste et des gneiss métasédimentaires hybrides, et encerclées par ces roches hybrides; la partie externe de cette zone de roches hybrides est remplie de pegmatite et de leucogranite, et entourée d'une zone marginale de roches de faible métamorphisme. On n'a pas été en mesure d'identifier un ancien soubassement cristallin dans les noyaux des dômes. Au contraire, Reesor (1966) a conclu que le noyau du dôme de Thor-Odin était formé des strates du Windermere et du Paléozoïque inférieur. La zone riche en pegmatite est particulièrement étendue à l'ouest et au nord-ouest du dôme de Frenchman's Cap et à l'ouest et au sud du dôme de Thor-Odin. La bordure de roches à faible métamorphisme se caractérise souvent par une zone de broyage et de mylonitisation ou par une gradation rapide des roches à sillimanite, à almandin et à muscovite ou de roches à staurolite, aux roches du faciès schiste vert. Le style structural distinctif du complexe, exception faite de la formation des dômes, est une linéation à direction est, marquée par l'orientation des minéraux et par des axes de plis isoclinaux et couchés (pl. VIII-8).

Dans le saillant au nord-est de Revelstoke, la foliation dans les coins de gneiss mis en place dans les gneiss du complexe de Shuswap est, selon J. V. Ross, antérieure à la formation de la gneissosité du complexe de Shuswap. Les structures les plus anciennes reconnues, et qui appartiennent aux gneiss de Shuswap, sont de vastes plis isoclinaux couchés. Ces plis, et de plus petits isoclinaux, qui par endroits les replient, résultent probablement en partie de l'écoulement à la suite du soulèvement et de l'expansion des bombements à direction est, sur l'emplacement actuel des dômes; ils sont également partiellement synchrones avec le diapirisme subséquent. A la suite du mouvement qui a donné naissance à une linéation minérale pénétrante à direction est, une nouvelle déformation du complexe a donné lieu à la formation de linéations et de plis surimposés à direction nord et nord-ouest. Cette dernière déformation a entraîné la formation de dômes et de dépressions à faible profondeur et est à l'origine des mouvements diapiriques ascendants des noyaux des dômes et peut-être également du soulèvement des coins de gneiss.



PLANCHE VIII-8. Cannelures dues à des plissements parallèles aux axes des plis couchés dans le gneiss hybride du complexe métamorphique de Shuswap enveloppant le dôme de Valhalla, sud de la chaîne de Selkirk.

A mesure du ralentissement du métamorphisme, le mouvement le long de la bordure orientale du complexe a donné naissance à des effets de cataclase, de mylonitisation et d'altération, et à la formation des failles récentes accompagnées de brèche.

L'évolution pétrogénétique du complexe de Shuswap n'est établie que dans le dôme de Valhalla (Reesor, 1965), et se trouve résumée au tableau VIII-1 ainsi que les événements structuraux associés. Reesor a fait remarquer «qu'aucun processus unique, qu'aucun épisode structural unique connexe n'explique la formation du complexe. Ce complexe résulte plutôt de l'action concertée de plusieurs processus d'évolution d'ordre structural et pétrogénétique, survenus successivement au cours d'une longue période.» Il a noté que l'épisode structural le plus ancien est caractérisé par un mouvement horizontal de lentilles migmatitiques de gneiss granodioritique œillé dans le noyau. L'accumulation de matériau granitique et pegmatitique a suivi ce mouvement. Il s'est produit une accumulation et une croissance plutôt qu'une compression et un raccourcissement. Après un intervalle d'inactivité, une deuxième phase de mouvement, essentiellement de déformation, s'est manifestée surtout par un mouvement diapirique ascendant. Les métasédiments les moins migmatisés, bien que fortement métamorphisés, sont les plus bas dans la succession stratigraphique, donc, ni la simple mise en place ascendante de magma, ni la simple granitisation *in situ* n'expliquent la formation du gneiss œillé. En outre, à certains niveaux et par endroits, la masse de matériau quartzo-feldspathique

TABLEAU VIII-1 *Tableau synoptique de l'évolution du complexe de Valhalla (Reesor, 1965)*

		Évolution tectonique	Évolution pétrographique
Dernière étape	Phénomènes locaux	8. Formation tardive de failles dans la «zone broyée». 7. Formation de failles et de joints sur une petite échelle dans le complexe. 6. Mise en place de matériaux ignés dans des conditions régionales de tension.	8. Pyritisation. 7. Intrusion de dyke de basalte dans la partie ouest du dôme de Valhalla. Séricitisation et épidotisation dans la «zone broyée» dans l'est du complexe de Valhalla. 6. Intrusion de monzonite à hornblende et/ou augite à la fois dans les parties est et ouest du complexe de Valhalla.
Seconde phase	Destruction	5. Mouvement diapir ascendant du noyau des dômes de Valhalla et de Passmore. 4. Toutes les couches de tous les types de roches dans l'est du complexe de Valhalla montrent un écoulement cataclastique avancé et pénétrant. Relâchement de la tension verticalement vers le haut.	5. Possibilité de la mise en place synchronique de leucogranite massif dans la zone dans l'ouest du complexe de Valhalla. 4. Un peu de pegmatite et de granite pegmatitique. Métamorphisme au sous-faciès sillimanite-grenat du faciès amphibolite.
		Fin de la phase principale constructive d'évolution	
Première phase	Construction	3. Pulsations tectoniques mineures accompagnées de la croissance graduelle des masses de forme anticlinale. Le dôme de Passmore doit sa forme et son emplacement à la formation du dôme de Valhalla et est donc légèrement ultérieur. 2. Soulèvement initial du dôme de Valhalla; la forme originale était un complexe de forme anticlinale, allongé d'est en ouest. En même temps, il y a eu écoulement de «gneiss hybride» sur les flancs du dôme de Valhalla, contrôlé par l'espace disponible. Le mouvement syntectonique initial, exécuté sous contrainte, était accompagné d'une détente horizontale. 1. Possibilité d'épisode tectonique antérieur non reconnu.	3. Leucogranite et pegmatite ancienne dans toutes les couches du complexe. Gneiss de granodiorite gris dans toutes les couches. 2. Métamorphisme peut-être jusqu'au faciès granulite à hornblende, accompagné de fusion partielle des pélites et des semi-pélites. Mise en place horizontalement de la diorite à quartz et de la granodiorite du «gneiss veiné» du dôme de Valhalla et de la couche supérieure de «gneiss mélangé» du dôme de Passmore. 1. Dépôt d'une succession épaisse de pélites, de semi-pélites, de quartzite et d'un peu de calcaire. Présence d'un peu de roches ignées basiques, concordantes.

est tellement grande que ni la fusion ni la transformation de toutes les roches ne pourraient expliquer la quantité de granite présent. Reesor a donc conclu qu'une partie du matériau granitique a une origine au-delà du complexe par une série d'additions, bien qu'une certaine partie de ce matériel puisse avoir été engendrée par fusion *in situ*.

Complexe plutonique côtier

Le complexe plutonique côtier s'étend le long de la chaîne Côtière sur une distance de 1,100 milles, s'unit vers le nord à la plate-forme cristalline du Yukon et aboutit à la zone de plissements des Cascades dans le sud. Le complexe est formé surtout de roches plutoniques granitoïdes foliées et non foliées, mais il renferme en outre de vastes régions de roches métamorphiques (Roddick et coll., 1966) (pl. VIII-9). Une zone irrégulière de pendentifs de toit, étroits et allongés, à parois escarpées, de roches métasédimentaires, s'étend vers le sud-est à partir de l'intérieur de la zone de gneiss de Wrangell-Revillagigedo, sur le côté ouest du complexe dans le sud-est de l'Alaska, jusqu'aux environs du côté est du complexe, près de Bella Coola. Les roches métasédimentaires varient du faciès schiste vert au faciès amphibolite à almandin, et renferment du schiste cristallin, du quartzite, du calcaire et du conglomérat, contenant par endroits des fragments granitiques. A l'est des métasédiments, et apparemment sous-jacents à eux, s'étend une zone de gneiss et de migmatite qui présente, sur de vastes régions, une foliation à faible pendage, et montre, par endroits, des plis couchés aux axes à direction est et nord. Le gneiss peut être recouvert de roches granitiques et pénétré par elles ou passer graduellement à elles. A l'est de Kemano, les gneiss semblent être sous-jacents aux métasédiments du Permien et aux roches qui forment une partie du complexe de Tahtsa antérieur au Hazelton (Stuart, 1960).

Des roches plutoniques plus ou moins homogènes forment une vaste partie du complexe entre les latitudes 52° et 55°. La diorite quartzique et la diorite sont en abondance à l'ouest de la zone de roches métasédimentaires; par contre, la granodiorite et la monzonite quartzique se trouvent partout dans le complexe. La granodiorite est typique des plutons composites, tels que les apophyses à direction nord-est près de la rivière Skeena, considérées par Duffell et Souther (1964) comme des intrusions forcées. Les masses de monzonite quartzique sont des plutons récents et distincts et quelques-uns forment le noyau des masses de granodiorite. La syénite et le granite sont rares et ne se trouvent que dans de petits plutons dans une zone à direction est-nord-est, à l'ouest de Bella Coola. Roddick et coll. (1966) prétendent qu'une ligne de diorite quartzique ne peut être tracée d'un bout à l'autre du complexe, mais que la teneur en feldspath potassique à l'est de la zone métasédimentaire est plus élevée qu'à l'ouest. Dans le sud-est de l'Alaska, au sud de la rivière Stikine, la diorite quartzique domine sur les deux côtés de la zone de gneiss de Wrangell-Revillagigedo, mais la granodiorite et la monzonite quartzique sont plus répandues à l'est.



PLANCHE VIII-9. Agmatite du complexe plutonien côtier, canal Douglas à l'ouest de la rivière Kiltsuit (C.-B.). Leucogranite aplitique entourant et infiltrant les blocs anguleux d'amphibolite et de granodiorite grenues.

Au nord-ouest de la rivière Stikine, le complexe plutonique côtier renferme des zones étroites à parois abruptes de métasédiments et d'amphibolite, mais il est surtout formé d'un système enchevêtré de plutons discontinus. Près de la frontière de la Colombie-Britannique et du Yukon, des plutons de granodiorite et de leucogranite pénètrent de la diorite quartzique foliée plus ancienne qui maintenant joue le rôle de matrice entre les plutons d'origine plus récente (Christie, 1957). Plus au sud, près de la rivière Stikine, la partie orientale du complexe renferme des plutons de diorite foliée et des roches métamorphiques antérieures à la fin du Trias et des plutons plus récents à parois abruptes formés de monzonite quartzique; d'autre part, la partie axiale de ce complexe est caractérisée par de la granodiorite.

La partie la plus méridionale du complexe a été la plus étudiée (Roddick, 1965). Elle consiste en un complexe hétérogène de plutons, dont la composition varie de la diorite et de la diorite quartzique à de la granodiorite. Le gabbro et le granite y sont rares. La composition moyenne correspond à la composition d'une diorite quartzique, où la hornblende excède la biotite, et le feldspath potassique approche de 5 p. 100. Cette partie du complexe est caractérisée par des contacts interplutoniques diffus, contrairement à ceux au nord de la rivière Stikine, et renferme des pendentifs de toit à parois verticales, généralement allongés vers le nord-ouest, et partiellement limités par des failles. On ne relève pas de changement prononcé dans la composition des pendentifs ni dans celle des plutons adjacents sur une distance verticale de 7,000 pieds.

Les opinions diffèrent sur l'origine des roches plutoniques de la partie la plus méridionale du complexe. Bacon (1957) et autres chercheurs insistent sur le fait que les roches envahies, antérieurement métamorphisées, n'ont pas été très déformées par la mise en place des roches granitiques, et ils invoquent l'intrusion passive du magma andésitique. Roddick (1965) a pour sa part conclu que les roches granitiques se sont formées à partir de roches métamorphiques «humides» préexistantes en suivant l'évolution d'une série plutonique, à partir surtout de la diorite à hornblende vers du granite à biotite, au cours d'une longue période de métamorphisme rétrograde survenu pendant le soulèvement progressif du géanticlinal côtier. L'évolution a été accompagnée de mouvement de masses de roches plutoniques partiellement sur des failles synplutoniques, et partiellement sous forme d'intrusions plastiques du type dôme de sel. Roddick s'est appuyé sur de nombreuses données microscopiques et mégascopiques, desquelles il ressort que le mode de présentation des dykes résiduels est très frappant (Roddick et Armstrong, 1959). Des dykes «synplutoniques» ont pénétré des plutons antérieurement consolidés et ont peut-être été partiellement transformés en roche granitique par métasomatose continue. Par endroits, cette transformation a eu lieu après que les dykes eurent été fracturés, faillés ou déformés au sein des plutons remobilisés.

Le complexe plutonique côtier présente plusieurs périodes de plutonisme. On ignore le début de ces périodes et si le complexe a subi l'intrusion des roches granitiques de la fin de l'Ordovicien, granite présent dans le sud-est de l'Alaska, ou s'il a subi les effets du métamorphisme pré-dévonien et l'intrusion de la diorite de la chaîne des Cascades et des îles San Juan. La phase de plutonisme la plus ancienne, de laquelle il y a évidence, est survenue au cours de l'orogenèse du Tahltanien du milieu du Trias. Cette orogenèse dans la région de la rivière Stikine est suivie à cet endroit par l'orogenèse de l'Inklinien du début du Jurassique. Des épisodes de plutonisme survenus en d'autres régions, peut-être contemporains en partie des phases tahltanienne et inklinienne, se sont manifestés surtout dans la partie sud-est du complexe. Des âges au K-Ar, échelonnés entre 139 et 95 m.a., indiquent divers épisodes de plutonisme dans le tiers occidental du complexe au cours des phases primitives et moyennes de l'orogenèse du Columbien. Des âges au K-Ar, échelonnés entre 77 et 42 m.a., proviennent surtout de plutons de granodiorite et de monzonite quartzique des parties du centre et de l'est du complexe. Quelques plutons coupent les strates du Crétacé supérieur et corroborent les données radiométriques de la mise en place du granite au cours de l'extrême fin du Crétacé et au début du Tertiaire. Plusieurs des plutons récents ont été mis en place le long de la bordure orientale du complexe dans des régions où des roches granitiques avaient été introduites au début du Mésozoïque. Par exemple, le géanticlinal côtier, qui correspond à une zone soulevée, en émergence depuis le milieu du Trias, était pendant la même période une zone de plutonisme répété.

Complexe des Cascades

Dans la zone de plissements des Cascades, des sédiments clastiques, aussi récents que l'Albien, sont plissés, faillés et pénétrés par un stock granitique dont l'âge au K-Ar est de 84 m.a. Cette déformation est donc rattachée à la dernière phase de l'orogenèse du Columbien. Toutefois, dans le nord-ouest, des failles inverses, fortement inclinées vers le sud-ouest et par endroits vers le nord-est, affectent des roches volcaniques du Crétacé supérieur; quelques autres déformations ont aussi eu lieu ultérieurement. Dans l'ouest de la chaîne des Cascades, des couches du début du Crétacé inférieur et d'âges plus anciens, ont été affectées par des plis couchés et chevauchés sur un autochtone formé d'un anticlinal faillé à orientation nord-est qui renferme un socle pré-dévonien au centre (J. W. H. Monger). Les structures couchées sont redéformées par des bombements orientés vers le nord-ouest, par des failles et des zones de microfractures et par de petits plis conjugués; dans l'État de Washington, ces structures sont recouvertes en discordance par des sédiments clastiques de la fin du Crétacé supérieur.

La zone de plissements des Cascades a subi divers types de métamorphisme régional à différents temps. Dans le noyau de la zone, le gneiss migmatique de Custer s'est développé à partir du groupe d'Hozameen de la fin du Paléozoïque (McTaggart et Thompson, 1967) lors du métamorphisme régional de type barrovien, à l'extrême fin du Paléozoïque ou au tout début du Mésozoïque; ce métamorphisme était contemporain du métamorphisme de Skagit reconnu dans l'État de Washington (Misch, 1966). Postérieurement, certaines parties du groupe d'Hozameen ont été soumises à un métamorphisme de contact ou à un métamorphisme régional du type basse pression qui se distingue par la présence d'andalousite. En dernier lieu, à l'extrême fin du Crétacé et simultanément à la mise en place de la tonalite et de la diorite des intrusions de Spuzzum, datées à 76 m.a., les roches métamorphiques ont été transformées au stade plus élevé de la sillimanite.

La partie occidentale de la zone de plissements des Cascades se distingue par le métamorphisme régional du type schiste à glaucophane, que Misch considère dans l'État de Washington, du Permo-Trias. Dans la chaîne des Cascades au Canada, J. W. H. Monger a découvert de la lawsonite dans les sédiments clastiques du Mésozoïque, mais il reste incertain si ce minéral est d'origine détritique ou métamorphique.

Trias

Résumé tectonique

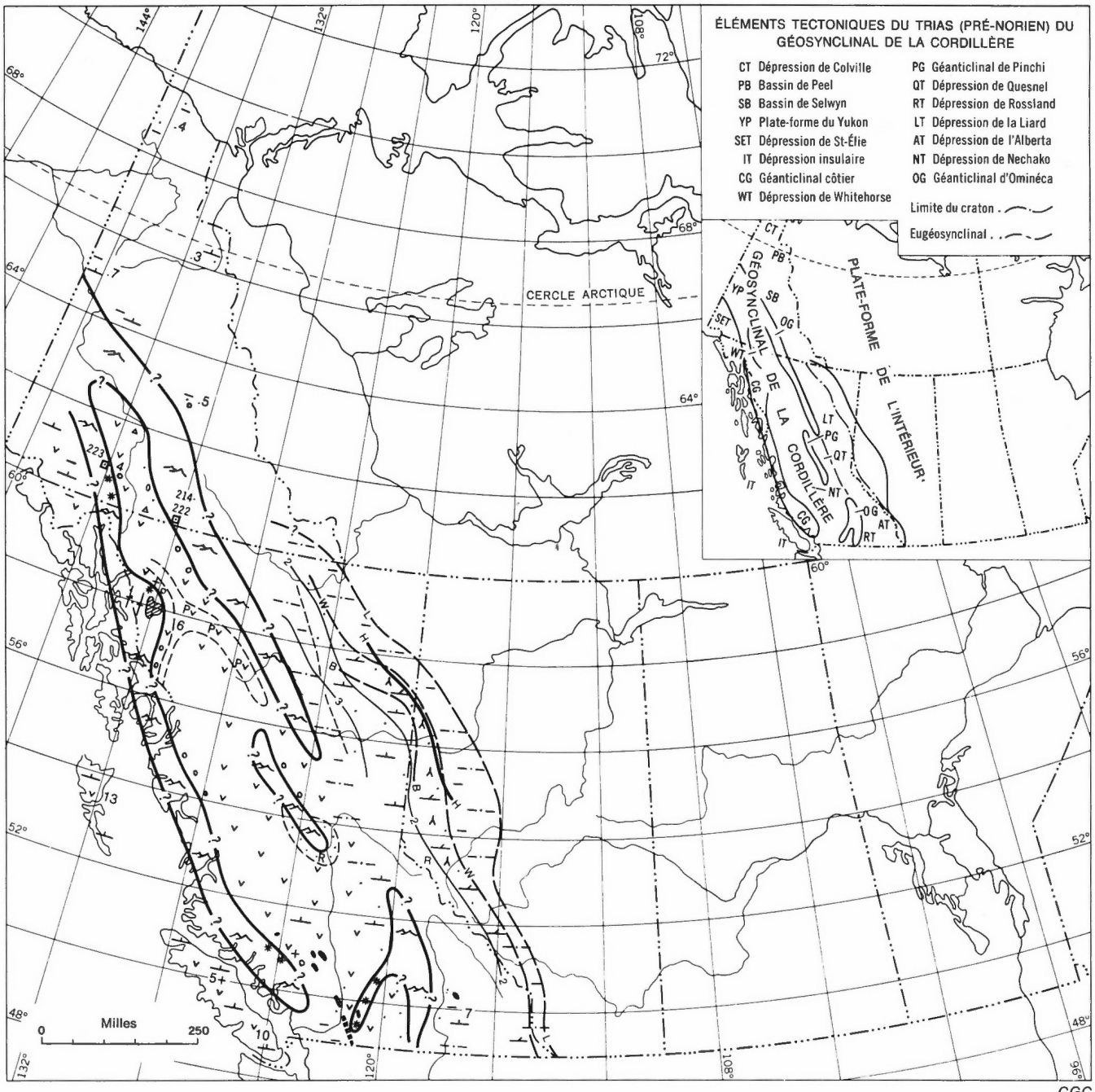
Les roches du Trias inférieur demeurent inconnues dans les parties occidentales du géosynclinal de la Cordillère au Canada, bien qu'elles soient présentes à quelques milles au sud, dans l'État de Washington. Du chert rubané, de l'argilite, de la roche verte, des roches ultramafiques peut-être contemporaines, et de faible quantité de calcaire, tous du Trias moyen, reposent par endroits dans les parties nord-ouest et centrales du géosynclinal, apparemment en concordance sur le Permien. Dans les parties les plus méridionales du géosynclinal, les sédiments du Trias moyen, caractérisés par un conglomérat à fragments à arêtes vives, reposent en discordance sur les roches de la fin du Paléozoïque. Les successions occidentales représentent généralement des conditions eugéosynclinales de non-perturbations qui ont prévalu peut-être à partir du Permien. Le géanticlinal d'Ominéca, arche en émergence périodique au cours de la majeure partie de la période, séparait l'eugéosynclinal des dépressions miogéosynclinales de l'Alberta et de la Liard (fig. VIII-29). Le siltstone et le schiste argileux du Trias inférieur des dépressions recouvrent en discordance le début du Permien supérieur; la lacune de sédimentation augmente vers l'est sur le craton, par suite de son extension au-delà du Permien et du Carbonifère et de leur biseautage. La bordure entière occidentale du craton était probablement émergente et stable et ces conditions ont duré toute la période. Des couches rouges du Trias reposent dans le bassin de Williston, dans le nord des États-Unis, mais si antérieurement elles se prolongeaient au Canada, l'érosion pré-jurassique les a enlevées.

A la fin du Trias moyen, des parties du géosynclinal de la Cordillère ont été déformées et affectées par une activité plutonique; ces effets constituent l'orogenèse du Talhtanien. Le soulèvement de la fin de l'orogenèse a déterminé les principaux éléments tectoniques qui ont dominé jusqu'au milieu du Jurassique. Le début du Trias supérieur, appelé le Carnien, est représenté dans la dépression insulaire principalement par une épaisse succession de coulées basaltiques sous-marines et dans la dépression de Whitehorse, surtout par des coulées d'andésite et de basalte, des roches pyroclastiques et des roches clastiques renfermant des débris du Trias moyen et d'âges antérieurs. Ces roches clastiques dérivent en majorité d'îles et de volcans formant le géanticlinal côtier et l'arche de Stikine. Des roches volcaniques et des roches clastiques volcaniques semblables se sont accumulées au cours du Carnien dans la plus grande partie des dépressions de Nechako et de Quesnel; toutefois, des couches rouges se sont déposées autour des bordures du géanticlinal de Pinchi. Des roches clastiques quartzeuses provenant de la partie la plus méridionale du géanticlinal d'Ominéca se sont déposées dans la partie est des dépressions de Quesnel et de Rossland. Dans les dépressions de la Liard et de l'Alberta, du siltstone et du grès se sont accumulés et se transforment graduellement vers l'est, le long de la bordure du craton, en un faciès d'évaporite et de couches rouges renfermant à la base des barres de sable formées le long et au large des côtes.

A la fin du Trias supérieur (fig. VIII-30), le volcanisme norien a persisté dans les régions de la dépression de Whitehorse contiguës au géanticlinal côtier et à l'arche de Stikine, et dans les dépressions de Nechako et de Quesnel. Des sédiments clastiques se sont accumulés sous forme de couches rouges autour du géanticlinal soulevé de Pinchi et provenaient également de la partie méridionale du géanticlinal côtier et de parties du géanticlinal d'Ominéca; ce dernier a été partiellement recouvert d'un mince calcaire. Des sédiments clastiques se sont déposés dans la dépression insulaire. Durant l'extrême fin du Norien, le dépôt de roches carbonatées a dominé presque partout dans le géosynclinal, vu que les coupes sont remarquablement minces, mais complètes, dans les parties nord et est, et révèlent une mise en place sans perturbations jusqu'à la fin du Trias.

Trias inférieur et Trias moyen de l'ouest du géosynclinal de la Cordillère

Un assemblage d'argilite, de chert, de roche verte et d'un peu de calcaire, semblable à celui du groupe de Cache Creek, recouvre apparemment en concordance, en plusieurs endroits, le Permien le plus récent. Cet assemblage comprend des roches non fossilifères dans le horst d'Atlin, des couches régionalement métamorphisées contenant des *Daonella* du Ladinien, dans l'arche de Stikine (Souther, 1959), et des strates non métamorphisées, renfermant des *Daonella*, dans la dépression de St-Élie. Le groupe de Pavilion, contenant des hexacoraux, se trouve près de Lillooet, à proximité de l'extrémité sud-ouest du géanticlinal de Pinchi. Trettin (1961) a pensé que le groupe de Pavilion repose sur la formation de Marble Canyon du Permien supérieur, mais Campbell et Tipper (1966) ont conclu qu'une partie du groupe de Pavilion doit être une partie plus ancienne du groupe de Cache Creek qui a été chevauchée sur la formation de Marble Canyon. A proximité de Greenwood, un assemblage de conglomérat à fragments à arêtes aiguës de siltstone et de calcaire à *Daonella* repose en discordance angulaire sur les roches du Paléozoïque supérieur du sud du géanticlinal d'Ominéca. La formation de Fennell, constituée de roche verte en coussins à l'extrémité sud-est de la dépression de Quesnel, est recouverte de couches fossilifères du Carnien. Cette formation et les couches renfermant des *Daonella* ou des *Halobia* le long de la partie orientale de la chaîne Côtière, aux environs de la rivière Skeena et du lac Chilko, peuvent être du Trias moyen. Près de la rivière Skeena,



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat
- Roches à fragments granitiques
- Grauwacke
- Grès
- Siltstone
- Schiste argileux
- Calcaire
- Dolomie
- Gypse
- Roches volcaniques
- à structure en coussins
- Centre d'activité volcanique
- Roches ultramafiques
- Couches rouges
- Limite de sédimentation
- Form. de Halfway
- Limite de formation tronquée
- Trias inférieur
- Whitehorse
- Form. de Baldonnel
- Limite de faciès
- Courbes isopaques (milliers de pieds)
- Épaisseur (milliers de pieds)

OROGÈNE DU TAHLTANIEN

- Direction tectonique
- Pluton granitique (âge en millions d'années)

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- Région montagneuse

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Trias (pré-Norien) est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

FIGURE VIII-29. Sédimentation et tectonisme du Carnien (Trias supérieur) dans l'Ouest du Canada. La figure inclut les sédiments du Trias inférieur et moyen des dépressions de la Liard et de l'Alberta et certains traits caractéristiques de l'orogenèse du Tahltanien du début et du milieu du Trias.

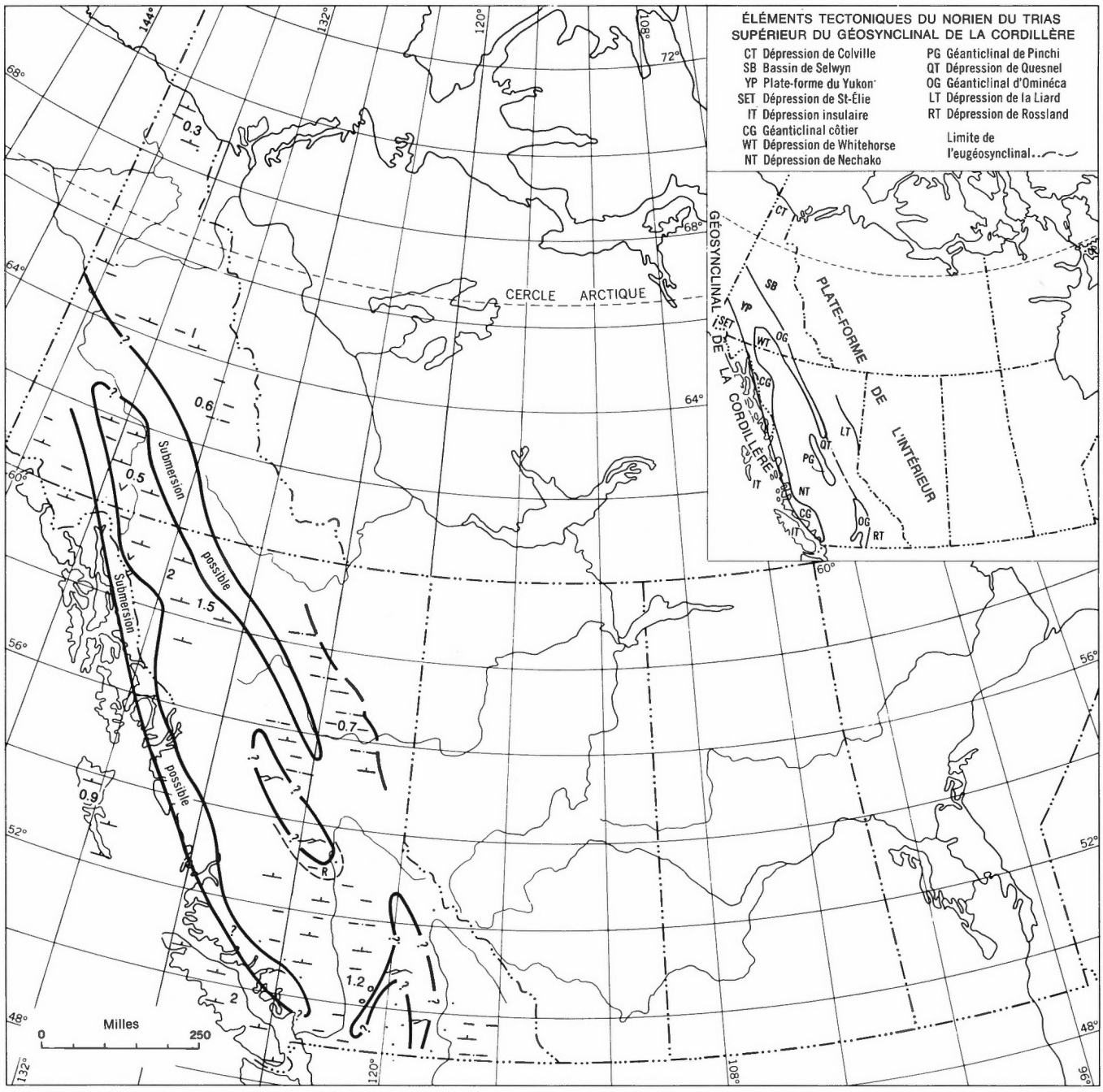


FIGURE VIII-30. Sédimentation et tectonisme du Norien (Trias supérieur) dans l'Ouest du Canada.

les couches du Trias renferment des blocs de calcaire et du conglomérat à cailloux de chert reposant en discordance sur les couches permiennes.

Orogenèse du Tahltanien

Au cours du Trias moyen, pendant l'orogenèse du Tahltanien, des parties de l'eugéosynclinal de la Cordillère ont été déformées, envahies par de la diorite et de la granodiorite et soulevées (fig. VIII-29). Une première phase se décèle dans le secteur le plus méridional de la Cordillère, près de Greenwood, là où du conglomérat à fragments à arêtes aiguës du Trias moyen et peut-être du Trias inférieur, repose en discordance sur les roches du Paléozoïque supérieur. Une dernière phase survenue à la fin du Ladinien a affecté l'ancienne arche de Stikine, où les strates du Trias moyen et d'âges plus anciens ont été plissées suivant des orientations nord et ont subi une déformation et un métamorphisme plus marqués que les couches suivantes du Trias supérieur et du Jurassique inférieur qui ont été plissées postérieurement suivant des directions nord-ouest. Le plutonisme survenu pendant le Trias dans les géanticlinaux côtier et d'Ominéca se décèle par les dates au K-Ar de 206 et 227 m.a. sur des blocs de diorite enfermés dans des conglomérats du Jurassique inférieur de l'arche de Stikine, présumés dériver d'un pluton voisin (fig. VIII-28); de 223 m.a. sur une granodiorite à hornblende et biotite du géanticlinal côtier, dans le sud du Yukon; de 214 à 222 m.a. sur du gneiss à muscovite-biotite-albite et épidote du nord du géanticlinal d'Ominéca; et de 205 m.a. sur du schiste vert et un pluton granitique, du sud du géanticlinal d'Ominéca. On peut conclure à un soulèvement général à partir de la discordance d'érosion entre les couches du Trias supérieur et du Trias moyen dans le nord du géanticlinal côtier et le sud du géanticlinal d'Ominéca et entre le Trias supérieur et le Paléozoïque supérieur le long des flancs du géanticlinal de Pinchi et dans la chaîne des Cascades.

On ignore le degré de déformation des roches du Paléozoïque supérieur du géanticlinal de Pinchi au cours de l'orogenèse du Tahltanien. Les structures dans ces roches sont sensiblement parallèles aux grands axes du géanticlinal et sont caractérisées surtout par des plis généralement droits et modérément serrés dans les couches relativement compétentes de calcaire, et par des déformations plus prononcées et plus irrégulières dans les roches argileuses et les cherts. D'autre part, les roches mésozoïques des dépressions adjacentes de Nechako et de Quesnel sont légèrement plissées, bombées et faillées; ce contraste de style tectonique entre les deux régions peut indiquer la manifestation d'une orogenèse dans le géanticlinal de Pinchi, mais il peut refléter aussi une révolution antérieure survenue à la fin du Pennsylvanien ou au début du Permien ou indiquer simplement des divergences de comportement structural, puisque les deux successions ont probablement été déformées par les orogenèses au cours de la fin du Mésozoïque.

Trias supérieur de l'ouest du géosynclinal de la Cordillère

La stratigraphie du Trias supérieur dans l'ouest du géosynclinal de la Cordillère est la mieux connue le long des flancs de la dépression de Whitehorse et dans la dépression insulaire. Dans ces régions, les roches du Carnien et du Norien sont fossilifères et se reconnaissent facilement; au contraire, dans les dépressions de Nechako et de Quesnel, les roches volcaniques sont abondantes et les fossiles, rares.

Dépression de Whitehorse. Les gisements du Carnien le long du côté occidental de la dépression de Whitehorse (fig. VIII-28, 29, 31a) sont inclus dans la partie inférieure du groupe de Lewes River, du sud du Yukon (Tozer, 1958; Wheeler, 1961), et dans le groupe de Stuhini et ses faciès clastiques orientaux, la formation de King Salmon en affleurement le long du secteur oriental du nord de la chaîne Côtière (fig. VIII-32a, b) (Souther et Armstrong, 1966). Dans cette zone, les couches carniennes sont à prédominance volcanique. Les couches les plus occidentales renferment des coulées d'andésite, des roches pyroclastiques et de grandes quantités de roches volcaniques clastiques dérivées en partie du dépôt de roches pyroclastiques dans l'eau et, en partie, de l'érosion de roches volcaniques. Quelques roches volcaniques semblent subaériennes et les successions renferment des lacunes stratigraphiques dues à des soulèvements locaux et à l'érection de cônes volcaniques. Des fragments de granodiorite et de gneiss des parties inférieures du groupe de Stuhini suggèrent un soulèvement au début du Carnien dans la partie occidentale de l'arche de Stikine et le dépôt des roches volcaniques sur un terrain déformé et métamorphisé pendant l'orogenèse du Tahltanien. Le groupe de Lewes River passe graduellement vers l'est en de la roche verte et en de l'arénite volcanique à granuloclassement vertical, tandis que les affleurements les plus à l'est du groupe de Stuhini renferment du basalte spilitique en coussins d'une épaisseur de plus de 6,000 pieds en forme de zone arquée. Plus à l'est, prédominent des roches volcaniques clastiques et sédimentaires à grain fin.

Les roches volcaniques sont beaucoup moins abondantes dans les strates du Norien que dans les strates du Carnien, du fait qu'elles sont surtout limitées aux affleurements occidentaux du groupe de Lewes River, où elles reposent sur une faune à *Halobia* du Norien moyen et sous du calcaire renfermant des *Spondylospira lewesensis* de l'extrême fin du Norien. Les roches volcaniques sont formées d'environ 2,500 pieds de coulées basaltiques et andésitiques et de roches pyroclastiques. Ces dernières contiennent des fragments jusqu'à 8 pouces de long qui ont probablement dérivé de régions sources situées à moins de 5 à 10 milles à l'ouest. Les roches pyroclastiques deviennent à grains plus petits vers l'est et passent graduellement à l'est du fleuve Yukon, en de l'arénite volcanique à granuloclassement vertical déposée dans le centre de la

dépression de Whitehorse. L'arénite est recouverte par de l'argilite de la fin du Norien, renfermant des *Monotis subcircularis,* et recouverte à son tour de calcaire à *Spondylospira.* Ces sédiments de la fin du Norien se transforment graduellement plus au nord-est, aux environs de la rivière Teslin, en un assemblage de grauwacke, de calcaire et d'un peu de conglomérat à cailloux renfermant le long de la bordure nord-est de la dépression de Whitehorse des fragments de roche verte et de chert.

Dans l'arche de Stikine, la partie supérieure du groupe volcanique de Stuhini est peut-être en partie du Norien. Les sédiments sus-jacents, en particulier les calcaires de la formation de Sinwa, sont nettement du Norien. Ce calcaire s'étend de façon discontinue à travers la dépression de Whitehorse jusqu'au horst d'Atlin et indique que le Norien le plus récent de la dépression de Whitehorse représente une période calme tectonique.

Dépressions de Nechako et de Quesnel. Une grande partie du plateau Intérieur de la Colombie-Britannique et du sud des chaînons Ominéca est couverte par les groupes peu affleurants et peu fossilifères de Takla et de Nicola, du Trias supérieur et du Jurassique inférieur, et par les strates connexes à ces groupes mises en place dans les dépressions de Nechako et de Quesnel (fig. VIII-29, 32c, d) (Cockfield, 1948; Tipper, 1959). Les roches du Trias supérieur sont à prédominance de coulées d'andésite basique et de basalte à phénocristaux d'augite, gris foncé à vert foncé, de roches pyroclastiques et d'arénite et de conglomérat volcanique. Intercalées dans les roches volcaniques se trouvent quelques roches sédimentaires. Des calcaires argileux, gris foncé à noir, renferment de façon typique une faune du Carnien dans le centre-sud de la région, tandis que le calcaire gris et les schistes argileux foncés contiennent généralement des fossiles du Norien. Le groupe de Takla, à la bordure du géanticlinal de Pinchi à proximité de Prince-George, est formé de schistes argileux rouges et bruns, de calcaire noir et de conglomérat grossier. Ce dernier renferme des fragments, jusqu'à 18 pouces

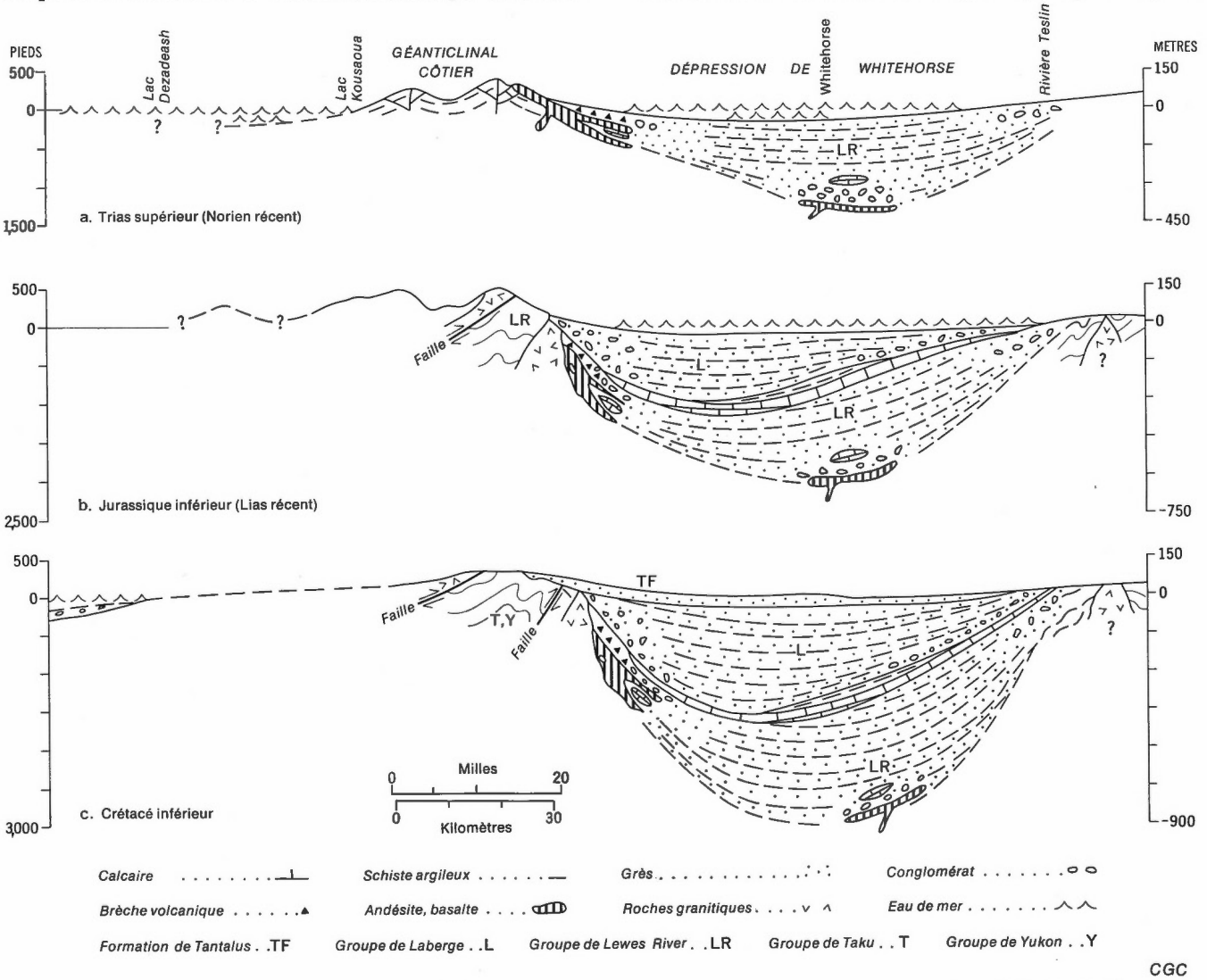
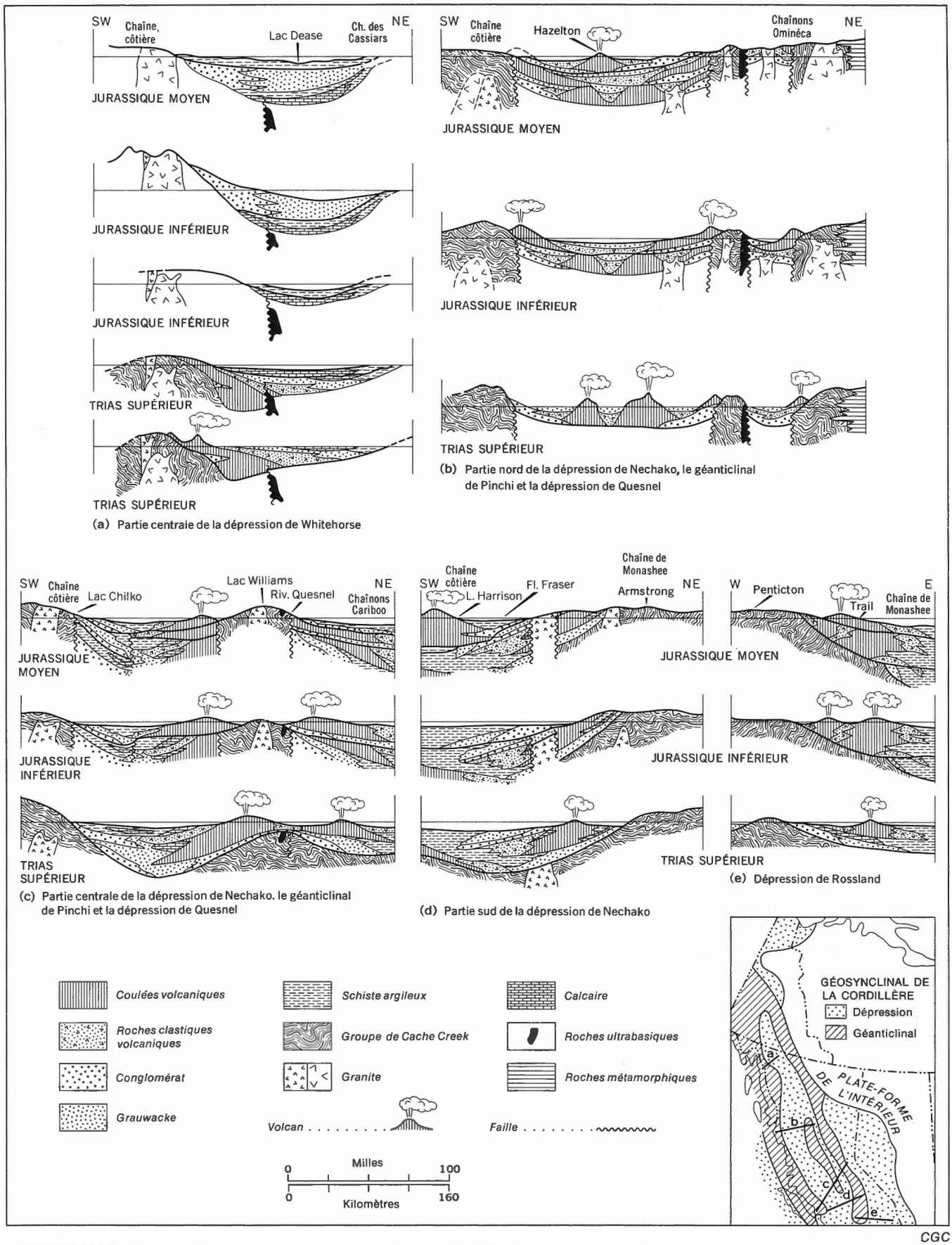


FIGURE VIII-31. Coupes schématiques reconstituées de la dépression de Whitehorse (Yukon) pendant le Mésozoïque (Wheeler, 1961).



CGC

FIGURE VIII-32. Coupes schématiques reconstituées des dépressions de Whitehorse, de Nechako, de Quesnel et de Rossland dans le géosynclinal de la Cordillère, du Trias supérieur au Jurassique moyen (Souther et Armstrong, 1966; Campbell, 1966).

de diamètre, d'andésite, d'andésite porphyrique, de quartz et de chert vraisemblablement dérivés du groupe de Cache Creek, par suite du soulèvement du géanticlinal de Pinchi. Près de Fort St. James, le conglomérat du groupe de Takla renferme des fragments de serpentine et la matrice contient des grains de chromite dérivés d'intrusions ultramafiques, mises en place dans le groupe de Cache Creek du géanticlinal de Pinchi (Armstrong, 1949).

Les roches volcaniques du groupe de Nicola sont les plus abondantes et les roches pyroclastiques les plus grossières le long d'une zone d'orientation nord à nord-est au sud de Kamloops, où la zone représente probablement la région axiale du volcanisme de la fin du Trias (fig. VIII-29). Vers l'est, aux environs de Hedley, des strates équivalentes renferment d'immenses masses de sédiments clastiques quartzeux (Rice, 1947), qui doivent avoir comme origine une région siliceuse située plus à l'est, dans le géanticlinal d'Ominéca. En outre, des strates du Nicola et des strates équivalentes recouvrent apparemment, à l'ouest de la vallée d'Okanagane, des roches plus anciennes en discordance d'érosion (Cockfield, 1948). Vers l'ouest, les roches volcaniques du groupe de Nicola passent graduellement en des roches clastiques, et dans l'ouest de la chaîne des Cascades, les schistes argileux de Cultus reposent en discordance sur le groupe de Chilliwack. Plus au nord, près de la rivière Bridge, les formations de Noel, d'Hurley et de Tyaughton sont surtout formées de roches clastiques, dans lesquelles des intercalations de roches volcaniques andésitiques constituent la formation de Pioneer. La formation de Tyaughton varie en âge du Norien à l'Hettangien et renferme des fossiles du Rhétien. Elle se distingue par des dépôts littoraux de calcaire coquillier interstratifié avec du conglomérat rouge et vert; les fragments de ce conglomérat sont surtout des roches volcaniques, du chert, un peu d'argilite et de rares roches granitiques (H. W. Tipper). Ce faciès est représentatif de la bordure sud-ouest de la dépression de Nechako, du fait que les sédiments dérivent du géanticlinal côtier soulevé.

Géanticlinal d'Ominéca. Du calcaire de la fin du Carnien ou du Norien, épais de 30 pieds, repose sur des roches volcaniques et sédimentaires du Permien(?), sur le côté est de la chaîne des Cassiars (Gabrielse, 1963). Les restes de ce calcaire indiquent qu'au cours du Trias supérieur, le géanticlinal d'Ominéca a été légèrement affaissé dans cette région. Vers le sud-est, près de Prince-George, et dans le sillon des Rocheuses, reposent des roches clastiques fossilifères du Trias supérieur et des roches volcaniques semblables à celles du groupe de Takla. Les régions à l'est de la vallée d'Okanagane, actuellement recouvertes par le complexe métamorphique de Shuswap et de plutons granitiques, étaient probablement la région source, non seulement des roches clastiques quartzeuses, trouvées près de Hedley, mais aussi, du moins en partie, du groupe de Slocan mis en place dans la dépression de Rossland à l'est.

Dépression de Rossland. Du flysch argileux typique des groupes de Slocan et d'Ymir couvre la partie interne ou occidentale de l'arc de Kootenay. Les fossiles du groupe de Slocan sont entièrement du Trias, mais aucun fossile du Trias n'a été trouvé dans le groupe d'Ymir. L'épaisseur du groupe de Slocan est controversée, et est estimée entre 6,800 pieds et 37,000 pieds. Néanmoins, l'épaisseur est immense et il semble que les sédiments se soient accumulés dans une dépression fortement affaissée sise à l'est du géanticlinal d'Ominéca, sensiblement à l'endroit de la dépression de Lardeau dont l'apparition date du début du Paléozoïque (fig. VIII-32e). La base du groupe de Slocan renferme des débris du groupe sous-jacent de Kaslo. Ce dernier est formé de roches pyroclastiques et de laves andésitiques et dacitiques au sein desquelles se trouve une zone de serpentine. Le groupe de Kaslo repose, selon Cairnes, en discordance sur des strates cartographiées dans le groupe de Milford, et renferme des fossiles du Mésozoïque.

Dépression insulaire. Les couches du Trias supérieur des îles Reine-Charlotte, Vancouver et de quelques îles plus petites au large des côtes dans le sud ont été mises en place dans la dépression insulaire, à l'ouest du géanticlinal côtier. Le Carnien inférieur est représenté par 10,000 à 14,000 pieds de roches volcaniques du groupe de Karmutsen et de formations connexes en discordance sur le groupe de Sicker du Permien. Ces roches volcaniques sont des basaltes sodiques renfermant des coulées sous-marines massives, des laves en coussins, des brèches de coulées en coussins et du tuf aquagène résultant de la fragmentation des laves sous-marines vésiculaires et vitreuses lors de leur refroidissement dans la mer (Carlisle, 1963). Le Carnien supérieur et la majeure partie du Norien sont représentés par le calcaire de la formation de Kunga, dans les îles Reine-Charlotte, et par la formation de Quatsino, sur l'île Vancouver. Des sédiments clastiques du Norien supérieur reposent à la base du groupe sus-jacent de Bonanza; aux environs du lac Cowichan, sur l'île Vancouver, ces sédiments sont constitués d'arénite et de conglomérat renfermant des tronçons de bois fossiles (Fyles, 1955).

Dépression de St-Élie. Dans le massif de St-Élie, des siltstones calcaires à *Daonella,* de la fin du Trias moyen, reposent apparemment en discordance sur des strates permiennes et sont recouverts par les roches volcaniques du groupe du Mush Lake (Muller, 1967). Les roches de ce groupe qu'on trouve dans les chaînons Klouane et Donjek sont probablement en partie en corrélation avec la roche verte de Nikolai de l'est de l'Alaska qui repose entre les couches à *Daonella* et le calcaire du Carnien. Bien qu'aux environs de la frontière de l'Alaska, le Trias supérieur soit constitué surtout de roches volcaniques, plus au sud-est, il comprend un calcaire du Carnien équivalent aux calcaires de Chitistone et de Nizina de la région de la vallée de Chitina dans l'est de l'Alaska (Moffitt, 1938); il

comprend aussi un calcaire du Norien inférieur et des schistes argileux du Norien supérieur. Ces schistes renferment des *Monotis subcircularis* et sont équivalents au schiste argileux de McCarthy de l'est de l'Alaska.

Trias du nord du géosynclinal de la Cordillère

Dans les *monts Britanniques,* on trouve, en interstratification, près de 1,000 pieds de schiste silteux, de siltstone argileux et de grès microgrenu et quelques rares couches de roches carbonatées près de la frontière de l'Alaska et du Yukon (Mountjoy, 1967a). Cet ensemble de roches est assigné au niveau d'Ivishak de la formation de Saddlerochit qui renferme des ammonites du début du Trias (Griesbachien) en Alaska. Plus à l'est dans les monts Britanniques, ces couches n'ont pas été identifiées et les strates du Trias supérieur reposent en discordance sur les strates du Carbonifère et d'âges plus anciens. La formation de Shublik du Trias supérieur renferme de 270 à 300 pieds de calcaire coquillier à pélécypodes, patiné brun par intempérisme, et de siltstone et de grès microgrenu sus-jacents entre les rivières Firth et Malcolm. Les roches semblent reposer en discordance angulaire sur les strates pré-mississippiennes de la formation de Neruokpuk et, par endroits, la base contient un mince conglomérat. La succession du Trias supérieur, de résistance moyenne à l'intempérisme, est recouverte par des schistes argileux du Jurassique en cours d'altération par l'intempérisme.

Des restes isolés des strates du Trias affleurent le long du côté oriental des *chaînons Richardson* sur les rivières Rat et Vittrekoua et aux environs des rivières Cariboo et Peel. Sur la rivière Rat, entre 50 et 65 pieds de schistes carbonnés, renfermant des lentilles de houille impure, reposent en discordance sur du chert et des conglomérats à cailloux de grès, d'âge inconnu et sus-jacents aux roches clastiques du Permien. Du grès du Jurassique moyen les recouvre en concordance. Des spores et du pollen provenant des strates du schiste carbonné révèlent qu'ils sont du Trias moyen et/ou du Trias supérieur. Sur la rivière Vittrekoua, 90 pieds de calcaire et de grès calcaire à grain fin, de l'âge probable du Trias supérieur, reposent en discordance sur la formation d'Imperial du Dévonien supérieur et en discordance simple sous des grès du Jurassique supérieur. Plus au sud, entre le lac Cariboo et la rivière Peel, environ 300 pieds de calcarénite renfermant quelques couches de calcaire silteux contiennent une faune de l'âge probable aussi du Trias supérieur (Mountjoy, 1967a).

Dans les *monts Ogilvie,* environ 1,000 pieds de schiste argileux en cours d'effritement et de calcaires argileux en plaques de la formation de Shublik se trouvent dans la dépression du synclinal de Monster et reposent en discordance simple sur des strates du Permien et sont recouverts en discordance par des roches du Crétacé supérieur. Bien que cette succession ait donné une seule faune du Trias supérieur, des strates similaires à environ 45 milles à l'ouest, en Alaska, renferment des ammonites du Ladinien du Trias moyen. Environ 1,000 pieds de calcaires et de schistes argileux noirs finement lités, peu affleurants sur la rivière Rackla, sont rattachés à la formation de Shublik.

Environ 2,000 pieds d'ardoise et de schiste argileux noir reposent dans la région de Tombstone—Tintina (Tempelman-Kluit, 1966). Un niveau à la base, d'une épaisseur de 100 pieds, constitué de calcaire ardoisier impur et fétide, renferme des fossiles du Trias moyen et supérieur. Une grande partie de l'ardoise et du schiste argileux peut être du Jurassique. Plus de 500 pieds de schiste argileux et de grès micacé interstratifiés, accompagnés d'un peu de schiste argileux concrétionné et de conglomérat, renfermant une faune du Trias supérieur, affleurent le long de la rivière Tay (Roddick et Green, 1961).

Trias de l'est du géosynclinal de la Cordillère et de la plate-forme de l'Intérieur

Dans les *Rocheuses,* entre la frontière internationale et la rivière Smoky, les roches du Trias sont comprises dans le groupe de Spray River. Ce groupe a une épaisseur d'environ 1,700 pieds aux environs de la rivière Saskatchewan-Nord (Best, 1958) et atteint 2,800 pieds près de la rivière Smoky (Gibson, 1968); le groupe est relativement mince dans l'est des Rocheuses et dans les Foothills au sud de la rivière Bow. Le groupe de Spray River du sud-est de la Colombie-Britannique, d'une épaisseur maximale de 1,500 pieds, est presque entièrement rattaché à la formation de Sulphur Mountain; cette formation se divise en une assise inférieure constituée de siltstone argileux en voie d'effritement, d'une unité en blocs patinée brune par intempérisme, et d'une unité supérieure de siltstone dolomitique. Cette formation est recouverte par des grès calcaires et des calcaires à patine gris pâle à chamois, de 20 à 40 pieds d'épaisseur; ces roches sont incluses dans la formation de Whitehorse, limitée surtout aux régions de la rivière Elk et du ruisseau Wigwam.

Les mêmes formations ont été décelées au nord de la rivière Bow. La formation de Sulphur Mountain est constituée de dolomies silteuses, de schistes argileux, de grès à grain fin et de siltstones de couleur brun-gris foncé à brun rouille par suite d'intempérisme. La formation de Whitehorse est un assemblage gris pâle à chamois par intempérisme, formé de calcaires, de calcaires arénacés, de dolostones, de brèches intraformationnelles et d'évaporites. Entre les rivières Bow et Smoky, la formation de Sulphur Mountain se divise en quatre niveaux (Gibson, 1968). Le niveau de siltstone de Phroso englobe de 150 à 652 pieds de siltstones argileux et de schistes silteux renfermant de petites intercalations de siltstone dolomitique et de grès, et contient des *Claraia stachei* du Griesbachien. Ce niveau est recouvert par du schiste argileux et du siltstone dolomitique, épais de 118 à 442 pieds; ces roches renferment des *Euflemingites* du Smithien, et sont incluses dans le niveau

de siltstone de Vega. Le niveau de Whistler de l'Anisien est formé de 12 à 140 pieds de dolomie en voie d'effritement, patinée gris foncé par intempérisme et renfermant du conglomérat phosphaté à cailloux. Le niveau de Llama, également de l'Anisien, est formé de 9 à 145 pieds de dolomie silteuse à arénacée et de siltstone. Deux niveaux sont identifiés dans la formation de Whitehorse, entre les rivières Saskatchewan-Nord et Athabasca. Le niveau inférieur d'évaporite de Starlight, d'un maximum de 1,320 pieds d'épaisseur, renferme du calcaire chamois à jaune, des brèches d'effondrement et du gypse. La partie supérieure de ce niveau dans cette région contient une unité proéminente de grès quartzitique bien durci, d'une épaisseur atteignant 256 pieds. Le niveau supérieur de Winnifred renferme du calcaire et de la dolomie arénacés. Entre les rivières Athabasca et Smoky, entre les niveaux de Starlight et de Winnifred, reposent de 11 à 205 pieds de calcaire fossilifère en sphérules; ce calcaire constitue le niveau de calcaire de Brewster. Dans les montagnes au nord de la rivière Smoky, les schistes argileux et les siltstones du Trias inférieur sont recouverts par de la dolomie et du grès, et la partie supérieure renferme du calcaire massif à argileux. Une faune remarquable de grands poissons fossiles, découverte dans les couches du Trias inférieur au lac Wapiti, existerait aussi au nord de la rivière de la Paix.

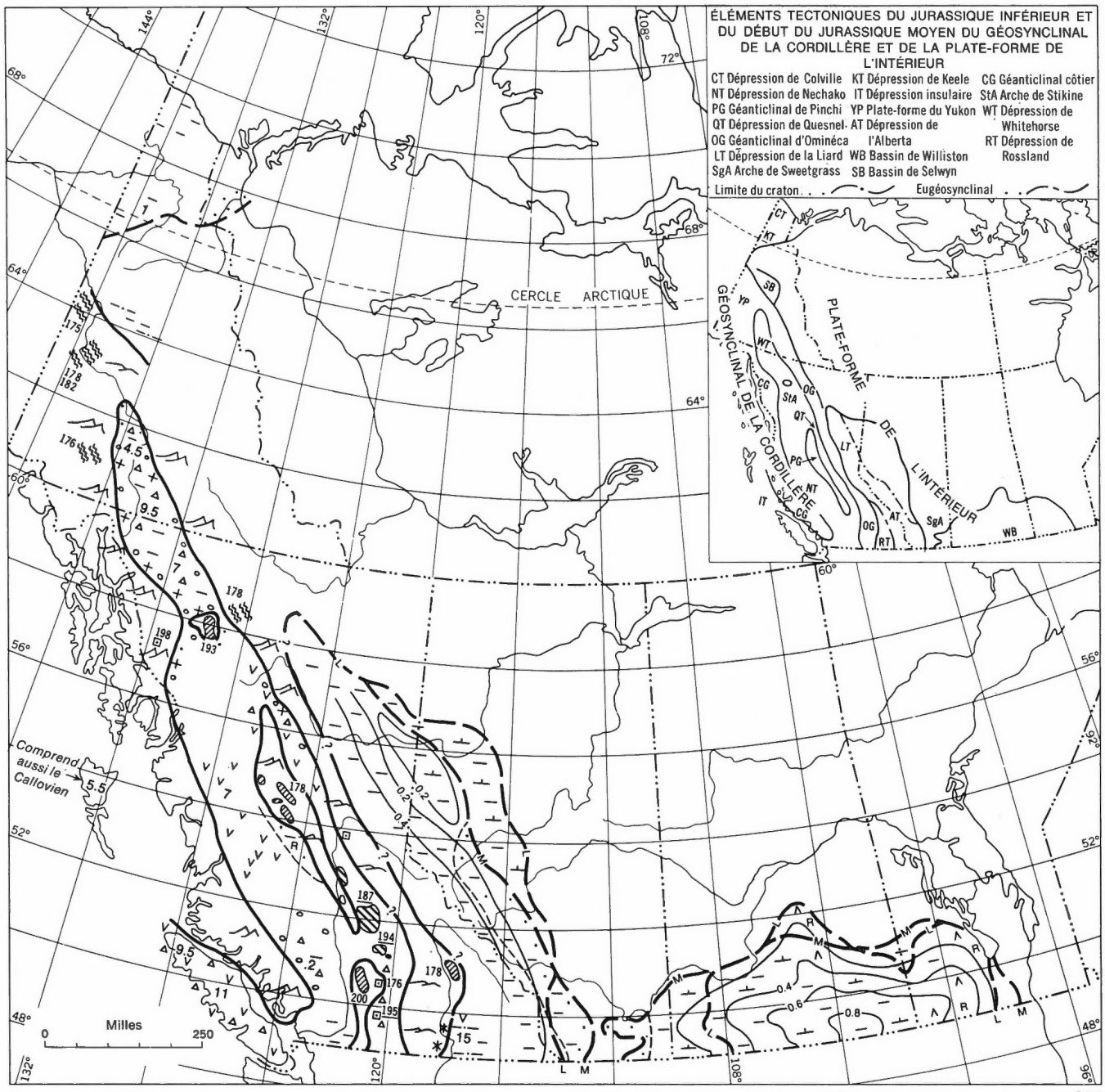
Les sédiments de la formation de Sulphur Mountain sont considérés avoir été déposés au cours de faibles transgressions et de régressions marines dans un milieu du type deltaïque. Au contraire, les sédiments de la formation de Whitehorse ont probablement été déposés dans un milieu marin peu profond et plus limité, étant donné que la présence de gypse, de brèches d'effondrement et de couches rouges révèle une mise en place dans des milieux subaériens fortement salins et d'évaporites.

Aux environs de la rivière de la Paix (McLearn et Kindle, 1950), une grande partie de la succession triasique n'affleure pas, bien que plusieurs centaines de pieds de schiste argileux et siltstones interstratifiés reposent près de la rivière Halfway. A Peace River, les couches les plus basses en affleurement constituent la formation de Liard et sont formées de siltstones calcaires foncés en lits minces, épaisses entre 75 et 430 pieds; elles comprennent aussi la zone de Meginae du Ladinien. Les couches Grises suivantes, formées de plus de 2,000 pieds de grès quartzitiques massifs, de siltstones, de sédiments clastiques rougeâtres à grain fin, de calcaires, d'anhydrite, de dolomie et de brèches, représentent des conditions de dépôt variant de marines à littorales et évaporitiques. Les couches Grises renferment des *Nathorstites* (zone de Sutherlandi) près de la base, la faune de Mahaffy Cliffs et de Red Rock Spur du début du Trias supérieur, près du milieu, et la faune de *Lima ? poyana* vers le sommet. Les roches carbonatées de la partie supérieure des couches Grises et la formation de Pardonet ont été déposées au cours de l'affaissement régional et de la nouvelle transgression marine de la fin du Carnien et du début du Norien. Les couches de Pardonet du Trias supérieur sont des schistes argileux et des siltstones calcaires de couleur foncée; ces roches renferment un peu de calcaires foncés et, bien que la succession ait seulement de 200 à 700 pieds d'épaisseur, elle renferme une séquence remarquablement complète des zones d'ammonoïdes du Carnien supérieur et du Norien. Ces couches sont surtout des schistes argileux et des siltstones calcaires de couleur foncée, avec un peu de calcaire coquillier sombre.

Entre les rivières Liard et Halfway, au tout début du Trias, les mers ont transgressé sur les roches paléozoïques légèrement biseautées. La formation de Grayling, à la base de la succession, est constituée de 350 à 1,500 pieds de schistes argileux foncés non calcaires, de faible quantité de calcaire et d'un peu de grès, et renferme des *Claraia stachei* du Griesbachien. Cette formation n'est décelée qu'entre les rivières Liard et Chef-Sikanni, et semble passer graduellement vers le sud en un faciès de siltstone généralement inclus dans la formation de Toad. Celle-ci, épaisse de 600 à 3,000 pieds, est formée de siltstones calcaires gris, de schistes calcaires, de faible quantité de calcaire, de grès et renferme en outre les ammonoïdes du Diénérien, du Smithien, du Spathien et de l'Anisien (Pelletier, 1963).

Un soulèvement plus marqué au cours du Trias moyen a entraîné un accroissement de sable et la mise en place de la formation de Liard, constituée jusqu'à 600 pieds de grès calcaire gris, de grès quartzitique à stratification entrecroisée et de siltstone gris foncé. Les couches suivantes, d'un maximum de plus de 2,000 pieds, renferment des grès de grain fin à grain grossier, de la dolomie et du calcaire gris pâle à jaune, des brèches intraformationnelles et des calcaires bitumineux et bioclastiques. Dans des récentes études, Pelletier suggère que dans la région la plus au nord-ouest, les siltstones calcaires foncés ont été déposés plus ou moins sans arrêt depuis le Smithien (Trias inférieur) jusqu'au Norien (Trias supérieur), ce qui indique la fusion des faciès de Toad et de Pardonet sans aucun des grès intermédiaires de la formation de Liard ou des grès du type couches Grises.

Les couches du Trias sous les plaines de la rivière de la Paix ont été placées (Hunt et Ratcliffe, 1959; Armitage, 1962) dans les formations de Montney et de Doig du groupe de Daiber et dans les formations d'Halfway, de Charlie Lake, de Baldonnel et de Pardonet du groupe de Schooler Creek. La formation de Montney, semblable à la formation de Toad des Foothills, se transforme graduellement vers le haut à partir de schiste argileux foncé en des siltstones argileux. La formation de Doig, constituée de siltstone dolomitique bitumineux renfermant à la base des nodules de phosphate atteint peut-être une épaisseur de plus de 400 pieds dans l'ouest. Ses couches inférieures ont été mises en corrélation avec les couches de roches phosphatées de l'Anisien des formations de Sulphur Mountain et de Toad. La formation d'Halfway, constituée de grès



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat
- Roches à fragments granitiques
- Grauwacke
- Grès
- Siltstone
- Schiste argileux
- Calcaire
- Anhydrite
- Roches volcaniques
- Couches rouges
- Limite de sédimentation
- Limite de formation tronquée
- Jurassique inférieur
- Jurassique moyen
- Limite de faciès
- Courbes isopaques (milliers de pieds)
- Épaisseur (milliers de pieds)
- Centre d'activité volcanique

OROGÈNE DE L'INKLINIEN

- Pluton granitique (âge en millions d'années)
- Pluton granitique, sous sédiments jurassiques (âge en millions d'années)
- Directions métamorphiques (âge en millions d'années)

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- Région de montagnes (élevées, peu élevées)

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Jurassique est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

FIGURE VIII-33. Sédimentation et tectonisme du Jurassique inférieur et du début du Jurassique moyen dans l'Ouest et certains traits caractéristiques de l'orogenèse de l'Inklinien du Jurassique inférieur.

bien trié, de grain fin à grain grossier, a été considérée comme un dépôt côtier de barres de sable (fig. IX-27). Son épaisseur maximale est supérieure à 400 pieds et diminue vers l'est jusqu'à zéro à sa limite de dépôt. Les dépôts littoraux et les dépôts d'évaporites de la formation susjacente de Charlie Lake indiquent un intervalle de stabilité. Cette formation, épaisse de 0 à 1,400 pieds, est constituée d'anhydrite massive, de siltstone dolomitique rouge, de dolomie et d'un peu de sel, et renferme l'important niveau pétrolifère de Boundary Lake, composé de calcaire dolomitisé à squelettes. Les couches de la formation de Charlie Lake passent graduellement et latéralement vers l'ouest en des grès et des calcaires similaires à ceux de la formation d'Halfway et sont probablement représentées dans les Foothills par une partie des couches Grises et par les évaporites de la formation de Whitehorse plus au sud. La formation de Baldonnel, épaisse jusqu'à 300 pieds et composée de calcaire dolomitisé à squelettes, constitue le principal réservoir de gaz. Cette formation est généralement mise en corrélation avec le calcaire microcristallin et détritique de l'unité supérieure des couches Grises; toutefois, certains estiment qu'elle est l'équivalent en partie de la formation de Pardonet. La formation de Pardonet est la mieux connue dans les Foothills, du fait que l'érosion postérieure au Trias l'a largement enlevée des régions plus orientales.

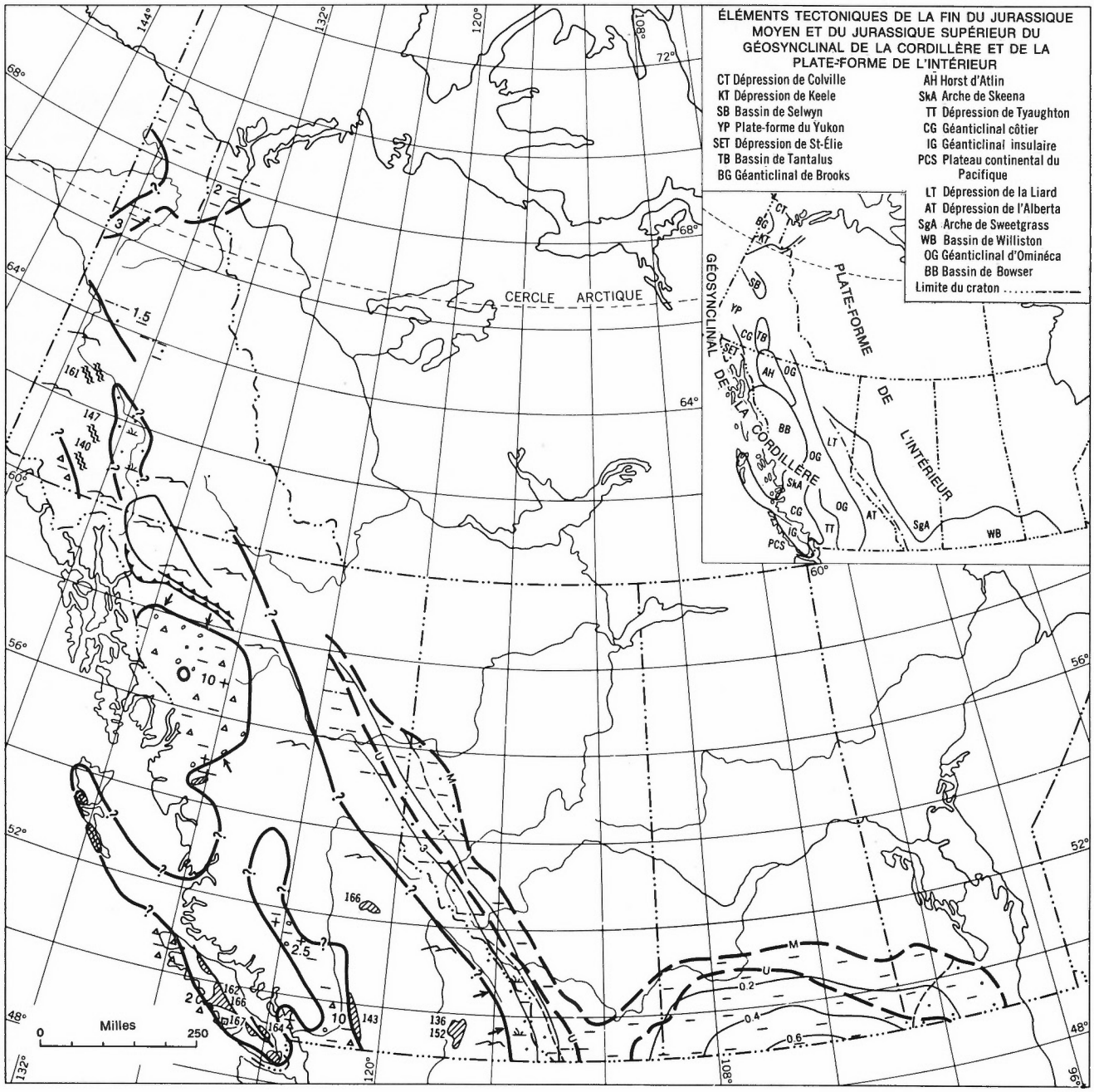
L'origine et la corrélation de la formation d'Halfway sont controversées. Bien que les couches des formations d'Halfway, de Liard et de la partie inférieure des couches Grises renferment des dépôts de sable côtiers semblables, leurs relations et l'évolution de leurs dépôts restent à préciser. Certains attribuent la formation d'Halfway à une régression; d'autres soutiennent qu'elle résulte d'une vaste transgression et qu'elle repose en discordance angulaire sur les couches plus anciennes du Trias. La formation des barres de sable des formations de Liard et d'Halfway et leur transformation vers l'ouest en un faciès silteux à argileux, indiquent également que les lignes de rivage étaient dans l'est (Pelletier, 1963). L'augmentation vers le nord de la proportion de sable et les indices de la direction du transport des sédiments déterminés à partir des structures sédimentaires primaires amènent à croire à l'existence d'un élément cratonique positif au nord ou au nord-est, probablement dans le sud-est du Yukon ou du district de Mackenzie; cet élément cratonique a joué le rôle de région source d'au moins quelques-uns des sédiments triasiques de la dépression de la Liard.

Jurassique

Résumé tectonique

Le système jurassique repose en concordance sur le Trias dans des parties des dépressions insulaires, de Nechako et de Whitehorse et en discordance simple et en discordance angulaire sur les couches du Trias et plus anciennes, ou sur des roches plutoniques, autour des bordures des géanticlinaux côtier, de Pinchi et d'Ominéca, par suite de soulèvement au cours de l'orogenèse de l'Inklinien et d'un soulèvement épéirogénique général du craton (fig. VIII-33). L'orogenèse est représentée par la mise en place de plutons granitiques dans l'arche de Stikine et dans les géanticlinaux de Pinchi et d'Ominéca et par un métamorphisme régional dans la plate-forme du Yukon. Le relief de ces éléments tectoniques s'est graduellement atténué et les dépressions contiguës se sont profondément abaissées au cours du reste du Jurassique inférieur et du début du Jurassique moyen. Des conglomérats grossiers renfermant des fragments de roches granitiques, de roches volcaniques et un peu de roches métamorphiques flanquent les régions soulevées. Dans la dépression de Whitehorse, exempte de roches volcaniques, les conglomérats passent graduellement en d'épaisses turbidites, mais dans les dépressions de Quesnel et de Nechako, ils sont associés à d'abondantes roches clastiques volcaniques et pyroclastiques. Dans l'ouest de la dépression de Rossland, des coulées andésitiques et basaltiques passent graduellement vers l'est en des schistes argileux et en du siltstone. Il reste possible que quelques roches ultramafiques aient été mises en place dans les roches volcaniques au cours du Jurassique inférieur. Au début du Jurassique, d'épais dépôts d'andésite pyroclastique porphyrique se sont accumulés dans le sud de la dépression insulaire. La partie septentrionale est demeurée stable et s'y sont déposés du calcaire et du schiste argileux, auxquels ont succédé au début du Jurassique moyen des roches d'explosions volcaniques, partiellement subaériennes. Dans la dépression de Colville du nord du Yukon, de minces couches de schiste argileux noir se sont déposées avec du grès et du siltstone le long des flancs de l'arche d'Aklavik. Ces sédiments représentent une baie de l'océan Arctique non directement reliée aux mers dans le sud. Dans la dépression de l'Alberta, l'affaissement a été peu prononcé et la sédimentation n'a été interrompue que par de faibles régressions. Du calcaire, du siltstone et de minces couches de schiste argileux euxinique étaient probablement contigus à travers l'arche de Purcell, avec des sédiments semblables dans la dépression de Rossland. Le long de la bordure du craton, les schistes argileux s'étendent au-delà et couvrent les strates érodées du Trias et du Paléozoïque supérieur et renferment des intercalations de grès dérivé de l'arche de Sweetgrass. Les sédiments rouges marginaux du Jurassique inférieur proviennent du craton et se transforment graduellement en des évaporites dans le centre du bassin de Williston, lequel était au cours du Jurassique fortement autogéosynclinal. Le bassin était relié au géosynclinal dans le Nord des États-Unis par un étroit passage maritime devenu plus large au cours du Jurassique moyen, à la suite de la dépression du sud de l'arche de Sweetgrass.

Les roches du Bathonien du Jurassique moyen n'ont pas été décelées dans l'ouest du géosynclinal de la Cordillère; il semble que ce soit dû à la régression générale simultanée à l'orogenèse du Nassien. Des roches granitiques ont été mises en place le long de l'arche de Skeena



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat
- Roches à fragments granitiques
- Grauwacke
- Grès
- Siltstone
- Schiste argileux
- Charbon
- Limite de sédimentation
- Limite de formation tronquée
- Fin du Jurassique moyen (M)
- Jurassique supérieur (U)
- Limite de faciès
- Courbes isopaques (milliers de pieds)
- Épaisseur (milliers de pieds)
- Direction du transport des sédiments

OROGÈNE DU NASSIEN

- Pluton granitique (âge en millions d'années)
- Directions métamorphiques
- Faille
- Faille de chevauchement
- Direction tectonique

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- Région montagneuse

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le Jurassique est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu. Dans le géosynclinal, les régions en blanc peuvent représenter la mer.

FIGURE VIII-34. Sédimentation et tectonisme de la fin du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur dans l'Ouest et certains traits caractéristiques de l'orogenèse du Nassien du Jurassique moyen.

transversale aux dépressions de Nechako et de Whitehorse. Le sud de la dépression de Whitehorse et le nord de celle de Nechako ont apparemment été déformés puisque le Jurassique supérieur repose en discordance sur des strates de l'âge du Permien au Jurassique inférieur. Les failles en bordure du horst d'Atlin, et les plis et chevauchements à direction sud-ouest qui les accompagnent résultent probablement du même phénomène. A la suite de l'orogenèse du Nassien, se sont formés trois bassins de sédimentation, le Tantalus et le Bowser et la dépression de Tyaughton, et de grandes parties des anciennes masses de terre orogéniques se sont élargies sous forme d'éléments positifs; quelques-unes étaient soumises à une intense érosion (fig. VIII-34). La majorité de la dépression insulaire émergeait et d'immenses épaisseurs de sédiments clastiques s'étaient déposées le long de la bordure occidentale du géanticlinal insulaire. La dépression de Tyaughton a reçu des masses considérables de détritus granitiques provenant de terrain le long de la bordure occidentale du géanticlinal de Pinchi, actuellement uni au géanticlinal d'Ominéca. Le bassin de Bowser a reçu également des dépôts de détritus, notamment de l'horst d'Atlin et de l'arche de Skeena, mais la mer était reliée à la partie nord de la dépression insulaire à travers une partie centrale affaissée du géanticlinal côtier. Le bassin de Tantalus était un bassin entouré de terre où se sont accumulés des sédiments clastiques siliceux et des plantes houillères. D'étroites avant-fosses profondes comblées de grès et schiste argileux en interstratification se sont formées dans la dépression de Colville longeant le géanticlinal soulevé de Brooks qui, en Alaska, a été soumis à des perturbations orogéniques et à l'intrusion de roches granitiques. Les effets de l'orogenèse du Nassien ne sont pas évidents dans la dépression de l'Alberta, du fait que l'affaissement a été faible et intermittent. De petites lacunes stratigraphiques dans les schistes argileux de la fin du Jurassique moyen sont marquées par des sables littoraux glauconieux originaires de l'est. Simultanément à un affaissement général du craton à la fin du Jurassique, du schiste argileux et du siltstone, dérivés de l'ouest, se sont étendus dans la dépression de l'Alberta, ont traversé l'arche de Sweetgrass et se sont déposés dans le bassin de Williston. A l'extrême fin du Jurassique, des conditions non marines dominaient dans le sud de la dépression de l'Alberta, du fait que cette dépression a été comblée de sable dérivé du sud du géanticlinal d'Ominéca, soumis à un soulèvement au cours de la phase initiale de l'orogenèse du Columbien.

Orogenèse de l'Inklinien

L'orogenèse de l'Inklinien a été une période de soulèvement régional, d'intrusion granitique et, par endroits, de métamorphisme régional; elle s'est manifestée dans les géanticlinaux de Pinchi et d'Ominéca et dans le nord du géanticlinal côtier à la toute fin du Trias et au tout début du Jurassique. Des strates du Jurassique inférieur, généralement du Sinémurien, s'étendent le long du flanc est du



PLANCHE VIII-10. Conglomérat du groupe de Laberge du Jurassique inférieur à cailloux bien arrondis de granite, sud-ouest de Whitehorse.

nord du géanticlinal côtier et aux environs de l'arche de Stikine et reposent en discordance sur des couches du Trias moyen et supérieur. Le long des flancs des géanticlinaux de Pinchi et d'Ominéca, elles reposent sur des formations du Trias supérieur, du Permien, du Pennsylvanien et du Cambrien ou sur des masses de roches granitiques. Les conglomérats du Jurassique inférieur renferment généralement des fragments de granodiorite, de diorite et de diorite quartzique, particulièrement abondants dans les masses épaisses de conglomérat en forme de biseau longeant le nord du géanticlinal côtier et l'arche de Stikine, où le soulèvement a été le plus prononcé (fig. VIII-33).

Dans l'arche de Stikine et dans les géanticlinaux de Pinchi et côtier, plusieurs masses ovales de granodiorite à biotite et hornblende pénètrent des roches du Trias supérieur et d'âges plus anciens; ces roches ont été peu ou pas affectées par le métamorphisme. Elles ont rapidement été mises à jour par l'érosion et ont fourni des débris aux conglomérats du Jurassique inférieur. Certaines de ces masses granitiques (fig. VIII-28), d'âge au K-Ar le plus ancien, sont les batholites de Hotailuh (193 m.a.), de Galore Creek (198 m.a.), de Guichon (200 m.a.), de Thuya (194 m.a.) et de Takomkane (187 m.a.) et le stock de Copper Mountain (195 m.a.). D'autres masses granitiques, peut-être du même âge, sont les phases granodioritiques et de granite rose des intrusions de Topley et la monzonite à ægirine et augite du batholite de Kuskanax. Ces deux masses granitiques ont donné au K-Ar jusqu'à 178 m.a. et des débris des granites roses de Topley reposent dans les sédiments du Jurassique moyen. Les schistes argileux et les gneiss du groupe de Yukon, près de la frontière de l'Alaska, ont donné au K-Ar environ 180 m.a., ce qui laisse supposer que le métamorphisme régional a affecté la plate-forme cristalline du Yukon au

début du Jurassique, mais aucun indice de déformation de cet âge n'a été décelé ailleurs.

Jurassique inférieur et début du Jurassique moyen de l'ouest du géosynclinal de la Cordillère

Dépression de Whitehorse. Le groupe de Laberge de l'âge du Jurassique inférieur et du début du Jurassique moyen couvre la plus grande partie du centre-sud du Yukon (Wheeler, 1961) et une partie du nord-ouest de la Colombie-Britannique, au nord-ouest du bassin de Bowser et au sud et à l'ouest de l'horst d'Atlin (Souther et Armstrong, 1966). Il repose sur le Trias supérieur en discordance accentuée vers le sud-ouest. Le groupe est formé de trois faciès: un faciès clastique grossier, dans le sud-ouest, représenté par la formation de Takwahoni en Colombie-Britannique, au sud-ouest du chevauchement de King Salmon; un faciès de turbidite, dans le centre, représenté au nord-est du même chevauchement par la formation d'Inklin; et, par endroits, au nord-est, un faciès conglomératique le long la rivière Teslin au Yukon (fig. VIII-31b, 32a).

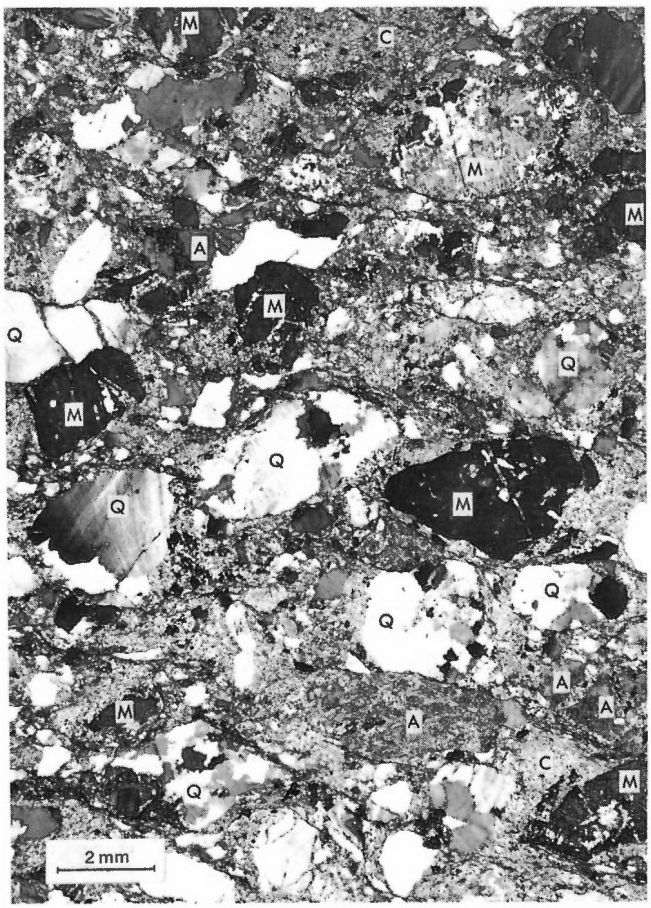


PLANCHE VIII-11. Microphotographie de grauwacke à microcline du Jurassique inférieur, du nord de la chaine des Cassiars (C.-B.). Q: quartz; M: microcline (colorée); A: plagioclase altéré; C: chert.

Le faciès dans le sud-ouest est formé de conglomérat, de grauwacke, de siltstone et de schiste argileux interstratifiés, épais de plus de 11,000 pieds, et caractérisé par des changements rapides de faciès, la présence de chenaux et de discordances locales. Les conglomérats dominent dans la partie inférieure du groupe. Ceux de la formation de Takwahoni sont associés aux ammonites du milieu du Pliensbachien et du début du Toarcien, tandis que, plus au nord-ouest, les conglomérats sont associés aux ammonites du début du Sinémurien et du début du Toarcien. Les conglomérats qui, en plusieurs endroits, renferment des blocs de près de 4 pieds de diamètre, proviennent probablement de sources voisines. Ces conglomérats sont composés principalement de fragments de roche volcanique prédominante dans les parties inférieures des sections conglomératiques, ou de fragments de roches granitiques, particulièrement abondants dans les parties supérieures des sections (pl. VIII-10). Il y a peu de fragments de roches métamorphiques. Les grauwackes renferment de grandes quantités de quartz et de feldspath potassique (pl. VIII-11). Les conglomérats sont plus abondants dans le sud-ouest et lorsque les couches sont considérées individuellement, lesquelles sont couramment lenticulaires, elles s'épaississent rapidement dans cette direction, ce qui laisse supposer qu'elles dérivent des plateaux à noyau granitique du géanticlinal côtier, plateaux soulevés périodiquement au début du Jurassique. Les sources connues de roches granitiques sont la granodiorite et la diorite quartzique du complexe plutonique côtier au sud-ouest et au nord-ouest de Whitehorse (Yukon), les diorites du Trias moyen de l'arche de Stikine et la granodiorite rose à hornblende du post-Carnien du batholite d'Hotailuh (Gabrielse et Reesor, 1964). Les siltstones et les schistes argileux, abondants dans la partie supérieure du groupe de Laberge du début du Jurassique moyen, suggèrent qu'à cette époque, les hautes-terres avaient été réduites à des régions de faible relief.

Au Yukon, le faciès clastique grossier du groupe de Laberge passe graduellement vers l'est au faciès de turbidite de la formation d'Inklin, épaisse de plus de 9,000 pieds. Ce faciès se distingue par de la grauwacke granuloclassée, du siltstone et du schiste argileux présentant des structures de glissement, des structures en volutes et des brèches intraformationnelles avec peu de fossiles et aucune ride de plage. Les sédiments ont été déposés dans la partie centrale en affaissement rapide de la dépression de Whitehorse, probablement à partir de courants de turbidité causés par des glissements brusques depuis les deltas formés rapidement le long de la bordure sud-ouest de la dépression.

Le faciès nord-est se caractérise par une nappe stratoïde de conglomérat à la base du groupe de Laberge; ce conglomérat est, par endroits, extrêmement grossier, renferme des blocs de calcaire de 12 pieds, et dérive donc de l'est, à partir du géanticlinal d'Ominéca. Celui-ci n'a été

soulevé qu'au tout début du Jurassique, mais considérablement moins que le géanticlinal côtier.

Les huit zones d'ammonites absentes dans la faune du groupe de Laberge (Frebold, 1964) indiquent deux lacunes attribuables probablement à l'absence de dépôt. L'une d'elles englobe le Sinémurien supérieur et la majeure partie du Pliensbachien inférieur et l'autre se situe au cours du Pliensbachien supérieur. Ces mêmes lacunes se retrouvent dans d'autres parties de l'Ouest du Canada et Frebold estime qu'elles peuvent présenter des périodes de régression générale. Par endroits, comme dans la dépression de Rossland, ces lacunes coïncident avec des étapes de profond volcanisme et à d'autres, avec des périodes de soulèvement.

Dépression de Nechako. Les couches rouges non fossilifères du groupe de Takla, dérivées de l'érosion du géanticlinal de Pinchi lors de son soulèvement et de son expansion vers le nord-est, sont recouvertes en discordance par l'unité de base du groupe d'Hazelton, constituée de conglomérat à galets de chert; elles peuvent donc être partiellement du Jurassique inférieur (fig. VIII-32c). Ces couches rouges semblent se transformer graduellement vers le sud-ouest en des roches volcaniques marines déposées dans la partie centrale de la dépression de Nechako (Tipper, 1959). L'unité de conglomérat, à la fois marine et non marine, comporte des coulées d'andésite et de basalte et des tufs qui ne sont pas sans rappeler ceux du groupe de Takla; elle renferme également du quartzite, du schiste argileux et de la grauwacke siliceuse mouchetée. Les fragments de conglomérat, d'environ un pouce de diamètre en moyenne, mais qui peuvent atteindre par endroits jusqu'à 3 pieds, sont formés de quartz, de chert, d'un peu de roches vertes et d'argilite, et de rares roches métamorphiques et granitiques roses. Les fragments de ces dernières roches sont typiques des intrusions de Topley, composées de diorite et de phases de roches granitiques roses qui coupent la partie inférieure des couches rouges du groupe de Takla, indiquant ainsi une mise en place du granite au cours du soulèvement et de l'expansion du géanticlinal de Pinchi, au début du Jurassique. L'unité de conglomérat est recouverte par l'unité principale de coulées andésitiques et rhyolitiques bigarrées, de brèche, de tuf et d'arkose renfermant des fossiles du début du Bajocien moyen.

Près de la chaîne Côtière, le groupe d'Hazelton a plus de 11,000 pieds d'épaisseur et comprend deux divisions volcaniques séparées par un intervalle de sédimentation surtout marine, sédiments entièrement déposés dans la dépression en affaissement de Nechako. Les roches volcaniques sont des brèches fines ou des tufs grossiers interstratifiés avec des coulées d'andésite rouge et verte et du basalte, renfermant un peu de rhyolite et de dacite. On n'a reconnu aucun centre d'activité volcanique, toutefois, à l'est de la chaîne Côtière, près de la rivière Skeena, les brèches contiennent des fragments d'un diamètre de 2 pieds ou plus (Duffell et Souther, 1964). Ailleurs, le long du flanc est de la chaîne Côtière, les brèches contiennent des fragments de roches granitiques et les roches métamorphiques, équivalentes du groupe d'Hazelton, reposent en discordance angulaire sur un complexe de roches vertes et de roches plutoniques plus anciennes (Stuart, 1960). Près de Bella Coola, les roches, contenant des fossiles du Bajocien ou plus ancien, reposent en discordance sur la granodiorite feuilletée et saussuritisée du complexe plutonique côtier (Baer, 1967). Il semble donc que la limite occidentale de la dépression volcanique de Nechako, à la fin du Jurassique inférieur ou au début du Jurassique moyen, fût juste à l'ouest de la bordure orientale de l'actuel complexe plutonique côtier.

Près des lacs Taseko, on a trouvé, dans les sédiments clastiques, des fossiles du Norien, du Rhétien et de l'Hettangien. C'est l'unique région du géosynclinal de la Cordillère où peut être démontré que le Jurassique repose en concordance sur le Trias. Les roches de la fin du Jurassique inférieur et du début du Jurassique moyen sont surtout des schistes argileux, impliquant que la région source des matériaux était une terre lointaine ou une région de faible relief. Au nord des lacs, un conglomérat, probablement du Jurassique inférieur, contient des blocs de roches du Trias supérieur, du Paléozoïque supérieur et du Dévonien. Dans la chaîne des Cascades, le Jurassique inférieur est représenté par les schistes argileux de la formation de Cultus et le Jurassique moyen, par de la lave basaltique en coussins, de la brèche et du tuf. Dans l'est de la chaîne Côtière, la partie inférieure du groupe de Dewdney Creek comprend de la grauwacke volcanique du Jurassique inférieur et moyen et quelques coulées (Coates, 1967).

Dépression de Quesnel. Le groupe de Takla, à prédominance volcanique, qui s'est déposé dans la partie nord de la dépression de Quesnel, comprend des coulées d'andésite et de basalte verts, des brèches et des tufs et des intercalations de sédiments du Jurassique inférieur. Dans la partie sud de la dépression, près de Prince-George, les roches volcaniques sont similaires mais comportent, en outre, une unité à analcime pourpre. Les roches clastiques proviennent surtout de l'érosion des roches volcaniques; quelques-unes sont métamorphisées au faciès zéolite.

Des roches du Jurassique inférieur, grossières, clastiques, et renfermant des débris granitiques d'origine indéfinissable, se rencontrent en bordure de la dépression de Quesnel, et reposent en discordance sur le Trias, ce qui indique un soulèvement des géanticlinaux d'Ominéca et de Pinchi au tout début du Jurassique. Le géanticlinal de Pinchi a peut-être été également soulevé au cours du Jurassique moyen (fig. VIII-32c, d). Dans le sud des chaînons Ominéca, *Harpoceras* gît dans des couches de charbon et de conglomérat (Armstrong, 1949), présumées mises en place le long de la bordure du géanticlinal d'Ominéca. Au sud-est de Prince-George, un conglomérat, probablement du Sinémurien, contient des blocs de granite semblable au granite qui coupe les couches du Carnien (H. W.

Tipper). A l'extrémité nord de la zone de roches de la formation de Cache Creek, qui se présente en échelon au sud-est du géanticlinal de Pinchi, un conglomérat du Sinémurien contient des blocs des phases les plus anciennes du batholite de Thuya qui coupe des roches du Carnien aux environs du lac Bonaparte. Au sud de Quesnel, des roches du Jurassique inférieur contiennent des blocs de granite semblable aux roches granitiques affleurantes, non loin de là, dans le géanticlinal de Pinchi; d'autres conglomérats du Jurassique contiennent des fragments de roches granitiques et de la formation de Cache Creek (Campbell, 1961). A l'extrémité sud du géanticlinal de Pinchi, près d'Ashcroft, des couches de conglomérat contenant des débris granitiques et associées à des couches contenant des fossiles du Bajocien (Crickmay, 1930) reposent en discordance sur le batholite de Guichon qui coupe le Carnien (Duffell et McTaggart, 1952). La partie supérieure de ces couches, sus-jacente à un conglomérat supérieur renfermant des fragments de granite, comporte des fossiles du Callovien. Crickmay considère cette succession concordante, mais ailleurs les couches du Callovien sont séparées de celles du Bajocien et de couches plus anciennes par une discordance qui indique l'orogenèse du Nassien. Si cette section comporte une lacune, elle peut être sous le conglomérat supérieur.

Dépression de Rossland. Au sud-ouest du lac Kootenay, les coulées d'andésite et de basalte du groupe de Rossland ont été déposées dans la partie ouest de la dépression de Rossland (fig. VIII-32e). Dans l'ouest, ce groupe, constitué presque entièrement de roches volcaniques contenant des fossiles du Sinémurien près de la base, recouvre en discordance la formation de Mount Roberts du Pennsylvanien (Little, 1960). Vers le nord-est, la partie inférieure du groupe de Lower Rossland se présente en interdigitations avec les sédiments clastiques de la formation d'Archibald, du Sinémurien et (?) de l'Hettangien, tandis que les couches supérieures constituent la formation d'Elise. Vers le sommet de la formation d'Archibald, les couches clastiques volcaniques contiennent des galets de granite. La formation d'Archibald est présumée passer graduellement vers le nord-est au groupe d'Ymir non fossilifère, déposé probablement près de l'axe de la dépression de Rossland. Il semble que les laves du groupe de Rossland se soient répandues près de la flexure entre la dépression de Rossland et la partie la plus au sud du géanticlinal d'Ominéca qui s'est soulevé au tout début du Jurassique ou à l'extrême fin du Trias. Le groupe de Lower Rossland est recouvert par la formation de Hall qui renferme des faunes dont l'âge varie du Toarcien inférieur, près de la base, au Bajocien moyen ou d'âge plus récent, vers le sommet (Frebold et Little, 1962). La formation de Hall est constituée principalement d'argilite, mais elle comporte du siltstone, de la grauwacke et du conglomérat vers le nord et est recouverte en concordance par les roches volcaniques et sédimentaires du groupe de Upper Rossland.

Dépression insulaire. Dans l'île Vancouver, le Jurassique inférieur est représenté par les roches d'explosion de la formation de Bonanza du Carnien supérieur au Toarcien. Ces roches consistent en agglomérats andésitiques porphyriques et en tufs. Par endroits, des successions de 6,000 pieds d'épaisseur se sont accumulées. Dans le nord-ouest de l'île Vancouver, des masses considérables d'arénites volcaniques et d'argilite se sont déposées. Dans l'île Vancouver, on n'a reconnu aucune couche du début du Jurassique moyen (Bajocien). Dans les îles Reine-Charlotte, le Jurassique inférieur est représenté par les schistes argileux de la formation de Kunga supérieure, le schiste argileux et le grès de Maude, auxquels succède en concordance la formation de Yakoun du Jurassique moyen. La formation de Yakoun est constituée de roches d'explosion volcaniques, épaisses jusqu'à 6,000 pieds et renfermant des fossiles du Bajocien et du Callovien. Les couches de base sont des tufs à lapilli scoriacés, tandis que vers le haut de la section, reposent des agglomérats à blocs d'andésite, légèrement sodiques, interstratifiés avec des sédiments clastiques. Sutherland Brown (1966) pense qu'une chaîne de volcans s'est formée le long de la côte orientale des îles Reine-Charlotte actuelles et qu'ils étaient flanqués à l'ouest par un bassin marin peu profond où du charbon s'est déposé en intercalations avec des arénites volcaniques et du tuf.

Orogenèse du Nassien

L'orogenèse du Nassien, du milieu du Jurassique (Bathonien), comprend une intrusion de roches granitiques dans l'île Vancouver et le soulèvement régional de la Cordillère de l'Ouest. Le soulèvement du horst d'Atlin et de l'arche de Skeena a segmenté les dépressions de Whitehorse et de Nechako en les bassins de Tantalus et de Bowser et en la dépression de Tyaughton (fig. VIII-34). A cette époque, se sont probablement formées sur le flanc sud-ouest du horst d'Atlin les principales failles de chevauchement à orientation sud-ouest et les structures connexes. Souther et Armstrong (1966) suggèrent que le faciès de turbidite du Jurassique inférieur et les roches associées ont glissé vers le sud-ouest, sous l'effet de leur propre poids à partir du horst en soulèvement formant ainsi le chevauchement de King Salmon. Dans l'arche de Skeena, le groupe d'Hazelton et des roches plus anciennes ont été plissés suivant des axes à direction nord-est et ont probablement été envahis par des batholites granitiques antérieurement au dépôt du groupe de Bowser au tout début du Jurassique supérieur. Ceci semble être indiqué par l'intrusion dans le groupe d'Hazelton des phases les plus anciennes et les plus à l'est du complexe plutonique côtier, et par la présence de débris, qui ressemblent aux anciennes phases du complexe plutonique dans les affleurements les plus dans le sud-ouest du groupe de Bowser; par ailleurs, ce groupe est coupé par des intrusions granitiques encore plus récentes.

La dépression insulaire a été également le siège d'une certaine activité tectonique et plutonique. Ceci est suggéré par la discordance, sur la côte ouest de l'île Vancouver, entre les couches du Toarcien et du Callovien, par la présence de fragments granitiques dans les conglomérats, et par la coexistence de failles fortement inclinées, orientées nord-ouest avec des plutons allongés en direction nord-ouest, syntectoniques ou tardifs et en intrusion dans les roches du Jurassique inférieur et plus anciennes. Les plutons de granodiorite ont donné au K-Ar entre 151 et 167 m.a. La déformation a été modérée et a consisté apparemment en la formation de larges plis, orientés nord-ouest, contrairement à l'orientation nord dans les roches du Paléozoïque, et en le découpage en blocs allongés, limités par des failles à direction nord-ouest.

Ailleurs dans la zone de l'eugéosynclinal, les mouvements orogéniques du Jurassique moyen sont plus obscurs, mais peuvent être représentés par les traits suivants: absence de fossiles du Bathonien; discordance entre les couches du début et de la fin du Jurassique moyen, le long du flanc oriental de la partie sud du géanticlinal côtier; conglomérats à fragments de granite de la fin du Jurassique moyen qui reposent en discordance sur le batholite de Guichon, de l'Inklinien; et l'âge au K-Ar de 166 m.a., obtenu de la phase granitique du batholite de Thuya.

Jurassique supérieur du géosynclinal de la Cordillère de l'Ouest

Bassin de Tantalus. Dans le sud du Yukon central, la formation de Tantalus comprend du conglomérat et du grès à grains de quartz et chert, du schiste argileux et du charbon, dérivés apparemment de roches siliceuses des géanticlinaux côtier et d'Ominéca (fig. VIII-31c). Ces sédiments ont été déposés dans un milieu non marin, si l'on en juge par la présence de charbon et de plantes fossiles du Néocomien, ou peut-être du Portlandien, et par l'absence de fossiles marins. La formation de Tantalus semble reposer en concordance sur le groupe de Laberge dans le centre-nord de ce bassin, près de Carmacks, mais elle repose en discordance sur les roches métamorphiques siliceuses dans ses affleurements les plus au sud-ouest et suivant une lacune stratigraphique sur le Jurassique inférieur moyen (Pliensbachien) dans ses affleurements les plus au sud (Wheeler, 1961).

Bassin de Bowser. Le groupe de Bowser consiste en une succession épaisse de schistes argileux marins et non marins, de grauwacke et de conglomérat mis en place dans le bassin de Bowser. Le groupe comprend dans l'est, les couches oxfordiennes de la division supérieure du groupe de Takla (Lord, 1948) et les couches de charbon de Groundhog. S'y trouve présent du conglomérat à galets de chert, principalement dans les parties nord-ouest et nord du bassin. Ce conglomérat remplit de vastes chenaux en coin, qui représentent apparemment des cours d'eau de charriage des débris de chert de la formation de Cache Creek qui provenaient du horst d'Atlin et de l'arche de Stikine (Souther et Armstrong, 1966). Dans le sud-ouest, le conglomérat se trouve dans les schistes argileux de l'Oxfordien et est constitué de fragments jusqu'à un pied de diamètre, de roches volcaniques du groupe d'Hazelton, ou de chert et de granite. Ces débris granitiques ressemblent à quelques phases les plus anciennes du complexe plutonique côtier qui coupent les roches du groupe d'Hazelton dans l'arche de Skeena. Le groupe de Bowser repose en discordance sur le groupe d'Hazelton sur l'arche de Skeena, et sur des roches plus anciennes du Jurassique dans l'arche de Stikine. Ce groupe semble reposer en discordance sur les couches du Permien dans les monts Oweegee, dans l'ouest du centre du bassin de Bowser.

Dépression de Tyaughton. Au sud de l'arche de Skeena et à l'est de la chaîne Côtière, le groupe de Relay Mountain se trouve le long du fleuve Fraser dans une zone délimitée par des failles, et s'étend jusque dans la chaîne des Cascades. Dans la partie nord de la dépression de Tyaughton, ce groupe comporte une succession très concordante de sédiments clastiques, du Callovien supérieur au Barrémien, et qui contiennent des fossiles représentatifs de tous les étages de la succession (Jeletzky et Tipper, 1968). La base du groupe n'affleure pas. Des schistes argileux et des siltstones occupent la partie centrale de la dépression, mais vers le sud-ouest et le nord-est, ils passent graduellement et latéralement en de la grauwacke et par endroits, en du conglomérat. Les débris granitiques, dérivés de masses de granite en affleurement au nord-est, demeurent restreints aux affleurements du groupe dans le nord-est et apparaissent pour la première fois dans les couches à *Buchia concentrica* de l'Oxfordien supérieur. Les couches à *Buchia concentrica* peuvent être en discordance sur les schistes argileux à *Cardioceras* de l'Oxfordien inférieur.

Dans l'est de la chaîne des Cascades, la partie inférieure du groupe de Ladner consiste principalement en une ardoise contenant des bélemnites. Aux environs du lac Harrison, les couches de la formation de Mysterious Creek du Callovien sont recouvertes par endroits en discordance par 3,000 pieds de conglomérat du début de l'Oxfordien. Les fragments de ce conglomérat comprennent de l'argilite, du chert, du quartzite, du tuf, de l'agglomérat, et des porphyres et de la micropegmatite du lac Harrison du Jurassique moyen. Ailleurs, les couches du début du Crétacé inférieur recouvrent suivant une lacune stratigraphique la formation de Billhook, laquelle recouvre en concordance la formation de Mysterious Creek. Il semble donc que le flanc sud-ouest de la dépression de Tyaughton ait été soumis à des soulèvements périodiques au cours du Jurassique supérieur. Dans le sud-ouest de la chaîne des Cascades, le groupe de Nooksack est surtout constitué d'ardoise présentant les caractères du flysch, et contient en général des roches clastiques volcaniques, à grains de sable ou de silt, ou, par endroits, renferme dans sa partie

supérieure des couches de conglomérat à fragments de granite (J. W. H. Monger).

Plateau continental du Pacifique. On trouve des sédiments clastiques de la fin du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur en certains endroits seulement près de l'inlet Esperanza sur la côte ouest de l'île Vancouver. L'unité inférieure, la division A de Jeletzky (1950), va du milieu du Callovien au début(?) du Kimmeridgien. Cette unité comporte principalement du mudstone tufacé, du siltstone et de la grauwacke, et de petites quantités de conglomérat à cailloux qui, en un endroit, contient des cailloux de roches granitiques et repose en discordance angulaire sur le groupe de Bonanza. La partie supérieure de l'Oxfordien, consiste surtout en une succession de couches de grauwacke, mais son sommet n'affleure pas. L'unité supérieure, ou division B, n'est pas en contact avec la division A et comprend du schiste argileux et du grès du Portlandien. Elle est recouverte suivant une lacune stratigraphique par la formation de One Tree du début du Crétacé inférieur.

Jurassique du géosynclinal de la Cordillère de l'Est et de la plate-forme de l'Intérieur

Dépression de Colville. Dans le chaînon Aklavik dans le nord des chaînons Richardson (Jeletzky, 1967), la formation de Bug Creek, de la fin du Sinémurien à peut-être du début de l'Oxfordien, comporte environ de 600 à 800 pieds de grès quartzeux à grain fin et de siltstones, probablement dérivés de l'est. Le Jurassique supérieur est représenté par le schiste argileux de Husky, succession d'environ 1,300 pieds d'épaisseur, formée de schiste argileux et de siltstone à concrétions, d'un gris foncé à brunâtre, contenant de petites quantités de grès fin ou caillouté et des lentilles de lumachelle à *Buchia.* Les 190 pieds du sommet représentent la base du Crétacé et sont recouverts suivant un contact de transition par des grès du Valanginien. Près de la rivière Vittrekoua, le schiste argileux de Husky passe graduellement vers le sud en le conglomérat de North Branch, épais de 600 pieds, et dépôt de rivage sur le flanc nord de l'arche d'Aklavik.

Le Jurassique des monts Britanniques n'est pas bien connu, mais les schistes argileux à concrétions, gris et noirs, sont semblables au schiste argileux de Kingak de l'Alaska, épais de 4,000 pieds. Le schiste argileux repose suivant une lacune stratigraphique sur le Trias et le Carbonifère, mais en discordance sur la formation de Neruokpuk. Dans le sud du chaînon Keele, 2,000 pieds de schiste argileux noir sont recouverts par 2,400 pieds de siltstone, de schiste argileux et de grès quartzeux; le sommet de cette succession est du début du Crétacé inférieur (Frebold et coll., 1967).

Bassin de Selwyn. Dans le toit d'une faille de chevauchement très importante dans la région de Tombstone-Tintina, reposent au moins 1,000 pieds de schiste argileux noir, d'ardoise et de siltstone qui contiennent des ammonites du Bathonien moyen, du Callovien et de l'Oxfordien inférieurs (Tempelman-Kluit, 1966).

Dépressions de l'Alberta et de la Liard. Dans les Foothills et les montagnes Rocheuses du sud-est de la Colombie-Britannique et du sud-ouest de l'Alberta, le Jurassique est représenté par la formation de Fernie. Cette formation, épaisse d'environ 600 à 1,000 pieds, repose en discordance sur les roches érodées du Trias ou du Paléozoïque. Dans la région de Fernie, les couches de base du Jurassique, à faune d'«*Arnioceras*», comportent quelques pieds de phosphate noir, noduleux ou en sphérules, et de schiste argileux, recouverts par au moins 100 pieds de schistes argileux noirs. Plus à l'est, à proximité de Blairmore, les couches de base de transition sont du grès et des schistes argileux du Toarcien. Ces couches sont recouvertes par le niveau de Rock Creek du Bajocien, formé en majorité de schiste argileux patiné rouille. Ce niveau devient plus foncé à l'air et comporte également du siltstone et du grès et est caractérisé par des conglomérats à bélemnites et par la faune à *Teloceras.* Les couches Grises du Callovien, qui contiennent des couches à *Corbula munda* et à *Gryphaea,* sont la marque d'une des inondations les plus importantes du Jurassique. Près de Blairmore, on rencontre des schistes argileux gris ou gris clair, mais plus à l'ouest, les grès calcaires et les calcaires arénacés sont plus abondants. Les grès glauconieux et les schistes argileux à *Cardioceras,* des couches vertes de l'Oxfordien, passent graduellement vers le haut en les couches de transition de grès marin à grain fin, de siltstone et de schiste argileux noir interstratifiés. Ces sédiments supérieurs arénacés ont été déposés au cours de la dernière phase de régression de la mer de Fernie, élément de l'apport des matériaux clastiques résultant de la phase initiale de l'orogenèse du Columbien.

Vers la fin du Jurassique, les conditions non marines de sédimentation, qui existaient alors dans la région du Nid-de-Corbeau, sont représentées par la formation de Kootenay. L'épaisseur de cette formation augmente à partir d'une limite d'érosion située sur la plate-forme de l'Intérieur jusqu'à plus de 3,500 pieds dans le bassin de Fernie. A Blairmore, elle est divisée en quatre niveaux (D. K. Norris, 1959). Le niveau de base de Moose Mountain est un grès à quartz et chert qui recouvre suivant un contact de transition les schistes argileux de Fernie. Près de Fernie (C.-B.), ce niveau renferme une ammonite du Portlandien. Les trois autres niveaux, l'Adanac, le Hillcrest et le Mutz, comprennent une succession de mudstones charbonneux, de siltstone et de grès renfermant quelques couches de charbon de valeur commerciale. D'après l'analyse pollinique, ces couches sont considérées du Jurassique, mais la flore macroscopique suggère le Crétacé (Bell, 1956). Dans les affleurements les plus à l'ouest, les couches supérieures de la formation de Kootenay comprennent plus de 1,400 pieds du conglomérat d'Elk, constitué surtout de chert, de quartz et de

quartzite en blocs jusqu'à 6 pouces de diamètre, et dérivés de la partie sud en soulèvement du géanticlinal d'Ominéca en expansion vers l'est au cours de l'orogenèse du Columbien.

Près de Banff, les sédiments marins du Sinémurien renferment de la lumachelle et du conglomérat. Entre le pas du Nid-de-Corbeau et la rivière Bow, ces sédiments sont absents par endroits et la transgression initiale du Jurassique est représentée par des calcaires, des grès et des schistes papyracés noirs, tous du Toarcien. Par sa lithologie, cette succession ressemble à celle de la région du Nid-de-Corbeau, mais elle comprend également d'autres unités importantes, comme le grès de Rock Creek du Bajocien dérivé de l'est et qui repose près de la rivière Highwood (Douglas, 1959), et le grès de Pigeon Creek du Callovien affleurant au mont Allan (Crockford, 1949). Il semble que ce dernier soit un faciès local sableux des couches Grises. La formation de Kootenay atteint son épaisseur maximale de 3,400 pieds, dans les montagnes au sud-est de Banff, mais vers l'est elle est érodée et son épaisseur tombe rapidement à zéro. La partie inférieure de cette formation comporte un grès à grain fin et des couches de charbon. La partie supérieure comprend plusieurs couches épaisses de grès grossier transformé par endroits en un conglomérat à éléments relativement fins et interstratifié avec des schistes silteux et charbonneux. Les couches, dénommées le niveau de Pocaterra Creek, sont probablement un faciès des conglomérats d'Elk, plus massif.

Dans la partie centrale des Foothills de l'Alberta, entre les rivières Bow et Athabasca, on a inclus dans le niveau de Nordegg les couches de base de la formation de Fernie. Ce niveau comprend de 30 à 100 pieds de dolomie ou calcaire noir, cherteux et phosphatique contenant des silstones et des schistes argileux (Douglas, 1958; Mountjoy, 1962). Ces couches de base sont recouvertes par 10 ou 20 pieds de schistes foncés, papyracés et fissiles auxquels succède le mince grès de Rock Creek. Par endroits, le grès de Rock Creek est représenté par des schistes argileux gris foncé contenant des conglomérats à bélemnites qui recouvrent les schistes argileux de Paper et sont recouverts par les schistes argileux des couches Grises, de couleur brun foncé au brun-jaune. Dans les régions les plus au nord, le schiste à concrétions, glauconieux et silteux, qui comprend les couches Vertes, recouvre et coupe en biseau les couches Grises vers le nord-est. Ceci résulte probablement du soulèvement du bord du craton à la fin du Jurassique moyen. Au sommet de ce groupe, les intercalations de couches minces de siltstone et de schistes silteux passent graduellement en la formation de Nikanassin sus-jacente. Cette formation, épaisse d'environ 1,200 pieds, comporte d'épaisses couches des grès quartzeux, à grains de fins à moyens, interstratifiées avec du schiste gris foncé, du siltstone en couches minces et quelques couches minces de charbon. Elle occupe une position stratigraphique semblable à celle de la formation de Kootenay, mais ne renferme pas de charbon de valeur commerciale. Vers la base de la formation, on trouve des couches à *Buchia,* de la fin du Jurassique. La formation de Nikanassin augmente en épaisseur de 2,000 pieds près de Jasper à près de 4,000 pieds dans les affleurements de l'ouest, près de la rivière Smoky. Des couches similaires au nord de la rivière Smoky, épaisses de plus de 6,000 pieds, ont été placées dans la formation de Minnes qui renfermerait des microfossiles du Jurassique près de la base et des spores du début du Crétacé inférieur dans la partie supérieure (Zeigler et Pocock, 1960).

Dans les Foothills de Peace River, les couches de base de la formation de Fernie, épaisses de 56 à 209 pieds, comprennent des schistes phosphatiques, calcaires et cherteux, contenant un peu de calcaire et de siltstones, le tout recouvert de schiste noir, calcaire, papyracé (Stott, 1967). La succession intermédiaire comprend de 65 à 273 pieds de schiste argileux marin, à sidérose et à patine rouille; elle renferme un horizon repère continu de siltstone glauconieux et est l'équivalent, en se basant sur la microfaune et la lithologie, de la formation de Rock Creek, des couches Grises et Vertes des régions plus au sud. Les grès et schistes interstratifiés sont en interdigitation avec, et passent graduellement vers le haut en le grès quartzeux, à grain de fin à grossier de la formation de Monteith, qui chevauche la limite entre le Jurassique et le Crétacé.

Le Jurassique de la plate-forme contiguë de l'Intérieur est semblable, par sa lithologie, à la formation de Fernie (Lackie, 1958). Sa limite nord-est est une bordure d'érosion très irrégulière (fig. VIII-33). Les schistes calcaires noirs du niveau de Nordegg, mis en place comme un dépôt de plate-forme, ont été recouverts ultérieurement dans le centre de l'Alberta, par une couche de chert assez étendue et, par endroits, par des accumulations de grès à galets provenant des couches paléozoïques du nord-est (Springer et coll., 1964). Les schistes argileux de Poker Chip, foncés et lamelleux, sont recouverts par les couches arénacées glauconieuses du niveau de Rock Creek. Le schiste noir et épais des couches Vertes, contenant d'abondantes sphérules de glauconie, passe graduellement vers le haut en le siltstone et le grès des couches de Passage. Plus au sud, vers l'arche de Sweetgrass, une importante partie du Jurassique moyen et supérieur est absente, ceci est dû partiellement à une phase de non sédimentation et partiellement à une phase ultérieure d'érosion.

Arche de Sweetgrass et bassin de Williston. Dans le sud de l'Alberta, la région de l'arche de Sweetgrass émergeait au cours du Jurassique inférieur et était affaissée au cours du Jurassique moyen et supérieur, et plus de 600 pieds de sédiments s'y sont déposés (Thompson et Crockford, 1958). La formation de Sawtooth, du Bajocien du Jurassique moyen, épaisse de 0 à 235 pieds, comprend deux niveaux de grès quartzeux séparés par des couches de schiste argileux vert contenant des conglomérats à

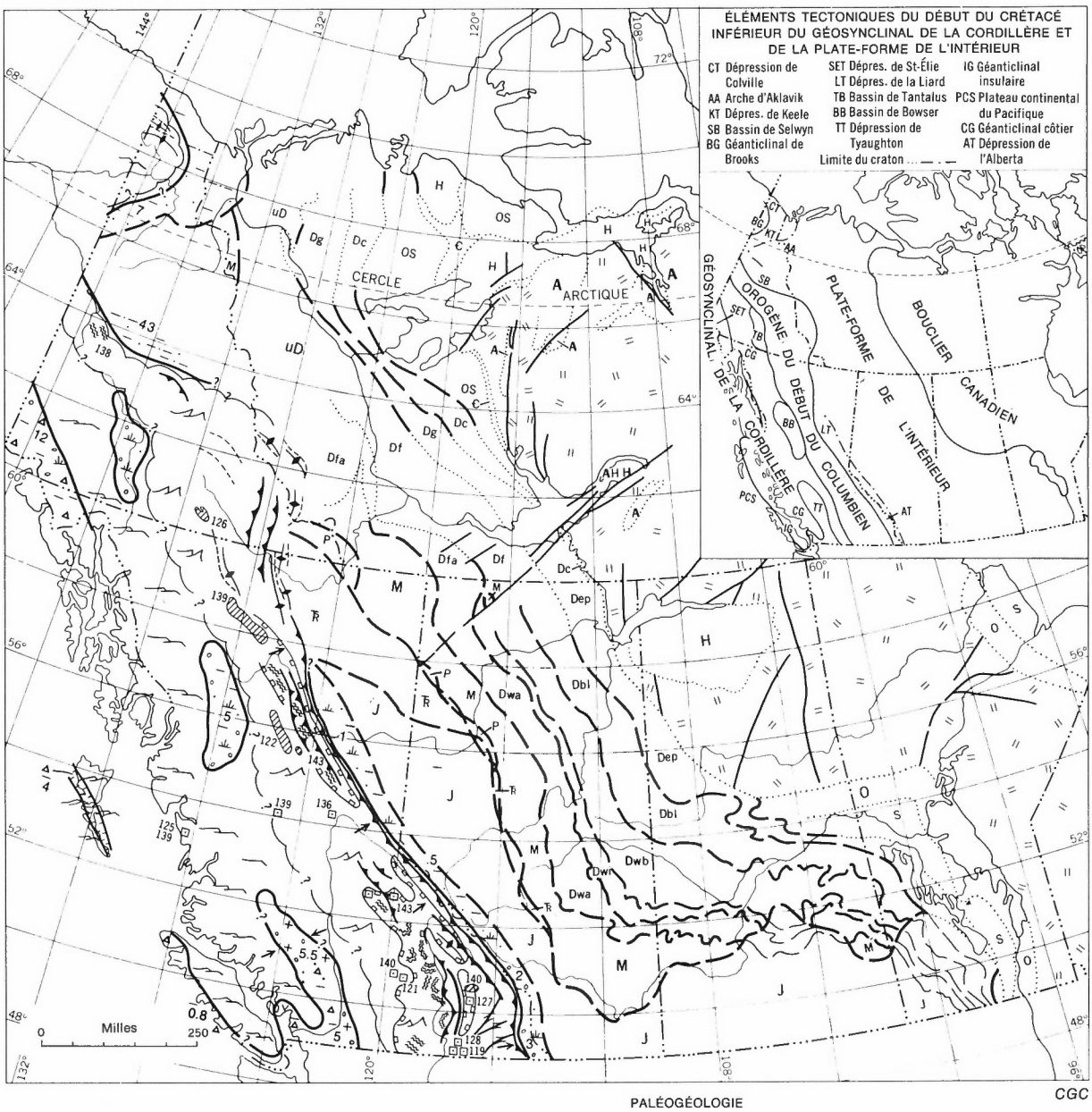
bélemnites. Elle a été déposée sur la surface irrégulière, sculptée par l'érosion des roches du Mississippien, autour de plusieurs régions en émergence en forme d'îles le long de la crête de l'arche. Les grès épinéritiques de la formation de Sawtooth passent graduellement vers l'est en le grès calcaire de la formation de Shaunavon et vers l'ouest en les schistes argileux noirs du niveau de Rock Creek. La formation de Rierdon du Callovien comporte jusqu'à 250 pieds d'une alternance de schistes calcaires, de gris à verts, de calcaires bruns et de siltstones argileux, de gris à verts. Elle a été déposée sur l'arche de Sweetgrass et passe graduellement et latéralement vers l'ouest, en les schistes argileux des couches Grises de la dépression de l'Alberta, et vers l'est en les schistes calcaires de la formation de Vanguard inférieure du bassin de Williston. La formation de Swift, de l'Oxfordien, épaisse de 0 à 75 pieds, comprend du schiste argileux non calcaire et des sables silteux, quartzeux, à grain fin et en partie glauconieux; cette formation semble reposer suivant une lacune stratigraphique sur la formation de Rierdon, par suite de mouvements d'émersion qui ont affecté l'arche de Sweetgrass à la fin du Jurassique moyen. Les couches de la formation de Swift passent graduellement aux schistes argileux clairs de la formation de Vanguard supérieure et vers l'ouest, aux couches Vertes et aux couches de Passage. L'érosion, à la fin du Jurassique et au tout début du Crétacé, a enlevé les couches de la formation de Swift de la crête de l'arche et, vers le nord, a tronqué les couches plus anciennes.

Dans le bassin de Williston, les roches du Jurassique ont une épaisseur maximale de plus de 1,400 pieds (Milner et Blakslee, 1958; Springer et coll., 1964). Les couches rouges de la partie inférieure de la formation de Watrous du Jurassique inférieur, composées de siltstone, de schiste argileux et de grès, reposent en discordance sur les roches du Mississippien et du Dévonien et remplissent les creux d'une surface d'érosion très irrégulière. Ces sédiments, recouverts au-delà de leur aire par le reste des dépôts du Jurassique, ont été déposés dans un milieu oxydant le long du rivage d'un bassin d'évaporation centré dans le Nord des États-Unis. Le mouvement continu de subsidence a entraîné une extension du bassin et le dépôt de l'anhydrite, de la dolomie et des schistes argileux de la partie supérieure de la formation de Watrous. Le long de l'arche de Sweetgrass, une longue péninsule séparait les eaux du bassin de Williston, où il y avait évaporation, de celles des mers de la dépression de l'Alberta. Au cours du Jurassique moyen, les schistes marins, silteux et dolomitiques, de la formation de Gravelbourg se sont accumulés dans la partie centrale du bassin de Williston, tandis que des grès quartzeux et des schistes argileux se déposaient le long de la rive orientale, en milieu littoral peu profond. La formation de Gravelbourg est recouverte, suivant une lacune stratigraphique peu importante, par la formation de Shaunavon, et un déplacement vers l'ouest du centre de l'affaissement a entraîné la formation d'un vaste dépôt à l'ouest, d'un grès à grain fin et d'un calcaire oolithique, simultanément au dépôt à l'est, de schiste argileux et d'un peu de grès. L'interstratification de schistes argileux et de grès, originaires de l'ouest et du sud-ouest, y compris le grès du Shaunavon supérieur, indique qu'une régression a eu lieu probablement au cours du Jurassique moyen; la transgression postérieure est attestée par la présence des schistes argileux de la formation de Vanguard inférieure. Les grès de la formation de Vanguard intermédiaire sont recouverts en discordance par les schistes argileux marins de la formation de Vanguard supérieure; ceci est le résultat de la régression générale de la fin du Callovien et de la transgression subséquente de l'Oxfordien. L'émergence à l'extrême fin du Jurassique et au début du Crétacé a entraîné une érosion généralisée des roches du Jurassique, notamment aux environs de la bordure du bassin.

Crétacé

Résumé tectonique

Crétacé inférieur. La sédimentation dans les dépressions en cours de profond affaissement, du géosynclinal de la Cordillère, s'est poursuivie du Jurassique au début du Crétacé inférieur (fig. VIII-35). Certaines dépressions, telles que de Keele et de l'Alberta, étaient des avant-fosses en relation étroite avec les dorsales géanticlinales contiguës, alors en soulèvement, et ont reçu d'immenses épaisseurs de sédiments clastiques, déposés en partie en milieu non marin. En d'autres aires, telles que les bassins de Bowser et de Tantalus et la dépression de Tyaughton, placés entre les géanticlinaux, le dépôt s'est effectué lors de la première phase de l'orogenèse du Columbien. Durant cette orogenèse, de grands batholites granitiques ont été mis en place et le géanticlinal d'Ominéca a été entièrement métamorphisé. Cette orogenèse et le soulèvement ont eu des effets plus intenses dans le sud et il est possible qu'ils se soient fait sentir également dans le géanticlinal de Brooks, à l'ouest de la frontière de l'Alaska. On ignore dans quelle mesure cette orogenèse a pu affecter le géanticlinal côtier, mais en général, ce géanticlinal a été soulevé, a fourni de grandes quantités de débris à la dépression de St-Élie et au plateau continental du Pacifique et la connexion entre le bassin de Bowser et la mer s'est trouvée beaucoup restreinte. Dans les îles Reine-Charlotte, la sédimentation était limitée à un graben central, étroit et profondément affaissé. Une baie de la mer boréale, dont l'existence remontait à la fin du Jurassique, s'étendait probablement depuis la région de la dépression de Keele et du bassin de Selwyn jusqu'à la partie nord de la dépression de l'Alberta. Cependant, dès l'Aptien, la mer s'était retirée complètement du craton et des dépressions en bordure. Sous les sédiments albiens du craton, s'étend une succession, en général monoclinale, de formations du Paléozoïque et du Mésozoïque, et plusieurs restes d'entités topographiques, formés au cours de l'Aptien, ou qui ont été conservés depuis les premiers temps du soulèvement du craton.



PALÉOGÉOLOGIE

PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat
- Roches à fragments granitiques
- Grauwacke
- Siltstone
- Grès
- Schiste argileux
- Charbon (non marin)
- Roches volcaniques
- Limite de sédimentation
- Épaisseur (milliers de pieds) .0.8
- Direction du transport des sédiments

PLATE-FORME DE L'INTÉRIEUR

- Limite de formation tronquée
- Pré-Jurassique
- Limite des affleurements
- Faille
- Jurassique J
- Trias Tr
- Permien P
- Mississippien M
- Dévonien D
- Silurien S
- Ordovicien O
- Cambrien €
- Hadrynien H
- Hélikien H
- Aphébien A
- Roches cristallines de l'Archéen et de l'Aphébien
- Dévonien supérieur uD
- Famennien Dfa
- Frasnien Df
- Givétien Dg
- Couvinien Dc
- Groupe de Wabamun Dwa
- Groupe de Winterburn Dwi
- Groupe de Woodbend Dwb
- Groupe de Beaverhill Lake Dbl
- Groupe d'Elk Point Dep

OROGÈNE DU COLUMBIEN

- Front tectonique
- Front métamorphique
- Pluton granitique (âge en millions d'années) 140
- Directions métamorphiques (âge en millions d'années)
- Faille normale
- Faille de chevauchement
- Faille de décrochement
- Anticlinal
- Synclinal

Note: Dans les montagnes Rocheuses, on n'a fait aucune correction palinspatique due aux chevauchements du Laramide

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

Région de montagnes (élevées, peu élevées)

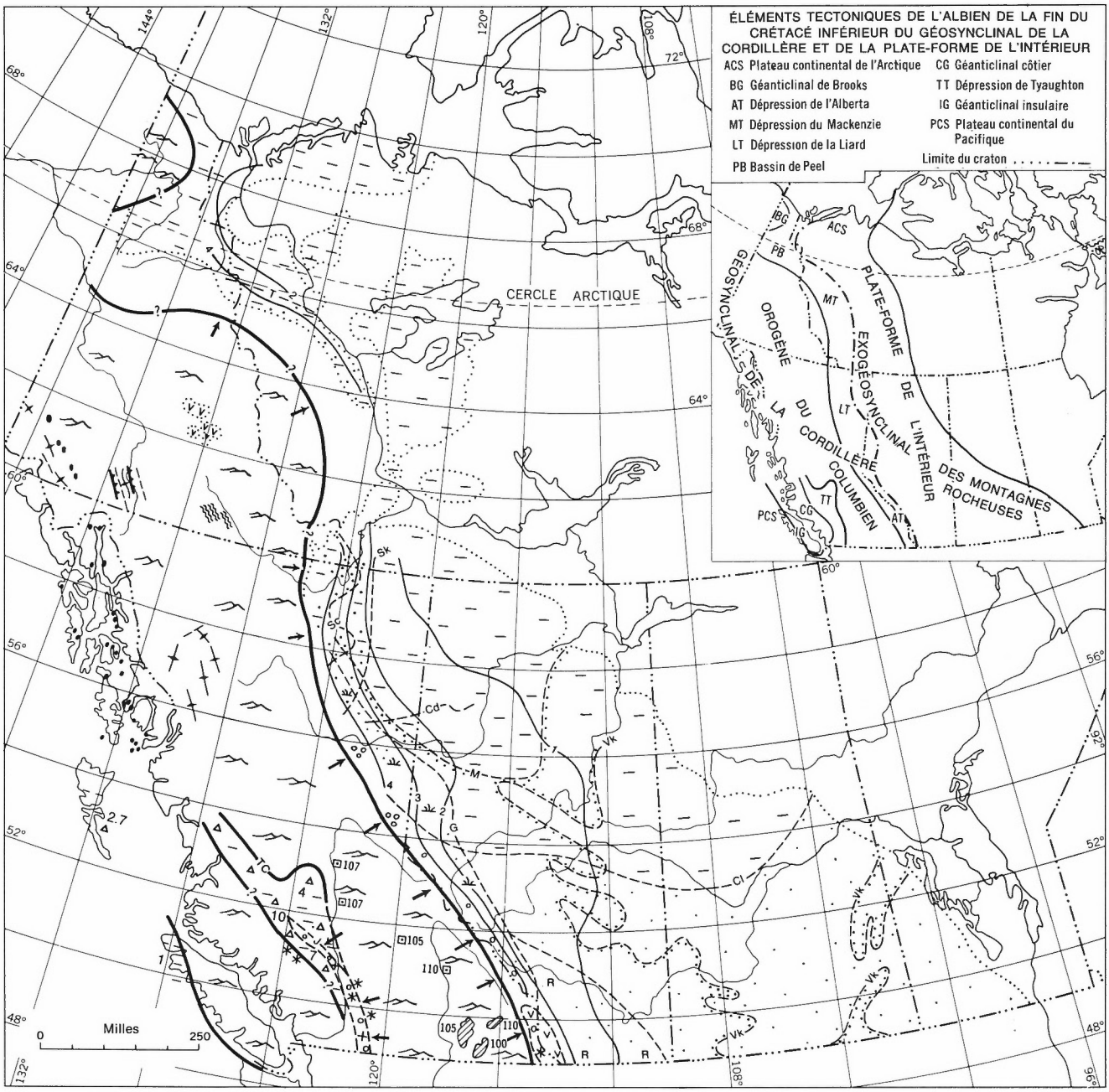
FIGURE VIII-35. Sédimentation et tectonisme du début du Crétacé inférieur dans l'Ouest du Canada et quelques traits caractéristiques de la phase initiale de l'orogenèse du Columbien et de la géologie pré-albienne.

Il semble que pendant l'Albien (fig. VIII-36) la partie centrale du géosynclinal de la Cordillère de l'Ouest fût de la terre, et que la mer recouvrait seulement la dépression de Tyaughton et le plateau continental du Pacifique. La dépression de Tyaughton était partiellement taphrogénique et a, de ce fait, reçu des masses de grauwacke, de schiste argileux et de roches volcaniques, et quelques conglomérats extrêmement grossiers dont les matériaux provenaient de montagnes dans l'est, délimitées par des failles à bascules. La partie nord a été le siège d'activité volcanique et des épanchements de basalte ont recouvert, dans le centre du Yukon, de vastes zones peu accidentées d'entremonts. A l'est des terres affectées par l'orogenèse du Columbien, la mer, du début de l'Albien a transgressé rapidement vers le sud sur une plaine de faible relief. Les bassins et les dépressions contigus se sont profondément affaissés et le craton s'est abaissé uniformément sur de grandes superficies. Le bassin de Peel était en partie un exogéosynclinal et les sédiments clastiques étaient originaires des régions soulevées de la partie nord de l'orogène du Columbien située au sud. Il reste possible que la dépression de Mackenzie et le nord de la dépression de la Liard ressemblaient davantage à des avant-fosses. Dans le sud, le vaste exogéosynclinal des montagnes Rocheuses s'élargissait et, bien qu'une grande quantité de sédiments ait été charriée sur le craton, une importante partie s'était déposée dans la dépression linéaire et profondément affaissée de l'Alberta. Les sédiments clastiques de l'Albien venaient de l'ouest de la région montagneuse du sud de l'orogène du Columbien et une partie moindre provenait de l'est du Bouclier canadien et de sa couverture paléozoïque. Tous ces sédiments se sont déposés en milieu lacustre, alluvial et néritique, et ont formé une large plaine alluviale basse, qui bordait les mers albiennes au nord. Les variations du taux de subsidence du fond marin, de l'apport des matériaux clastiques et du taux de soulèvement de la région source ont causé l'alternance de trois importantes transgressions marines vers le sud avec trois régressions vers le nord, et ont causé également le recouvrement des schistes argileux marins, par des roches clastiques non marines, et plusieurs cycles mineurs de changements de faciès. Les faciès non marins ne s'étendent pas au-delà d'une ligne à direction nord-est presque parallèle à l'arche de Peace River du Dévonien; au nord de cette ligne, la dépression était plus profonde et les roches étaient du faciès de schistes argileux marins. Au début de l'Albien, la plaine alluviale, proche des montagnes, était marécageuse et recouverte d'une forêt dense de conifères, auxquels se sont joints plus tard des angiospermes. Le sud-ouest était demi-désertique et une région de petits volcans. Dans le nord de la dépression de la Liard, s'étendent des langues de grès, dont la région source était dans l'ouest, et qui témoignent du soulèvement de la partie centrale du géanticlinal d'Ominéca; ce phénomène important du début du Crétacé supérieur a caractérisé l'orogène du Columbien. La dernière transgression de l'Albien a recouvert le Centre des États-Unis où elle a rejoint la mer qui, depuis le golfe du Mexique, s'était étendue vers le nord.

Crétacé supérieur. L'orogenèse du Columbien a duré jusque dans le début du Crétacé supérieur et sa dernière phase est représentée par des soulèvements régionaux, des plissements mineurs et l'intrusion de granites postorogéniques (fig. VIII-37). Au cours de cette orogenèse, des sédiments clastiques, renfermant des conglomérats, se sont déposés dans le nord de l'exogéosynclinal des Rocheuses, le plateau continental du Pacifique, la dépression de Tyaughton, et les éléments septentrionaux du géosynclinal. Ces sédiments recouvrent en concordance le Crétacé inférieur, ou suivant une lacune stratigraphique, et sont recouverts en concordance par des schistes argileux marins qui indiquent une accalmie orogénique relative au cours du milieu du Crétacé supérieur. Une grande partie de la région de la Cordillère était de la terre, surtout des montagnes. Des sédiments clastiques non marins se sont accumulés dans les larges vallées d'entremonts, dans les sillons, qui forment les dépressions de Sustut et de Tyaughton, et dans les sillons des Rocheuses et de Tintina; par endroits, existait une activité volcanique, dont les matériaux étaient en partie pyroclastiques et acides. L'âge de ces roches n'est pas très bien déterminé; l'âge de la base des successions varie probablement suivant les endroits, et peut être partiellement du début du Tertiaire. En général, ces roches reposent suivant une lacune stratigraphique ou une discordance angulaire sur des roches plus anciennes; cette relation marque les effets de la phase locale de l'orogenèse du Columbien ou les effets cumulatifs de toutes les phases de cette orogenèse et même des orogenèses antérieures. Dans les bassins d'Hécate et de Géorgie et dans la dépression de Tyaughton, les successions sont en partie marines. Dans l'exogéosynclinal des Rocheuses, les sédiments clastiques de la fin du Crétacé supérieur ont une grande épaisseur et marquent l'extension du soulèvement qui a affecté le sud de l'orogène du Columbien et les effets de la première phase de l'orogenèse du Laramide qui a duré jusque dans le Tertiaire (fig. VIII-44). Les sédiments vont de grès, de schistes argileux et conglomérats non marins dans l'ouest à des schistes argileux marins dans l'est et sont recouverts en concordance par le Tertiaire ou suivant une lacune stratigraphique. Le soulèvement régional, qui incluait également la partie nord du craton, a amené le retrait vers le sud des mers de l'intérieur du continent.

Orogenèse du Columbien

Depuis la fin du Jurassique jusqu'au tout début du Crétacé supérieur, des parties du géosynclinal de la Cordillère ont subi des déformations importantes, l'action d'un métamorphisme régional, des intrusions granitiques et du soulèvement, l'orogenèse du Columbien; c'est au cours de cette période qu'ont été établies les provinces tectoniques suivantes: 1) les *Columbides orientales,* formées dans le



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat
- Roches à fragments granitiques
- Grauwacke
- Grès (marin)
- Grès, schiste argileux (non marins)
- Schiste argileux (marin)
- Roches volcaniques
- Roches ultramafiques
- Charbon
- Couches rouges
- Volcans (hypothétiques)
- Limite de sédimentation
- Limite des affleurements
- Limite de faciès
  - Cadotte . . . . . Cd
  - Clearwater Cl
  - Gething . . . . . G
  - Jackass Mtn. . . . J
  - Manville . . . . . M
  - Scatter . . . . Sc
  - Sikanni . . . . Sk
  - Trevor . . . . . T
  - Taylor Creek . . TC
  - Viking . . . . . Vk
- Courbes isopaques (milliers de pieds)
- Épaisseur (milliers de pieds) 2.7
- Direction du transport des sédiments

OROGÈNE DU COLUMBIEN

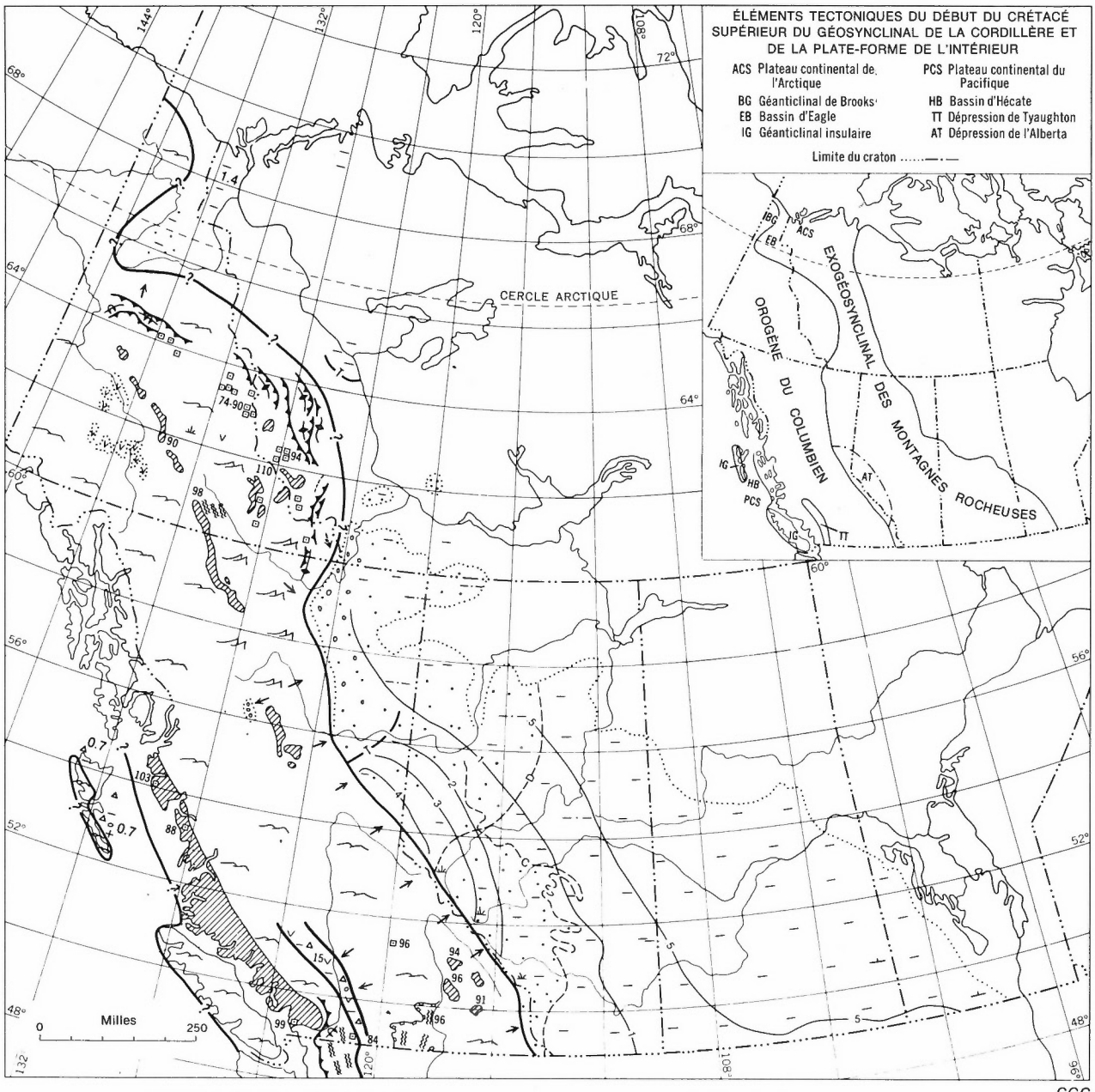
- Faille
- Faille de chevauchement
- Anticlinal
- Synclinal
- Pluton granitique (âge en millions d'années) 105
- Directions métamorphiques

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- Région montagneuse

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où l'Albien est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu.

FIGURE VIII-36. Sédimentation et tectonisme de l'Albien du Crétacé inférieur dans l'Ouest du Canada et quelques traits caractéristiques de la phase médiane de l'orogenèse du Columbien.



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- *Conglomérat*
- *Roches à fragments granitiques*
- *Grauwacke*
- *Grès*
- *Siltstone*
- *Schiste argileux*
- *Calcaire*
- *Roches volcaniques*
- *Charbon*
- *Limite de sédimentation*
- *Limite de formation tronquée du Turonien*
- *Limite de faciès*
- *Grès de Cardium* C
- *Grès de Dunvegan* D
- *Limite des affleurements*
- *Direction du transport des sédiments*
- *Courbes isopaques (milliers de pieds)*
- *Épaisseur (milliers de pieds)* 0.7

OROGÈNE DU COLUMBIEN

- *Anticlinal*
- *Anticlinal renversé*
- *Synclinal*
- *Faille de chevauchement*
- *Pluton granitique (âge en millions d'années)*
- *Directions métamorphiques*
- *Front métamorphique*

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- *Région de montagnes (élevées, peu élevées)*

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines qui se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où le début du Crétacé supérieur est soit inexistant, du fait de l'érosion, soit inconnu.

FIGURE VIII-37: Sédimentation et tectonisme du début du Crétacé supérieur dans l'Ouest du Canada et quelques traits caractéristiques de la phase tardive de l'orogenèse du Columbien.

sud d'un orogène du type alpin orienté vers le nord-est, dont les zones centrales de roches plutoniques constituent une bonne partie du géanticlinal d'Ominéca et incluent, dans le nord, la zone de plissements arquée de Selwyn et l'extrémité orientale du géanticlinal de Brooks; 2) le *massif intermédiaire Columbien,* formé d'une mosaïque hétérogène de blocs soulevés, allongés vers le nord-ouest, et séparés par des dépressions et les bassins successeurs; 3) les *Columbides occidentales,* qui comprennent les segments côtiers, des Cascades, insulaire et de St-Élie, à prédominance de roches plutoniques, aux structures orientées sud-ouest et à fort pendage.

L'orogenèse du Columbien a comporté trois phases. La première, à la toute fin du Jurassique, était intense mais limitée surtout au géanticlinal d'Ominéca. La phase intermédiaire, de l'Aptien à l'Albien, a affecté une plus grande région. La dernière, du tout début du Crétacé supérieur, est caractérisée surtout par l'intrusion de masses granitiques.

Columbides orientales. Simultanément aux dépôts de sédiments clastiques dans les bassins syntectoniques à la toute fin du Jurassique, le géanticlinal d'Ominéca était le siège d'une activité tectonique et plutonique. Les plus récentes roches déformées sont celles de la partie supérieure du groupe de Rossland, du Jurassique moyen et supérieur(?), tandis que les roches les plus anciennes non affectées, sont celles de la formation d'Uslika, probablement de l'Aptien. Les âges radiométriques sur les roches métamorphiques et granitiques du sud du géanticlinal d'Ominéca et du sud de la dépression de Quesnel, et les résultats d'études texturales, telles que l'orientation des minéraux métamorphiques parallèles aux axes des premiers plis, indiquent que la première phase de l'orogenèse du Columbien a commencé au Portlandien ou au Kimmeridgien. Les roches métamorphiques du groupe de Mount Ida, dans l'ouest du géanticlinal d'Ominéca, ont donné deux âges au K-Ar, de 140 m. a. et 135 m. a., et celles de la partie nord-est de la chaîne de Selkirk, 146 m. a. Ce dernier âge semble indiquer la période de formation dans un micaschiste, des poccilobastes de biotite, dont la muscovite de la matrice a donné un âge de 205 m. a. Des plutons de granodiorite à biotite et à hornblende, comme ceux des Cassiars et de Nelson et les stocks de Porcupine, de Ruby Rouge et de Glacier Creek, de forme allongée lorsque syntectoniques, ou ovales lorsque de tectonique tardive, ont donné au K-Ar de 136 à 152 m. a. Par endroits, ces plutons sont foliés et leur aspect général est parallèle à la tectonique. En outre, les plutons de granodiorite à biotite, post-tectoniques et discordants, de forme grossièrement circulaire en plan, ont donné moins de 143 m. a.

La zone centrale des Columbides orientales comporte plusieurs régions tectoniques positives et des régions à métamorphisme prononcé (fig. VIII-28). L'allure générale des directions tectoniques, telle qu'indiquée par les plus grandes dimensions des complexes métamorphiques, par les traces de failles et les axes de plis dans les roches environnantes, est celle d'un arc très ouvert, à convexité est.

Les niveaux tectoniques plus profonds, mis à nu dans les régions positives, sont caractérisés par plusieurs phases de plissements dont les premiers sont des plis isoclinaux, pénéplanés, et redéformés par des plissements ultérieurs pour former plusieurs immenses nappes, partiellement en interdigitation, renversées vers l'arrière et aux profils ressemblant à celui d'une enclume. Le front des nappes correspond au bec de l'enclume et les plis renversés vers l'arrière, à la partie arrière de l'enclume (fig. VIII-38). Les niveaux tectoniques les plus élevés sont bien en évidence dans les chaînons Cariboo, et sont caractérisés par des plis ouverts, larges, formés en un seul temps, et par des blocs faillés.

En coupe, les structures en enclume sont caractérisées par de larges arches ondulées, dont les parties occidentales ont des failles inverses subsidiaires, à pendage nord-est, et par des plis parasitiques tardifs, généralement dissymétriques ou renversés vers le sud-ouest. Cependant, les derniers plis de la partie occidentale de la structure en enclume de Shuswap sont droits, tandis que ceux de l'extrémité nord-ouest sont serrés; les plans axiaux et les clivages associés de ces derniers plis changent d'orientation progressivement vers l'ouest, et les pendages changent du nord-est vers le sud-ouest. La partie orientale de la structure en enclume de Shuswap est représentée par la surface enveloppante des derniers plis du complexe de Shuswap, laquelle surface s'incline vers l'est et passe sous la partie arrière plissée de la structure en enclume de Selkirk, située à l'est. Dans la structure en enclume de Selkirk, les plans axiaux des derniers plis et les plans de failles de chevauchements sont disposés en éventail; ceux de la partie sud-ouest de la structure ont un pendage nord-est, sont verticaux le long de l'axe de l'éventail, et leur pendage est vers le sud-ouest dans la partie nord-est de la structure. Dans la partie nord-est, les structures sont des plis renversés et des plis couchés ondulés et font partie des masses de charriage qui ont coupé et chevauché les structures les plus occidentales des montagnes Rocheuses. La structure en enclume de Selkirk est probablement en majorité allochtone et les structures intérieures, à direction ouest, résultent peut-être du charriage du nez de la structure en enclume de Shuswap sous et dans l'arrière de la structure en enclume de Selkirk.

L'anticlinorium de Purcell est constitué de plusieurs segments plongeant vers le nord et séparés par des failles. En coupe, cet anticlinorium a grossièrement la forme d'une enclume. Les structures de la partie ouest de l'anticlinorium viennent se confondre avec celles de l'arc de Kootenay, caractérisé par un plissement complexe en accordéon, tandis que les structures de la partie nord de l'anticlinorium plongent sous la partie orientale de la structure en enclume de Selkirk. Les traits dominants de la partie centrale sont un anticlinal large, faiblement ondulé, décou-



PLANCHE VIII-12. Pli parallèle au plan axial, à clivage fortement incliné vers l'ouest, dans les formations cambriennes d'Arctomys et de Waterfowl, aux environs de la rivière Sullivan, dans les Rocheuses du Sud (C.-B.). A l'arrière-plan à droite, le mont Tsar.

pé par des failles de chevauchement à pendage sud-ouest, des failles normales orientées vers le nord-nord-ouest, et des plis moins importants à axes parallèles à ceux des plis formés durant l'orogenèse du Kootenay-Est de l'Hadrynien. Les failles Moyie, Hall Lake et St. Mary's existaient avant l'intrusion de White Creek et de Bayonne. Quelques-unes des anciennes failles ont joué le rôle de failles obliques de chevauchement du fait que les segments intermédiaires se sont déplacés vers l'est à des vitesses différentes (Leech, 1962b).

Dans les chaînes occidentales des montagnes Rocheuses du Sud, une succession peu épaisse du Paléozoïque inférieur, constituée de roches carbonatées, de quartzite et de roches pélitiques, a été prise dans plusieurs plis renversés et couchés vers le sud-ouest et présente également des plans de clivage inclinés sud-est (Henderson, 1954). Ces plis sont découpés par des failles de décrochement très inclinées, dont celle de Redwall, indiquées généralement par des zones de brèche et de mylonite. Entre ces failles, les couches sont imbriquées par des chevauchements ou compartimentées par des failles transversales peu importantes.

Au nord-est, dans la partie ouest des chaînes principales, à travers un axe d'éventail marqué par un clivage vertical, la succession de roches à prédominance pélitique du Cambrien-Ordovicien est plissée d'une façon très compliquée; le clivage et les plans axiaux sont inclinés vers le sud-ouest. Des plis de même nature se rencontrent également par endroits, dans la succession alternée de schiste argileux et calcaires de la partie centrale des chaînes principales (pl. VIII-12). Vers le sud-est, le front tectonique des Columbides est limité par la présence de roches clastiques du Jurassique-Crétacé dans le bassin de Fernie (fig. VIII-35).

A environ 20 milles au nord du grand coude du fleuve Columbia, sur une crête des chaînes principales des montagnes Rocheuses, une masse de gneiss antérieurs à l'Hadrynien a été charriée sur les couches du Cambrien inférieur et de l'Hadrynien (fig. VIII-38a). Les isogrades, enveloppant de la staurotide-disthène, du grenat et de la biotite, coupent graduellement les chevauchements et les plis les plus à l'ouest des chaînes principales. Des porphyroblastes postkinématiques de biotite ont donné au K-Ar 111 m. a., ce qui indique une limite supérieure dans le temps pour la formation de ces structures (Price et Mountjoy, 1970).

Les structures des roches stratifiées de la chaîne des Cassiars (Gabrielse, 1963) sont extrêmement hétérogènes et certaines ne se rencontrent que dans les quelques segments à direction nord-ouest et limités par de grandes failles presque verticales (fig. VIII-39b). Dans certains de ces segments, les plis sont renversés vers le nord-est, tandis que dans d'autres, ils sont droits ou renversés vers le sud-ouest. Certaines des failles qui limitent ces segments coïncident avec des changements marqués de l'épaisseur et du faciès des couches du Paléozoïque inférieur. Nombre de petites failles transverses expliquent en partie la répartition discontinue des unités stratigraphiques. Dans le sud de la chaîne des Cassiars, on trouve des plis renversés vers le nord-est, aux plans axiaux très inclinés et accompagnés de failles de chevauchement à direction nord-est (Gabrielse, 1962b). Les structures sont loin d'être aussi continues que les failles de chevauchement et les plis des montagnes Rocheuses de l'Ouest, mais d'autre part, elles ont le même style et peuvent avoir été formées au cours de la même phase de déformation. Dans les montagnes Rocheuses de l'Ouest, cette déformation a eu lieu avant le dépôt de la formation de Sifton du Paléocène, qui est peut-être du Crétacé supérieur dans le sillon des Rocheuses; dans la chaîne des Cassiars, elle est antérieure au dépôt des sédiments continentaux du Santonien au Campanien, dépôts formés dans un fossé à direction nord-ouest qui forme un angle aigu avec le sillon des Rocheuses. Ces structures se sont donc formées au cours de l'orogenèse du Columbien et pourraient dater de la fin de cette orogenèse.

La muscovite et la biotite de la partie sud du batholite des Cassiars ont donné au K-Ar de 123 à 139 m. a.; cette partie du batholite est presque parallèle à la direction régionale de la structure, mais elle est intrusive dans des roches antérieurement métamorphisées et déformées. Le batholite de Marker Lake, au nord de la chaîne des Cassiars, d'un âge au K-Ar de 126 m. a., est peut-être relié à la première phase de l'orogenèse du Columbien. Il est surtout une granodiorite ou une monzonite quartzique uniforme à grain moyen.

Dans les monts Pelly, une importante faille de chevauchement à direction nord-est sépare deux régions de

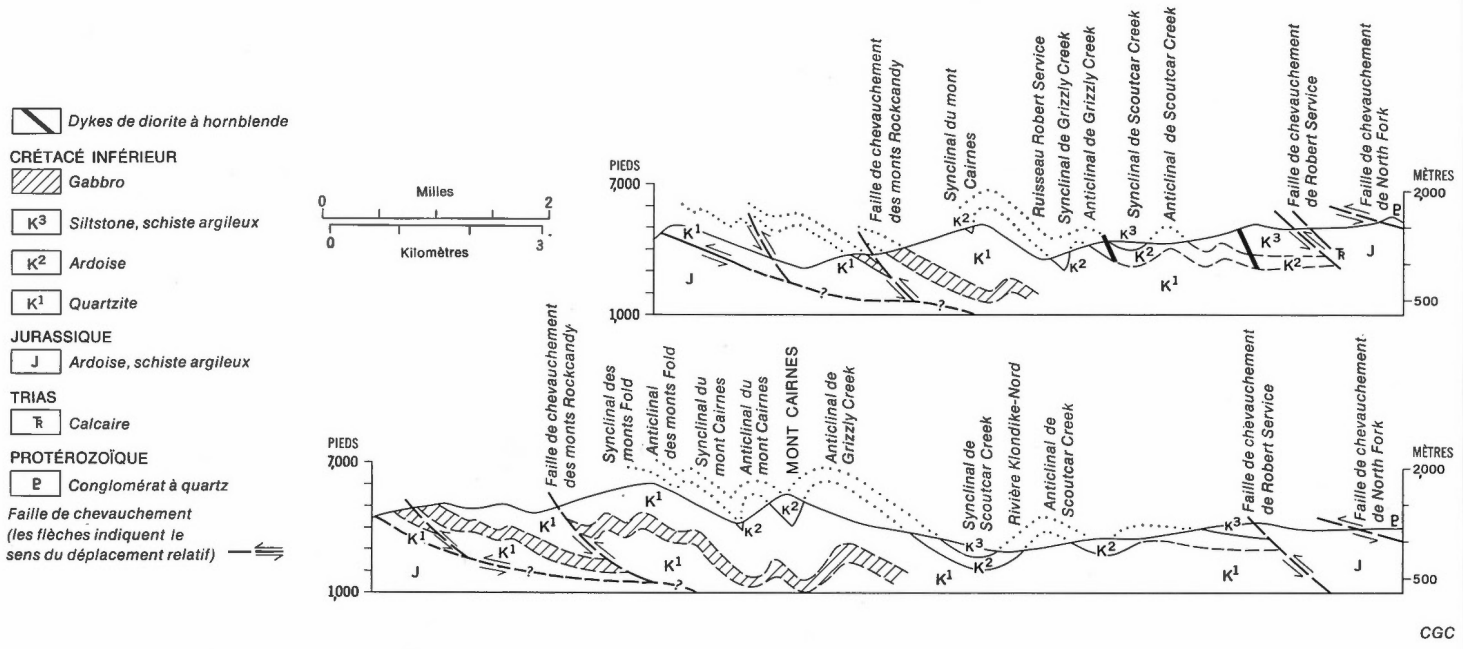


FIGURE VIII-40. Coupe structurale de la partie sud des monts Ogilvie aux environs de Tombstone (Yukon) (D. Tempelman-Kluit).

style structural différent. Au sud-ouest de la faille, la structure comprend des monoclinaux à faible pendage vers l'ouest et des failles de chevauchement peu inclinées, dont quelques-unes sont plissées. Les mouvements se sont effectués surtout en direction du nord-est. Dans la partie sud-ouest de cette région, le mouvement le long de quelques failles de chevauchement à fort pendage a été sud-ouest. Par endroits, des roches cristallines ont été charriées vers le nord-est sur les couches de roches clastiques du Dévono-Mississippien. Ces segments transportés le long de failles ont été postérieurement recoupés par une faille normale à direction nord-nord-ouest. Au nord-est de l'importante faille de chevauchement, en bordure du sillon de Tintina, les structures ont des pendages forts, des plis droits serrés et des écailles faillées limitées par des failles fortement inclinées.

Dans les monts Ogilvie et sur le plateau de Stewart, près de Tombstone et de Mayo, les couches, fortement plissées, fracturées, feuilletées, métamorphisées par endroits, de l'âge du début du Crétacé inférieur, présentent une dissymétrie structurale marquée, à orientation nord-ouest et nord (Tempelman–Kluit, 1966). Deux importantes failles de chevauchement et de nombreuses autres de même nature, mais secondaires, forment un empilement d'écailles de failles au-dessus d'un décollement à la base. Les roches sont aussi affectées par des plis renversés (fig. VIII-40). Un important synclinal renversé a été déformé ultérieurement par des plis à axes orientés nord-est. De la syénite, de la monzonite et de la diorite quartzique, en grains de grossiers à moyens, font intrusion dans la succession déformée des sédiments du Crétacé inférieur et ont donné au K-Ar 102 et 106 m.a. (Albien). L'âge des roches métamorphiques des environs de Keno Hill, de 81 à 93 m.a., indique un métamorphisme ultérieur qui peut être relié à un événement du début de l'orogenèse du Laramide.

Les coulées de dacite et de basalte du plateau de MacMillan, datées de 100 à 117 m.a., reposent, avec une discordance angulaire importante, sur des couches du Paléozoïque profondément déformées suivant des axes orientés nord-ouest. Ces coulées semblent s'être répandues sur une surface au relief très accusé. Similairement, des couches sous le groupe d'Hutshi ont été fortement déformées suivant des axes orientés nord-ouest antérieurement au dépôt des roches volcaniques. Dans la zone de plissements de Selwyn, au nord-est du sillon de Tintina (pl. VIII-13), les nombreux plutons de formation orogénique tardive sont caractérisés par des monzonites quartziques homogènes, à gros cristaux. Leur âge varie de 74 à 110 m.a., ce qui suggère une mise en place étalée sur une période considérable.

L'étendue des déformations reliées à l'orogenèse du Columbien, dans la chaîne de Selwyn et dans les monts Mackenzie, reste difficile à estimer. Dans la zone de plissements de Selwyn, les structures sont recoupées par des plutons dont quelques-uns ont donné au K-Ar des âges aussi anciens que le début du Crétacé supérieur. Dans le sud de la zone de plissements de Mackenzie, le front structural des Columbides est délimité par des roches clastiques de l'Albien et par des conglomérats du Cénomanien (fig. VIII-36 et 37). Dans le nord des monts Mackenzie et Wernecke, des déformations importantes ont précédé le dépôt des sédiments du bassin de Bonnet Plume de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire, mais elles n'ont pas affecté la région du synclinal Monster, dans le sud-ouest du plateau de Porcupine. Il reste donc probable



PLANCHE VIII-13. Masse granitique de la fin du Columbien (Crétacé) formant des pics et recoupant les schistes argileux à patine foncée de l'Ordovicien et du Silurien et les carbonates du Cambrien supérieur (au premier plan), chaînon Ragged, chaîne de Selwyn (Yukon).

que les déformations qui ont affecté la chaîne de Selwyn et une bonne partie des monts Mackenzie aient eu lieu au cours de l'orogenèse du Columbien.

Massif intermédiaire Columbien. Dans le massif intermédiaire, les caractères structuraux des formations du Mésozoïque, liés en partie à leur composition lithologique, dépendent donc de leur rigidité, et en partie au comportement des géanticlinaux et des blocs faillés contigus. Dans les roches mésozoïques des dépressions de Nechako et de Quesnel, les structures des roches rigides, à prédominance volcanique et clastique volcanique, comprennent de larges plis, des bombements et des failles fortement inclinées, et marquent en général peu de raccourcissement. Ces structures ont une orientation nord-ouest ou nord-nord-est, dans le groupe de Nicola, à l'extrémité sud du géanticlinal de Pinchi, et vers le nord-est à travers l'arche de Skeena. Près de la faille Pinchi et autres failles en bordure du géanticlinal de Pinchi, on trouve des plis serrés et le développement local de clivages. Les plis les plus serrés sont probablement reliés aux mouvements entre les principaux blocs de faille, lesquels mouvements, tels ceux le long de la faille Pinchi, se sont poursuivis jusqu'au milieu du Tertiaire.

Les formations de la dépression de Whitehorse, du début du Mésozoïque, et les couches du bassin de Tantalus, du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, ont été déformées en plis serrés et fracturés, probablement pendant la phase intermédiaire de l'orogenèse du Columbien, et ont été ultérieurement pénéplanées et recouvertes en discordance par le groupe d'Hutshi du Crétacé supérieur. L'intensité du plissement dépend en partie de la composition lithologique des couches affectées, car des plis serrés caractérisent le faciès turbidite du groupe de Laberge, tandis que de larges plis ouverts sont typiques du faciès littoral de conglomérat. Dans le massif intermédiaire du Colum-

bien, le métamorphisme régional a été de faible intensité. Les roches mésozoïques ou plus anciennes sont en général de la partie inférieure du faciès schiste vert ou moins métamorphisées. Par endroits, on trouve le faciès schiste à zéolite et à prehnite-pumpellvite, et le faciès schiste à glaucophane est développé dans les roches volcaniques de la fin du Paléozoïque, près de la faille Pinchi et dans le horst d'Atlin. L'âge de ce dernier métamorphisme reste incertain et pourrait être contemporain des intrusions ultrabasiques associées du Permien et du Trias.

Columbides occidentales

Les effets de l'orogenèse du Columbien, dans la chaîne Côtière, la chaîne des Cascades et le plateau du Yukon, n'ont pas en général été distingués de ceux des autres orogenèses. Ils sont décrits dans la section sur les roches plutoniques.

Crétacé inférieur du géosynclinal de la Cordillère de l'Ouest

Dépression de Tyaughton. La partie du groupe de Relay Mountain, du Berriasien au Barrémien, du début du Crétacé inférieur, a sensiblement le même faciès et la même extension que la partie du Jurassique supérieur. Des roches argileuses s'étendent dans la partie centrale de la dépression et de la grauwacke repose sur les flancs. Au nord-est, le groupe est recouvert en concordance par les roches non marines du groupe de Jackass Mountain, de l'Aptien au début de l'Albien. Ce groupe comprend une division inférieure épaisse, de grauwacke et de schiste argileux, une division intermédiaire de 2,000 à 3,000 pieds de conglomérat à blocs de granite, et d'une division supérieure de plusieurs centaines de pieds de grauwacke. Le conglomérat semble s'être formé à partir d'un soulèvement vers le nord-est, dans la partie sud-ouest de l'orogène du Columbien (fig. VIII-35). Au sud-ouest, le groupe de Relay Mountain est recouvert par une unité de schiste argileux et de grauwacke, recouverte en concordance par les roches marines du groupe de Taylor Creek de la fin de l'Aptien et de l'Albien. Le conglomérat de base de ce dernier groupe ne contient pas de granite et, bien qu'il date approximativement de la même période que le conglomérat du groupe de Jackass Mountain, il s'est formé probablement à partir du géanticlinal côtier du sud-ouest de la dépression. Le faciès occidental du groupe de Taylor Creek comporte du tuf et de la brèche volcanique renfermant d'abondants schistes noirs, recouverts en concordance par le groupe de Kingsvale du Crétacé supérieur.

Dans la vallée du Fraser, les équivalents de la partie du Valanginien du groupe de Relay Mountain, sont les groupes de Lillooet et de Brew (Duffell et McTaggart, 1952). La partie supérieure de ce dernier groupe comporte un conglomérat à blocs de granite. Plus au sud, le groupe de Dewdney Creek consiste en plusieurs milliers de pieds de siltstone, d'arénite volcanique, de grauwacke et de conglomérat interstratifiés et contenant des fossiles de l'Hauterivien et du Barrémien. A 300 pieds au-dessus des fossiles du Barrémien, repose un conglomérat d'environ 2,000 pieds d'épaisseur, et probablement de l'Aptien. Il contient des débris de granite dissemblables des roches du batholite de Mount Lytton, et de la granodiorite d'Eagle en affleurement à proximité vers le nord-est; l'origine de ces débris reste inconnue. La partie de l'Albien est un siltstone d'origine marine. A l'est, le groupe de Pasayten, en majeure partie non marin, contient des plantes de l'Albien et est interstratifié avec les couches marines de l'Albien du groupe de Dewdney Creek (J. A. Coates); ces couches forment des langues en prolongement vers l'est.

Dans la chaîne Côtière, près du lac Harrison, les couches du Crétacé inférieur contiennent d'abondants débris pyroclastiques. Les formations de Peninsula et de Brokenback Hill sont du début du Berriasien à l'Hauterivien et reposent suivant une lacune stratigraphique sur des roches du Jurassique moyen et supérieur. Plus loin vers le nord-ouest, le groupe de Fire Lake se présente sous la forme de pendentifs de toit dans le complexe plutonique côtier. C'est un ensemble hétérogène de roches volcaniques andésitiques, d'argilite, de grauwacke et de conglomérat à blocs de granite contenant des fossiles du Berriasien. Sur le flanc ouest du complexe, des pendentifs de toit similaires constituent le groupe de Gambier (Roddick, 1965). Les débris étant plus grossiers à l'extrémité sud de la chaîne Côtière que dans les régions du nord-est, il semble que la région source était les îles de la région la plus au sud du géanticlinal côtier, formée de roches granitiques et métamorphiques et d'explosion volcanique.

Au nord-est de la zone des couches sédimentaires, mises en place dans la dépression de Tyaughton, reposent les roches des groupes de Spences Bridge et de Kingsvale, en majeure partie volcaniques et non marines. Le groupe de Spences Bridge est une masse de laves porphyriques bigarrées, formée d'andésite, de dacite, de basalte et de rhyolite porphyrique, et de roches pyroclastiques, contenant des blocs de un à deux pieds de diamètre et des fragments de tiges et rameaux de plantes. Les sédiments clastiques associés à ces roches contiennent des plantes de l'Aptien (Duffell et McTaggart, 1952). Ce groupe repose en discordance sur le groupe de Cache Creek ou sur le batholite de Guichon et est recouvert en discordance par le groupe de Kingsvale. Les couches de base de ce dernier groupe sont caractérisées par des sédiments clastiques grossiers pouvant atteindre jusqu'à 1,000 pieds d'épaisseur. Ces sédiments contiennent des plantes fossiles de l'Albien et des fragments de roches du groupe de Nicola et de roches granitiques. La majeure partie est constituée de laves basaltiques et andésitiques et de roches pyroclastiques relativement peu déformées.

En deux endroits distincts dans un prolongement de la dépression de Tyaughton vers le nord, il peut y avoir eu un dépôt de roches de la fin du Crétacé inférieur. Dans la région du plateau Intérieur, à l'ouest de Quesnel, des

sondages ont rencontré, sous les couches du Tertiaire, des sédiments clastiques, marins et non marins, de l'Aptien et de l'Albien (H. W. Tipper). Des schistes argileux marins de l'Albien reposent à l'est de la chaîne Côtière, près du lac Ootsa. Ces schistes ne sont pas en contact avec les formations plus anciennes et sont recouverts par 2,000 ou 3,000 pieds d'arkose, elle-même recouverte par des roches volcaniques andésitiques et basaltiques, probablement équivalentes aux roches du groupe de Kingsvale (Duffell, 1959).

Bassins de Tantalus et de Bowser. Dans la partie supérieure de la formation de Tantalus et du groupe de Bowser, en majorité du Jurassique, s'étendent des sédiments clastiques du Crétacé inférieur. Près d'Hazelton, dans le sud-est du bassin de Bowser, la formation de Red Rose, alternativement marine et non marine et équivalente en partie au groupe de Bowser, est recouverte en concordance par la formation de Brian Boru constituée de coulées d'andésite porphyrique, de brèches, de tuf et d'arénites volcaniques (Sutherland Brown, 1960).

Géanticlinal d'Ominéca. La formation d'Uslika, qui repose dans une écaille de failles dans les chaînons Ominéca, est formée de conglomérat à blocs, d'andésite et de diorite, dont le diamètre peut atteindre jusqu'à 10 pouces (Roots, 1954; Armstrong, 1949). L'origine de ce conglomérat remonte aux premières phases de l'intrusion d'Ominéca en affleurement à environ 20 milles à l'ouest. Les argilites associées au conglomérat renferment des plantes fossiles provisoirement attribuées à l'Aptien. Des coulées de dacite, d'andésite et de basalte, faiblement plissées, épaisses de plus de 5,000 pieds, s'étendent sur une grande surface au nord-est du sillon de Tintina, au sud de la rivière Tay (Roddick et Green, 1961a, b). L'épaisseur de chacune de ces coulées varie entre 10 et 300 pieds. La succession volcanique recouvre en discordance les couches déformées du Paléozoïque et l'on croit que les coulées se sont répandues sur une surface d'érosion au relief modéré. Deux échantillons de la dacite porphyrique ont donné au K-Ar 117 et 100 m. a.

Plateau continental du Pacifique. La formation de One Tree, affleurante dans les îles au large de la côte ouest de l'île Vancouver, repose suivant une lacune stratigraphique sur les couches du Jurassique supérieur (Jeletzky, 1950). Elle est constituée de sédiments clastiques renfermant des fossiles d'origine marine de l'âge du début du Berriasien au milieu du Valanginien. Près du détroit de Quatsino, de la grauwacke et du conglomérat contiennent des fossiles de la fin du Valanginien à l'Hauterivien et reposent en discordance sur le groupe de Bonanza ou sur des granites du Jurassique. L'Hauterivien est absent dans l'est où le calcaire coquillier, peut-être du début du Barrémien, repose suivant une lacune stratigraphique, ou peut-être en discordance sur des roches plus anciennes du Crétacé. A ce calcaire succèdent du siltstone et du grès de la fin du Barrémien, et qui, dans la partie orientale du détroit de Quatsino, sont recouverts par 2,000 pieds de conglomérat. Vers l'ouest, ce conglomérat s'interdigite avec des grès quartzeux. Il est composé de matériaux originaires de l'est, ce qui indique que le géanticlinal insulaire de l'île Vancouver s'est soulevé au cours de la phase intermédiaire de l'orogenèse du Columbien. Il est recouvert par des schistes argileux et des grès marins semblables à ceux de la formation d'Haida de l'Albien, des îles Reine-Charlotte.

Dans les îles Reine-Charlotte, des sédiments clastiques de la fin du Valanginien à la fin du Barrémien constituent la formation de Longarm (Sutherland Brown, 1966). La partie inférieure de cette formation comporte de la grauwacke, du conglomérat et des roches volcaniques, et la partie supérieure est constituée en majeure partie d'un siltstone calcaire à granuloclassement vertical et d'une grauwacke déposés dans une dépression du type graben. Cette formation repose en discordance sur la formation de Yakoun du Jurassique et sur des roches plus anciennes, mais elle est en contact de faille avec la formation d'Haida et est recouverte, peut-être en discordance, par la formation d'Honna du Crétacé supérieur. La formation d'Haida comprend un niveau inférieur constitué de grès contenant une faune de l'Albien et un niveau supérieur constitué de schiste argileux contenant des fossiles d'origine marine du Cénomanien et du Turonien. Elle contient des débris granitiques et repose en discordance sur toutes les roches plus anciennes, à l'exception de celles de la formation de Longarm. Il semblerait que l'Aptien soit absent sur les îles Reine-Charlotte.

Dépression de St-Élie. Le groupe de Dezadeash dans le massif de St-Élie est constitué de successions épaisses de grauwacke, de siltstone et de schiste argileux à granuloclassement vertical (Kindle, 1953). Les couches inférieures dans les affleurements de l'est renferment du charbon et du conglomérat contenant des fragments granitiques provenant, semble-t-il, du géanticlinal côtier, situé au nord-est. Ce groupe a fourni des fossiles d'origine marine de la fin du Tithonien au milieu du Valanginien.

Dépressions de Selwyn et de Keele. Une succession de roches clastiques, peut-être du Crétacé inférieur, repose apparemment en concordance dans la région de Tintina–Tombstone au Yukon (Tempelman-Kluit, 1966). La succession comprend: un niveau inférieur, épais de 1,200 pieds, constitué de quartzite en couches épaisses et d'un peu d'ardoise noire; un niveau intermédiaire, formé de 100 à 200 pieds d'ardoise cherteuse vert pâle ou rouge vif; et un niveau supérieur, épais d'au moins 1,500 pieds, constitué de siltstone à ciment calcaire et à stratification entrecroisée contenant de l'ardoise noire interstratifiée. Ces roches peuvent reposer en concordance sur les couches du Jurassique et sont mises provisoirement en corrélation avec des successions semblables, en partie du Valanginien,

situées dans le bassin de Kandik en Alaska et dans la partie sud du chaînon Keele au Yukon (Frebold et coll., 1967). Le niveau de quartzite est envahi par un filon-couche de diabase et de gabbro, épais de 300 à 800 pieds.

Crétacé inférieur du géosynclinal de la Cordillère du Nord

Dépression de Keele. Une succession, en général concordante, de schistes argileux et de grès, en partie non marins, du Valanginien à l'Aptien, et épaisse de 4,000 à 6,000 pieds, repose en concordance sur les schistes argileux du Jurassique supérieur et du Berriasien et est recouverte suivant une lacune stratigraphique par des schistes argileux de l'Albien. Ces roches, déposées dans un prolongement en forme de baie de la mer Arctique, ont été formées, croit-on, en majorité de matériaux originaires du géanticlinal de Brooks, en soulèvement au cours de l'orogenèse du Columbien, et en partie de matériaux du craton, contigu à la partie sud des chaînons Richardson. Dans le nord des chaînons Richardson, la base de l'Albien, constituée de 350 pieds de grès quartzeux, dur, à grain fin, en lits minces et de couleur chamois, est recouverte par environ 350 pieds de grès quartzeux, d'un gris blanchâtre, à grain de fin à grossier, associé à du siltstone charbonneux, du grès, du schiste argileux et du charbon. Dans la partie centrale des chaînons Richardson, le conglomérat de North Branch, épais de 600 pieds, marque le flanc nord de l'arche d'Aklavik pendant le Valanginien et l'Hauterivien. Les schistes argileux et les siltstones du Barrémien, épais de 3,000 pieds, à concrétions et de couleur gris foncé, reposent en concordance sur des couches plus anciennes et s'étendent vers le sud au-delà de la limite de ces couches; ils sont à leur tour recouverts de façon transgressive vers le sud, par 600 pieds de grès quartzeux et micacés, bien triés, de couleur gris clair et chamois, et de grain fin à moyen. Dans la partie sud du chaînon Keele et dans la plaine d'Eagle, la succession est comparable à celle de la partie nord des chaînons Richardson, mais beaucoup plus épaisse.

Bassin de Peel. Sur le plateau de Peel, l'Albien comprend quatre unités: un grès glauconieux de base, épais jusqu'à 350 pieds; un schiste argileux à concrétions, de noir à gris brunâtre, tendre et fissile, épais d'environ 500 pieds et renfermant des *Cleoniceras, Beaudanticeras* et *Lemuroceras;* de 500 à 1,000 pieds de schiste argileux gris foncé, silteux et bentonitique; et une unité supérieure comportant un schiste silteux et un siltstone glauconieux, épaisse d'au moins 500 pieds (E. W. Mountjoy). Un grès calcaire à grain fin, épais de 1,200 pieds, partiellement l'équivalent stratigraphique de ces formations, passe graduellement vers le nord en les faciès des unités supérieures. L'unité gréseuse à *Gastroplites* est recouverte par 400 pieds de schiste silteux brun foncé et de schiste argileux à concrétions de couleur gris-bleu foncé, d'âge inconnu. Les schistes argileux de l'Albien de la plaine d'Anderson, de la partie nord des chaînons Richardson et de la plaine d'Eagle, sont similaires et reposent en général, suivant une lacune stratigraphique, ou en discordance régionale, sur des couches aussi anciennes que le Précambrien.

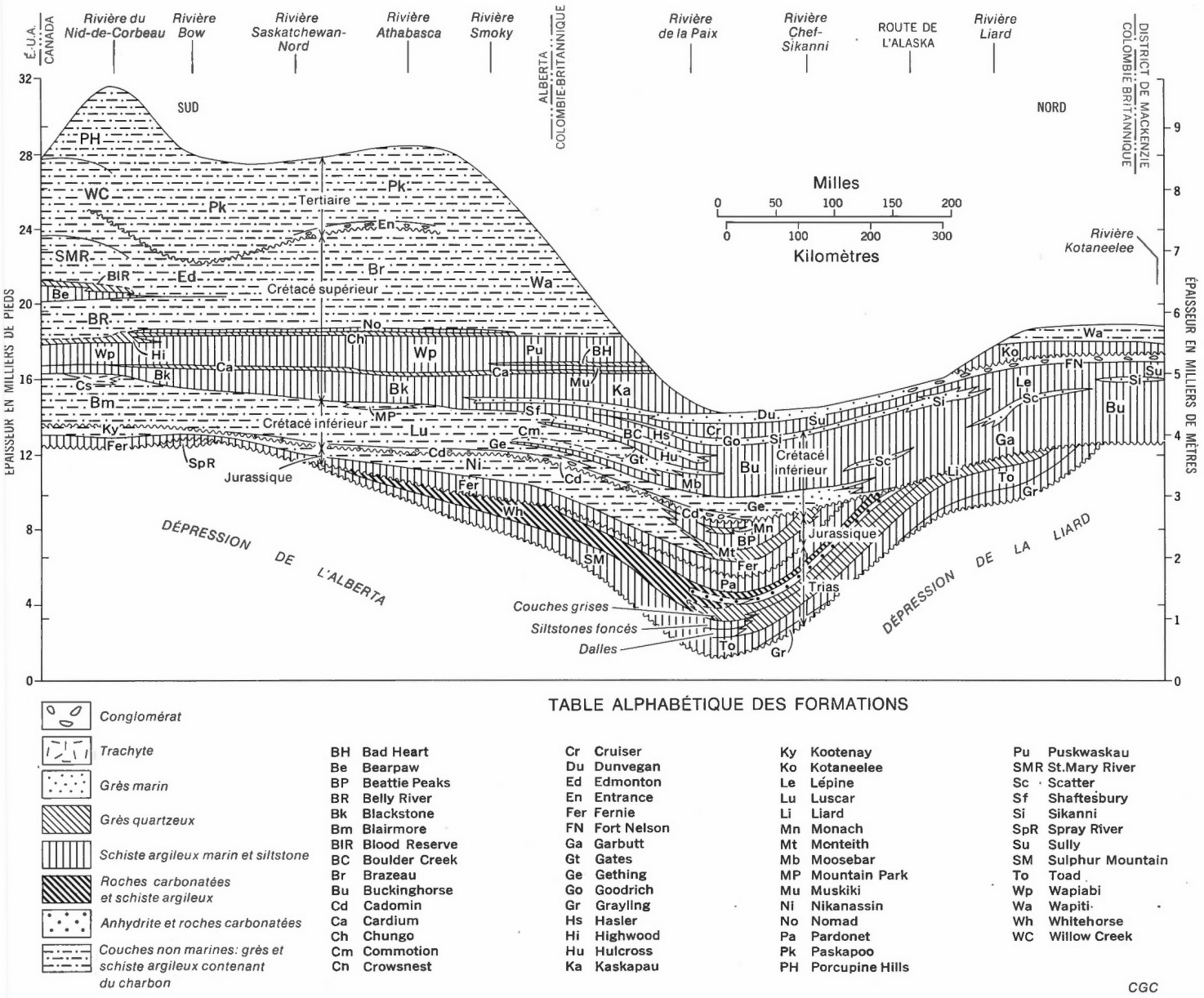
Dépression de Mackenzie. Dans la plaine du Mackenzie, entre les monts Franklin et Mackenzie, le groupe de Sans Sault repose en discordance sur les couches du Dévonien. Ce groupe varie en épaisseur de 1,000 à près de 4,000 pieds et comporte un grès de base, un niveau argileux intermédiaire et un grès supérieur, tous de l'Albien. La formation de Slater River sus-jacente est constituée d'environ 1,500 pieds de schiste argileux marin et est recouverte par la formation de Little Bear composée de conglomérat, de grès et de charbon. Elle est provisoirement placée à la fin de l'Albien.

Crétacé inférieur de l'exogéosynclinal des Rocheuses

Antérieur à l'Albien (fig. VIII-35). Les couches de base du Crétacé inférieur, à prédominance de grès alluviaux et de schistes argileux dans le sud de l'Alberta, passent graduellement vers le nord-ouest, près de Peace River, en des mudstones et des siltstones marins, et recouvrent suivant un contact de transition la formation de Fernie du Jurassique (fig. VIII-41). Vers l'est et vers le nord, ces couches sont tronquées par la discordance régionale d'érosion sise sous l'Albien, et ne s'étendent pas très loin sous les plaines, ni au-delà de la rivière Muskwa, dans les Foothills (fig. VIII-42, 43). Cette discordance représente un long intervalle d'érosion qui a coïncidé avec le soulèvement épéirogénique de la première phase de l'orogenèse du Columbien.

Bien que les formations de Kootenay et de Nikanassin soient en partie du Jurassique, elles comportent probablement dans l'ouest des couches du Crétacé inférieur où les sections sont les plus épaisses. Dans les montagnes Rocheuses du Sud, près de Fernie et de Banff, au sommet de la formation de Kootenay, reposent des couches contenant du charbon et des conglomérats épais à fragments de chert et de quartz. A proximité de la rivière Smoky, des sédiments charbonneux caractérisent la partie supérieure de la formation de Nikanassin (Irish, 1951). Entre la rivière aux Pins et la rivière Smoky, la formation de Minnes comprend des grès, des schistes argileux et des mudstones charbonneux, épais de 6,000 pieds (Ziegler et Pocock, 1960). La partie inférieure de cette formation comporte une grande quantité de grès quartzeux considéré d'origine marine et de la fin du Jurassique. La partie supérieure, qui comprend une épaisse succession des couches charbonneuses semblables à celles des formations de Kootenay et de Nikanassin, semble être en majorité non marine et contient des spores du début du Crétacé inférieur.

Dans le synclinorium de Carbon Creek, entre la rivière aux Pins et la rivière de la Paix et vers le nord presque jusqu'à la rivière Prophète, les schistes argileux et les silt-



Conglomérat
Trachyte
Grès marin
Grès quartzeux
Schiste argileux marin et siltstone
Roches carbonatées et schiste argileux
Anhydrite et roches carbonatées
Couches non marines: grès et schiste argileux contenant du charbon

TABLE ALPHABÉTIQUE DES FORMATIONS

BH	Bad Heart	Cr	Cruiser	Ky	Kootenay	Pu	Puskwaskau
Be	Bearpaw	Du	Dunvegan	Ko	Kotaneelee	SMR	St.Mary River
BP	Beattie Peaks	Ed	Edmonton	Le	Lépine	Sc	Scatter
BR	Belly River	En	Entrance	Lu	Luscar	Sf	Shaftesbury
Bk	Blackstone	Fer	Fernie	Li	Liard	Si	Sikanni
Bm	Blairmore	FN	Fort Nelson	Mn	Monach	SpR	Spray River
BIR	Blood Reserve	Ga	Garbutt	Mt	Monteith	Su	Sully
BC	Boulder Creek	Gt	Gates	Mb	Moosebar	SM	Sulphur Mountain
Br	Brazeau	Ge	Gething	MP	Mountain Park	To	Toad
Bu	Buckinghorse	Go	Goodrich	Mu	Muskiki	Wp	Wapiabi
Cd	Cadomin	Gr	Grayling	Ni	Nikanassin	Wa	Wapiti
Ca	Cardium	Hs	Hasler	No	Nomad	Wh	Whitehorse
Ch	Chungo	Hi	Highwood	Pa	Pardonet	WC	Willow Creek
Cm	Commotion	Hu	Hulcross	Pk	Paskapoo		
Cn	Crowsnest	Ka	Kaskapau	PH	Porcupine Hills		

CGC

FIGURE VIII-41. Coupe stratigraphique longitudinale reconstituée des roches mésozoïques et tertiaires le long des Foothills de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (D. F. Stott).

stones de la formation de Fernie du Jurassique passent graduellement vers le haut en le grès quartzeux marin de la formation de Monteith (Mathews, 1947), datée de la fin du Jurassique au début du Valanginien. Ces couches et la formation sus-jacente de Beattie Peaks sont considérées les équivalents stratigraphiques de la plupart des couches de la formation de Minnes au nord de la rivière Smoky. Les grès de la formation de Monteith sont mieux développés près de la rivière de la Paix; ils passent graduellement vers le nord-ouest en des schistes argileux et des siltstones, d'origine marine, semblables aux roches de la formation sus-jacente de Beattie Peaks. Cette formation comporte une succession de mudstones silteux, d'origine marine, contenant beaucoup de grès de chenaux et une faune à *Buchia* du Valanginien. La formation de Monach, datée du milieu à la fin du Valanginien, comporte, près de la rivière aux Pins, des grès de grain moyen à grain grossier, non présents au nord de la rivière de la Paix, mais qui peuvent être représentés par des grès à grain fin. Les couches du sommet de la succession, non dénommées, comprennent un ensemble interstratifié de mudstone, de grès à grain fin, et, par endroits, de minces couches de charbon. La limite sud des sédiments à prédominance marine de la base du Crétacé inférieur suit l'axe de l'arche de Peace River.

Albien (fig. VIII-36). Le groupe de Blairmore, dans la partie sud des Foothills de l'Alberta, a 2,500 pieds d'épaisseur à l'ouest et s'amincit à 1,300 pieds dans l'est. Dans

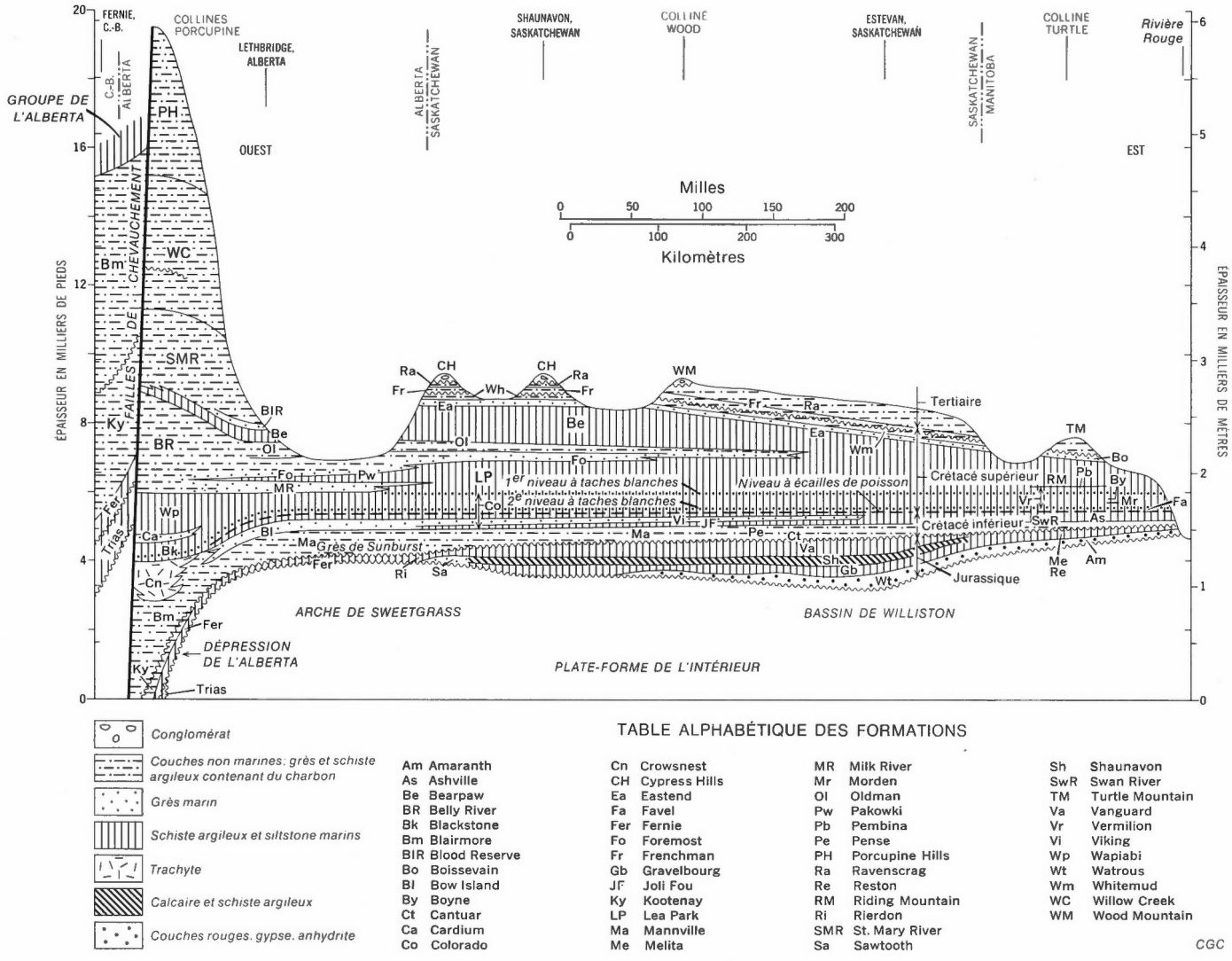


FIGURE VIII-42. Coupe stratigraphique des roches mésozoïques et tertiaires de Fernie (Colombie-Britannique au Manitoba, incluant le sud de l'Alberta et de la Saskatchewan) (D. F. Stott).

le bassin de Fernie des montagnes Rocheuses du Sud, ce groupe a 6,500 pieds d'épaisseur. Il comprend un épais coin de couches détritiques non marines, divisible en trois formations (Mellon, 1967). La formation de Gladstone, épaisse de 250 pieds dans ses affleurements les plus à l'est, comprend une vaste base de conglomérat siliceux, à fragments de quartzite, de chert et d'argilite, ou un grès quartzeux, dénommé localement le grès de Dalhousie; l'unité intermédiaire est constituée de schistes argileux non marins, gris foncé, verts et rouges, interstratifiés avec du siltstone calcaire et du grès à grain fin; le niveau supérieur est «calcareux» et comporte un schiste calcaire gris foncé et un calcaire silteux contenant d'abondants lamellibranches, gastropodes et ostracodes d'eau douce. La formation de Beaver Mines, ou partie intermédiaire du groupe de Blairmore, est formée de 800 à 1,200 pieds de schistes bigarrés et de grès feldspathique vert non marins, tels que la formation dénommée de McDougall-Segur qui contient d'abondants débris volcaniques et un ciment à chlorite, et renferme des conglomérats à galets de roche ignée dérivés de l'érosion du toit des batholites du géanticlinal d'Ominéca, situé plus à l'ouest. Les formations de Gladstone et de Beaver Mines renferment une flore de monocotylédones, appelée flore de la partie inférieure du groupe de Blairmore; encore récemment, cette flore était considérée une caractéristique de l'Aptien, mais à ce jour on sait qu'elle s'étend vers le haut jusque dans des roches de l'Albien moyen. Dans les Foothills du Sud, les couches supérieures du groupe de Blairmore diffèrent des couches inférieures tant par la composition du grès que par la flore présente. Dans la région du pas du Nid-de-Corbeau, la formation de Mill Creek, épaisse de 580 pieds, comprend du grès

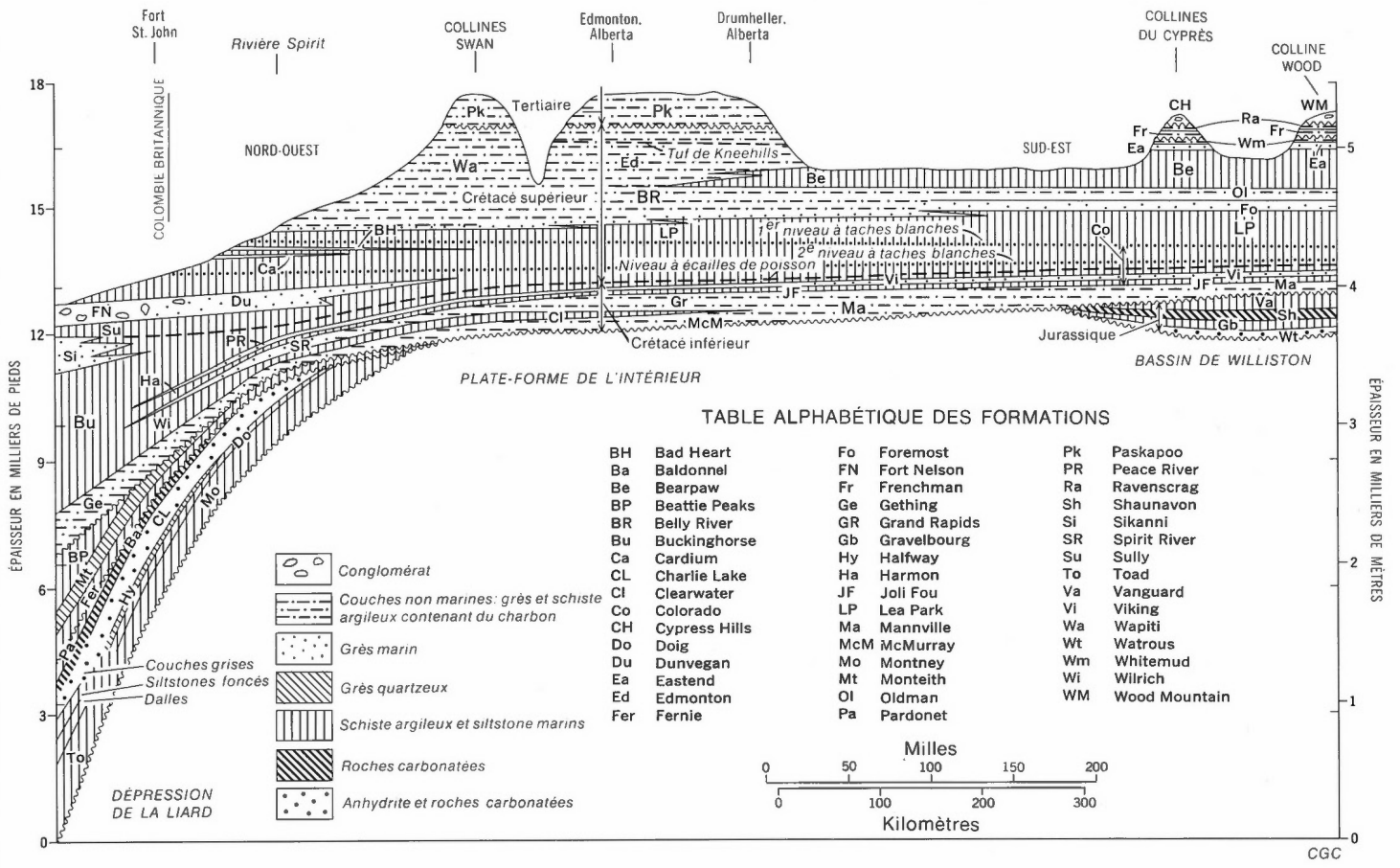


TABLE ALPHABÉTIQUE DES FORMATIONS

BH	Bad Heart	Fo	Foremost	Pk	Paskapoo
Ba	Baldonnel	FN	Fort Nelson	PR	Peace River
Be	Bearpaw	Fr	Frenchman	Ra	Ravenscrag
BP	Beattie Peaks	Ge	Gething	Sh	Shaunavon
BR	Belly River	GR	Grand Rapids	Si	Sikanni
Bu	Buckinghorse	Gb	Gravelbourg	SR	Spirit River
Ca	Cardium	Hy	Halfway	Su	Sully
CL	Charlie Lake	Ha	Harmon	To	Toad
Cl	Clearwater	JF	Joli Fou	Va	Vanguard
Co	Colorado	LP	Lea Park	Vi	Viking
CH	Cypress Hills	Ma	Mannville	Wa	Wapiti
Do	Doig	McM	McMurray	Wt	Watrous
Du	Dunvegan	Mo	Montney	Wm	Whitemud
Ea	Eastend	Mt	Monteith	Wi	Wilrich
Ed	Edmonton	Ol	Oldman	WM	Wood Mountain
Fer	Fernie	Pa	Pardonet		

Conglomérat
Couches non marines: grès et schiste argileux contenant du charbon
Grès marin
Grès quartzeux
Schiste argileux et siltstone marins
Roches carbonatées
Anhydrite et roches carbonatées

FIGURE VIII-43. Coupe stratigraphique des roches mésozoïques et tertiaires de Fort St. John au nord-est de la Colombie-Britannique vers le sud-ouest jusqu'en Saskatchewan (D. F. Stott).

quartzeux et cherteux et du schiste tacheté vert et rouge; ces roches passent graduellement vers le haut en du tuf trachytique et de l'agglomérat de la formation de Crowsnest. Près de Coleman, les couches de roches pyroclastiques atteignent un maximum de 1,600 pieds, mais elles s'amincissent vers le nord et l'est où elles sont interstratifiées et passent graduellement en le grès quartzeux et cherteux et les schistes bigarrés de la formation de Mill Creek. La sanidine de la formation de Crowsnest a donné au K-Ar 96 m.a. Une flore à prédominance de dicotylédones inclut la flore de la partie supérieure du groupe de Blairmore ou celle de la formation de Mill Creek. Cette flore se trouve aussi bien dans les couches sédimentaires que dans les roches pyroclastiques et date de l'Albien.

Dans les Foothills, entre les rivières Saskatchewan-Nord et Smoky, les couches équivalentes du groupe de Blairmore font partie des formations de Cadomin, de Luscar et de Mountain Park, lesquelles constituent les équivalents des formations de Gladstone et de Beaver Mines décrites par Mellon (1967). Dans cette région, les équivalents du groupe de Blairmore ont de 900 à 2,000 pieds d'épaisseur. Le conglomérat de base de la formation de Cadomin, épais de 35 à 40 pieds, est constitué de galets bien consolidés de quartz, de chert, de quartzite et d'argilite. Il est recouvert par la partie inférieure de la formation de Luscar, équivalent stratigraphique de la formation de Gladstone; cette partie de la formation de Luscar comporte du schiste charbonneux, gris foncé, en lits minces, du siltstone, du grès à grain fin, et au sommet, de 15 à 20 pieds de schiste argileux gris foncé à ostracodes. Les équivalents de la base de la formation de Beaver Mines comportent 20 pieds de schiste argileux à concrétions d'origine marine, de couleur gris foncé, et à foraminifères; ces schistes sont mis en corrélation avec ceux de la formation de Moosebar et les schistes argileux de la formation de Clearwater. Le reste de la formation de Beaver Mines comprend deux faciès: l'un, antérieurement indiqué sous le nom de partie supérieure de la formation de Luscar, est caractérisé par des roches d'un gris de pâle à moyen, cimentées par de l'illite ou de la kaolinite et du quartz, et comportant des couches de charbon de valeur commerciale; l'autre faciès, appelé formation de Mountain Park, est constitué de schistes argileux, vert à gris verdâtre, et de grès à ciment en partie chloritique et, par endroits, conglomératique. Dans la partie centrale des Foothills, les couches équivalentes à la formation de Mill Creek sont absentes,

soit par une carence de sédimentation, soit qu'elles aient été enlevées par l'érosion.

Entre les rivières Smoky et de la Paix, les couches équivalentes au groupe de Blairmore sont représentées par les sédiments des groupes de Bullhead et de Fort St. John, et ont une épaisseur totale de plus de 6,000 pieds (Stott, 1968). La formation de Cadomin, constituée de graviers et de conglomérats de piémonts, s'interdigite vers l'est avec les sédiments du type de plaine alluviale de la formation de Gething. Elle est recouverte en concordance, ou avec une légère lacune, par les schistes argileux d'origine marine de Fort St. John. L'interdigitation des grès littoraux de la formation de Commotion avec les sédiments de plaine alluviale d'un côté, et les schistes argileux marins de l'autre, suggère une mer relativement peu profonde. Le conglomérat de la formation de Cadomin atteint au maximum 600 pieds et passe graduellement et latéralement, vers le nord et l'est, en des grès marins à grains fins et en des siltstones argileux. La formation de Gething, épaisse d'environ 1,800 pieds le long de la rivière de la Paix, s'amincit rapidement vers l'est. Elle comporte des siltstones de couleur brune, des grès silteux et charbonneux, des mudstones charbonneux de gris à brun, et un peu de charbon de valeur commerciale. Elle est recouverte par le schiste argileux de la formation de Moosebar, laquelle fusionne vers le nord avec la formation de Buckinghorse et indique une importante incursion marine. Vers le sud, en direction de la rivière Smoky, ce schiste s'amincit et est remplacé par les grès cherteux de la formation de Gates et la partie inférieure de la formation de Commotion. La formation de Commotion renferme de nombreuses couches de charbon, des grès cherteux et des schistes charbonneux. La partie inférieure de la formation de Commotion, formation de Gates, date du milieu de l'Albien et contient également la flore de la partie inférieure du groupe de Blairmore. Les schistes marins silteux, de couleur gris foncé, qui constituent le niveau d'Hulcross de la formation de Commotion, sont recouverts par les dépôts de Boulder Creek dont ils sont, en partie, les équivalents latéraux; ces dépôts sont constitués de grès cherteux bien triés, de sédiments charbonneux et de conglomérats formés sur une plaine alluviale deltaïque. La partie supérieure de la formation de Commotion renferme, en plus de l'ammonite *Gastroplites* de l'Albien moyen, une flore d'angiospermes, peut-être un peu plus ancienne que la flore typique de la partie supérieure du groupe de Blairmore. Les limites entre les faciès marins et non marins ont une orientation nord-est, presque parallèle à la direction des failles de bordure de l'arche de Peace River du Dévonien; cette position amène à déduire qu'il y a eu dans ce bassin de sédimentation une subsidence différentielle. Les sédiments marins de l'Albien supérieur sont les schistes argileux à concrétions, d'origine marine, gris foncé, de la formation d'Hasler, les grès marins à grain fin de la formation de Goodrich, et les schistes argileux marins gris foncé de la formation de Cruiser. Vers l'est et vers le sud, les grès de la formation de Goodrich disparaissent et il ne demeure qu'une succession monotone de schistes marins à concrétions, silteux, gris foncé, connus sous le nom de formation de Shaftesbury. Vers le sud-est, le long des Foothills, ces schistes argileux s'étendent au-delà des couches non marines. Leur épaisseur diminue à mesure, jusqu'à leur disparition à l'extrémité sud des Foothills.

Entre les rivières Tetsa et La Biche, les roches du Crétacé inférieur reposent en discordance sur des sédiments du Trias au Mississippien (Stott, 1968b). Ces roches comportent une épaisse succession de grès et de schistes argileux marins et deltaïques interstratifiés et passent graduellement vers le haut en les grès conglomératiques alluviaux et deltaïques de la formation de Dunvegan. Les schistes de base de la formation de Garbutt, de couleur gris foncé, d'origine marine, silteux, à concrétions, épais d'environ 900 pieds, sont recouverts par la formation de Scatter, laquelle en forme de coin est épaisse de 1,200 pieds et comprend deux unités principales de grès glauconieux à grain fin séparées par un épais niveau de schistes argileux. Elle correspond sensiblement à la formation de Commotion sise plus au sud, renfermant des couches à *Gastroplites* du milieu de l'Albien, et elle est recouverte par des couches du même âge. La formation de Scatter est recouverte graduellement par 3,000 pieds de schistes argileux à concrétions et de siltstone en mince couche de la formation de Lepine. A la rivière Muskwa, la formation de Sikanni est formée d'un grès littoral à grain fin, épais d'environ 1,000 pieds, mais qui passe graduellement vers le nord et vers l'est en un schiste silteux et en un siltstone en plaques de couleur grise. La formation de Sully sus-jacente à la formation de Sikanni comporte 1,000 pieds de mudstone silteux, contenant des concrétions de sidérose, de schistes argileux noirs fissiles, et de mudstone contenant du grès silteux et du siltstone interstratifiés.

Dans la région de la rivière de la Paix, la succession de l'Albien correspond à celle sise plus à l'ouest dans les Foothills (Rudkin, 1964). La formation de Cadomin se prolonge vers l'est sous forme d'un mince conglomérat à petits galets ou d'un grès à grains grossiers. Les couches charbonneuses de la formation de Gething ont une épaisseur très réduite et leur partie supérieure passe graduellement et latéralement aux grès marins glauconieux et aux schistes argileux de la formation de Bluesky. Ces formations sont recouvertes par la formation de Spirit River dont les schistes argileux marins du niveau de base de Wilrich remplacent graduellement les grès et schistes argileux alluviaux et deltaïques du niveau de Falher. Le niveau supérieur de Notikewin est un grès bien trié et correspond aux couches supérieures de la formation de Gates. Les schistes argileux Harmon de la formation de Peace River représentent la transgression marine de la fin de l'Albien moyen. Les grès bien triés de la formation de Cadotte, et le grès grossier et les sédiments charbonneux du niveau de Paddy font partie des sédiments littoraux et des sédiments de

plaine alluviale deltaïque déposés lors de cette transgression. Ils sont recouverts par 400 à 900 pieds de schiste argileux marin de Shaftesbury.

Dans les parties centrale et méridionale de la plateforme de l'Intérieur, l'Albien comprend, en ordre ascendant, le groupe de Mannville, la formation de Joli Fou, la formation de Viking, et un schiste argileux non dénommé situé sous les couches de Fish Scale considérées marquer la base du Crétacé supérieur. Toutes ces couches au-dessus du groupe de Mannville sont généralement rattachées à la partie inférieure du groupe de Colorado.

Dans la partie centrale de l'Alberta, le groupe de Mannville, épais de 200 à 1,000 pieds, a récemment été divisé en les formations de McMurray et de Fort Augustus (Mellon, 1967). La formation de McMurray repose en discordance sur les roches carbonatées du Mississippien et du Dévonien de la majeure partie des plaines centrales de l'Alberta et, dans la partie occidentale de cette région, s'étend au-delà et recouvre les couches détritiques plus anciennes du Crétacé ou du Jurassique. Son épaisseur, réglée par le relief de la surface d'érosion sous-jacente, varie de zéro à environ 400 pieds. La formation de McMurray comprend trois niveaux: la base ou niveau de Deville, parfois absent, est un dépôt détritique résiduel composé de débris de schiste argileux luisant rouge et vert, de fragments de chert, de schiste argileux brun foncé, de siltstone et de grès; le niveau moyen d'Ellerslie, formé de schiste silteux gris foncé, de siltstone et de grès quartzeux blanc contenant du kaolin; et le niveau supérieur ou «calcaire», constitué de schiste calcaire dur, gris foncé, et de siltstone contenant d'abondants ostracodes. La formation de Fort Augustus peut être suivie jusque dans la formation de Beaver Mines des Foothills. Le niveau de Wabiskaw ou niveau inférieur de la formation de Fort Augustus est formé de schiste glauconieux gris foncé d'origine marine et de grès fin glauconieux contenant un assemblage de foraminifères de la formation de Clearwater. Le reste de la formation de Fort Augustus est d'origine littorale et non marine, comporte du schiste argileux et du siltstone feuilletés et du grès feldspathique à grain de fin à moyen et contient une mégaflore qui date de la partie «inférieure du Blairmore». Les couches marines s'épaississent vers le nord, passent graduellement en les formations de Clearwater et de Loon River tandis que les couches non marines sus-jacentes s'amincissent dans les plaines du nord où elles passent graduellement et latéralement en des couches de dépôts littoraux, comme les grès de Grand Rapids et de Notikewin. Dans la partie centre-est de l'Alberta, le grès quartzeux de base du groupe de Mannville était jusqu'à présent dénommé le niveau de Dina. Ce grès est recouvert par le niveau de Cummings, schiste argileux marin comprenant les équivalents de la zone à ostracodes. Dans cette région, on a divisé la partie supérieure du groupe de Mannville en les niveaux d'Islay, de Tovell, de Borradaile et d'O'Sullivan en se basant sur de simples différences dans la composition des grès (Nauss, 1945).

Dans la partie nord-est de l'Alberta, les sédiments de la formation de McMurray ont dérivé du Bouclier canadien vers l'est. Ces sédiments, épais de 100 à 200 pieds, sont constitués d'un grès quartzeux bien trié, imprégné de pétrole lourd sur une vaste superficie et dénommé les sables pétrolifères d'Athabasca (fig. IX-29). Un schiste argileux mince, équivalent de la zone à ostracodes, sépare les couches de base du grès glauconieux de Wabiskaw. Ces roches sont recouvertes par les schistes argileux marins de Clearwater auxquels succèdent suivant un contact graduel, les grès et les schistes charbonneux de la formation de Grand Rapids. En Alberta, dans la région du lac Cold, les grès de la partie supérieure du groupe de Mannville contiennent des hydrocarbures lourds aux propriétés intermédiaires entre celles du bitume des sables pétrolifères d'Athabaska, situés au nord, et celles du pétrole lourd de la région de Lloydminster, au sud.

Les schistes argileux marins de la formation de Joli Fou, épais de 60 à 110 pieds, sont largement répartis dans les plaines Intérieures, mais ils disparaissent vers l'ouest où prennent place les couches non marines de la formation de Mill Creek du groupe de Blairmore. Vers l'est, le grès de la formation de Viking, épais de 50 à 100 pieds, passe graduellement et latéralement en du siltstone et du schiste argileux, et, au Manitoba, en les schistes argileux marins de la formation d'Ashville. La formation de Viking est également mise en corrélation avec le grès de la formation de Pelican au nord-est de l'Alberta. Dans la partie sud-ouest de l'Alberta, les grès de la formation de Viking passent graduellement en les schistes argileux et grès marins, de couleur sombre, de la formation de Bow Island, épaisse de plus de 400 pieds. Ces couches et les couches de tuf à heulandite de l'extrême sud-ouest correspondent aux couches de la formation de Mill Creek ou à celles de la partie supérieure du groupe de Blairmore et de la formation de Crowsnest des Foothills. La relation des formations de Joli Fou et de Viking des plaines avec la formation de Peace River est controversée car, bien que les données stratigraphiques apportent une évidence en faveur de leur corrélation, les données micropaléontologiques suggèrent que les formations de Viking et de Joli Fou ont un âge légèrement plus récent.

Dans la partie sud-est de la Saskatchewan, les formations non marines de Cantuar et de Pense reposent sous le groupe d'Ashville. Par endroits à la base, s'étendent des grès grossiers et des accumulations détritiques de chert. Dans la partie sud-ouest de la Saskatchewan, les grès quartzeux de Roseray, à grain de fin à moyen, peut-être de la fin du Jurassique ou du début du Crétacé, reposent en discordance sur les sédiments du Jurassique. Les grès de la formation de Cantuar, de faciès de grauwacke à grès quartzeux, sont interstratifiés avec du silt, du schiste argileux gris et vert, du charbon et de l'argile bariolée. La formation de Pense comprend du grès fin avec un peu d'argile blanche interstitielle et du silt et du schiste

argileux gris foncé interstratifiés. La succession de schiste argileux marin gris d'Ashville est divisée par le grès de Viking en le schiste argileux inférieur de Joli Fou et un schiste argileux supérieur non dénommé. Deux autres couches sableuses ont été reconnues, la couche de Spinney Hill près de la base et la vaste et lenticulaire couche de Fish Scale près du sommet. Ces dernières couches, bien que facilement reconnaissables par les méthodes électriques et de rayons gamma-neutron, ont une lithologie très peu caractéristique, car elles sont constituées de schiste argileux contenant un peu de sable et quelques restes de poissons.

Au Manitoba, le groupe de Swan River comprend tout le grès de la partie inférieure de la succession. La base comporte des grès quartzeux de forme discontinue, de grain fin à grossier, et de l'argile de couleur claire. Du grès argileux et glauconieux, actuellement inclus dans la partie supérieure de la succession de la région de Swan River, semble être partiellement l'équivalent des formations de Viking et de Joli Fou du groupe d'Ashville, plus au sud et à l'ouest.

Les schistes argileux marins de l'extrême fin de l'Albien font partie de la formation de Shaftesbury dans les plaines de la rivière de la Paix, de la partie inférieure du groupe de Colorado dans les plaines de l'Ouest, et de la partie supérieure du groupe d'Ashville au Manitoba. La limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur a été placée à la base du grès de Fish Scale et coïncide probablement avec la présence la plus récente de l'ammonite *Neogastroplites* de la fin de l'Albien.

Crétacé supérieur du géosynclinal de la Cordillère de l'Ouest

Plateau continental du Pacifique. Dans la partie orientale des îles Reine-Charlotte, la formation d'Haida du Crétacé inférieur repose en général en concordance sous la formation d'Honna, constituée d'éléments clastiques grossiers contenant des conglomérats à fragments de granite, et sous les schistes argileux de la formation de Skidegate. Ces sédiments, épais de 6,000 pieds, et un conglomérat à fragments de granite près de Bella-Bella ont été déposés dans le bassin d'Hécate, formé quelque peu antérieurement au bassin de Géorgie et qui se prolongeait probablement jusqu'au sud-est des îles Reine-Charlotte.

Dans le bassin de Géorgie, sur l'île Vancouver, les groupes de Nanaïmo et de Comox sont constitués de sédiments clastiques marins et d'interdigitations de sédiments clastiques marins, littoraux et non marins, ces derniers contenant du charbon; tous ces sédiments résultent de l'érosion des montagnes du centre de l'île Vancouver (Buckham, 1947). Ce bassin, en affaissement rapide, s'est formé entre le géanticlinal côtier et le géanticlinal insulaire, à l'emplacement actuel du détroit de Géorgie et de la partie occidentale de la chaîne Côtière. Des conglomérats et des grès forment les roches typiques des langues non marines tandis que le faciès marin est représenté par des schistes argileux. Ces sédiments, de la fin du Santonien à la fin du Maestrichtien, reposent en discordance angulaire ou en discordance simple sur des roches plus anciennes et sur des plutons du Jurassique.

Dans la partie orientale du bassin de Géorgie, dans la région du mont Garibaldi au nord de Vancouver, un conglomérat de base appelé formation de Cheakamus, contenant des fossiles marins du Campanien, repose en discordance sur la diorite quartzique altérée du complexe plutonique côtier (Mathews, 1958). La formation de Cheakamus et les formations sus-jacentes d'Empetrum et d'Helm peuvent totaliser plus de 20,000 pieds d'épaisseur. Ces formations se trouvent dans un bloc faillé et ont été envahies par les phases tardives du complexe plutonique côtier. Près de Vancouver, la base de la formation de Burrard est un conglomérat contenant des blocs de granite, et repose en discordance sur les roches du complexe plutonique côtier. Les plantes fossiles et la flore microscopique de la partie inférieure de la formation de Burrard sont en majorité du Campanien, tandis que la partie supérieure est peut-être du début du Tertiaire. Dans le delta du Fraser, un sondage a indiqué que la formation de Burrard a 14,000 pieds d'épaisseur et repose sur des roches granitiques.

Massif intermédiaire Columbien. La partie inférieure du groupe de Ootsa Lake, qui repose en discordance sur toutes roches plus anciennes, renferme peut-être des couches du Crétacé supérieur. Les mollusques d'eau douce des roches de base de l'unité andésitique, près du lac Ootsa, sont peut-être du Crétacé supérieur, bien que les plantes fossiles associées soient considérées du Paléocène (Tipper, 1963).

Le groupe de Sustut comprend des sédiments clastiques non marins à abondants débris granitiques dérivés des intrusions d'Ominéca, situées au nord-est (Lord, 1948). Par endroits, on peut distinguer dans ce groupe une division inférieure constituée de conglomérat et de grès à galets, et une division supérieure, formée de grès et de schiste argileux, renfermant près de la base plusieurs minces bandes de tuf dacitique à patine blanche. Ce groupe occupe une zone orientée nord-ouest et semble avoir été déposé dans une large vallée d'entremonts ou dans un sillon. Il a fourni des plantes fossiles du Cénomanien et du Paléocène. Dans les vallées, il repose en discordance sur les roches plus anciennes, mais dans la partie nord des chaînons Ominéca, il se présente aussi sous forme de restes d'érosion de bas-plateaux.

Dans la partie sud-ouest du Yukon, le groupe d'Hutshi recouvre le Crétacé inférieur et les couches plus anciennes suivant une discordance angulaire marquée et se trouve pénétré d'intrusions de granodiorite et de monzonite quartzique rose granophyrique. Ce groupe comprend des coulées et des brèches d'épanchement faiblement plissées, d'une composition de basalte à rhyolite, avec de l'agglomérat, du tuf et des quantités mineures de roches sédimentaires clastiques. Les conglomérats et les brèches re-

posent généralement à la base. Par endroits, l'épaisseur du groupe dépasse 3,000 pieds.

Columbides orientales. Près de Rossland, dans la chaîne de Monashee, la formation de Sophie Mountain, constituée de conglomérat à fragments de quartzite et d'un peu d'argilite, contient des plantes fossiles du Cénomanien au Campanien. Son contact avec d'autres unités n'a pu être observé, mais il est probable qu'elle repose en discordance sur des roches plus anciennes. Elle ne contient aucun fragment du batholite de Nelson, tout proche, et la source des galets de quartzite du conglomérat demeure inconnue.

Dans la partie nord du sillon des Rocheuses, la formation de Sifton, du Crétacé supérieur et du Paléocène, et les roches en relation avec elle comprennent du conglomérat, du grès, du schiste argileux et un peu de charbon. Le conglomérat est constitué en majorité de fragments de calcaire, mais s'y trouvent quelques fragments de grès, de quartzite, de chert, de dolomie et d'argilite, qui semblent provenir de l'est. Par endroits, les conglomérats deviennent plus grossiers et plus épais vers l'est. Le long de la limite orientale des affleurements, certains de ces conglomérats, mêlés de fragments grossiers et anguleux, peuvent être en partie d'anciens cônes de déjection consolidés.

Dans la chaîne des Cassiars, deux vallées en forme de sillons à orientation nord-ouest et limitées par des failles importantes sont recouvertes par des couches légèrement inclinées de grès, de conglomérats et de schistes argileux, diversement charbonneux et comportant par endroits des couches de charbon. Près de la rivière Turnagain, on a découvert une flore d'âge Santonien-Campanien.

Crétacé supérieur du géosynclinal de la Cordillère du Nord

La formation d'Eagle Plain repose en discordance sur les schistes argileux de l'Albien et sur le Mississippien. Elle est constituée de 2,000 pieds de grès arkosique à grain de fin à moyen, de couleur gris brunâtre clair et dont la stratification entrecroisée indique un transport des sédiments en direction nord-est (Mountjoy, 1967b). Ces couches sont recouvertes par 1,200 pieds de schiste silteux contenant de minces lits intercalaires de siltstone et de grès où il y avait des plantes fossiles du Cénomanien, comme *Inoceramus ex gr. dunveganensis.*

Dans la partie nord des chaînons Richardson, on trouve des schistes argileux tendres, de couleur gris foncé, du Cénomanien et du Turonien (Jeletzky, 1961). D'environ 1,000 pieds d'épaisseur, ces schistes, patinés orange ou gris bleuâtre par intempérisme, reposent en discordance sur du grès de l'Aptien. Ils sont les roches les plus récentes affectées par les failles de décrochement à déplacement vers la droite qui limitent les chaînons Richardson; certains mouvements le long de ces failles ont eu lieu au cours de l'orogenèse du Laramide. A Fort Norman dans les monts Franklin, des schistes argileux marins gris du Turonien reposent dans une écaille de failles.

Dans le nord du Yukon et dans le nord-ouest du district de Mackenzie, des couches de roches clastiques non marines, de la fin du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire, couvrent plusieurs petites aires. Ces couches peuvent être d'âge divers du fait que la majorité de leur flore fossile n'est pas caractéristique, mais toutes ces roches reposent en discordance angulaire ou régionale sur des couches déformées ou déplacées et sont déformées à divers degrés par les effets de la dernière phase de l'orogenèse du Laramide du début du Tertiaire. Elles sont considérées être postorogéniques ou synorogéniques. Il demeure improbable que ces aires aient fait partie d'une couverture sédimentaire continue, mais il reste possible que celles de la plaine côtière de l'Arctique en formaient une, et que dans ce cas elles passeraient graduellement au large à des équivalents de faciès marin dans le delta du Mackenzie et sur le plateau continental de l'Arctique. Dans les monts Ogilvie, la formation de Monster comporte 4,000 pieds de grès arkosique à stratification entrecroisée, de grain de moyen à grossier, et de couleur gris brunâtre foncé (Mountjoy, 1967b). D'épaisses couches de ce grès alternent avec des intervalles recouverts, présumés être des roches argileuses. Certaines couches sont conglomératiques, à galets de quartz et de chert bien arrondis, d'un diamètre jusqu'à 3 pouces. La partie inférieure renferme des plantes du Crétacé supérieur. Ces roches sont les plus récentes de la région et reposent en discordance régionale sur le Trias et le Permien. Sur la rivière Peel, la formation similaire lithologiquement de Bonnet Plume repose en discordance angulaire sur les couches déformées du Paléozoïque inférieur. Elle peut reposer dans un bassin limité par des failles. Cette formation a une épaisseur de 5,000 pieds et renferme, près du sommet, du lignite contenant des spores de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire. A l'ouest du delta du Mackenzie, la formation de Moose Channel renferme une couche de lignite de 7 pieds, dont la production est utilisée localement. Cette formation a plus de 200 pieds d'épaisseur et est constituée surtout de grès feldspathique grossier.

Crétacé supérieur de l'exogéosynclinal des Rocheuses

Les couches du Crétacé supérieur recouvrent une grande partie de la plate-forme de l'Intérieur et s'étendent depuis l'intérieur des Foothills aux environs du Bouclier canadien (fig. VIII-37, 44). A la limite occidentale de leurs affleurements, ces couches atteignent une épaisseur maximale de 12,000 pieds, mais elles s'amincissent rapidement à moins de 4,000 pieds dans l'est (fig. VIII-42, 43). Leurs sédiments sont surtout du grès et du schiste argileux dérivés en majorité de régions soulevées du géosynclinal de la Cordillère à la fin de l'orogenèse du Columbien et au début du Laramide; il est probable que le Bouclier ait aussi fourni un peu de matériaux détritiques.

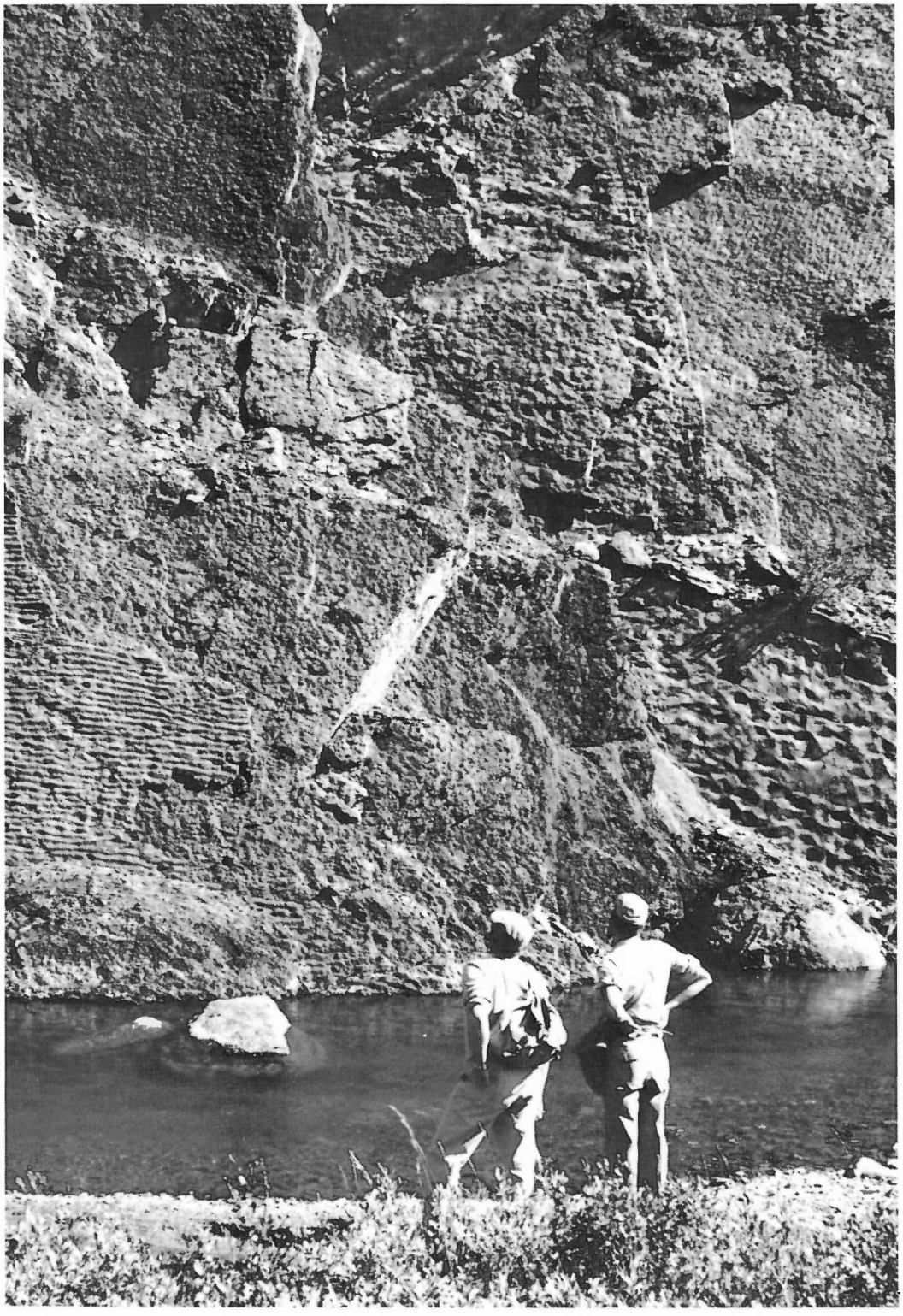


PLANCHE VIII-14

Rides de plage façonnées sur plusieurs surfaces de stratification des grès du niveau de Sunkay de la formation de Blackstone du Crétacé supérieur, ruisseau Burnt Timber, Foothills de l'Alberta.

Les roches du Cénomanien au Santonien sont, à l'exception des dépôts deltaïques de la formation du Dunvegan, presque entièrement des dépôts d'origine marine et constituent les groupes d'Alberta, de Smoky et de Colorado (fig. VIII-41). Les formations de Belly River et d'Edmonton renferment des sédiments alluviaux qui se sont déposés sur une vaste superficie après le milieu du Campanien.

Le groupe d'Alberta s'étend le long des Foothills, du Montana à la rivière Athabasca (Scott, 1963). Dans ce

groupe, les formations de Blackstone et de Wapiabi, formées de schistes argileux marins, sont séparées par les couches arénacées épinéritiques et de faciès littoral de la formation de Cardium. La formation de Blackstone est caractérisée par des zones de fossiles du Cénomanien au Turonien. Le niveau de base de Sunkay, qui dans la partie centrale des Foothills comprend les couches de Fish Scale, recouvre et s'étend vers le sud, au-delà du groupe de Blairmore, et disparaît presque dans le sud-ouest de l'Alberta, où la formation de Blackstone recouvre suivant une lacune stratigraphique les roches volcaniques de la formation de Crowsnest. Le niveau de Sunkay, qui représente une transgression marine, comprend une mince couche de galets de chert à la base et renferme du schiste silteux à sidérose, patiné rouille, du mudstone et du grès (pl. VIII-14). Le niveau de Vimy, formé au cours d'une transgression marine, comporte des schistes, de calcaires à dolomitiques, gypsifères et pyriteux. Les niveaux de Haven et d'Opabin, constitués de sédiments formés dans une mer en régression et semblables aux dépôts formés lors de la transgression, passent graduellement vers le haut en du grès, à grain de fin à moyen, et en bancs épais. Dans la partie centrale des Foothills, la formation relativement mince de Cardium comporte d'épaisses couches marines, de faciès littoral, de grès cherteux à grain fin et bien trié; l'unité de base se prolonge vers l'est sous les plaines et forme dans le champ de pétrole Pembina, l'un des plus grands réservoirs du Canada (fig. IX-24d). La formation de Cardium comprend également des schistes argileux marins, et des dépôts de lagunes et de marécages constitués de schistes charbonneux, de siltstones, de grès argileux et d'un peu de charbon. Vers l'est, les grès de la formation de Cardium passent graduellement et latéralement en des siltstones argileux et en des schistes argileux. Les schistes argileux marins sus-jacents de la formation de Wapiabi comprennent plusieurs zones à *Scaphites,* du Coniacien au Santonien. Les dépôts de transgression marine de schistes argileux et de siltstones à sidérose, patinés rouille, font partie des niveaux de Muskiki, de Marshybank et de Dowling. Le faciès de transgression est représenté par les schistes calcaires du niveau de Thistle. Les mudstones silteux du niveau d'Hanson, mélangés de blocs et de blocaille, et la couverture de grès fin et de siltstone argileux du niveau de Chungo marquent une importante régression. Le long de la partie ouest des Foothills, on trouve, par endroits, dans le niveau de Chungo un faciès non marin de schistes argileux vert grisâtre renfermant de minces couches de charbon. Une courte transgression marine, contemporaine probable de la formation de Lea Park des plaines, est représentée par des schistes argileux gris foncé, de minces couches de siltstones et des grès du niveau de Nomad. Au sud de la rivière Highwood, des couches équivalentes aux trois niveaux supérieurs de la formation de Wapiabi contiennent beaucoup de grès et sont incluses dans la formation de Belly River des Foothills.

Au nord de la rivière Athabasca, certains schistes argileux et siltstones du niveau de Sunkay de la formation de Blackstone passent graduellement en le grès massif de la formation de Dunvegan. Les couches marines sus-jacentes forment le groupe de Smoky et les schistes argileux marins intercalés entre le groupe de Blairmore et la formation de Dunvegan constituent la formation de Shaftesbury (Stott, 1967). La formation de Dunvegan comporte interstratifiés des schistes argileux et des grès marins et non marins du Cénomanien, qui s'épaississent vers le nord à plus de 1,200 pieds. Plusieurs langues gréseuses importantes s'étendent depuis les Foothills de la région de la rivière de la Paix jusqu'aux plaines de la Colombie-Britannique et de l'Alberta et forment un delta complexe. Au nord de la rivière de la Paix, cette formation est conglomératique et a une épaisseur d'environ 500 pieds.

Le groupe de Smoky a été divisé en les formations de Kaskapau, de Bad Heart et de Puskwaskau. Le long des Foothills, la formation de Kaskapau comporte, dans ses parties inférieure et intermédiaire, de grandes quantités de siltstone qui, vers le nord près de la rivière de la Paix, passe graduellement en plusieurs couches imposantes de grès. Ces grès de faciès littoral peuvent être apparentés à la formation de Dunvegan qu'ils recouvrent et peuvent être également associés à un élargissement du soulèvement de la partie centrale du géanticlinal d'Ominéca dans l'ouest. Les schistes argileux à sidérose des niveaux de Haven et d'Opabin de la formation de Kaskapau passent graduellement vers le haut en les grès épinéritiques de la formation de Cardium. Dans les Foothills, la formation de Cardium repose sous les grès de Bad Heart et s'en trouve séparée par le schiste argileux de Muskiki. Vers l'est, la formation de Cardium passe graduellement et latéralement en des schistes silteux et, le long du cours inférieur de la rivière Smoky, elle n'est représentée que par une couche de galets. La formation de Bad Heart des Foothills renferme un grès bien trié similaire à celui de la formation de Cardium. Dans les plaines, elle est très glauconieuse et se trouve recouverte par les schistes calcaires à sidérose des niveaux de Dowling et de Thistle de la formation de Puskwaskau. Les couches supérieures de la formation de Puskwaskau sont en contact graduel avec les grès grossiers et les couches contenant du charbon de la formation de Wapiti. Ainsi que dans la formation de Wapiabi de la partie sud des Foothills, les schistes argileux marins du sommet de la formation de Puskwaskau sont interdigités vers l'ouest avec des sédiments arénacés et passent graduellement et latéralement en les couches non marines de la formation de Wapiti.

Dans la région de la rivière Liard, la formation de Dunvegan, antérieurement dénommée formation de Fort Nelson, est formée de 500 à 600 pieds de conglomérat massif, de grès grossier, de schistes charbonneux et de quelques minces couches de charbon (Stott, 1960). Une discordance régionale, représentant l'étage turonien, sépare cette formation des schistes argileux marins de la formation sus-jacente de Kotaneelee. Il est possible que cette

lacune soit reliée aux soulèvements qui ont marqué la fin de l'orogenèse du Columbien, l'intrusion du batholite des Cassiars, et la mise en place des masses granitiques du Yukon (fig. VIII-37). Les schistes argileux gris foncé à sidérose de la formation de Kotaneelee, en affleurement par endroits, passent graduellement vers le haut en la formation de Wapiti, à prédominance de grès de faciès continental, de schistes argileux et d'un peu de charbon.

Dans les Plaines, les couches marines sus-jacentes au groupe de Mannville sont généralement rattachées au groupe de Colorado, dont la partie inférieure est du Crétacé inférieur (Williams et Burk, 1964). Dans l'est de l'Alberta, les couches correspondantes sont les schistes argileux de Lloydminster et, dans le nord-est, ce sont les schistes argileux de La Biche. Ces schistes, de couleur gris foncé, à concrétions et bentonitiques, comprennent l'horizon repère de Fish Scale vers la base et deux unités de schiste calcaire, appelées unités Seconde (inférieure) et Première (supérieure) de White Specks. Dans le sud de l'Alberta, les schistes argileux du groupe de Colorado passent graduellement vers le haut en les grès bien triés de la formation de Milk River, recouverte elle-même par les schistes argileux marins de la formation de Pakowki. Les grès de la formation de Milk River fusionnent vers l'ouest avec la partie inférieure de la formation de Belly River et, dans le centre-est de l'Alberta, passent graduellement en les schistes argileux marins gris, épais d'environ 1,000 pieds, de la formation de Lea Park. Le groupe de Belly River des Plaines, épais en moyenne d'environ 900 à 1,000 pieds, comprend les formations de Foremost et d'Oldman (Russell et Landes, 1940). Dans l'est de l'Alberta, dans les couches équivalentes à la formation de Foremost, on a reconnu neuf niveaux qui représentent des langues de schistes argileux marins et de sédiments deltaïques (Shaw et Harding, 1954). Dans la majeure partie du sud de l'Alberta et jusqu'au nord d'Edmonton, le groupe de Belly River est recouvert par le schiste argileux marin de la formation de Bearpaw (Lines, 1963). Dans le sud-est de l'Alberta et en Saskatchewan, reposent, de l'ouest à l'est au sommet de la formation de Bearpaw, des schistes de plus en plus récents, et l'épaisseur de la formation passe de moins de 100 pieds à proximité des Foothills à 1,200 pieds dans l'est.

La formation de Belly River et ses roches correspondantes forment un coin épais de sédiments clastiques qui s'étend des Foothills jusqu'en Saskatchewan. Ces couches de faciès continental, de plusieurs milliers de pieds d'épaisseur dans l'ouest, s'amincissent à quelques centaines de pieds dans l'est et passent graduellement et latéralement en des roches d'origine marine (fig. VIII-42). Dans la partie sud des Foothills, la formation de Belly River, formée d'environ 2,000 pieds de grès vert et de schiste argileux contenant un peu de charbon, est recouverte par 800 pieds de schistes argileux marins, placés dans la formation de Bearpaw. Ces couches reposent sous 2,500 pieds de grès et de schiste argileux non marins, durs, de la formation de St. Mary River (Douglas, 1950). Le grès marin bien trié, sus-jacent immédiatement à la formation de Bearpaw, est connu localement sous le nom de formation de Blood Reserve. La formation de Willow Creek, formation de transition au-dessus des couches de la formation de St. Mary River, a une épaisseur d'environ 4,000 pieds. Sa partie inférieure comprend un grès à patine grise par intempérisme, interstratifié avec des schistes argileux bigarrés, qui passent graduellement en la partie supérieure, d'un grès massif à patine chamois, à un schiste argileux brun. Aucune lacune de sédimentation n'a été reconnue dans cette formation, bien que la partie inférieure renferme des invertébrés non marins du Crétacé supérieur et la partie supérieure, une faune caractéristique du Paléocène (Tozer, 1956).

Dans la partie centrale de l'Alberta, la formation d'Edmonton, épaisse de 1,100 à 2,500 pieds, comprend les couches non marines du Crétacé, équivalentes au schiste argileux de Bearpaw ou situées au-dessus de ce schiste (Ower, 1960; Williams et Burk, 1964). Elle est formée de grès tendres et de schistes bentonitiques et silteux. Dans les parties inférieure et supérieure, des couches de charbon sont courantes, et dans la partie inférieure, s'étend par endroits une langue de calcaire marin, le niveau de Drumheller. Vers le milieu de la formation, repose le tuf de Kneehills, horizon repère le plus caractéristique et persistant, constitué de schistes foncés, bentonitiques, sus-jacents à de l'argile blanche et du grès. Dans les badlands de Drumheller, la formation recèle d'abondants fossiles de dinosaures.

Les schistes argileux marins de la formation de Bearpaw du sud-ouest et du centre de l'Alberta ne semblent pas présents dans le centre et le nord des Foothills. La séparation des couches de la formation de Belly River, des couches similaires non marines de la formation d'Edmonton plus récente, demeure donc impossible et l'entière succession a été placée dans les formations de Brazeau ou de Wapiti. Les couches inférieures de la formation de Brazeau, de 800 à 1,500 pieds d'épaisseur, comprennent du grès et des conglomérats à galets de quartz. Le reste de la formation comporte environ 5,000 pieds de grès, gris verdâtre et à grain de moyen à grossier, interstratifié avec du schiste argileux, un peu de tuf et de minces couches de charbon. Cette formation est recouverte par le conglomérat de base de la formation d'Entrance et par d'épais dépôts du Paléocène. La formation de Wapiti, sensiblement équivalente à la formation de Brazeau, a été subdivisée en cinq niveaux (Allan et Carr, 1946). L'équivalent du tuf de Kneehills, horizon repère chronologique et stratigraphique d'une grande extension latérale, se trouve près de la base du niveau supérieur de ces cinq niveaux.

Dans les collines du Cyprès, du sud-est de l'Alberta et du sud-ouest de la Saskatchewan, les schistes argileux de la formation de Bearpaw sont recouverts par les grès marins à grain très fin de la formation d'Eastend. La for-

mation de Whitemud sus-jacente, épaisse de 15 à 75 pieds, comprend des argiles réfractaires, de blanches à gris clair, des siltstones et des grès. La formation de Battle comporte du schiste bentonitique, de gris foncé à violacé, renfermant près du sommet le tuf de Kneehills. Dans le sud-ouest de la Saskatchewan, les formations de Battle, de Whitemud et d'Eastend sont tronquées par les couches à *Triceratops* de la formation de Frenchman, lesquelles passent graduellement vers le haut en la formation de Ravenscrag du Paléocène (Furnival, 1946). La formation de Frenchman comprend environ 200 pieds de grès à grain moyen contenant des schistes carbonnés et bentonitiques.

Dans l'est de la Saskatchewan et au Manitoba, les roches du Crétacé supérieur, d'environ 1,800 pieds d'épaisseur, sont surtout des schistes argileux d'origine marine (Wickenden, 1945). Les couches de Fish Scale font partie du groupe d'Ashville dont la section stratigraphique s'étend jusqu'au sommet du Second schiste argileux de White Specks. Ce schiste constitue le niveau de Keld de la formation de Favel. La formation de Vermilion River repose en concordance apparente sur la formation de Favel et est constituée des niveaux de Morden, de Boyne et de Pembina. Le niveau de Boyne comprend le Premier schiste argileux de White Specks. Les schistes argileux non calcaire gris foncé du niveau de Pembina sont postérieurs au Colorado. La formation de Riding Mountain renferme probablement des couches équivalentes à la plupart des couches des formations de Milk River, de Pakowki, de Foremost, d'Oldman et de Bearpaw. Cette formation, constituée d'argiles vertes, de schistes siliceux gris et de schistes gris foncé bentonitiques, passe de 700 pieds d'épaisseur dans le sud du Manitoba, à 1,500 pieds dans le sud de la Saskatchewan. La formation de Boissevain sus-jacente, épaisse d'environ 100 pieds, consiste en du grès de couleur gris verdâtre.

LE CÉNOZOÏQUE

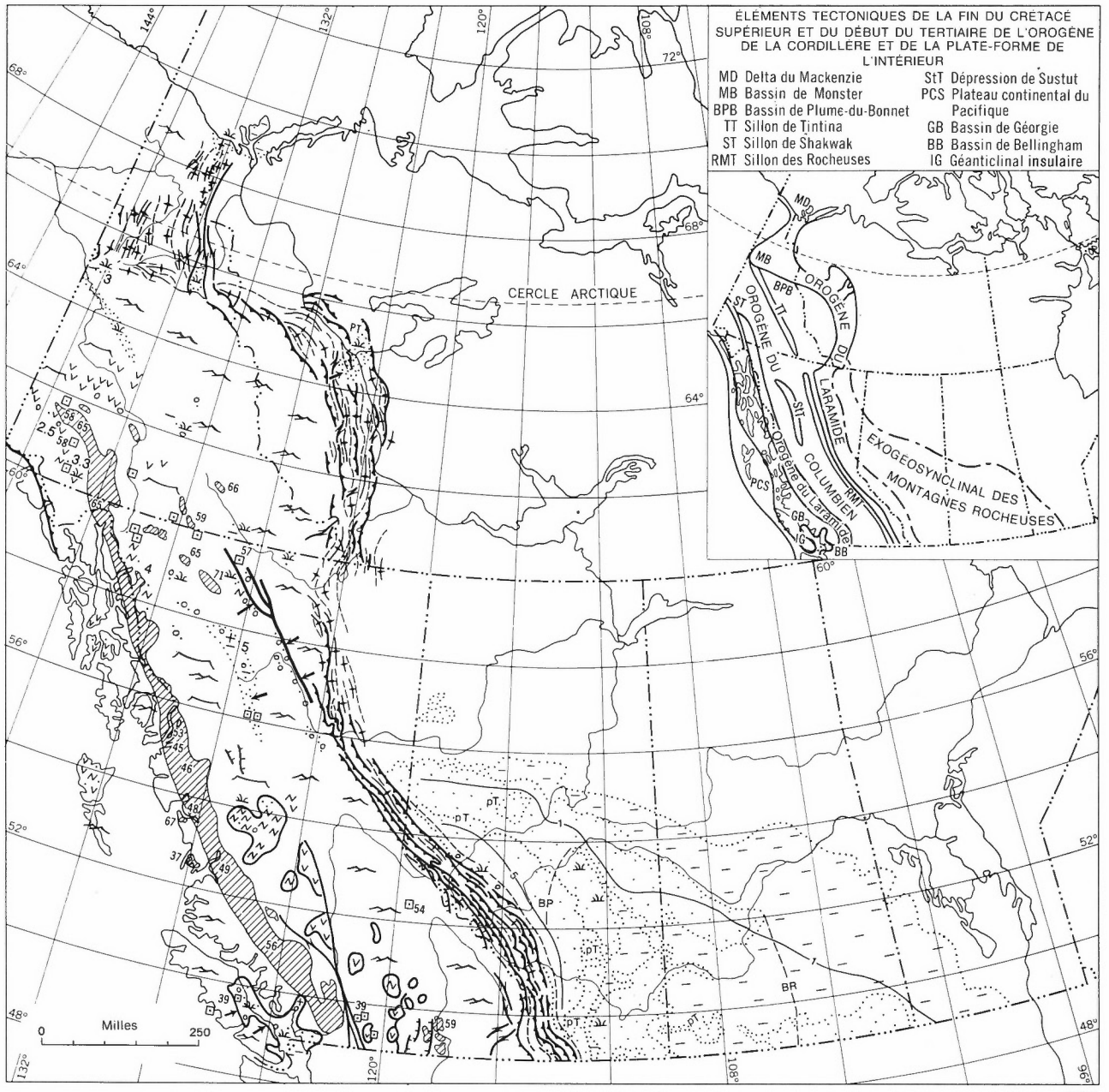
Tertiaire

Résumé tectonique

Au Tertiaire, l'Ouest canadien était émergé dans sa presque totalité. Les montagnes formées pendant l'orogenèse du Columbien ont été rajeunies et de nouvelles se sont édifiées au cours de l'orogenèse du Laramide, dont la première phase a commencé à la fin du Crétacé supérieur et la dernière a probablement pris fin au début de l'Oligocène (fig. VIII-44). Les effets principaux de cette phase tectonique ont été le développement de la majorité des éléments tectoniques les plus à l'est et au nord de la région de la Cordillère, soit la zone rectiligne de chevauchements des Rocheuses, la zone arquée de plissements du Mackenzie, et le complexe de plissements du nord du Yukon. Les structures de l'orogène du Columbien et des orogènes plus anciens ont été légèrement modifiées, et quelques déplacements se sont produits le long des failles formées antérieurement. Des masses discordantes éparses de monzonite quartzique, de granite, de syénite et de diorite quartzique ont été injectées dans la Cordillère de l'Ouest. Ces intrusions comprennent des petits stocks et des filons-couches reliés aux roches volcaniques du massif intermédiaire Columbien et de la zone de plissements insulaire, des petits batholites dans les Columbides du sud-est, et plusieurs batholites dans la partie orientale du complexe plutonique côtier, dont la mise en place a été accompagnée de la formation de failles et de petits plis.

Au début du Tertiaire, la sédimentation s'est poursuivie dans la plupart des éléments tectoniques négatifs formés à la toute fin du Crétacé supérieur: l'exogéosynclinal des Rocheuses, les plateaux continentaux du Pacifique et de l'Arctique, les vallées d'entremonts et les sillons de l'intérieur de la région de la Cordillère. Les dépôts étaient en majorité des sédiments non marins, synorogéniques et clastiques. Les séquences volcaniques qui les recouvrent datent surtout de l'Éocène. Elles sont en majorité subaériennes, formées simultanément aux soulèvements et aux mouvements le long de faille et sont reliées à l'intrusion de quelques stocks granitiques de l'orogenèse du Laramide. Ces séquences constituent plusieurs provinces distinctes: le basalte et la rhyolite partiellement marins, qui se sont accumulés sur le plateau continental du Pacifique; le basalte et la rhyolite du massif de St-Élie; la dacite et la rhyolite de la partie centrale du plateau Intérieur; l'andésite et la trachyandésite du sud du plateau Intérieur.

Vers le milieu du Tertiaire, l'érosion était un phénomène dominant tant dans la région de la Cordillère que dans les plaines Intérieures (fig. VIII-45). De vastes superficies à relief atténué et des pénéplaines se sont formées et quelques éléments les plus importants du réseau hydrographique actuel se sont établis, mais une petite partie seulement des débris de l'érosion a été préservée, sauf peut-être sur les plateaux continentaux de l'Arctique et du Pacifique. Quelques graviers reposent dans le sud des plaines Intérieures. Dans les régions montagneuses, les mouvements le long des failles ont contribué à la formation de petits bassins intérieurs d'entremonts où des sédiments fluviaux et lacustres se sont accumulés. Des sédiments clastiques marins se sont déposés sur le plateau continental du Pacifique, le long de la côte occidentale de l'île Vancouver et le long de la côte orientale des îles Reine-Charlotte du nord. Vers la fin du Tertiaire, du basalte et du basalte à olivine ont fait éruption le long de fissures et de volcans en bouclier. Les coulées volcaniques ont recouvert de larges surfaces d'érosion ondulées du plateau Intérieur



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- Conglomérat . . . . . o o
- Roches à fragments granitiques . . . . . +
- Grès . . . . . .
- Schiste argileux . . . . . —
- Roches volcaniques v
  - rhyolite . . . . . N
- Charbon . . . . . .
- Limite de sédimentation . . . . . .
- Limite des affleurements . . . . . .
  - Paléocène . . . . . pT
- Limite de faciès . . . . . .
  - Belly River . . . . . BR
  - Bearpaw . . . . . BP
- Courbes isopaques (milliers de pieds) . .
- Épaisseur (milliers de pieds) 3.3
- Direction du transport des sédiments . . . . . →

OROGÈNE DU LARAMIDE

- Faille de chevauchement . . . . .
- Faille de décrochement . . . . .
- Faille normale . . . . . .
- Faille . . . . . .
- Anticlinal . . . . . .
- Synclinal . . . . . .
- Pluton granitique (âge en millions d'années) 59

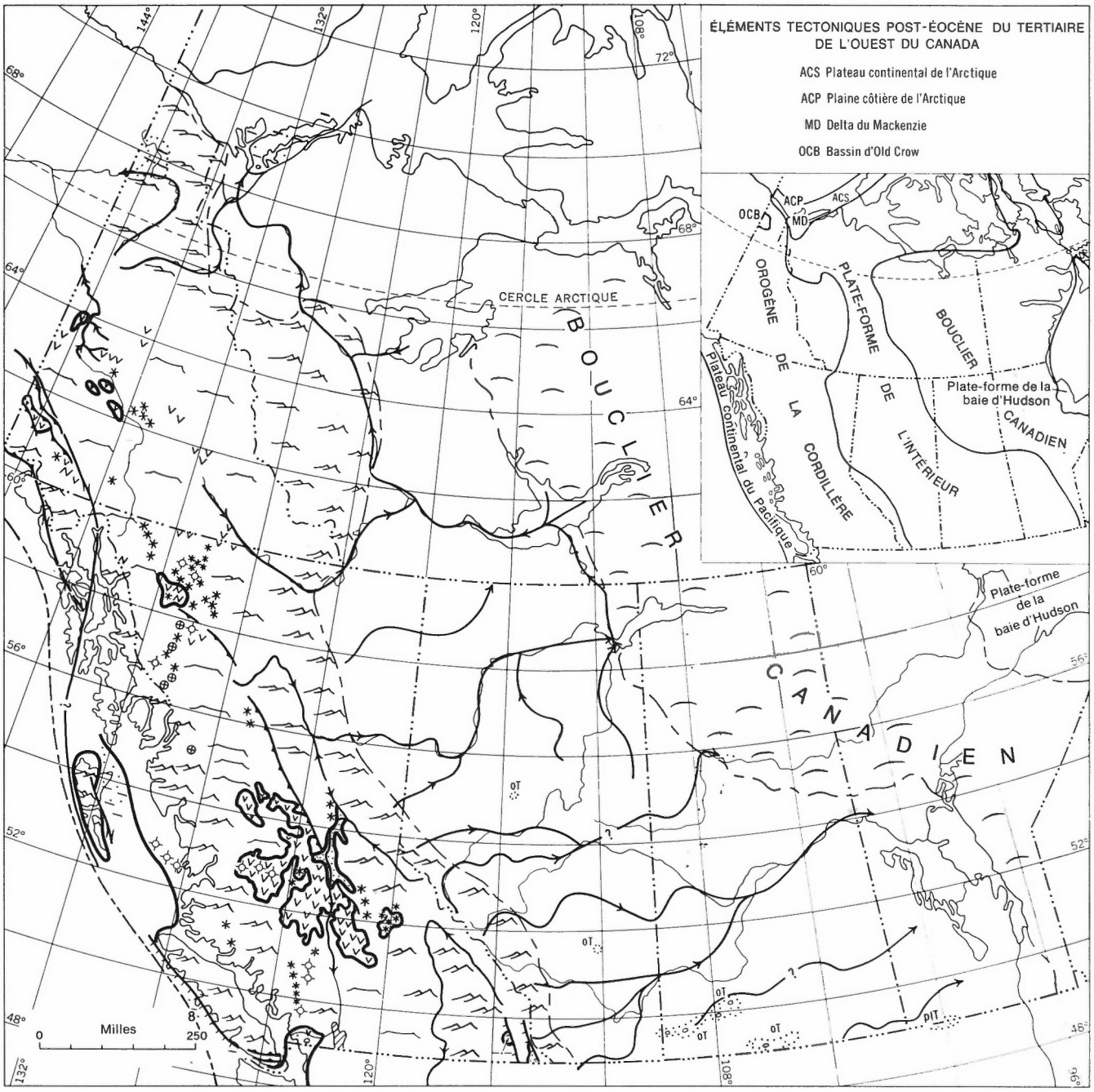
Note: Les couches de la fin du Crétacé supérieur et du Tertiaire, affectées par les déformations du Laramide, ne sont pas montrées dans la partie sud de l'orogène du Laramide; également sur l'île Vancouver, les structures ne sont pas indiquées.

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- Région de montagnes peu élevées . .
- Plateau . . . . . .

Les régions en blanc représentent les basses-terres et les plaines que se sont formées sur les roches cristallines et sédimentaires du craton et les régions où la fin du Crétacé supérieur et le début du Tertiaire sont soit inexistants, du fait de l'érosion, soit inconnus. Certaines régions de l'orogène du Laramide étaient des régions montagneuses, en particulier la partie sud de cet orogène d'où proviennent la majorité des sédiments clastiques de l'exogéosynclinal des montagnes Rocheuses.

FIGURE VIII-44. Sédimentation et tectonisme de la fin du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire dans l'Ouest et quelques traits caractéristiques de l'orogenèse du Laramide.



PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- *Conglomérat*
- *Grès*
- *Siltstone*
- *Schiste argileux*
- *Roches volcaniques*
  - *acides* . . . . . N
  - *basiques* V

Volcans

- *général*
- *Pléistocène*
- *Récent*

Limite des affleurements

- *Pliocène* . . . . . pIT
- *Oligocène* . . . . . oT

Limite de sédimentation

Bordure du plateau continental

Épaisseur (milliers de pieds) 8

TRAITS TECTONIQUES

- *Faille de décrochement*
- *Faille normale*
- *Faille de chevauchement*
- *Faille*
- *Pluton granitique*

TRAITS PHYSIOGRAPHIQUES

- *Limite de province*
- *Principales rivières pré-pléistocènes (données provenant en partie de la figure XII-1)*
- *Région de montagnes (élevées, peu élevées)*
- *Plateau*
- *Basses-terres sur roches cristallines*

Sur le continent, les régions en blanc représentent des plaines.

FIGURE VIII-45. Sédimentation et tectonisme post-éocène du Tertiaire dans l'Ouest du Canada.

et ont pénétré jusque dans les vallées de la chaîne Columbia. Dans le massif de St-Élie, se sont produits quelques chevauchements et plissements. Des mouvements de décrochement ont eu lieu le long de plusieurs importantes failles et, le long de quelques-unes, le déplacement s'est poursuivi jusqu'à nos jours. La partie centrale de la zone de plissements des Cascades a été le siège d'une certaine activité plutonique. Du soulèvement différentiel du Pliocène a résulté le soulèvement de la chaîne Côtière, des parties du plateau Intérieur et des montagnes Rocheuses. Plusieurs petits volcans se sont formés, dont quelques-uns semblent alignés le long de failles ou de zones de faiblesse. Par endroits, ils sont demeurés en activité jusque dans le Pléistocène et leurs éruptions ont eu lieu soit au-dessous, soit au-dessus des calottes de glaces.

Orogenèse du Laramide

Au cours de l'orogenèse du Laramide, les successions stratifiées du miogéosynclinal et de l'exogéosynclinal, déposées sur les éléments tectoniques de l'est et du nord du géosynclinal de la Cordillère, ont subi des déformations et nombre des éléments tectoniques de l'orogène de la Cordillère de l'Est ont été formés au cours de ces mouvements orogéniques (fig. VIII-44). L'orogenèse du Laramide est donc considérée avoir commencé pendant et immédiatement après le dépôt, à la fin du Crétacé supérieur et des successions clastiques non marines du début du Tertiaire déformées avec les structures de la partie sud des Rocheuses et des Foothills, sont des dépôts en partie postorogéniques dans la partie nord-ouest des monts Mackenzie et dans le sud des chaînons Richardson. Les couches de l'Oligocène et du Miocène sont postorogéniques (fig. VIII-45). Dans les régions montagneuses de la Cordillère de l'Ouest édifiées au cours de l'orogenèse du Columbien, les effets de l'orogenèse du Laramide semblent avoir été limités à la formation de failles transversales et normales, à l'intrusion de petites masses granitiques et aux intrusions batholitiques dans la chaîne des Cascades.

Zone de chevauchements des Rocheuses. Les montagnes Rocheuses et les Foothills sont compartimentés en trois saillants peu accusés, séparés par des rentrants peu profonds. L'emplacement de ces compartiments a une relation avec la présence de contreforts du socle précambrien, qui, au début du Paléozoïque, constituaient des éléments tectoniques positifs; ces éléments sont les arches de la Liard, de Peace River et de Sweetgrass. Les roches les plus récentes affleurent dans les Foothills et les plus anciennes, dans les saillants. Ainsi, les Foothills sont constitués surtout de couches du Mésozoïque, renfermant des buttes-témoins du Tertiaire et des enclaves du Paléozoïque; les chaînes de montagnes les plus à l'est des Rocheuses sont formées de couches du Paléozoïque et du début du Mésozoïque, tandis que les chaînes principales s'étendent plus à l'ouest et sont constituées de formations du Paléozoïque et du Protérozoïque.

Les Rocheuses du Sud et les Foothills sont formés de plusieurs vastes écailles de chevauchement, inclinées vers l'ouest; chacune d'elles a été déplacée vers l'est sur plusieurs milles (fig. VIII-38a). A l'intérieur de chaque écaille, les couches sont fracturées par de nombreuses failles de

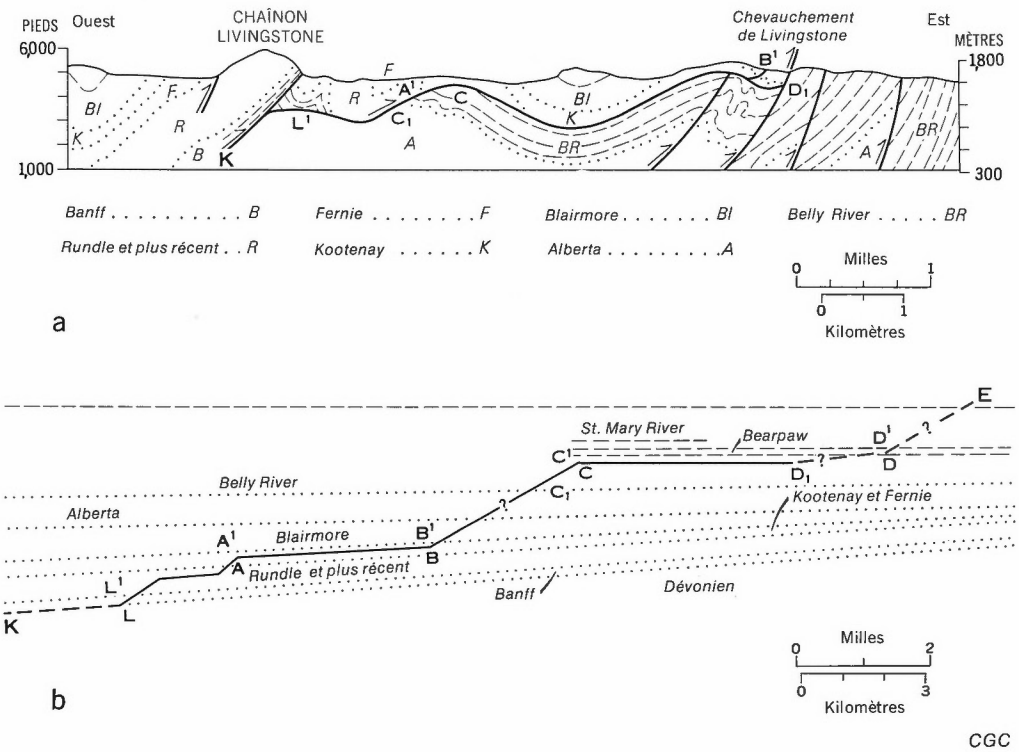
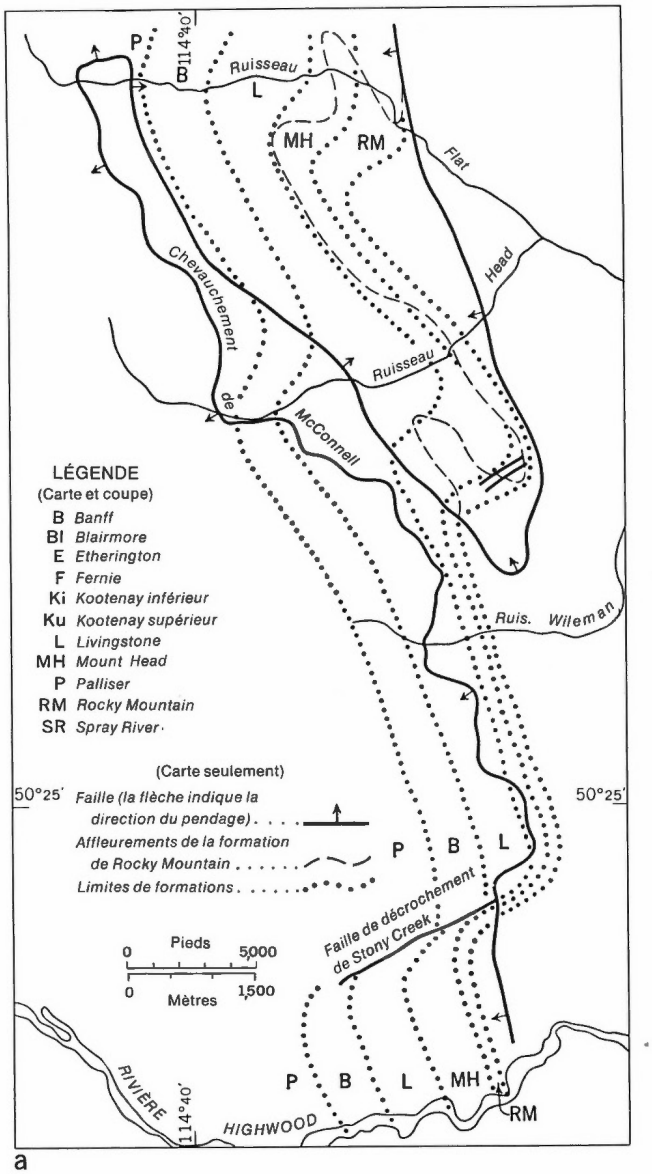
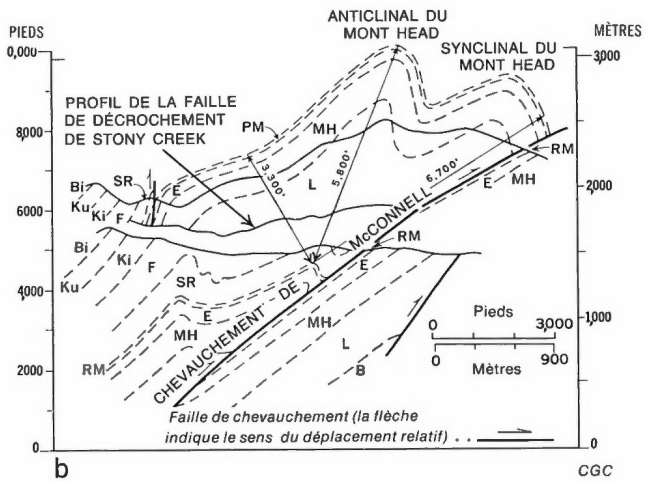


FIGURE VIII-46

Chevauchement de Livingstone au sud des Foothills de l'Alberta (Douglas, 1950): a) coupe structurale; b) trajet (K-E) du chevauchement de Livingstone à travers les strates du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque comme le laisse supposer la coupe structurale.



a

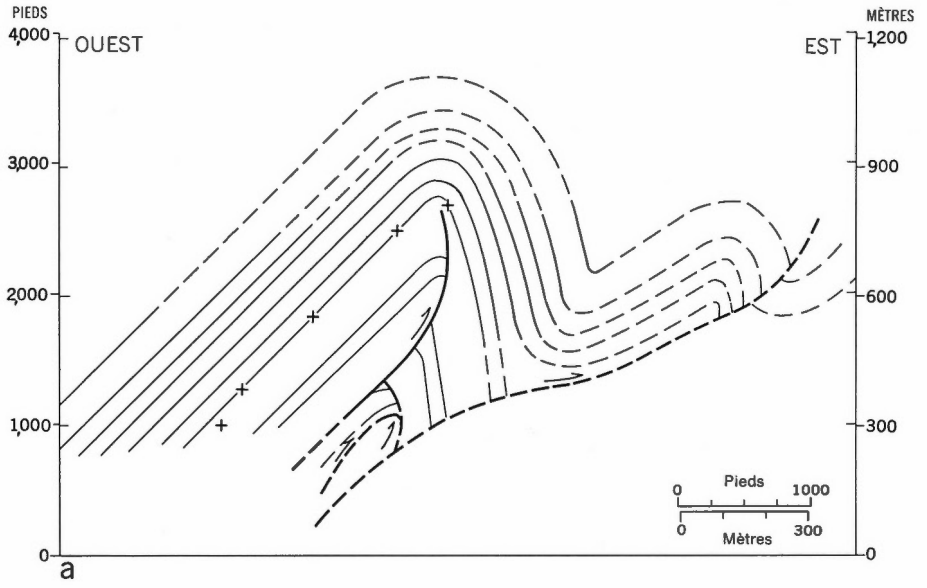


b

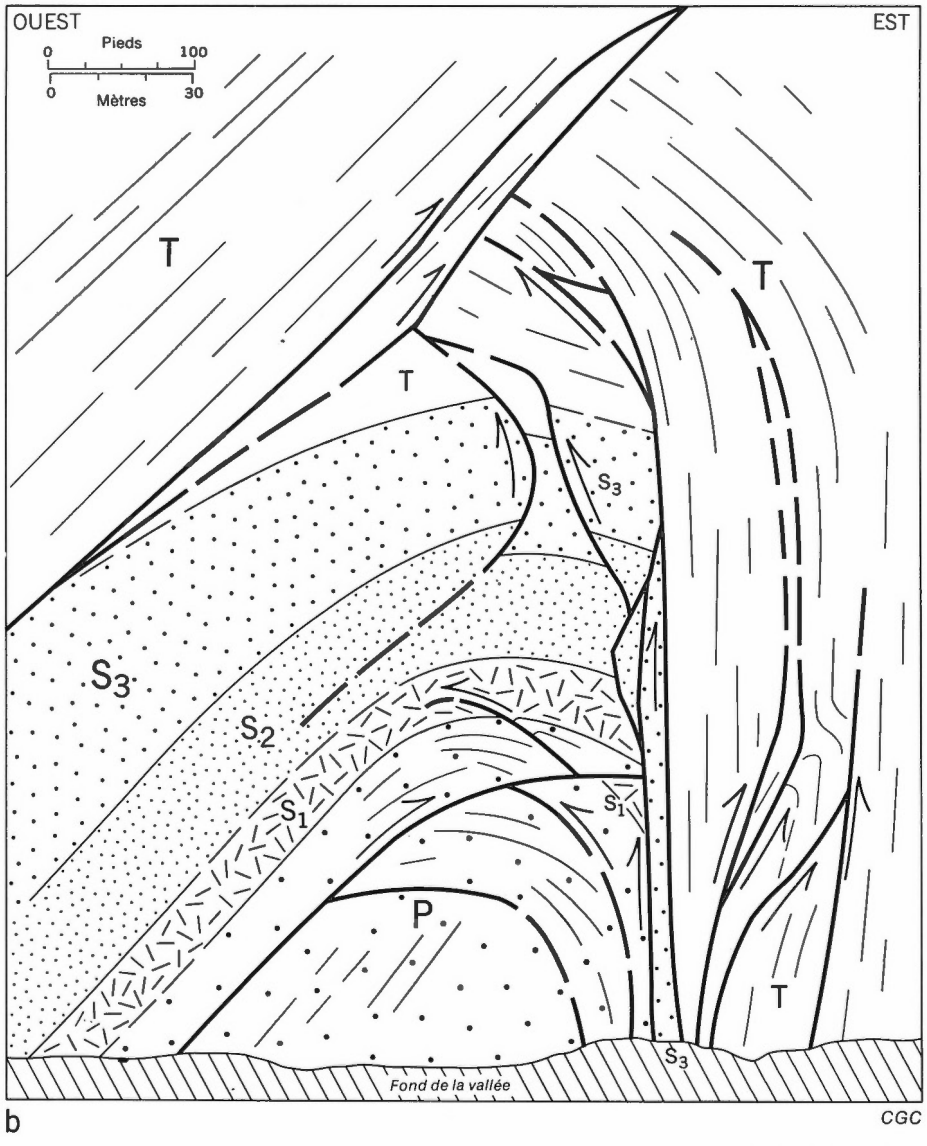
FIGURE VIII-47. Limites des formations sus-jacentes au chevauchement de McConnell et leur relation aux failles de décrochement transversales dans les Rocheuses du Sud (Alb.) (Douglas, 1958).

faible rejet, peu espacées, presque parallèles et fortement inclinées; les plis sont complexes et sans harmonie. A l'extrémité sud, le déplacement atteint environ 100 milles, ce qui représente un raccourcissement de 50 p. 100 (Bally et coll., 1966), et, tel qu'indiqué par les données séismiques, l'ensemble des écailles de chevauchement est allochtone sur un socle de roches cristallines précambriennes, non déformées, inclinées faiblement vers l'ouest (fig. IX-32). Plusieurs des structures les plus à l'ouest sont considérées résulter de l'orogenèse du Columbien et légèrement modifiées par l'orogenèse du Laramide.

Les chevauchements les plus à l'ouest sont considérés avoir été formés les premiers, à l'origine sous forme de fractures localisées dans les parties inférieures des successions du Protérozoïque et du Paléozoïque (fig. VIII-46), puis prolongées, en suivant plutôt la stratification des sections de roches relativement glissantes, comme des zones de schiste argileux et de charbon, vers le haut jusqu'à la surface à travers les couches du Mésozoïque et du Tertiaire, et latéralement sur les deux côtés, le long de la direction des fractures ou chevauchements (Douglas, 1950). De nouvelles fractures se sont formées et les prolongements des divers chevauchements s'entrecroisent, fusionnent ou se trouvent reliés par des failles secondaires. Des failles de décrochement existent où les couches à l'origine ont été coupées transversalement par le chevauchement; ces failles représentent généralement l'emplacement d'une ancienne faille ou d'une zone de fractures formée antérieurement (fig. VIII-47). Les grands déplacements latéraux des écailles de chevauchement résultent du déplacement vers l'extérieur d'écailles de roches peu déformées, de telle sorte que les zones inférieures, où le glissement s'est produit, ont été amenées en contact avec les zones supérieures. Le déplacement maximal connu est celui du chevauchement de Lewis, qui présente un déplacement minimal de plus de 45 milles. Les mouvements de formation des plis initiaux étaient simultanés aux déplacements des couches et, à la suite du décollement le long du plan de chevauchement, se sont développés des plis d'entraînement. Les failles en éventail, qui marquent le point de départ du chevauchement, ont une forme sigmoïde en coupe, fusionnent en direction asymptotique vers le bas avec le chevauchement, et vers le haut avec un chevauchement de formation antérieure. Ces successions de minces écailles ou lamelles de chevauchement sont considérées avoir été formées successivement d'est en ouest dans la masse charriée; les écailles les plus à l'est ont été arrachées par la masse principale charriée, qui les a recouvertes ultérieurement dans la région des failles en éventail. Là où certaines failles se trouvent associées à des plis, elles se présentent sur le flanc le moins incliné, ou sur le flanc arrière de l'anticlinal, plutôt que sur le flanc avant, et sont inclinées presque parallèlement aux couches. L'effondrement du cœur des plis et la forme concave de la surface de chevauchement du côté des couches chevauchées ont transmis à ces couches un mouvement de rotation, qui les



Coupe perpendiculaire de l'anticlinal de Centre Peak (à gauche), du synclinal de Green Creek et de l'anticlinal de Green Creek (à droite), ruisseau Green, chaînon Livingstone, Alberta. Ces trois plis concentriques se sont formés au-dessus d'une surface de décollement qui est une faille de chevauchement en forme de «marche d'escalier», inclinée vers l'ouest et au-dessus de points d'inflexion de la surface de faille où elle coupe la stratification. La ligne de courbure où l'axe de la partie supérieure de l'anticlinal de Centre Peak correspond à l'extrémité d'une faille axiale de chevauchement qui s'infléchit vers le haut lorsqu'elle quitte une surface de glissement entre couches.



Détail de la zone axiale de l'anticlinal de Centre Peak. Les lignes épaisses représentent des failles; les lignes discontinues représentent la stratification. P-niveau de Pekisko; $S_1S_2S_3$-niveau de Shunda; T-niveau de Turner Valley. La faille de chevauchement en haut et à gauche est celle qui se termine le long de l'axe de l'anticlinal de Centre Peak et le constitue, ceci se voit à la figure (a). Les failles verticales au centre de la figure sont des failles axiales anciennes qui ont subi un mouvement de rotation du fait de la rotation de l'ensemble des couches résultant de la continuation du mouvement de plissement. Les failles normales à droite sont des failles de contraction (failles de chevauchement) renversées dans un mouvement de rotation.

FIGURE VIII-48. Plis-failles de la partie sud des Foothills de l'Alberta (Price, 1964).

a parfois renversées complètement (pl. VIII-15). Du déplacement le long d'une nouvelle faille située dans les couches du mur d'une ancienne faille a résulté la formation d'un anticlinal, le développement d'un anticlinal superposé affectant à la fois les couches du toit de l'ancienne faille et le plan de faille lui-même, la formation d'une autre faille sur le flanc arrière de cet anticlinal et l'arrêt de tout déplacement sur la partie plissée de l'ancienne faille. Cette séquence de rupture et de plissement des couches et des plans de faille serait le résultat supposé d'un processus continu et intrinsèquement entretenu (Douglas, 1958), ou le résultat d'une déformation en deux temps, la formation en premier de plusieurs écailles de failles, puis du plissement en bloc de l'ensemble de ces écailles (Scott, 1951).

Plus au sud, les plis dans les écailles de chevauchement sont essentiellement concentriques et à glissement le long des couches (Price, 1964c). Ces plis sont limités verticalement le long de leurs plans axiaux par des failles de chevauchement qui débutent le long des surfaces de glissement entre couches sur un des flancs du pli, et qui se terminent vers le haut dans le noyau étranglé du pli concentrique sus-jacent (fig. VIII-48).

Dans le sud des Foothills de l'Alberta, les formations épaisses de la fin du Crétacé supérieur et du Paléocène sont engagées dans les structures les plus à l'est, surtout sous forme d'écailles monoclinales fortement inclinées vers l'ouest. Dans la partie centrale des Foothills, ces couches sont comprimées en de longs synclinaux étroits et le renversement de leur flanc occidental résulte du développement de failles de chevauchement à pendage est. Entre ces failles et les autres failles de chevauchement à pendage ouest, s'enfoncent en coins des zones de schistes argileux fissiles et des grès d'origine marine, dont l'épaisseur s'est considérablement accrue. Cet épaississement résulte de la formation d'un grand nombre de chevauchements, extrêmement rapprochés et généralement plissés en concordance avec les couches.

Dans les Rocheuses du Sud, il existe plusieurs failles normales, postorogéniques, dont l'orientation est presque parallèle à celle des failles de chevauchement. La plupart ont un faible rejet qui abaisse la lèvre occidentale (pl. VIII-16). Elles sont généralement considérées s'approcher de l'horizontale en profondeur et se confondre avec les failles de chevauchement préexistantes (Bally et coll., 1966). La faille Flathead, dans la région de la rivière Flathead (Price, 1966), est une faille majeure et fait partie du système de failles d'un graben formé lors du dépôt de la formation de Kishenehn de la fin de l'Éocène au début de l'Oligocène et qui est postérieur aux structures de l'orogenèse du Laramide dans l'écaille du chevauchement de Lewis de l'Oligocène. Un puits profond a été foré à proximité de la faille Fording River, une des failles qui limitent au nord ce graben (Dahlstrom et coll., 1962). La figure VIII-49 présente l'interprétation suivant laquelle la faille Fording River se confond en profondeur avec le chevauchement de Lewis; une autre interprétation pourrait être que la faille normale produise un décalage du chevauchement en profondeur.



PLANCHE VIII-15. Plis déversés vers l'ouest, chaînon Miette, près de Jasper, chaînes frontales des Rocheuses du Sud. L'extrémité nord verticale du chevauchement de McConnell repose sous la bande foncée à droite; les plis des roches carbonatées et des schistes argileux du Cambrien et du Dévonien (à gauche) sont tournés en position déversée par déplacement sur une surface de charriage concave, plus escarpée vers le haut. A l'arrière-plan, des vallées boisées dans des roches clastiques mésozoïques séparent des chaînes parallèles de nappes de charriage paléozoïques.

Des failles normales bordent également le sillon des Rocheuses, notamment dans sa partie la plus méridionale (Leech, 1966). Ce sillon est un accident topographique rectiligne majeur, partiellement recouvert au nord par la formation de Sifton, de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire, dont les limites sont des failles et des matériaux dérivés de l'est; il est recouvert dans le sud par les silts du Miocène (pl. VIII-17). Bien que théoriquement on considère que l'emplacement de plusieurs des failles longitudinales résulte du jeu des failles de décrochement, certains éléments structuraux et stratigraphiques s'étendent depuis les chaînons Purcell jusque dans les Rocheuses du Sud sans autre décalage que celui dû aux failles normales. Le sillon coupe transversalement des structures formées au cours de l'orogenèse du Columbien et des masses de roches allochtones au socle cristallin du Précambrien. Leech pense qu'il s'agit d'une ancienne et profonde zone de fractures, qui s'est manifestée de nouveau à travers le placage des couches charriées. Price et Mountjoy (1970) suggèrent l'hypothèse que le sillon des Rocheuses correspond à l'emplacement de la zone de bordure du géosynclinal de la Cordillère avant les chevauchements.

Dans les Rocheuses du Nord, les plis sont amples, très larges et très allongés et ont leurs flancs ouest en pente douce et leurs flancs est, verticaux ou faillés (fig. VIII-39b). Le cœur de ces plis est constitué par une épaisse succession de couches de l'Hélikien à pendage

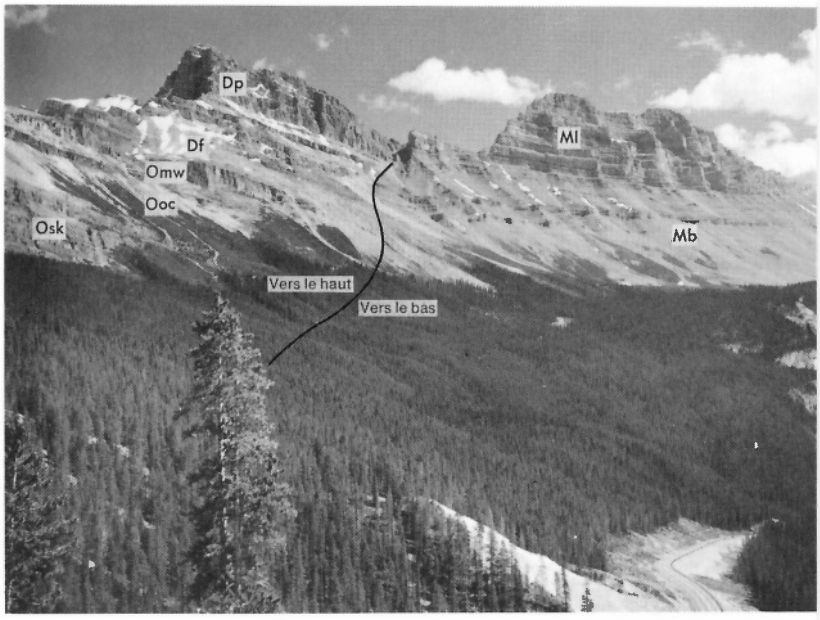


PLANCHE VIII-16

Faille normale dans des roches carbonatées du Paléozoïque, mont Cirrus, chaînes principales des Rocheuses du Sud (Alb.). Ml: formation de Livingstone du Mississippien; Mb: formation de Banff; Dp: formation de Palliser, Dévonien; Df: groupe de Fairholme; Omw: formation de Mount Wilson, Ordovicien; Ooc: formation d'Owen Creek; Osk: formation de Skoki.



PLANCHE VIII-17. **Sillon des Rocheuses. Vue vers le sud d'une partie centrale du sillon, à proximité du confluent du Fraser et de la Torpy. A droite, les chaînons Cariboo; à gauche, les Rocheuses et le mont Robson (12,972 pieds d'altitude) à l'horizon au-dessous de l'extrémité de l'aile d'avion.**

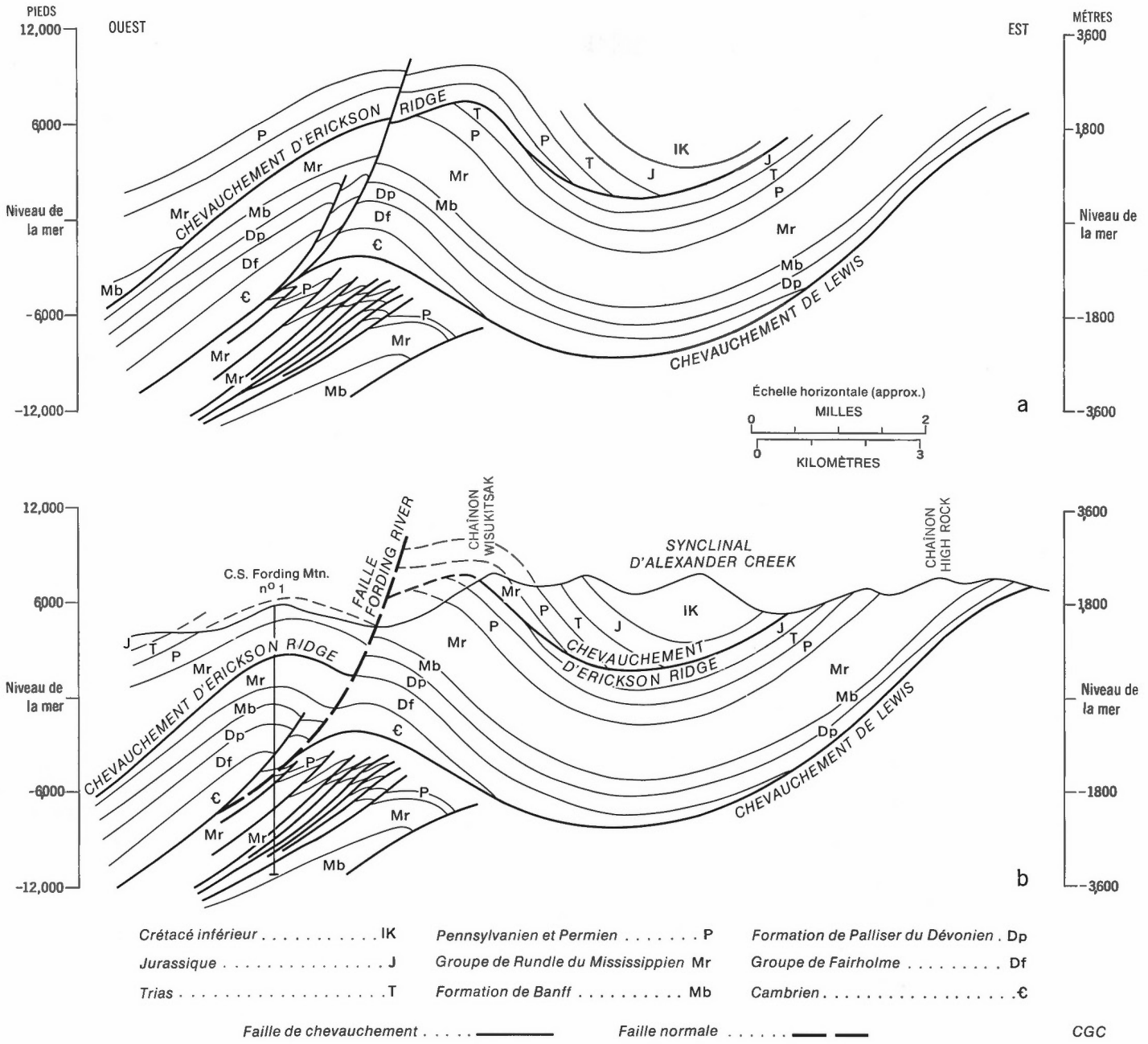


FIGURE VIII-49. **Coupe transversale de la nappe de charriage de Lewis et du puits nº 1 de Fording River de la *California Standard* dans les Rocheuses du Sud: a) structure de la région avant la formation des failles normales; b) structure de la région après la formation des failles normales. La faille normale de Fording River a une inclinaison moins marquée en profondeur et fusionne avec la nappe de charriage de Lewis (Dahlstrom, Daniel et Henderson, 1962).**

ouest, modérément plissées par l'orogenèse du Racklan et coupées par de nombreux dykes de gabbro orientés nord (pl. VIII-2). D'après G. C. Taylor, les chevauchements à pendage ouest dans les couches du Paléozoïque se transforment en surfaces de décollement parallèles à la stratification des dolomies du Silurien, ou à la discordance à la base du Silurien, où celui-ci est en contact avec l'Hélikien. La zone principale des chevauchements est située à l'ouest des larges plis et s'étend dans les roches de faciès pélitique du Paléozoïque inférieur et de l'Hadrynien. Les structures dans les roches du Mésozoïque des Foothills sont des plis semblables, allongés, étroits et fortement comprimés dans les grès du Trias, et des failles de chevauchement fracturent leur flanc avant. Ces plis ont des plans axiaux très inclinés et, dans les schistes argileux du Crétacé qui les recouvrent, ils deviennent moins continus et plus nombreux. Ils sont présumés reposer en discordance sur les structures des roches carbonatées du Paléozoïque et la

zone de décollement se trouverait dans les schistes argileux noirs de la formation de Besa River du Dévonien et du Carbonifère (Fitzgerald et Braun, 1965).

Zone de plissements du Mackenzie. La zone de plissements du Mackenzie est constituée de plis courts et larges, aux sommets et creux presque plats et aux flancs presque verticaux et faillés (fig. VIII-39a). Certains sont étroits, allongés et fortement comprimés, avec des failles sur l'un ou l'autre ou sur les deux flancs de ces plis, et dans la région axiale. Dans le centre de quelques grands anticlinaux, reposent des couches de l'Hélikien et de l'Hadrynien dans les parties nord et ouest des monts Mackenzie et Franklin, et des phyllades dans les monts Wernecke et les chaînons Taiga. Le Paléozoïque inférieur renferme de grandes quantités de roches carbonatées dont le sommet est généralement constitué de bancs massifs du Dévonien moyen, et les couches sus-jacentes sont surtout des schistes argileux du Dévonien supérieur; leur contact forme des surfaces de stratification vastement dénudées, qui définissent avec une excellente précision les flancs des anticlinaux de régions de montagnes et les vallées intermédiaires qui correspondent aux synclinaux (pl. VIII-4). A l'extrémité sud, sur le plateau de la Liard, un monoclinal peu élevé, incliné vers l'est, est la structure principale. Limité à l'ouest par des failles de chevauchement inclinées vers l'est, ce monoclinal couvre une aire de 50 milles de large dont l'uniformité n'est interrompue que par quelques faibles plis, dissymétriques vers l'ouest. Vers le nord, les régions de montagnes des anticlinaux semblent être disposées en échelon vers la droite. Dans la partie sud de la zone de plissements du Mackenzie, les plis sont segmentés d'une façon très marquée. Les segments ont une orientation ouest, nord-ouest et nord-est et sont fréquemment interrompus par des failles inverses ou normales, de même orientation et à faible rejet. Il semble qu'antérieurement aux mouvements de l'orogenèse du Laramide ces roches aient été traversées par un système de fractures, soit de failles ou de zones de petites fractures. Il demeure possible que par suite d'une rotation le long de leur direction, d'anciennes failles normales aient emprunté de nouvelles attitudes où des chevauchements étaient possibles. Dans l'ouest des monts Mackenzie, certains anticlinaux à plis très serrés semblent refléter deux épisodes de plissement, qui sont indiqués par le déplacement d'anciennes failles et par le renversement des plis, vers l'est ou vers l'ouest, en direction opposée à celle d'un renversement antérieur. Ces structures peuvent représenter quelques-uns des éléments les plus à l'est de l'orogenèse du Columbien. La plupart des failles de chevauchement sont associées aux plissements, à la partie centrale des plis ou à leur flanc avant. Le nombre de rejet est petit; les monts Mackenzie et Franklin ont subi un raccourcissement transversal d'environ 10 p. 100 seulement. Les failles de chevauchement sont inclinées vers l'est, ou vers l'ouest, et se terminent en général à une petite faille de décrochement orientée dans la direction de l'ancien système de fractures, ou avec lequel elle peut être reliée par un court segment de ce système. Sur ces segments, le déplacement horizontal est léger car les couches n'ont subi qu'un mouvement de rotation. Les failles de chevauchement sont rares où les successions au mur et au toit sont monoclinales. En général, là où les failles de chevauchement ont une direction nord-est, les structures secondaires indiquent des déplacements vers la droite en plus du glissement le long du pendage et le déplacement est vers la gauche, là où la direction des failles est nord-ouest.

Dans la vallée du Mackenzie, près de Fort Norman, des couches non marines, peut-être de l'Éocène, sont plissées et chevauchées, notamment près du chaînon Mackay. Du fait que ces couches s'étendent en discordance régionale très marquée sur des couches du Crétacé inférieur au Dévonien moyen, des basculements, des bombements et probablement des plissements et des déplacements le long de failles peuvent s'être produits au cours de la première phase de l'orogenèse du Laramide ou antérieurement. Quelques petites structures complexes dans la plaine du Mackenzie et dans les monts Franklin semblent résulter d'un décollement au niveau des couches de sel et d'anhydrite du Cambrien. Les structures majeures, notamment les grands anticlinaux dont le cœur est constitué de couches de l'Hélikien et de l'Hadrynien, résultent probablement d'un décollement près du niveau du socle cristallin.

Complexe de plissements du nord du Yukon. A proximité du bassin de Plume-du-Bonnet, où les chaînons Richardson et les monts Mackenzie fusionnent, les couches non marines, très peu plissées et inclinées, de la formation de Bonnet Plume, de la fin du Crétacé supérieur ou du début du Tertiaire, reposent en discordance angulaire sur les roches déformées du Paléozoïque et du Protérozoïque (fig. VIII-50); la masse des mouvements orogéniques a eu lieu antérieurement à leur dépôt. R. A. Price considère que les orientations structurales autour de ce bassin peuvent se ramener à deux ensembles d'éléments structuraux dont les antécédents ont déterminé la configuration des déformations et de la sédimentation depuis le Précambrien. L'élément structural prédominant des chaînons Richardson est constitué par des failles à direction nord et nord-ouest et à fort rejet vers la droite. Ces failles délimitent un horst complexe et un large anticlinorium plongeant vers le nord et qui constituent le cœur des chaînons. Dans la partie nord-ouest des monts Mackenzie et dans le sud du plateau Porcupine, les plis et les failles dominants ont une orientation est-ouest et sont associés à un système moins important de failles à rejet vers la droite, et de plis orientés nord et nord-ouest et qui rejoignent ceux des chaînons Richardson. L'anisotropie héritée des éléments structuraux, formés pendant l'Hadrynien et le Paléozoïque, a exercé une forte influence sur le caractère des structures formées au cours de la première phase de l'orogenèse du Laramide. Les failles anciennes ont repris leur mouvement et ont exercé de nouveaux rôles kiné-

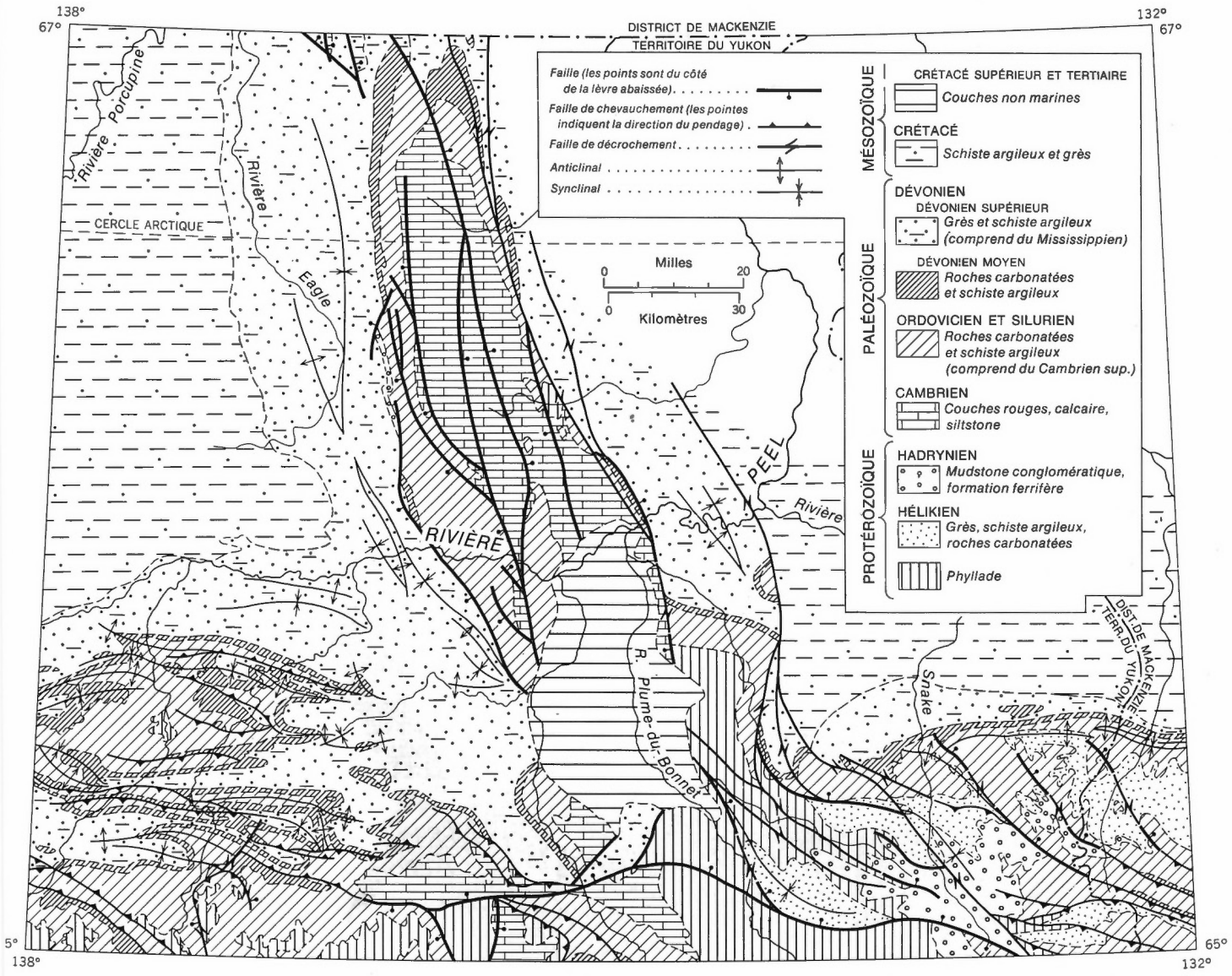


FIGURE VIII-50. Géologie provisoire des environs du bassin de Plume-du-Bonnet au nord du Yukon montrant les structures du début de l'orogenèse du Laramide dans le sud des chaînons Richardson et le nord-ouest des monts Mackenzie (R. A. Price et D. K. Norris).

matiques reliés à leur orientation par rapport à la direction de la contrainte principale maximale. Par exemple, la lèvre occidentale des failles délimitant la partie est des chaînons Richardson s'est abaissée au cours du Paléozoïque, notamment pendant le dépôt des roches du Cambrien inférieur et du Dévonien moyen. Actuellement, ces failles ont la lèvre nord-est abaissée et ont été en outre soumises à un mouvement de décrochement vers la droite. Dans le nord des monts Mackenzie, ces failles fusionnent en direction avec les failles de chevauchement orientées est et dont la lèvre nord est abaissée. Les mouvements sur les failles à direction est et nord peuvent être interprétés comme le résultat d'une seule et même déformation à la suite d'un raccourcissement nord-sud, conjointement avec un transport tectonique relatif vers le nord. A l'extrémité nord des chaînons Richardson, près d'Aklavik, on peut observer sur le côté est des failles verticales de décrochement, un déplacement postérieur au milieu du Crétacé supérieur. Les schistes argileux de l'Albien ont été affectés par les plis frontaux du nord-ouest des monts Mackenzie. Si on considère que ces structures résultent des mêmes mouvements tectoniques et qu'elles sont partiellement plus anciennes que la formation de Bonnet Plume de la fin du Crétacé supérieur, une grande partie des structures de la partie septentrionale de l'orogène de la Cordillère de l'Est peut être placée au début de l'orogenèse du Laramide.

Dans la plaine d'Eagle et dans le chaînon Nahanni, on trouve de grands anticlinaux et synclinaux allongés et



PLANCHE VIII-18. **Chevauchements de la fin du Tertiaire dans les chaînons Klouane, massif de St-Élie (Yukon). Le sillon de Shakwak, recouvert d'un manteau de dépôts pléistocènes, sépare les roches plus récentes de la zone de plissements de St-Élie, des roches cristallines de la plate-forme du Yukon constituée de roches métamorphiques du début du Paléozoïque et de la fin du Précambrien et de masses granitiques du Mésozoïque et du Tertiaire.**

ouverts, dont quelques-uns sont disposés en échelon. Les structures à direction nord de cette région semblent tronquées par un chevauchement majeur sur le côté sud-est du chaînon Keele. Leur intersection avec celles des chaînons Taiga, à direction ouest, est marquée par des sommets et des dépressions.

Plateau du Yukon. Dans la partie nord du géanticlinal côtier et du géanticlinal d'Ominéca, et dans la région intermédiaire, de grandes masses transgressives de monzonite quartzique et d'alaskite ou de granite miarolitique ont été mises en place vers la fin du Crétacé. Ces granites sont caractérisés par une texture extrêmement va-

riable du grain, de fin à très grossier et par endroits porphyrique, par d'abondant quartz fumé, une faible teneur de minéraux mafiques et par la couleur crème terne de leurs feldspaths. De petites bandes et poches de pegmatite sont courantes et les cavités du type géode abondantes. Des traces de fluorine et d'apatite sont très répandues tandis que l'allanite et la topaze sont rares. Dans un des batholites, certains endroits contiennent de la tourmaline et de l'axinite en abondance. Les monzonites quartziques ressemblent aux granites miarolitiques, mais contiennent moins de feldspaths potassiques et plus de minéraux mafiques. Ces roches granitiques semblent avoir été mises en place peu profondément au cours d'une période de tension de terrain de l'écorce terrestre et cette mise en place ne semble pas avoir été accompagnée de déformation importante à l'échelle régionale.

Zone de plissements de St-Élie. La période pré-Tertiaire de déformation de la partie canadienne du massif de St-Élie reste inconnue. Cependant, les roches volcaniques et sédimentaires du Paléocène et plus récentes ont été déplacées par des failles de chevauchement et des rétrocharriages (Muller, 1967), et il est aussi possible que les tillites dans la partie la plus à l'est de l'Alaska, équivalentes à une partie du groupe de St. Clare, aient été basculées et modérément plissées. L'âge de ces «tillites» est inconnu, mais elles peuvent être équivalentes aux tillites d'origine marine du Miocène et du Pliocène(?) du golfe d'Alaska, lesquelles ont subi des déformations à la fin du Pliocène ou au tout début du Pléistocène. Les mouvements le long des failles sur le côté sud-ouest du massif de St-Élie se sont poursuivis jusqu'à nos jours, si l'on en juge par les violents tremblements de terre de 1899 et de la dernière décennie. Le noyau central cristallin du massif de St-Élie, contenant des blocs faillés de sédiments du Crétacé inférieur, est bordé sur les deux côtés par des failles inclinées vers l'intérieur du massif; ces failles séparent le cœur du massif des régions contiguës caractérisées par des plis et des failles de chevauchement à direction opposée à la région axiale de la zone de plis. Sur le côté nord-est, la zone de chevauchement de Duke River est caractérisée par de nombreuses lentilles de gypse et converge vers le sud-est avec la faille Shakwak qui limite au nord-est la zone de plis. La zone intermédiaire est très déformée et renferme au moins deux rétrocharriages à mouvement vers le sud-ouest (pl. VIII-18).

Zone de plissements insulaire. Les structures des roches du Crétacé supérieur du bassin de Géorgie, formées au début du Tertiaire, semblent refléter des mouvements sur les failles du socle et sont reliées à deux failles très importantes, fortement inclinées et orientées nord-ouest, sur lesquelles les couches du côté sud-ouest ont été abaissées. Les roches du Crétacé supérieur sont envahies par des filons-couches et stocks de diorite quartzique, datée au K-Ar de 35 à 59 m. a. A l'extrémité sud de l'île Vancouver, les plis dans les formations du Tertiaire ont une orientation est et sont associés à une faille de chevauchement à direction est, inclinée vers le nord, et en mouvement au cours de l'Oligocène. Les légers bombements dans les roches volcaniques du Tertiaire des îles Reine-Charlotte peuvent représenter seulement de simples affaissements dus à l'évacuation du magma d'une poche en profondeur. Les failles qui affectent les roches du Tertiaire ont en général une forte inclinaison et une direction nord-ouest, parallèle à la direction dominante des failles et des plis dans les roches plus anciennes. Dans les îles Reine-Charlotte, ces failles ont été actives depuis au moins le Crétacé inférieur et comportent un décrochement vers la droite et un affaissement du côté est. Dans l'île Vancouver, les failles à direction nord-ouest se sont formées au cours du Jurassique moyen, mais la nature de leur évolution ultérieure reste inconnue, sauf que le mouvement sur les failles de la côte occidentale, au post-Miocène, a abaissé les sédiments du Tertiaire.

Les failles à direction nord-ouest comprennent également une faille sur la marge du plateau continental, au large des côtes occidentales des îles Reine-Charlotte (fig. VIII-51). Sutherland Brown (1966) estime que cette faille s'incline profondément sous le continent, et Wilson (1965) la considère comme un élément du système de failles San Andreas-Denali. Elle sépare les structures du continent, à direction nord-ouest, sises au nord-est, d'une région de l'océan au sud-ouest, caractérisée par des anomalies magnétiques à direction nord-nord-est (fig. VIII-52). Vine (1966) considère que l'écorce océanique s'est écartée latéralement dans une direction opposée à l'axe de la montée de l'est du Pacifique, dans la région de la crête de Juan de Fuca. Il estime que le taux d'écartement peut avoir diminué au cours du Pliocène, à partir d'un taux annuel de 4 ou 5 cm, au taux de 2.9 cm durant les cinq derniers millions d'années.

Plateau Intérieur. Les structures du début du Tertiaire résultent de la tension créée par les failles normales et les fractures pénétrées par des dykes superposés aux structures de l'orogenèse du Columbien. Le mouvement le long des failles a eu lieu en partie simultanément à la mise en place des sédiments et des roches volcaniques du début du Tertiaire et en partie ultérieurement. Dans le sud-ouest de la chaîne de Monashee, les failles normales sont disposées en zigzag. Les couches tertiaires des horsts, des grabens et des gradins sont plissées par endroits et généralement inclinées vers l'est. Le système de failles détermine la direction des faisceaux de dykes de basalte et de lamprophyre, et influence la répartition des intrusions de Coryell. Des accidents topographiques à direction nord dans les roches volcaniques tertiaires, peu affleurantes, dans le centre du plateau Intérieur, peuvent refléter des blocs faillés à direction similaire. La partie nord, près de l'arche de Stikine, renferme le plus de variations dans l'orientation et la disposition des basculements et des plissements. Postérieure-

ment au dépôt de la formation de Stutut, du Crétacé supérieur au Paléocène, quelques mouvements inverses se sont produits sur la faille Pinchi.

Chaîne des Cascades et chaîne Côtière. Des mouvements répétés sur la zone de failles du Fraser, qui coupe le centre de la partie sud de la chaîne des Cascades, a résulté la fixation des sédiments clastiques continentaux de l'Éocène et leur déformation ultérieure, avant la mise en place au milieu du Tertiaire, du batholite de Chilliwack. Des phénomènes similaires ont affecté la partie sud de la chaîne Côtière, où des couches de la fin du Crétacé supérieur ont été basculées, faillées et envahies par des plutons granitiques.

Paléocène et Éocène (fig. VIII-44)

Plateau continental du Pacifique. Dans le bassin de Bellingham, situé sous le delta du Fraser, les couches supérieures de grès et de conglomérat non marins, qui comprennent la formation de Burrard, datent du début du Tertiaire. La formation de Kitsilano, sus-jacente en concordance, et la formation équivalente d'Huntingdon, renferment une flore de l'Éocène moyen. Dans l'État de Washington, sur la bordure méridionale du bassin, la formation d'Huntingdon repose en discordance sur la formation de Chuckanut, dont la partie inférieure correspond à la partie supérieure du groupe de Nanaïmo. A l'extrémité sud de l'île Vancouver, la formation de Metchosin, de l'Éocène, comporte 7,500 pieds de basalte en coussins d'origine marine, quelques roches pyroclastiques et des sédiments. Dans la presqu'île Olympic de l'État de Washington, cette formation repose en discordance sur le Crétacé inférieur. Dans le sud des îles Reine-Charlotte, la formation de Massett présente plusieurs faciès distincts (Sutherland Brown, 1966). Le faciès inlet Dana comprend des brèches pyroclastiques formées sous l'eau et contenant un mélange de fragments rhyolitiques et basaltiques. Le faciès subaérien équivalent inlet Kootenay comporte des masses de cendres rhyolitiques, des tufs, des brèches et des coulées de dacite et de basalte. Dans le nord des îles Reine-Charlotte, le faciès inlet Tartu de roches volcaniques subaériennes est constitué de trois niveaux d'une épaisseur totale de 18,000 pieds. Le niveau inférieur est un mélange de brèches, de coulées basaltiques et de masses de cendre, de tuf et de coulées rhyolitiques. Le niveau intermédiaire comporte surtout des coulées et de la cendre rhyolitiques. Le niveau supérieur est formé de coulées de basalte légèrement sodique et à structure en prismes. Du mica d'un filon-couche, relié au niveau inférieur, a donné au K-Ar 62 m.a.

Chaîne des Cascades. Le long du Fraser, au sud de Lillooet, des conglomérats, aux éléments d'origine locale, reposent en discordance sur le gneiss de Custer et des roches granitiques et métamorphiques (McTaggart et Thompson, 1967). Ces conglomérats sont également en contact de failles avec des roches similaires situées à l'est, ce qui indique que le long du Fraser il y a eu mouvement le long de failles pendant et après l'Éocène. Au sud de Hope, dans la même direction, des restes de conglomérat de l'Éocène ont été engloutis dans le batholite de Chilliwack du Miocène, daté au K-Ar à 18 m.a.

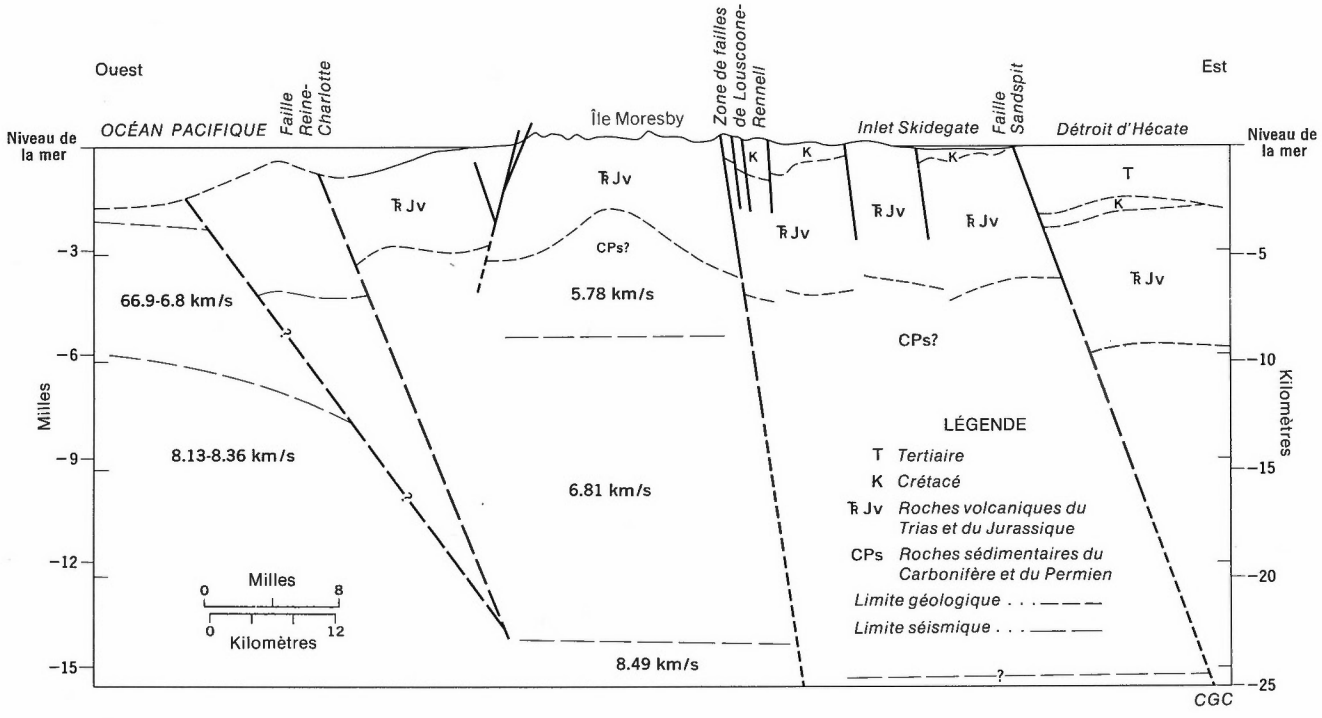


FIGURE VIII-51. Coupe transversale hypothétique de la croûte terrestre sous les îles Reine-Charlotte (A. Sutherland Brown, 1967).

Plateau Intérieur. Dans l'intérieur de la Colombie-Britannique, on trouve 5,000 pieds de roches volcaniques subaériennes renfermant des roches clastiques en quantité moindre. Elles sont conservées dans des bassins structuraux isolés et dans des dépressions de failles, ou comme des restes d'érosion dans les bas-plateaux recouvrant en discordance angulaire des roches plus anciennes.

A l'extrémité méridionale du plateau Intérieur, les groupes de Kamloops et de Princeton et les formations de Springbrook, de Marron, de White Lake et de Kettle River sont considérés de l'Éocène moyen, en se basant sur la flore des sédiments des groupes de Kamloops et de Princeton et de la formation de Kettle River, et sur des dents de mammifères trouvées près de Princeton. Ces roches volcaniques ont donné au K-Ar de 45 à 49 m.a. (Rouse et Mathews, 1961). Elles sont surtout des andésites et des trachyandésites renfermant des quantités moindres de basalte et de rhyolite sous forme d'épanchements lenticulaires et de couches de roches pyroclastiques. Les roches felsiques sont généralement sous forme de bandes de cendres volcaniques. Le dépôt des sédiments et les éruptions volcaniques ont été simultanés aux mouvements de bascule et de failles. La formation de Kettle River augmente en épaisseur vers certaines failles de bordure. Les dykes d'alimentation de l'unité intermédiaire des laves de la formation de Marron ont la même orientation que les failles normales et semblent être également reliés aux intrusions de Coryell.

Dans le centre du plateau Intérieur, le groupe d'Ootsa Lake est constitué surtout de rhyolite sphérolitique, perlitique, et, en quantité moindre, d'andésite, de basalte et de sédiments détritiques. Les roches d'épanchement sont aussi courantes que les roches pyroclastiques. Certaines roches volcaniques, notamment de types felsiques, cartographiées à l'origine comme étant du groupe d'Endako, plus récent (Armstrong, 1949), ont donné au K-Ar 53 m.a., ce qui les place au début du Tertiaire et contemporaines aux roches volcaniques du groupe d'Ootsa Lake et de celles du sud de la Colombie-Britannique (Mathews, 1964).

Dans le nord de la Colombie-Britannique, le groupe de Sloko, constitué en majorité de roches pyroclastiques, de dacite et de rhyolite, et, en quantité moindre, d'andésite

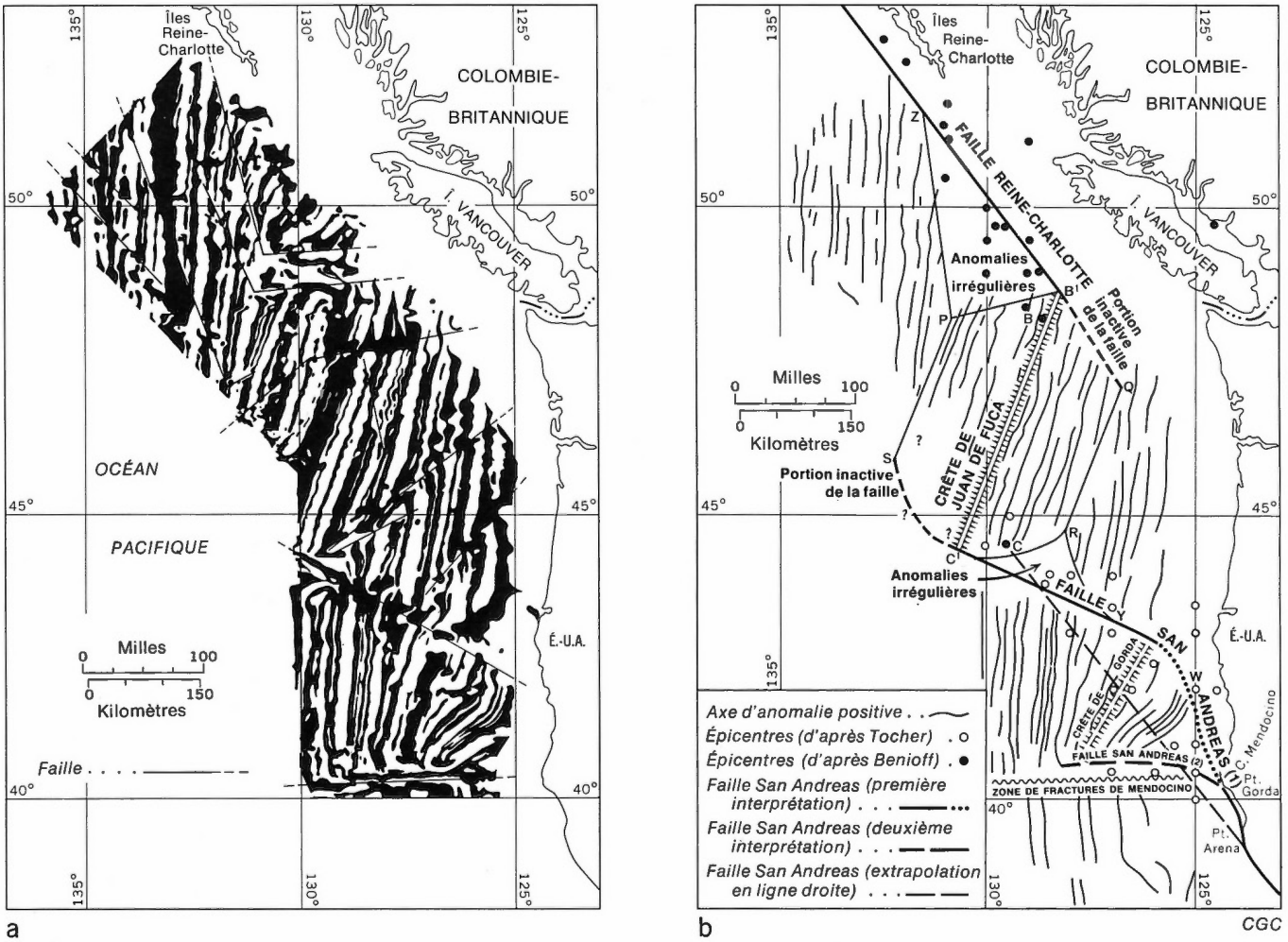


FIGURE VIII-52. Anomalies magnétiques au sud-ouest de l'île Vancouver: a) champ magnétique total: zones d'anomalie positive indiquées en noir, les lignes droites indiquent des failles (Vine, 1966); b) interprétation des failles transversales (Wilson, 1965).

et de basalte, renferme des plantes peu conservées du Crétacé ou du Tertiaire (Aitken, 1960). Les roches pyroclastiques comprennent des brèches grossières d'explosion, dont quelques-unes sont entièrement composées de fragments granitiques, de tufs vitreux fragiles et d'ignimbrites; les coulées sont rares. Les sédiments associés à ces roches dérivent de matériaux volcaniques proches et renferment du charbon, des fragments de plantes et des troncs d'arbres. Les couches du groupe de Sloko, horizontales ou faiblement inclinées, sont généralement limitées par des failles normales ou par des fractures annulaires. Certains dykes suivent les failles ou forment des faisceaux parallèles, ce qui suggère un volcanisme contemporain à la formation des failles, accompagnée par endroits de la formation de cuvettes d'effondrement. Quelques roches volcaniques trachytiques semblent être reliées génétiquement aux cheminées de monzonite quartzique, dont l'une a donné au K-Ar 69 m.a. Par endroits, les roches pyroclastiques passent graduellement vers le bas en de la felsite, puis en de la monzonite quartzique, sur une dénivelée de moins de 5,000 pieds.

Dans le sud-ouest du Yukon, les groupes de Carmacks et de Skukum renferment des sédiments du Paléocène et de l'Éocène, recouverts par des roches volcaniques, surtout du basalte, mais comprenant de la trachyte, de la rhyolite, de l'andésite et des roches pyroclastiques. Ces roches sont inclinées et pénéplanées par une surface d'érosion probablement du Miocène(?).

Massif de St-Élie. Au sud-ouest du sillon de Shakwak, dans la région de Klouane, des grès et du conglomérat du Paléocène, contenant un peu de schiste argileux et du charbon, ont une épaisseur jusqu'à 2,500 pieds. Ces roches ont subi des chevauchements au milieu ou à la fin du Tertiaire. Dans la région du lac Dezadeash, des couches horizontales ou faiblement inclinées de conglomérat, de grès et de schiste argileux, épaisses de 3,500 pieds, reposent en discordance sur du granite porphyrique ou sur des roches volcaniques et des sédiments du Mésozoïque. Ces couches sont coupées par un stock et de nombreux filons-couches de syénite sodique. Dans la région de Squaw Creek-Rainy Hollow, des conglomérats, des grès et des schistes argileux, faiblement ou modérément inclinés, recouvrent des coulées de rhyolite porphyrique situées dans un bloc effondré le long de failles (Watson, 1948). Ces unités de roches sédimentaires et volcaniques, épaisses d'environ 1,500 pieds chacune, sont partiellement interstratifiées et sont considérées du Paléocène.

Le long de la partie nord-ouest du sillon de Tintina et dans la région de Carmacks, des couches de charbon s'étendent dans les conglomérats, les grès et les siltstones bien stratifiés du Paléocène ou de l'Éocène supérieur. Des roches semblables, sans charbon, s'étendent le long de la rivière Pelly dans le sillon de Tintina, et vers le nord-est, le long de la rivière MacMillan. Le long des rivières Liard et Charbon dans le sud-est du Yukon, et de la rivière Rapide près de McDame, des couches de charbon du type lignite sont interstratifiées avec des roches clastiques typiques du Tertiaire.

Plaine côtière de l'Arctique. A l'ouest du delta du Mackenzie, la formation de Moose Channel est constituée de 1,200 pieds de grès non marin, faiblement consolidé, à grain de fin à grossier, feldspathique, de couleur gris verdâtre à brune, à rides de plage, et interstratifiée avec des schistes silteux gris (Mountjoy, 1967). Sur le chenal Moose, s'étend une couche de charbon subbitumineux, épaisse de sept pieds. La flore microscopique indique en général l'âge du Crétacé supérieur au début du Tertiaire. A l'est du delta, la formation de Reindeer, du Paléocène à l'Éocène, épaisse de 700 pieds, est formée de schistes silteux non marins, de siltstone, de grès ordinaire, de quartzite, de conglomérat à chert et de charbon.

Plaine du Mackenzie. Aux environs de Fort Norman, les schistes argileux du Paléocène ou de l'Éocène, qui forment un petit bassin, reposent avec une discordance régionale sur des couches du Crétacé inférieur au Dévonien moyen. La partie inférieure, épaisse de 4,000 pieds, comprend des grès tendres, des schistes argileux et du lignite. La partie supérieure, qui couronne les collines au sud de la Petite rivière de l'Ours, est un conglomérat massif de 2,000 pieds d'épaisseur.

Exogéosynclinal des Rocheuses. L'épaisseur du Paléocène des plaines Intérieures et des Foothills des Rocheuses varie depuis plus de 5,000 pieds à l'ouest à quelques centaines de pieds seulement dans le sud-ouest du Manitoba. Les grès massifs, à patine fauve, qui font partie de la formation de Paskapoo, dans le centre de l'Alberta, et de la formation de Ravenscrag, en Saskatchewan, recouvrent les couches du Crétacé renfermant du charbon et des fossiles de dinosaures. Une discordance d'érosion semble séparer la formation d'Edmonton de la formation de Paskapoo, mais la sédimentation peut être demeurée continue dans le sud de la Saskatchewan et de l'Alberta. Dans le sud des Foothills, la limite entre le Crétacé et le Paléocène se situe dans la succession, en apparence concordante, de la formation de Willow Creek.

La formation de Willow Creek comporte du grès tendre, gris, à grain moyen, et des schistes argileux bariolés, recouverts par des couches à patine fauve. Cette formation renferme deux faunes de mollusques (Tozer, 1956); la plus ancienne est mise en corrélation stratigraphique avec celle de la partie supérieure de la formation d'Edmonton et la plus récente, avec celle des formations de Paskapoo et de Ravenscrag. La formation de Willow Creek, de plus de 4,000 pieds d'épaisseur près de la rivière Castle, s'amincit vers le nord, sa partie inférieure fusionne avec la partie supérieure de la formation d'Edmonton, et sa partie supérieure est tronquée par la surface discordante d'érosion qui la sépare de la formation sus-jacente de Porcupine Hills (Douglas, 1950). Cette dernière comporte environ 4,000 pieds de grès massif, gris et vert, à grain

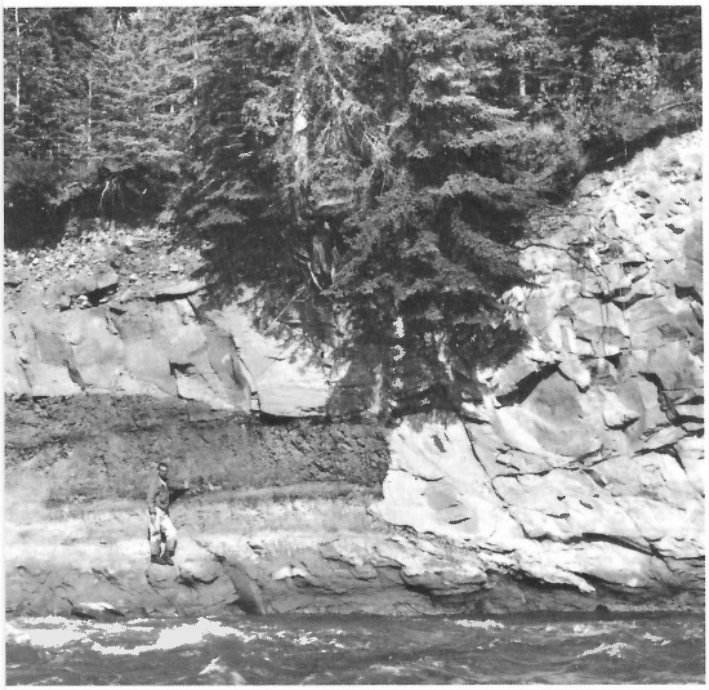


PLANCHE VIII-19. Comblement de chenaux par des grès dans les mudstones de la formation de Paskapoo du Tertiaire, ruisseau Burnt Timber, Foothills de l'Alberta.

grossier et à stratification entrecroisée, et des schistes argileux gris et bruns.

La formation de Paskapoo a 3,000 pieds d'épaisseur dans le sud des Foothills et plus de 6,500 pieds dans le centre des Foothills (pl. VIII-19). Elle est formée de grès massif, de couleur brune, à grain grossier et à stratification entrecoisée, de schistes argileux gris et verts, et d'un peu de calcaire. Entre les rivières Saskatchewan-Nord et Athabasca repose, généralement à la base de cette formation, le conglomérat d'Entrance, lenticulaire et de faible épaisseur. Près d'Edmonton, cette formation renferme des couches épaisses de charbon d'importance économique. Une faune de mollusques bien conservés, des restes de mammifères et des plantes fossiles ont établi que cette formation est du Paléocène.

Dans les collines du Cyprès, le long de la frontière entre l'Alberta et la Saskatchewan, les couches du Paléocène, qui renferment une faune de mammifères, sont placées dans la formation de Ravenscrag (Furnival, 1946). Sa base, sous la couche de charbon de valeur commerciale la plus basse de la succession, semble être en concordance avec la formation sous-jacente de Frenchman qui renferme des fossiles de dinosaures. La formation de Ravenscrag est une succession cyclique de silts, d'argiles et de lignite s'amincissant de 500 à 250 pieds vers l'est à travers le sud de la Saskatchewan.

La formation de Turtle Mountain, dans le sud du Manitoba, est considérée du début du Tertiaire et probablement du Paléocène. Évaluée à environ 100 pieds d'épaisseur, elle comprend du sable fin, du silt, de l'argile et des couches minces de charbon. Des foraminifères du Paléocène de la formation de Cannonball, découverts sur le flanc ouest de la colline Turtle dans le Dakota-Nord, indiquent que des couches marines peuvent reposer entre les formations de Turtle Mountain et de Boissevain du Crétacé. Cette mer éphémère, qui correspond à la formation de Cannonball, était reliée au golfe du Mexique et peut-être à l'océan Arctique. Sa formation peut avoir coïncidé avec la subsidence du bassin de Williston consécutive au dépôt de la formation de Ravenscrag.

Oligocène et plus récent (fig. VIII-45)

Plateau continental du Pacifique. Le long de la côte occidentale de l'île Vancouver, reposent des sédiments clastiques marins de la formation de Carmanah, de l'Oligocène moyen et supérieur, et de la formation de Sooke, du Miocène inférieur. Ces formations reposent en discordance sur des roches plus anciennes et sont recouvertes en discordance par des roches du Pléistocène. Les couches ont une orientation parallèle à la côte et sont inclinées vers l'ouest, vers l'océan. Dans le nord des îles Reine-Charlotte, la formation de Skonun, du Miocène et du Pliocène, comporte des sables marins et non marins en interdigitation, et des schistes argileux épais de 6,000 pieds dans l'est. Elle recouvre vers l'ouest les roches volcaniques du Tertiaire inférieur (Sutherland Brown, 1966).

Plateau Intérieur. Des silts, des sables et des graviers du Miocène reposent le long des vallées les plus importantes, telles que celles du Fraser et de ses affluents près de Prince-George (H. W. Tipper), de la rivière Thompson (Campbell et Tipper, 1966), et près de l'extrémité sud du sillon des Rocheuses (Leech, 1966). La présence de ces roches indique que postérieurement à un long intervalle d'érosion, les éléments principaux du réseau hydrographique actuel étaient en place au Miocène.

Les basaltes de plateau horizontaux du centre de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon ont donné au K-Ar 10, 12 et 13 m.a. Les sédiments clastiques, sous-jacents à ces basaltes et en interdigitation avec eux, renferment une flore de la fin du Miocène et, par endroits, des gisements de diatomite. Les basaltes de plateau et les basaltes à olivine et leurs équivalents, les andésites et les basaltes du groupe d'Endako ont fait éruption par des fissures et des volcans en forme de bouclier, et ont recouvert une surface d'érosion légèrement ondulée, au relief de 1,500 à 2,000 pieds. A l'est, les laves paraissent s'être écoulées en larges nappes dans les vallées en bordure de la chaîne Columbia (Campbell et Tipper, 1966). A l'ouest, cependant, les basaltes dans la chaîne Côtière, à la suite du soulèvement différentiel survenu au Pliocène, reposent actuellement jusqu'à 8,000 pieds d'altitude. Les roches volcaniques de la partie nord-ouest de la Colombie-Britannique, équivalentes aux basaltes de plateau, sont les premiers épanchements du cône volcanique du pic Edziza

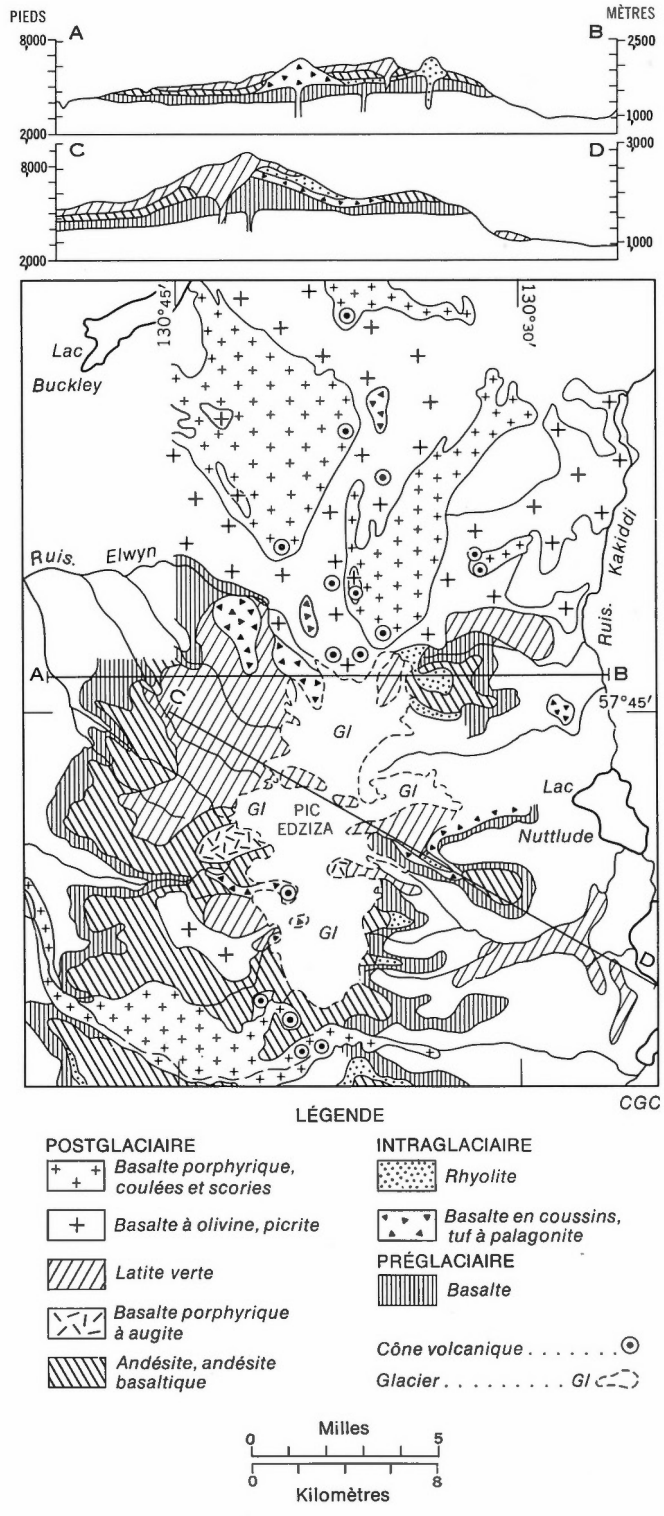


FIGURE VIII-53. Complexe volcanique du mont Edziza au nord-ouest de la Colombie-Britannique (Souther, 1966).

(fig. VIII-53); les coulées de basalte de la formation de Level Mountain, et les roches pyroclastiques, rhyolitiques et dacitiques, en interdigitation de la formation de Heart Peaks, ont donné au K-Ar 15 m.a.



PLANCHE VIII-20. Cône de scories, 500 pieds de hauteur, formé sur le basalte postglaciaire sur le flanc nord du complexe volcanique du mont Edziza. Au centre de la photographie, des cônes partiellement érodés.

Près de la rivière Alsek dans le massif de St-Élie, les roches volcaniques, peut-être du Miocène, sont constituées d'environ 3,500 pieds d'agglomérat bigarré, de brèche, de tuf, de rhyolite, de dacite, d'andésite et de basalte. Ces roches sont présumées recouvrir en discordance les couches du Paléocène et plus anciennes, et se seraient épanchées sur une surface au relief de plus de 2,000 pieds. Plus loin au nord-est, dans les chaînons Klouane, environ 1,600 pieds de basalte massif et à structure en prismes, et d'andésite, sont interstratifiés avec du sable, du schiste argileux et du charbon à la base, et contiennent près du sommet des couches intercalaires de tuf et de cendre. Ces roches sont recouvertes par 350 pieds de conglomérat volcanique grossier.

Les laves du groupe de Selkirk et les roches correspondantes dans le sud-ouest du Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique datent du Pliocène au Récent.

Elles se sont épanchées sur une surface d'érosion similaire à l'actuelle surface et un certain nombre de coulées ont atteint les vallées actuelles. La formation de Tuya dans le nord de la Colombie-Britannique comprend d'énormes quantités de cendres volcaniques alternant avec des coulées près des cratères d'éruption. Par endroits, des cônes volcaniques, en majorité de cendre, sont recouverts de coulées presque horizontales qui semblent avoir pris place à une époque où la région était recouverte de glace. Les basaltes à olivine «de vallées», du sud du plateau Intérieur, s'étendent en bancs et dans des vallées sculptées dans la surface du plateau. La figure VIII-45 montre plusieurs des cônes ou cratères volcaniques.

Montagnes Rocheuses. Dans la vallée supérieure de la rivière Flathead, la formation de Kishenehn, de la fin de l'Éocène ou du tout début de l'Oligocène, a été déposée dans un bassin structural, sur le bloc abaissé de la faille normale de Flathead. Price (1966) y a reconnu deux faciès principaux: des conglomérats et des brèches, au contact de la faille, dont les éléments dérivent des roches du Paléozoïque et du Précambrien du compartiment élevé, et un faciès de bassin formé de matériaux clastiques fins, de marne et de lignite. La sédimentation s'est effectuée simultanément aux déplacements sur la faille, du fait que la succession des roches types, qui apparaissent sous forme de fragments, est inverse de leur ordre stratigraphique normal dans le toit de faille. L'épaisseur de ces sédiments atteint environ 6,600 pieds. La formation de Kishenehn repose en discordance angulaire sur des couches déformées par l'orogenèse du Laramide, ce qui établit une limite supérieure de datation de l'âge des structures sous-jacentes des montagnes Rocheuses du Sud.

Plaines Intérieures. Dans le sud-ouest de la Saskatchewan et le sud-est de l'Alberta, les couches de Swift Current Creek de la fin de l'Éocène, et la formation de Cypress Hills, du début de l'Oligocène, comprennent des graviers dérivés des roches précambriennes et cambriennes des chaînes occidentale et principale des montagnes Rocheuses méridionales. La formation de Cypress Hills, qui couronne les collines du Cyprès, comporte des quantités variables de sables et de graviers et a un maximum de 300 pieds d'épaisseur. Les cailloux sont surtout du quartzite et du chert, quelques-uns de trachyte et autres roches porphyriques. Cette formation renferme une importante faune de vertébrés, notamment des mammifères. D'autres traces de la sédimentation fluviale, alimentée par l'érosion des montagnes Rocheuses, sont les graviers de la formation de Wood Mountain du Miocène, du sud de la Saskatchewan, et les graviers et les conglomérats du Miocène ou du Pliocène qui couronnent les collines Swan, Hand et Saddle, dans le centre de l'Alberta.

Quaternaire

Presque toute la région de la Cordillère et des plaines Intérieures a subi la glaciation au cours du Pléistocène (*voir* chapitre XII et carte 1253A). Dans la partie du Yukon exempte de glaciation, les sédiments fluviaux aurifères du Klondike, y compris les graviers «White Channel» et les dépôts connexes, ont été conservés. Ces sédiments peuvent remonter à la fin du Tertiaire. Ailleurs, s'étendent de nombreux dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires et, dans quelques vallées préglaciaires, certains atteignent de grandes épaisseurs et peuvent comprendre des sédiments du tout début du Pléistocène et de l'extrême fin du Tertiaire. De vastes champs de neige et de nombreux glaciers en mouvement s'étendent dans la chaîne Côtière, dans le massif de St-Élie, dans la chaîne de Selkirk et dans les montagnes Rocheuses. Certaines autres chaînes ont quelques petits glaciers, dont les plus importants s'étalent dans la partie sud-est de la chaîne de Selwyn. Plusieurs petits volcans, près du pic Edziza, sur le cours inférieur de la rivière Iskut, et au nord de Terrace, étaient en activité au cours des 2,000 dernières années, certains en éruption depuis la dernière régression glaciaire (pl. VIII-20).

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

GÉNÉRALITÉS

Commission géologique du Canada:
Age determinations and geological studies; études annuelles sur la datation au K-Ar: Études 60–17 à 67–17. Report of Activities: Études 63–1 à 67–1.

Gabrielse, H., et Reesor, J. E.
1964: Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 8, Geochronology in Canada, pp. 96–138.

Gabrielse, H., et Wheeler, J. O.
1961: Tectonic framework of southern Yukon and northwestern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 60–24.

Gunning, H. C., éditeur
1966: Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera, A Symposium; *Inst. can. mines et mét.*, vol. spéc. n° 8.

McCrossan, R. G., et Glaister, R. P., éditeurs
1964: Geological history of Western Canada; *Alberta Soc. Petrol. Geol.*

Ministère des Mines et des Ressources pétrolières, Colombie-Britannique:
Rapports annuels.

Roedder, D. H.
1967: Rocky Mountains; Band 5 Beiträge Zur Region alen Geologie Dar Erde; *Gebrüder Borntraeger*, Berlin-Nikolassee.

White, W. H.

1959: Cordilleran tectonics in British Columbia; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 43, n° 1, pp. 60–100.

OROGÈNE DE LA CORDILLÈRE DU NORD ET PLATE-FORME DE L'INTÉRIEUR

Aitken, J. D.

1960: Atlin map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 307.

Blusson, S. L.

1968: Geology and tungsten deposits near the headwaters of Flat River, Yukon Territory and southwestern District of Mackenzie, Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–22.

Bostock, H. S.

1936: Carmacks District, Yukon; *Comm. géol., Can.*, Mém. 189.

1952: Geology of northwest Shakwak Valley, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 267.

Brabb, E. E.

1967: Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician rocks of east-central Alaska; *U.S. Geol. Surv.*, Étude 559–A.

Brosgé, W. P., Dutro, J. T., Jr., Mangus, M. D., et Reiser, H. N.

1962: Palaeozoic sequence in eastern Brooks Range, Alaska; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 46, pp. 2174–2198.

Campbell, R. B.

1967: Glenlyon map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 352.

Christie, R. L.

1957: Bennett, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 19–1957.

Churkin, M., Jr., et Brabb, E. E.

1965: Ordovician, Silurian and Devonian biostratigraphy of east-central Alaska; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 49, pp. 172–185.

Douglas, R. J. W., et Norris, D. K.

1961: Camsell Bend and Root River map-areas, District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 61–13.

1963: Dahadinni and Wrigley map-areas, District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–33.

Frebold, H.

1964: Lower Jurassic and Bajocian ammonoid faunas of northwestern British Columbia and southern Yukon; *Comm. géol., Can.*, Bull. 116.

Frebold, H., Mountjoy, E. W., et Tempelman-Kluit, D. J.

1967: New occurrences of Jurassic rocks and fossils in central and northern Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–12.

Gabrielse, H.

1962a: Cry Lake map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 29–1962.

1962b: Kechika map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 42–1962.

1962c: Rabbit River map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 46–1962.

1963: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 319.

Gabrielse, H., et Souther, J. G.

1962: Dease Lake, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 21–1962.

Gabrielse, H., Roddick, J. A., et Blusson, S. L.

1965: Flat River, Glacier Lake, and Wrigley Lake, District of Mackenzie and Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 64–52.

Green, L. H., et Roddick, J. A.

1961: Nahanni, Yukon Territory and District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, carte 14–1961.

1962: Dawson, Larsen Creek and Nash Creek map-areas, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–7.

Green, L. H., Roddick, J. A., et Wheeler, J. O.

1960a: Quiet Lake map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, carte 7–1960.

1960b: Finlayson Lake map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, carte 8–1960.

Harker, P.

1963: Carboniferous and Permian rocks, southwestern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 95.

Hume, G. S.

1954: The Lower Mackenzie River area, Northwest Territories and Yukon; *Comm. géol., Can.*, Mém. 273.

Jackson, D. E., et Lenz, A. C.

1962: Zonation of Ordovician and Silurian graptolites of N. Yukon, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 46, pp. 30–45.

Jeletzky, J. A.

1961: Eastern slope, Richardson Mountains: Cretaceous and Tertiary structural history and regional significance. Geology of the Arctic, Proc. 1st Intern. Symposium, Arctic Geol.; vol. 1, *Univ. Toronto Press*, pp. 532–583.

1967: Jurassic and (?) Triassic rocks of the eastern slope of Richardson Mountains, northwestern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–50.

Kindle, E. D.

1953: Dezadeash map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 268.

Lanphere, M. A., et Eberlein, G. D.

1966: Potassium-argon ages of magnetite-bearing ultramafic complexes in southeastern Alaska; (résumé) *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. n° 87, p. 94.

Martin, L. J.

1959: Stratigraphy and depositional tectonics of north Yukon-lower Mackenzie area, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 43, n° 10, pp. 2399–2455.

Moffitt, F. H.

1938: Geology of the Chitina Valley and adjacent areas, Alaska; *U.S. Geol. Surv.*, Bull. 844.

Monger, J. W. H.

1968: Atlin Horst Project, *dans* Report of Activities, Part A, May to October, 1967; *Comm. géol., Can.*, Étude 68–1.

Mountjoy, E. W.

1967a: Triassic stratigraphy of northern Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 60–19.

1967b: Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy, northern Yukon Territory, and northwestern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–16.

Muller, J. E.

1967: Kluane Lake map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 340.

Mulligan, R.

1955: Teslin map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 326.

Norford, B. S.

1964: Reconnaissance of the Ordovician and Silurian rocks of northern Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 63–39.

Norris, A. W.

1967: Description of Devonian sections in northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–39.

Norris, D. K., Price, R. A., et Mountjoy, E. W.

1963: Northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, carte 10–1963.

Poole, W. H., Roddick, J. A., et Green, L. H.

1960: Wolf Lake map-area; *Comm. géol., Can.*, carte 10–1960.

Roddick, J. A., et Green, L. H.

1961a, b: Sheldon Lake and Tay River; *Comm. géol., Can.*, cartes 12–1961 et 13–1961.

Souther, J. G.

1959: Chutine, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 7–1959.

1960: Tulsequah, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 6–1960.

1967: Cordilleran volcanic study, *dans* Report of Activities, Part A; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–1.

Stott, D. F.

1960: Cretaceous rocks in the region of Liard and Mackenzie Rivers, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Bull. 63.

Tempelman-Kluit, D. J.

1968: Geological setting of the Faro, Vangorda and Swim base metal deposits, Yukon Territory, *dans* Report of Activities, Part A; *Comm. géol., Can.*, Étude 68–1.

1970: The stratigraphy and structure of the Keno Hill quartzite in the Tombstone River-Upper Klondike River map-areas, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Bull. 180.

Tozer, E. T.

1958: Stratigraphy of the Lewes River Group (Triassic), central Laberge area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Bull. 43.

Watson, K. de P.

1948: The Squaw Creek Rainy Hollow area, northern British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 25.

Watson, K. de P., et Mathews, W. H.

1944: The Tuya-Teslin area, northern British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 19.

Wheeler, J. O.

1961: Whitehorse map-area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 312.

1963: Kaskawulsh, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, carte 1134–A.

Ziegler, P. A.

1959: Frühpalaozoische tillite im östlichen Yukon Territorium (Kanada); *Eclogae Geologicae Helvet.*, vol. 52, n° 2, pp. 735-741.

OROGÈNE DE LA CORDILLÈRE DU SUD-OUEST

Armstrong, J. E.

1949: Fort St. James map-area, Cassiar and Coast Districts, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 252.

Bacon, W. R.

1957: Geology of Lower Jervis Inlet, British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 39.

Baer, A. J.

1967: Bella Coola and Laredo Sound map-areas, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–25.

Buckham, A. F.

1947: The Nanaimo coal field; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 50, pp. 460–472.

Cairnes, C. E.

1934: Slocan mining camp, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 173.

Campbell, R. B.

1961: Quesnel Lake map-area, west half, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 3–1961.

1963: Adams Lake, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 48–1963.

1967: McBride map-area, British Columbia, *dans* Report of Activities, Part A; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–1.

Campbell, R. B., et Tipper, H. W.

1966: Bonaparte River, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, carte 3–1966.

Carlisle, D.

1963: Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia; *J. Geol.*, vol. 71, pp. 48–71.

Coates, J. A.

1967: Manning Park area, Cascade Mountains, *dans* Report of Activities, Part A; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–1.

Cockfield, W. E.

1948: Geology and mineral deposits of Nicola map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 249.

Crickmay, C. H.

1930: Jurassic rocks of Ashcroft, British Columbia; *Univ. Calif. (Berkeley) Publ., Bull. Dept. Geol. Sci.*, vol. 19, n° 2, pp. 23–74.

Danner, W. R.

1964: Permian: Western Cordilleran region; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, Geological history of western Canada, pp. 109–110.

Duffell, S.

1959: Whitesail Lake map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 299.

Duffell, S., et McTaggart, K. C.

1952: Ashcroft map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 262.

Duffell, S., et Souther, J. G.

1964: Geology of Terrace map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 329.

Frebold, Hans, et Little, H. W.

1962: Palaeontology, stratigraphy, and structure of the Jurassic rocks in the Salmo map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Bull. 81.

Fyles, J. T.

1955: Geology of the Cowichan Lake area, Vancouver Island, British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 37.

Fyles, J. T., et Eastwood, G. E. P.

1962: Geology of the Ferguson area, Lardeau District, British Columbia; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.*, Bull. 45.

Hyndman, D. W.

1968: Mid-Mesozoic multiphase folding along the border of the Shuswap Metamorphic Complex; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, pp. 575–588.

Jeletzky, J. A.

1950: Stratigraphy of the west coast of Vancouver Island between Kyuquot Sound and Esperanza Inlet, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 50–37.

Jeletzky, J. A., et Tipper, H. W.

1968: Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–54.

Jones, A. G.

1959: Vernon map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 296.

Leech, G. B.

1953: Geology and mineral deposits of the Shulaps Range, southwestern British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 32.

1962a: Metamorphism and granitic intrusions of Precambrian age in southeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–13.

Little, H. W.

1960: Nelson map-area, west half, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 308.

Lord, C. S.

1948: McConnell Creek map-area, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 251.

Mathews, W. H.

1958: Geology of the Mount Garibaldi map-area, southwestern B.C., Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 69, pp. 161–178.

1964: Potassium-argon age determinations of Cenozoic volcanic rocks from British Colombia; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 75, pp. 465–468.

McTaggart, K. C., et Thompson, R. M.

1967: Geology of part of the northern Cascades in southern British Columbia; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, pp. 1199–1228.

Misch, P.

1966: Tectonic evolution of the northern Cascades of Washington State; *Inst. can. mines et mét.*, Spec. Vol. n° 8, Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera, pp. 101–148.

Park, C. F., Jr., et Cannon, R. S., Jr.

1943: Geology and ore deposits of the Metaline Quadrangle, Washington; *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 202.

Reesor, J. E.

1957: The Proterozoic of the Canadian Cordillera in southeastern British Columbia and southwestern Alberta; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 2, Proterozoic in Canada, pp. 150–177.

1965: Structural evolution and plutonism in Valhalla gneiss complex, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Bull. 129.

1966: The Thor-Odin Gneiss Dome, Monashee Mountains, southern British Columbia, *dans* Report of Activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–1.

Rice, H. M. A.

1947: Geology and mineral deposits of the Princeton map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 243.

Roddick, J. A.
1965: Vancouver north, Coquitlam, and Pitt Lake map-areas, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 335.

Roddick, J. A., et Armstrong, J. E.
1959: Relict dykes in the Coast Mountains near Vancouver, B.C.; *J. Geol.,* vol. 67, pp. 603–613.

Roddick, J. A., Baer, A. J., et Hutchison, W. W.
1966: Coast Mountains project, *dans* Report of Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 66–1.

Roots, E. F.
1954: Geology and mineral deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 274.

Rouse, G. E., et Mathews, W. H.
1961: Radioactive dating of Tertiary plant-bearing deposits; *Science,* vol. 133, pp. 1079–1080.

Souther, J. G.
1966: Cordillera volcanic study, *dans* Report of Activities, May to October, 1965, pp. 87–89; *Comm. géol., Can.,* Étude 66–1.

Souther, J. G., et Armstrong, J. E.
1966: North-central belt of the Cordillera of British Columbia; *Inst. can. mines et mét.,* vol. spéc. n° 8, Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera, pp. 171–184.

Stuart, R. A.
1960: Geology of the Kemato-Tahtsa area; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.,* Bull. 42.

Sutherland Brown, A.
1957: Geology of the Antler Creek area, Cariboo District, British Columbia; *min. Mines, C.-B.,* Bull. 38.
1960: Geology of the Rocher Deboule Range; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.,* Bull. 43.
1963: Geology of the Cariboo River area, British Columbia; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.,* Bull. 47.
1966: Tectonic history of the Insular Belt of British Columbia; *Inst. can. mines et mét.,* vol. spéc. n° 8, Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera, pp. 83-100.

Tipper, H. W.
1959: Revision of the Hazelton and Takla Groups of central British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Bull. 47.
1963: Nechako River map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 324.

Trettin, H. P.
1961: Geology of the Fraser River valley between Lillooet and Big Bar Creek; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.,* Bull. 44.

Vine, F. J.
1966: Spreading of the ocean floor: new evidence; *Science,* vol. 154, pp. 1405–1415.

Wheeler, J. O.
1965: Big Bend map-area, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Étude 64–32.
1966a: Eastern tectonic belt of western Cordillera in British Columbia; *Inst. can. mines et mét.,* vol. spéc. n° 8, Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera, pp. 27–45.
1966b: Lardeau (west half) map-area, British Columbia *dans* Report of Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 66-1.

Wilson, J. T.
1965: Transform faults, oceanic ridges, and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island; *Science,* vol. 150, pp. 482–485.

Yole, R. W.
1963: An Early Permian fauna from Vancouver Island, British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.,* vol. 11, pp. 138–149.

OROGÈNE DE LA CORDILLÈRE DU SUD-EST ET PLATE-FORME DE L'INTÉRIEUR

Aitken, J. D.
1966: Middle Cambrian to Middle Ordovician cyclic sedimentation, southern Rocky Mountains, Alberta; *Bull. Can. Petrol. Geol.,* vol. 14, pp. 405–411.
1968: Cambrian sections in the easternmost southern Rocky Mountains and the adjacent subsurface, Alberta; *Comm. géol., Can.,* Étude 66–23.

Aitken, J. D., et Norford, B. S.
1967: Lower Ordovician Survey Peak and Outram Formations, southern Rocky Mountains of Alberta; *Bull. Can. Petrol. Geol.,* vol. 15, pp. 150–207.

Allan, J. A.
1954: Ice River Complex; *Alta. Soc. Petrol. Geol.,* Guidebook, 4th Ann. Field Conf., pp. 141–145.

Allan, J. A., et Carr, J. L.
1946: Geology and coal occurrences of Wapiti-Cutbank area, Alberta; *Cons. rech., Alb.,* Rapp. 48.

Andrichuk, J. M.
1958a: Stratigraphy and facies analysis of Upper Devonian reefs in Leduc, Stettler and Redwater areas, Alberta; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* vol. 42, pp. 1–93.
1958b: Cooking Lake and Duvernay (late Devonian) sedimentation in Edmonton area of central Alberta, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* vol. 42, pp. 2189–2222.
1960: Facies analysis of Upper Devonian Wabamun Group in west-central Alberta, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* vol. 44, pp. 1651–1681.
1961: Stratigraphic evidence of tectonic and current control of Upper Devonian reef sedimentation in the Duhamel area; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* vol. 45, pp. 612–632.

Armitage, J. A.
1962: Triassic oil and gas occurrences in northeastern British Columbia, Canada; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.,* vol. 10, pp. 35–56.

Baillie, A. D.

1955: Devonian system of the Williston Basin; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 39, pp. 575–629.

Bally, A. W., Gordy, P. L., et Stewart, G. A.

1966: Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 337–381.

Bassett, H. G.

1961: Devonian stratigraphy, central Mackenzie River region, Northwest Territories, Canada: Proceedings of First Internat. Symp. on Arctic Geol.; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, pp. 481–498.

Beales, F. W.

1956: Conditions of deposition of Palliser (Devonian) limestone of southwestern Alberta; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 40, pp. 848–870.

Bell, R. T.

1968: Proterozoic stratigraphy of northeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–68.

Bell, W. A.

1956: Lower Cretaceous floras of western Canada; *Comm. géol., Can.*, Mém. 285.

Belyea, H. R.

1958: Distribution and lithology of organic carbonate unit, Upper Devonian Fairholme Group, Alberta; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 41, pp. 40-48.

1959: Devonian Elk Point Group, central and southern Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 59–2.

1960: Distribution of some reefs and banks of the Upper Devonian Woodbend and Fairholme Groups in Alberta and eastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 59–15.

1962: Upper Devonian formations, southern part of Northwest Territories, northeastern British Columbia and northwestern Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 61-29.

Belyea, H. R., et Norford, B. S.

1967: The Devonian Cedared and Harrogate Formations in the Beaverfoot, Brisco and Stanford Ranges, southeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Bull. 146.

Belyea, H. R., et Norris, A. W.

1962: Middle Devonian and older Palaeozoic formations of southern District of Mackenzie and adjacent areas; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–15.

Best, E. W.

1958: The Triassic of the North Saskatchewan-Athabasca Rivers area; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, Guidebook, 5th Ann. Field Conf., pp. 39–49.

Burwash, R. A., Baadsgaard, H., et Peterman, Z. E.

1962: Precambrian K/Ar dates from the Western Canada sedimentary basin; *J. Geophys. Res.*, vol. 67, pp. 1617–1625.

Colquhoun, D. J.

1962: Triassic stratigraphy in the vicinity of Peace River Foothills, British Columbia; *Edmonton Geol. Soc.*, Guidebook, 4th Ann. Field Conf., pp. 57–88.

Crockford, M. B. B.

1949: Geology of Ribbon Creek area, Alberta; *Cons. rech., Alb.*, Rapp. 52.

Dahlstrom, C. D. A., Daniel, R. E., et Henderson, G. G. L.

1962: The Lewis Thrust at Fording Mountain, British Columbia; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 10, pp. 373–395.

Douglas, R. J. W.

1950: Callum Creek, Langford Creek and Gap map-areas, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 255.

1958: Chungo Creek map-area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 58–3.

1959: Mount Head map-area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 291.

Edie, R. W.

1958: Mississippian sedimentation and oil fields in southeastern Saskatchewan; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 42, n° 1, pp. 94–126.

1959: Middle Devonian sedimentation and oil possibilities, central Saskatchewan, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 43, pp. 1026–1057.

Fitzgerald, E. L., et Braun, L. T.

1965: Disharmonic folds in Besa River Formation, northeastern British Columbia: *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 49, pp. 418–432.

Frebold, H.

1957: The Jurassic Fernie Group in the Canadian Rocky Mountains and Foothills; *Comm. géol., Can.*, Mém. 287.

Fuller, J. G. C. M.

1956: Mississippian rocks in the Saskatchewan portion of the Williston basin—a review; *North Dakota Geol. Soc., Saskatchewan Geol. Soc.*, First Internat. Williston Basin Symp., pp. 29–35.

Fuller, J. G. C. M., et Porter, J. W.

1962: Cambrian, Ordovician and Silurian Formations of the Northern Great Plains, and their regional connections; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 10, pp. 455–485.

Furnival, G. M.

1946: Cypress Lake map-area, Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, Mém. 242.

Fuzesy, L. M.

1960: Correlations and subcrops of the Mississippian strata in southeastern and south-central Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, Rapp. 51.

Gibson, D. W.

1968: Triassic stratigraphy between the Athabasca and Smoky Rivers of Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–65.

Grayston, L. D., Sherwin, D. F., et Allan, J. F.

1964: Middle Devonian *dans* Geological history of Western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Halbertsma, H. L.

1959: Nomenclature of Upper Carboniferous and Permian strata in the subsurface of the Peace River area; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 7, pp. 109–118.

Henderson, G. G. L.

1954: Geology of the Stanford Range, Kootenay District, B.C.; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 35.

Hughes, J. E.

1963: Summary account of Devonian sections mile 390 to mile 520, Alaska Highway; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.*

Hunt, A. D., et Ratcliffe, J. D.

1959: Triassic stratigraphy, Peace River area, Alberta and British Columbia, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 43, pp. 563–589.

Irish, E. J. W.

1951: Pierre Grey Lakes map-area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 258.

Jackson, D. E., Steen, G., et Sykes, D.

1965: Stratigraphy and graptolitic zonation of the Kechika and Sandpile Groups in northeastern British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 13, pp. 139–154.

Jones, L.

1965: The Middle Devonian Winnipegosis Formation of Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, Rapp. 98.

Kidd, F. A.

1963: The Besa River Formation; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 11, pp. 369–372.

Klovan, J. E.

1964: Facies analysis of the Redwater reef complex, Alberta, Canada; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 12, pp. 1–100.

Lackie, J. H.

1958: Subsurface Jurassic of the Peace River area, *dans* Jurassic and Carboniferous of Western Canada; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*

Lane, D. M.

1965: Souris River Formation in southern Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, Rapp. 92.

Leech, G. B.

1962b: Structure of Bull River valley near latitude 49°35′; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 10, pp. 396–407.

1964: Kananaskis (west half) map-area, *dans* Report of Activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 64–1.

1966: The Rocky Mountain Trench; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–14, pp. 307–329.

Lines, F. G.

1963: Stratigraphy of Bearpaw Formation of southern Alberta; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 11, pp. 212–227.

Mackenzie, W. S.

1965: Upper Devonian carbonates of the Southesk Cairn Complex and associated strata, eastern Rocky Mountain Foothills, Alberta; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 13, pp. 457–481.

Macqueen, R. W., et Bamber, E. W.

1967: Stratigraphy of the Banff Formation and the Lower Rundle Group (Mississippian), southwestern Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–47.

Manko, E. M.

1960: The Triassic of the Rock Lake area; *Edmonton Geol. Soc.*, Guidebook, 2nd Ann. Field Conf., pp. 25–42.

Mathews, W. H.

1947: Geology and coal resources of the Carbon Creek-Mount Bickford map-area, British Columbia, 1946; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 24.

McGugan, A., et Rapson, J. E.

1962: Permo-Carboniferous stratigraphy, Crowsnest area, Alberta, and British Columbia; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 10, pp. 352-368.

McLaren, D. J.

1955: Devonian formations in the Alberta Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers; *Comm. géol., Can.*, Bull. 35.

McLearn, F. H., et Kindle, E. D.

1950: Geology of northeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 259.

Mellon, G. B.

1967: Stratigraphy and petrography of the Lower Cretaceous Blairmore and Mannville Groups, Alberta Foothills and Plains; *Cons. rech., Alb.*, Bull. 21.

Milner, R. L., et Blakslee, G. W.

1958: Notes on the Jurassic of southwestern Saskatchewan, *dans* Jurassic and Carboniferous of western Canada —a Symposium; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*

Mountjoy, E. W.

1962: Mount Robson (southeast) map-area, Rocky Mountains of Alberta and British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 61–31.

1965: Stratigraphy of the Devonian Miette reef complex and associated strata, eastern Jasper National Park; *Comm. géol., Can.*, Bull. 110.

Mountjoy, E. W., et Aitken, J. D.

1963: Early Cambrian and late Precambrian paleocurrents, Banff and Jasper National Parks; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 11, pp. 161–168.

Murray, J. W.

1965: Stratigraphy and carbonate petrography of the Waterways Formation, Judy Creek, Alberta, Canada; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 13, pp. 303-326.

Nauss, A. W.

1945: Cretaceous stratigraphy of the Vermilion area, Alberta, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 29, pp. 1605–1629.

Norford, B. S., Gabrielse, H., et Taylor, G. C.

1966: Stratigraphy of Silurian carbonate rocks of the Rocky Mountains, northern British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 504–519.

Norris, A. W.

1963: Devonian stratigraphy of northeastern Alberta and northwestern Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, Mém. 313.

1965: Stratigraphy of Middle Devonian and Older Paleozoic rocks of the Great Slave Lake region, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Mém. 322.

Norris, D. K.

1959: Type section of the Kootenay Formation, Grassy Mountain, Alberta; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 7, n° 10, pp. 223–233.

Norris, D. K., et Price, R. A.

1966: Middle Cambrian lithostratigraphy of southeastern Canadian Cordillera; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 385–441.

North, F. K., et Henderson, G. G. L.

1954: Summary of the geology of the southern Rocky Mountains of Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, Guidebook, 4th Ann. Field Conf., pp. 15–81.

Oliver, T. A., et Cowper, N. W.

1963: Depositional environments of the Ireton Formation, central Alberta; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 11, pp. 183–202.

Ower, J. R.

1960: The Edmonton Formation; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 8, pp. 309–323.

Pelletier, B. R.

1963: Triassic stratigraphy of the Rocky Mountains and Foothills, Peace River district, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–26.

Penner, D. G.

1959: Mississippian of south-central Alberta; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, Guidebook, 9th Ann. Field Conf., pp. 104–112.

Porter, J. W., et Fuller, J. G. C. M.

1964: Ordovician and Silurian, *dans* Geological history of Western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Price, R. A.

1964a: The Precambrian Purcell system in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 12, pp. 399–426.

1964b: The Devonian Fairholme-Sassenach succession and evolution of reef-front geometry in the Flathead-Crowsnest area, Alberta and British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 12, pp. 427–451.

1964c: Flexural-slip folds in the Rocky Mountains, southern Alberta and British Columbia; seminars in Tectonics, *Univ. Queen's*, Kingston.

1966: Flathead map-area, British Columbia and Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 336.

Price, R. A., et Mountjoy, E. W.

1970: Geologic structure of the Canadian Rockies between Bow and Athabasca Rivers, a Progress Report; *Ass. géol., Can.*, Étude spéc. n° 6.

Rudkin, R. A.

1964: Lower Cretaceous, *dans* Geological history of Western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Russell, L. S., et Landes, R. W.

1940: Geology of the southern Alberta Plains; *Comm. géol., Can.*, Mém. 221.

Scott, J. C.

1951: Folded faults in Rocky Mountain Foothills of Alberta, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 35, pp. 2316–2347.

Shaw, E. W., et Harding, S. R. L.

1954: Lea Park and Belly River Formations of east-central Alberta, *dans* Western Canada sedimentary basin; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 297–308.

Sinclair, A. J.

1966: Anomalous leads from the Kootenay Arc, British Columbia, *dans* Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera; *Inst. can. mines et mét.*, vol. spéc. n° 8.

Slind, O. L., et Perkins, G. D.

1966: Lower Palaeozoic and Proterozoic sediments of the Rocky Mountains between Jasper, Alberta, and Pine River, British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 442–468.

Springer, G. D., MacDonald, W. D., et Crockford, M. B. B.

1964: Jurassic, *dans* Geological history of Western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Stanton, M. S.

1958: Stratigraphy of the Lodgepole Formation, Virden-Whitewater area, Manitoba, *dans* Jurassic and Carboniferous of Western Canada—a symposium; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 372–390.

Stearn, C. W.

1956: Stratigraphy and palaeontology of the Interlake Group and Stonewall Formation of southern Manitoba; *Comm. géol., Can.*, Mém. 281.

Stott, D. F.

1965: The Cretaceous Smoky Group, Rocky Mountain Rocky Mountain Foothills, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 317.

1965: The Cretaceous Smoky Group, Rocky Mountain Foothills, Alberta and British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Bull. 132.

1967: The Fernie and Minnes strata north of Peace River, Foothills of northeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Étude 67–19.

1968a: Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. John Groups, between Smoky and Peace Rivers, Rocky Mountain Foothills, Alberta and British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Bull. 152.

1968b: Cretaceous stratigraphy between Tetsa and Labiche Rivers, northeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Étude 68–14.

Thomas, G. E.

1954: The Missisippian of the northeastern Williston Basin; *Bull., Inst. can. mines et mét.,* vol. 47, pp. 136–142.

Thomas, G. E., et Glaister, R. P.

1960: Facies and porosity relationships in some Mississippian carbonate cycles of Western Canada Basin; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* vol. 44, pp. 569–588.

Tozer, E. T.

1956: Uppermost Cretaceous and Paleocene non-marine molluscan fauna of western Alberta; *Comm. géol., Can.,* Mém. 280.

Thompson, R. L., et Crockford, M. B. B.

1958: The Jurassic subsurface in southern Alberta, *dans* Jurassic and Carboniferous of Western Canada; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*

van Hees, H.

1956: The Elk Point Group. Notes on a subsurface cross-section extending from east-central Alberta through Saskatchewan to western Manitoba; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.,* vol. 4, pp. 29–39.

1965: Cambrian, *dans* Geological history of Western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Wickenden, R. T. D.

1945: Mesozoic stratigraphy of the eastern plains, Manitoba and Saskatchewan; *Comm. géol., Can.,* Mém. 239.

Williams, G. D., et Burk, C. F., Jr.

1964: Upper Cretaceous, *dans* Geological history of Western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Wonfor, J. S., et Andrichuk, J. M.

1956: The Wabamun Group in the Stettler area, Alberta; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.,* vol. 4, pp. 99–111.

Ziegler, W. H., et Pocock, S. A. J.

1960: The Minnes Formation; *Edmonton Geol. Soc.* Guidebook, 2nd Ann. Field Conf., pp. 43-71.

IX. Ressources minérales de l'Ouest du Canada

Introduction 550

Les provinces minérales 551

Les gisements métallifères 555

Les gisements non métallifères 579

Les combustibles 584

Choix d'ouvrages à consulter 607



INTRODUCTION

Les minéraux économiques de l'Ouest du Canada sont abondants et variés (tabl. IX-1), car l'Ouest canadien englobe un très grand nombre de milieux géologiques, allant des milieux des montagnes de la Cordillère de l'Ouest, où les roches sont extrêmement déformées, à ceux de la Cordillère de l'Est et des plaines Intérieures (chapitre VIII), où les successions sédimentaires sont moins déformées et horizontales. En 1966, cette vaste région a fourni 93.6 p. 100 du total des combustibles produits au Canada, évalués à 1,080 millions de dollars, soit près de 30 p. 100 du total des minéraux industriels et des matériaux évalués à 249 millions de dollars, et environ 15 p. 100 du total des métaux, évalués à 302 millions de dollars. En 1966, la valeur totale des minéraux économiques produits dans l'Ouest était de 1,631 millions de dollars, soit 41 p. 100 du total pour l'ensemble du pays. Les substances produites les plus importantes, dans l'ordre de leur valeur globale, sont le pétrole, la houille, le gaz naturel, le plomb, l'or, le cuivre, l'argent et le zinc. L'Ouest produit d'autres substances de moindre valeur, mais non extraites ailleurs au Canada, soit l'étain, le mercure et la potasse.

L'exploitation de la houille dans l'île Vancouver en 1836 a marqué le début de la production minière dans l'Ouest du Canada, mais la production minière est demeurée faible jusqu'à la découverte de l'or de placer le long de la rivière Pend-Oreille et du fleuve Fraser entre 1855 et 1860. La production de l'or de placer était supérieure au total de toutes les autres substances jusqu'en 1884, année où la production de houille l'a surpassée. Vers la fin du 19e siècle et au début du 20e, de nombreuses mines d'or d'origine hydrothermale et métamorphique et de métaux communs ont été mises en valeur dans la région de la Cordillère et leur production a dépassé celle des autres substances pendant bien des années. A Medicine Hat, en 1890, du gaz naturel était décelé pour la première fois. En 1913, du gaz naturel et du naphte étaient découverts à Turner Valley et, en 1920, du pétrole brut, à Norman Wells. En 1953, la valeur du pétrole brut extrait au Canada, en majorité dans l'Ouest, a excédé pour la première fois la valeur de chacune des autres principales substances minérales extraites les années précédentes tels le nickel, l'or et le cuivre.

Comparée aux autres régions métallifères du pays, la région de la Cordillère a produit jusqu'ici près de 90 p. 100 du plomb, plus de la moitié du zinc, presque la moitié de l'argent et près d'un cinquième du cuivre. La production de la région devrait augmenter à la suite de la mise en valeur de plusieurs gros gisements de cuivre. Au contraire, du fait que seules deux importantes mines d'or demeurent en opération, la valeur de la production d'or de la région de la Cordillère, qui représentait autrefois plus d'un cinquième de la production canadienne, est en régression, tandis que la production des mines d'or du Bouclier canadien, dans l'Ontario et le Québec, est relativement en

[1] La rédaction des différentes sections du présent chapitre a été confiée à: H. W. Little (provinces minérales et gisements métallifères); B. A. Latour (houille); H. R. Belyea et D. F. Stott, respectivement (champs de pétrole et de gaz du Paléozoïque et du Mésozoïque); et R. J. W. Douglas (champs de pétrole et de gaz des Foothills des Rocheuses). H. W. Little, D. F. Stott et H. R. Belyea ont rédigé les exposés sur les minéraux non métallifères ou les ont extraits d'éditions antérieures.



IX
Ressources minérales de l'Ouest du Canada

H. W. Little, H. R. Belyea, D. F. Stott, B. A. Latour et R. J. W. Douglas[1]

Excavation Ironsides à ciel ouvert de la mine Phoenix Copper (C.-B.).

progression. La région de la Cordillère fournit la majeure partie de l'antimoine, du bismuth, du cadmium et du tungstène extraits au Canada et la totalité de l'étain et du mercure. Autrefois, étaient également extraits du platine, du magnésium, du palladium, de la molybdénite, de la chromite, du manganèse, du cobalt et du sélénium. La production de fer est récemment devenue importante du fait de la mise en valeur de gîtes de métamorphisme de contact de magnétite. Depuis 1958, la valeur de production du nickel atteint plus d'un million de dollars annuellement.

Les réserves de combustibles (pétrole, gaz naturel et houille) sont immenses dans l'Ouest du Canada; la région a fourni 98 p. 100 du pétrole et du gaz naturel et 44 p. 100 de la houille en 1965. Le pétrole et le gaz se trouvent surtout dans le sud des plaines Intérieures, notamment dans le Dévonien, le Crétacé et le Mississippien, ainsi que dans les nappes de charriage des Foothills de la Cordillère de l'Est. La houille du Crétacé et du Tertiaire se rencontre en de nombreux endroits de la région de la Cordillère et des plaines Intérieures, mais les plus gros gisements et la plupart des mines se trouvent dans la Cordillère de l'Est et dans le sud des plaines Intérieures.

Les minéraux industriels de plus de valeur sont l'amiante, la potasse, le soufre, le sel et le gypse, et ceux de moindre importance sont la barytine, la fluorine, la bentonite, le sulfate de sodium et de magnésium, et la diatomite. Ont été également produites, de grandes quantités de matériaux de construction tels le ciment, la chaux, le sable et le gravier, la pierre concassée, la pierre à bâtir, la brique réfractaire, la brique ordinaire et autres produits d'argile.

LES PROVINCES MINÉRALES

Les minéraux économiques de la région de la Cordillère et des plaines Intérieures comprennent plusieurs minéraux métallifères et industriels, du gaz naturel, du pétrole et de la houille. Géologiquement, la région peut se diviser en deux provinces minérales, celle de l'Est et celle de l'Ouest, limitées au sud par le sillon des Rocheuses et au nord suivant une ligne près de la limite ouest de la Cordillère de l'Est (fig. IX-1 et «Gîtes minéraux du Canada», carte 1252A). La province minérale de l'Est englobe les plaines Intérieures, les montagnes Rocheuses et les Foothills des Rocheuses, les monts Mackenzie et une bonne partie de la chaîne de Selwyn et des monts Ogilvie; celle de l'Ouest comprend le reste de la Cordillère canadienne.

Bien que des ressemblances stratigraphiques et structurales s'étendent par endroits à travers la limite des deux provinces minérales et qu'il existe des types de gîtes minéraux similaires dans les deux provinces minérales, les différences entre elles sont frappantes. La province minérale de l'Est est caractérisée par des roches carbonatées, des grès, des schistes argileux et des dépôts d'évaporites, non métamorphisés ou très peu. Dans la partie est de

TABLEAU IX-1 *Production minérale de l'Ouest du Canada en 1966, et totaux cumulatifs*

	Province minérale de l'Ouest		Province minérale de l'Est	
	1966 (en milliers)	Totaux cumulatifs (en milliers)	1966 (en milliers)	Totaux cumulatifs (en milliers)
COMBUSTIBLES				
Houille	31 tonnes	83,690 tonnes	6,607 tonnes	440,707 tonnes
	$ 300	$ 337,442	$ 22,131	$ 1,543,952
Gaz de pétrole liquéfiés			51,190 pieds cubes	*
			$ 99,908	$ 418,790
Gaz naturel			1,326,195 Mpc	9,299,045 barils
			$ 171,598	$ 1,110,663
Pétrole brut			319,266 barils	3,158,806 barils
			$ 787,256	$ 7,311,831
MÉTAUX				
Antimoine	1,406 livres	48,592 livres		
	$ 745	$ 13,982		
Bismuth	47 livres	6,203 livres		
	$ 199	$ 11,192		
Cadmium	1,257 livres	37,549 livres	125 livres	377 livres
	$ 3,222	$ 63,285	$ 301	$ 937
Chromite	—	1 tonne		
	—	$ 32		
Cobalt	—	2 livres		
	—	$ 0.4		
Cuivre	105,006 livres	3,560,054 livres		
	$ 56,014	$ 702,428		
Or filonien	119 onces	16,559 onces	—	0.06 once
	$ 4,476	$ 486,295	—	$ 2
Or de placer	42 onces	16,262 onces	0.18 onces	41 onces
	$ 1,554	$ 357,287	$ 7	$ 983
Concentrés de fer	2,152 tonnes	18,102 tonnes		
	$ 20,779	$ 159,330		
Plomb	226,438 livres	15,335,202 livres	211,687 livres	492,394 livres
	$ 36,656	$ 1,259,190	$ 31,640	$ 66,904
Magnésium	—	205 livres		
	—	$ 88		
Manganèse	—	2 tonnes		
	—	$ 33		
Mercure	—	4,171 livres		
	—	$ 10,445		
Molybdène	17,306 livres	24,655 livres		
	$ 28,072	$ 40,570		
Nickel	3,622 livres	28,231 livres		
	$ 3,104	$ 22,427		
Platine et palladium	—	2 onces		
	—	$ 167		
Sélénium	—	1 livre		
	—	$ 1		
Argent	9,712 onces	606,768 onces	22 onces	940 onces
	$ 13,554	$ 423,980	$ 31	$ 620
Étain	711 livres	16,837 livres		
	$ 917	$ 13,974		

TABLEAU IX-1 *Production minérale de l'Ouest du Canada en 1966, et totaux cumulatifs* (fin)

	Province minérale de l'Ouest		Province minérale de l'Est	
	1966 (en milliers)	Totaux cumulatifs (en milliers)	1966 (en milliers)	Totaux cumulatifs (en milliers)
Tungstène (WO_3)	4,185 livres	20,236 livres		
	$ 5,000	$ 43,691		
Zinc	314,395 livres	13,354,409 livres	380,513 livres	748,646 livres
	$ 49,065	$ 1,232,880	$ 57,459	$ 102,666
MINÉRAUX INDUSTRIELS				
Oxyde arsénieux	—	22,019 livres		
	—	$ 273		
Amiante	89 tonnes	591 tonnes		
	$ 15,071	$ 104,772		
Barytine	22 tonnes	252 tonnes		
	$ 176	$ 2,942		
Diatomite	0.07 tonne	4 tonnes		
	$ 4	$ 144		
Spath fluor	0.15 tonne	36 tonnes		
	$ 5	$ 792		
Gypse et anhydrite	—	1,247 tonnes		
	—	$ 6,323		
Magnésite hydratée	—	2 tonnes		
	—	$ 28		
Oxyde de fer et ocre	—	18 tonnes		
	—	$ 155		
Jade	12 livres	238 livres		
	$ 13	$ 109		
Mica	—	12,822 livres		
	—	$ 186		
Perlite	—	1 tonne		
	—	$ 11		
Carbonate de sodium et sulfate de magnésium	—	24 tonnes		
	—	$ 373		
Talc	—	2 tonnes		
	—	$ 35		
Roche phosphatée			—	4 tonnes
			—	$ 17
Potasse			1,990 tonnes	5,029 tonnes
			$ 62,665	$ 173,917
Sel			235 tonnes	2,752 tonnes
			$ 3,877	$ 54,448
Sulfate de sodium			405 tonnes	5,411 tonnes
			$ 6,472	$ 73,909
Soufre élémentaire			2,041 tonnes	*
			$ 40,238	$ 332,226
Gypse et anhydrite			340 tonnes	6,559 tonnes
			$ 1,004	$ 28,884
MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION				
Ciment	708 tonnes	10,190 tonnes		
	$ 15,959	$ 159,543		
Produits d'argile	$ 4,100	$ 60,093		
Calcaire et chaux	1,484 tonnes	*		
	$ 2,696	$ 41,105		
Sable et gravier	24,320 tonnes	*		
	$ 21,960	$ 164,267		
Pierre	77 tonnes	1,154 tonnes		
	$ 215	$ 9,080		
MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION				
Ciment			1,545 tonnes	25,780 tonnes
			$ 30,870	$ 425,498
Produits d'argile			$ 5,305	$ 134,002
Calcaire et chaux			129 tonnes	3,154 tonnes
			$ 2,256	$ 41,082
Sable et gravier			30,876 tonnes	522,526 tonnes
			$ 21,195	$ 320,778
Pierre			2,167 tonnes	17,909 tonnes
			$ 3,962	$ 35,676

Source: Bureau fédéral de la statistique, ministère des Mines de la Colombie-Britannique et Direction des ressources minérales du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa.

— : Aucune production.

*Quantité non disponible.

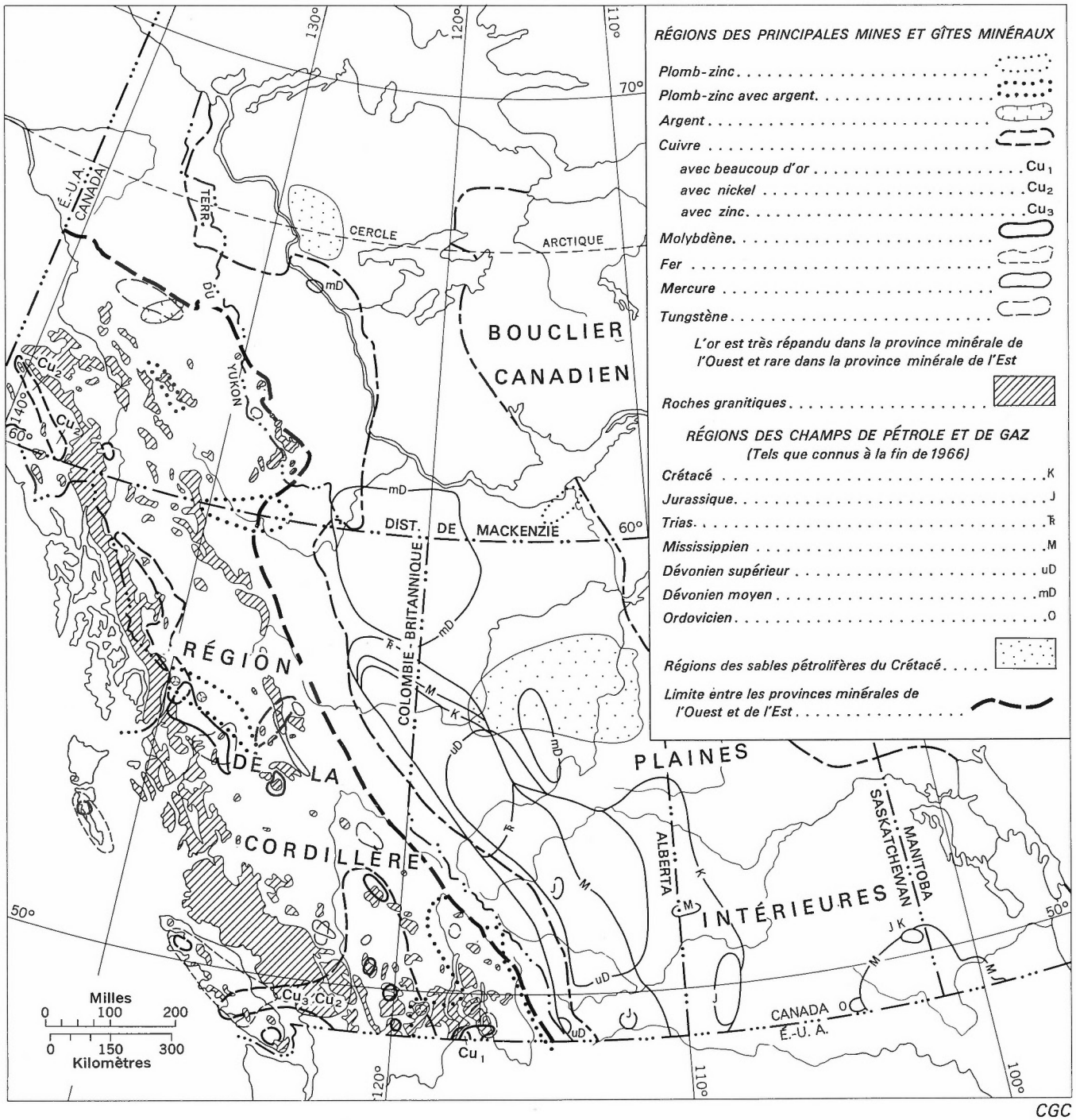


FIGURE IX-1. Provinces minérales de l'Ouest du Canada.

cette province, sous les plaines Intérieures, les couches sus-jacentes au socle précambrien cristallin n'ont presque subi aucun dérangement et comprennent des restes de plusieurs bassins de sédimentation. Dans sa partie ouest, plus petite, formant la Cordillère de l'Est, les roches sédimentaires sont plissées et faillées et sont pénétrées de quelques petites masses de roches intrusives.

Par contre, la province minérale de l'Ouest a une formation plus complexe. Les roches du Protérozoïque et du début du Paléozoïque affleurent presque entièrement dans la partie est de cette province et ont pour la plupart un faciès miogéosynclinal, tandis que les roches de la fin du Paléozoïque et du début du Mésozoïque ont un faciès eugéosynclinal caractéristique. Dans les géan-

ticlinaux côtiers et d'Ominéca, la plupart des roches sont extrêmement plissées et métamorphisées. Ailleurs, l'intense déformation et le haut degré de métamorphisme sont locaux, mais le métamorphisme régional, bien que faible, est généralement plus prononcé que celui de la province minérale de l'Est.

Des mouvements orogéniques ont eu lieu partout et certaines évidences indiquent une activité plutonique au cours de la fin du Protérozoïque, au milieu du Paléozoïque, durant le Mésozoïque et au début du Tertiaire. Au Mésozoïque, des bassins allongés de sédimentation se sont formés, dont certains vers la fin de cette ère étaient des bassins d'entremont et continentaux, phénomènes qui, au cours du Tertiaire, ont été suivis de l'extrusion de basalte de plateau en nappes étendues et de la formation de cônes volcaniques.

LES GISEMENTS MÉTALLIFÈRES

Province minérale de l'Est

Les gîtes de cette province sont caractéristiques d'un milieu reflétant des mouvements épéirogéniques, où la déformation a été simple et le métamorphisme et les phénomènes plutoniques seulement locaux. Les gîtes de métamorphismes de contact, et hypothermaux et les ségrégations magmatiques y sont inconnus et les gisements mésothermaux plutôt rares. Les gîtes de métaux non ferreux sont des filons épithermaux ou des gîtes de substitution de basse température dans le calcaire ou le schiste argileux. Les gîtes de fer sont d'origine sédimentaire. Les ressources minérales se composent en majorité (tabl. IX-1) de pétrole, de gaz naturel et de houille, et de gîtes non métallifères, comme les gisements d'évaporites, les dépôts de lacs salés et les matériaux de construction tels que la pierre à bâtir, la pierre concassée, le sable, le gravier, le ciment et la bentonite.

A l'exception de l'important gisement de Pine Point, tous les gîtes métallifères de la province minérale de l'Est se trouvent dans sa partie ouest. Ils y sont peu nombreux, très épars, et ne sont pas groupés dans des provinces ou époques métallogéniques fixes. Le tableau IX-2 énumère les propriétés minières et leur production jusqu'en 1966 inclusivement.

Gisements filoniens

Plomb-zinc-argent

On classe les gisements de plomb, zinc et argent (fig. IX-2) comme concordants ou transgressifs suivant leurs rapports avec la roche encaissante. Certains de ces gîtes renferment un peu de cadmium et d'or.

Gîtes concordants

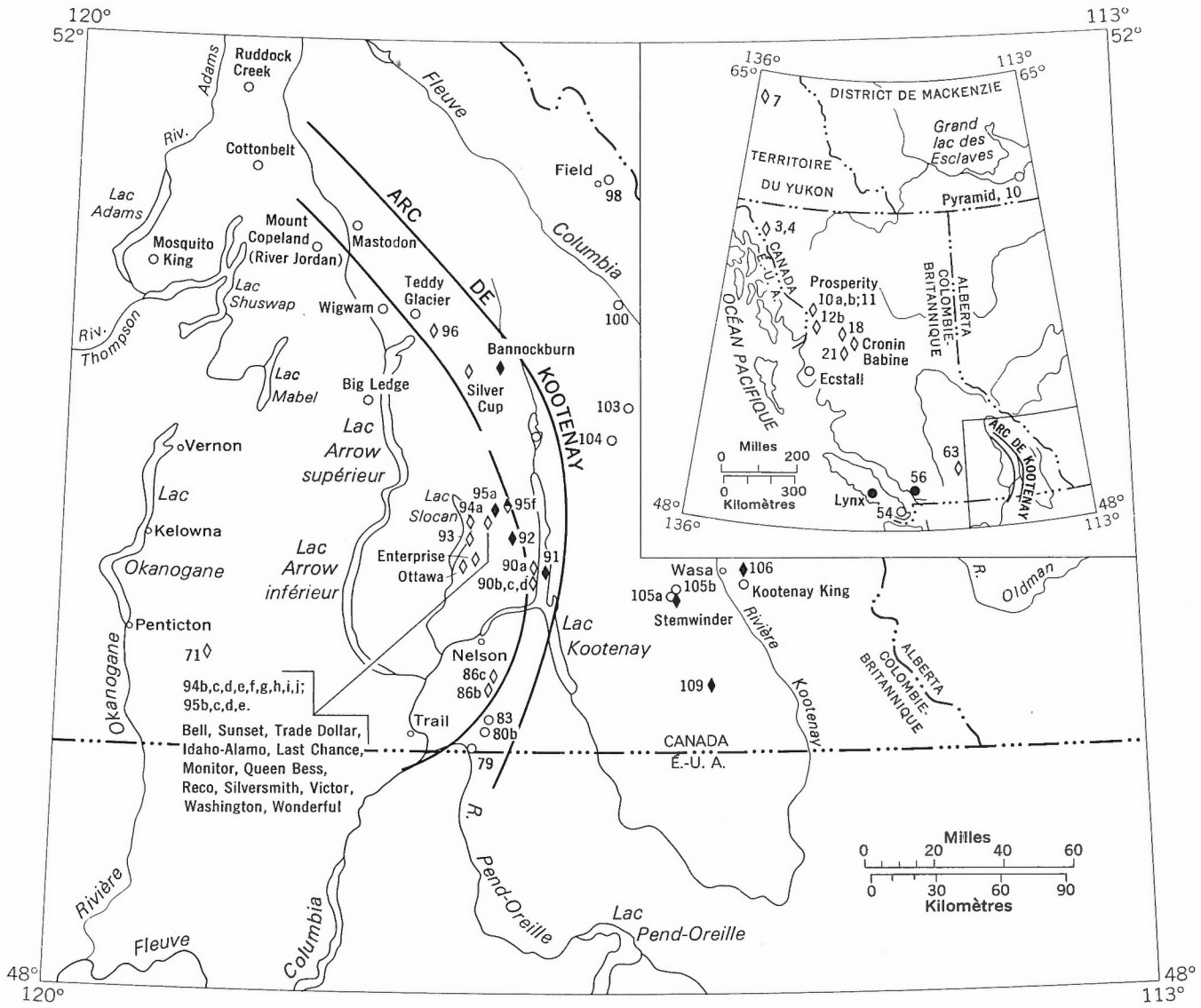
Les gîtes concordants sont représentés par les mines Pine Point (10)[1], Monarch et Kicking Horse (98) et Kootenay King (fig. IX-2).

Dans la région de la mine Pine Point, située sur la rive sud du Grand lac des Esclaves, district de Mackenzie, on a trouvé, le long d'une zone large de 2 à 4 milles et longue de 22 milles, 28 massifs de minerai de tonnage variant de quelques milliers à trois millions de tonnes (fig. IX-3). A ce jour, toute la production provient de deux massifs de minerai, mesurant chacun près de 1,600 pieds sur 600 sur 100 pieds ou plus d'épaisseur. Un troisième massif a été décapelé en préparation de mise en valeur. La production a commencé vers la fin de 1964 et, vers la fin de 1965, plus de 379,000 tonnes de minerai brut, à teneur moyenne d'environ 50 p. 100 en plomb et en zinc, étaient expédiées à Trail (C.-B.) et à Kellogg (Idaho). La teneur du minerai brut concentré était d'environ 12 p. 100.

La région est recouverte d'environ 1,000 pieds de roches carbonatées du Dévonien moyen, lesquelles reposent sur le complexe de base de roches cristallines du Précambrien et sont recouvertes en discordance par des couches de schiste argileux vert, calcareux, du Dévonien supérieur. Les roches carbonatées passent peu à peu, vers le nord, en des couches de schiste argileux noir, et vers le sud, en des dépôts d'évaporites. Le pendage régional est vers l'ouest, à raison d'une vingtaine de pieds par mille (Campbell, 1957). Les lits sont plissés par endroits en flexures faibles dont les flancs, longs de quelques centaines à plusieurs milliers de pieds, ont un pendage de 125 pieds par mille au plus. Les axes des plis plongent vers le S65°W, presque parallèlement avec la trace des failles dans le complexe de base précambrien en évidence sur les cartes aéromagnétiques. Bien qu'il soit impossible de prouver que ces failles se soient déplacées postérieurement au Dévonien, on croit que les plis sont dus à un léger déplacement le long de ces failles.

Le minerai se trouve dans la formation de Presqu'île, dans de la dolomie à texture saccharoïde à cavités qui s'est peut-être substituée à un calcaire récifal. Certaines venues de minerai reposent dans une dolomie finement grenue, probablement sous-jacente, mais équivalente stratigraphiquement à la formation de Presqu'île. Il n'existe pas de zone minéralisée dans d'autres faciès en partie équivalents, tels que la formation gypsifère de Nyarling au sud-est et les calcaires de la formation de Sulphur Point au

[1] Les chiffres entre parenthèses désignent les gîtes numérotés sur la carte 1252A des «Gîtes minéraux du Canada».



LISTE DES GISEMENTS NUMÉROTÉS

10. Pine Point
7. United Keno
3. Tulsequah Chief
4. Big Bull
10a. Premier Border
10b. Silbak Premier
11. Dunwell
12b. Toric
18. Silver Standard
21. Duthie
54. Tyee
56. Britannia
63. Nicola (Planet)
71. Highland-Bell
79. Reeves-MacDonald
80b. Jersey
83. H.B.
86b. Yankee Girl
86c. Ymir
90a. Florence (Ainsmore)
90b. Highland
90c. Number One
90d. Yale (Highlander)
91. Bluebell
92. Cork-Province
93. Galena Farm
94a. Bosun
94b. Hewitt
94c. Ivanhoe
94d. Mammoth
94e. Richmond-Eureka
94f. Ruth-Hope
94g. Silversmith et Slocan Star
94h. Standard
94i. Van Roi
94j. Violamac (Victor)
95a. Lucky Jim
95b. Noble Five
95c. Payne
95d. Rambler-Cariboo
95e. Surprise
95f. Whitewater
96. Spider
98. Monarch et Kicking Horse
100. Silver Giant
103. Paradise
104. Mineral King
105a. North Star
105b. Sullivan
106. Estella
109. St. Eugene

Dissémination en masses concordantes . . . . . ○

Dissémination en masses discordantes . . . . . ●

Minéralisation transgressive (en filons) . . ◊

Minéralisation transgressive (en filons et de substitutions considérables) . . . . . ♦

Nota: Les numéros sont ceux assignés aux gisements sur la carte 1252A; les autres gisements sont désignés par leur nom sur la figure. Les gisements à extraction principale de plomb et de zinc sont soulignés.

CGC

FIGURE IX-2. Gisements de plomb-zinc de l'Ouest du Canada, classés suivant leur type (H. W. Little).

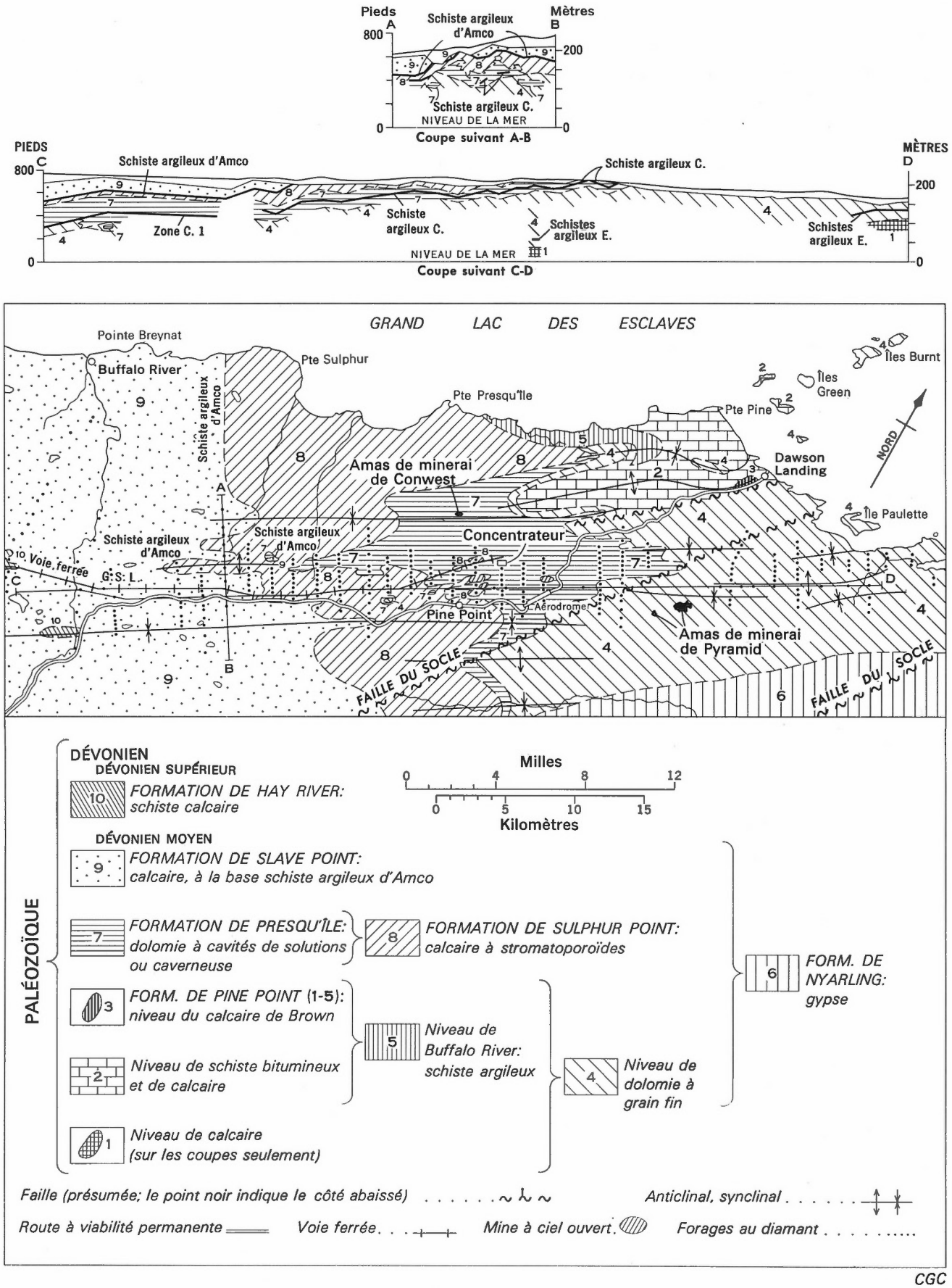


FIGURE IX-3. Géologie des environs des gites de plomb-zinc de Pine Point (district de Mackenzie) (A. W. Norris).

nord-ouest. Le minerai primaire des gisements de Pine Point (Schiller et Hornbrook, 1964) se présente sous forme de dissémination, d'incrustations rubanées, avec cavités à teneur de blende et de galène avec un peu de marcasite, de soufre natif et de bitume. Les minéraux secondaires, cérusite, smithsonite et limonite, gisent jusqu'à une profondeur de 100 pieds (Bell, 1931). Bell suggère que le minerai se trouve dans des faisceaux de joints le long de charnières anticlinales, mais Campbell (1957) croit que les renseignements recueillis ne suffisent pas à tirer des conclusions probantes sur la trame structurale. En général, les gîtes sont situés dans une zone étroite parallèle aux axes des plis, mais ils dépendent essentiellement de la porosité des dolomies de la formation de Presqu'île.

Bell a proposé quatre méthodes de formation du minerai: précipitation chimique durant la sédimentation; sécrétion latérale à partir d'eaux météoriques froides; lessivage de roches profondes par des eaux artésiennes; et dépôt à partir de solutions hydrothermales de sources magmatiques. Il est peu probable que le minerai ait une origine syngénétique, car les âges calculés par Folinsbee à l'aide des isotopes du plomb indiquent que le minerai s'est formé il y a 200 ou 300 m.a., c'est-à-dire à une époque bien postérieure à celle de la formation de Presqu'île du Dévonien moyen. Il n'existe pas de roches ignées connues en intrusion dans les couches paléozoïques à plusieurs milles des gîtes. Bell et Campbell sont partisans d'une origine hydrothermale, mais Campbell croit que les eaux météoriques ont produit un certain volume de solution et de redépôt.

Près de Field, dans les montagnes Rocheuses, les gîtes *Monarch* et *Kicking Horse* (98) contiennent du zinc, du plomb, de l'argent et du cadmium. Ce sont des masses concordantes dans la dolomie de la formation de Cathedral du Cambrien moyen (Ney, 1957), mais on ignore si la dolomie est primaire ou si elle est une altération due à la minéralisation. Les minéraux sont le plus souvent disséminés dans la gangue d'une brèche dolomitique grise, mais aussi dans des veinules coupant une dolomie blanche et noire. La minéralisation est concentrée dans la partie inférieure de la formation de Cathedral, entre deux horizons éloignés de 200 pieds, et en grande partie dans des plis anticlinaux faibles. Le minerai ne semble pas relié aux roches intrusives, dont les plus rapprochées, celles du complexe de Ice River, sont à 12 milles au sud, sans compter qu'elles datent du milieu du Paléozoïque, époque bien antérieure à l'âge du minerai qui semble être en rapport avec des plis formés au cours de l'orogenèse du Laramide. On signale l'existence de venues minérales similaires presque au même niveau stratigraphique à l'est sur les

Gîtes transgressifs

La mine *Estella* (106) est près de Wasa, à l'est du sillon des montagnes Rocheuses. On rencontre le minerai dans des gîtes de substitution et de remplissages filoniens à teneur de zinc, de plomb, d'argent, de cadmium, d'or et d'un peu de cobalt. Les gisements de la mine Estella et du petit gîte concordant voisin Kootenay King se rencontrent dans la formation d'Aldridge dans la partie inférieure de la succession de Purcell de l'Hélikien. La région contient aussi un certain nombre de filons de quartz faiblement minéralisé. On ignore l'âge des gîtes des métaux communs, mais quelques filons de quartz se trouvent dans des roches syénitiques de la fin du Crétacé inférieur ou peut-être d'âge plus récent.

Cuivre

Gîtes concordants

Le gîte *Redstone* (fig. IX-9) dans les monts Mackenzie est un gîte stratifié de cuivre (Green et Godwin, 1964). Le cuivre se rencontre surtout le long de trois lits continus de roches carbonatées vertes dans une succession de mudstone et de siltstone de l'Hadrynien. La succession à direction nord a un pendage prononcé vers l'ouest et est rompue par deux grandes failles de charriage inclinées vers l'ouest et de nombreuses failles normales à faible rejet. En ordre décroissant d'abondance, les minéraux sont la pyrite, la chalcopyrite, la bornite, la chalcocite, la covellite, la tennantite et la galène. S'y trouvent en quantités variées, les minéraux secondaires suivants: la malachite, l'azurite, le cuivre natif et la limonite. On a déterminé la continuité latérale du gîte sur au moins 4 milles. Le teneur moyenne en cuivre est de 2.30 p. 100 sur une largeur de 6.5 pieds à l'extrémité nord du gisement et de 3.74 p. 100 sur une largeur de 5.5 pieds à l'extrémité sud, mais elle est inférieure à 1 p. 100 dans la partie centrale.

Gisements sédimentaires

Fer

Les gisements de *Clear Hills* (Alb.) sont surtout des grès et schistes argileux oolithiques à hématite dans la formation de Kaskapau d'origine marine du Crétacé supérieur. On estime que le plus important de ces gisements contient plus d'un milliard de tonnes de minerai de fer à teneur moyenne de 31 p. 100; un autre gîte excéderait 100 millions de tonnes de minerai légèrement plus riche. Quelques autres gisements sont plus petits et à teneur plus basse. Des essais sont en cours afin de résoudre le problème de l'enrichissement du minerai et d'obtenir un concentré marchand. Le gîte principal près du ruisseau Swift, épais de 3 à 30 pieds, s'étend sur environ 13 milles sur 3 et est recouvert de stériles épais par endroits jusqu'à 200 pieds (Kidd, 1959). Les grès ferrugineux contiennent des oolithes composées de couches concentriques de gœthite et de

quartz dans une gangue de quartz, de gœthite, de sidérite, de chamosite (?), avec un peu d'apatite et de séricite.

Le gîte *Snake River* au nord des monts Mackenzie (Green et Godwin, 1964) se trouve dans la formation de Rapitan de l'Hadrynien. La formation de fer, épaisse de 137 pieds, se compose de jaspe et d'hématite, avec de minces intercalations de mudstone. On estime la réserve de minerai à 20 milliards de tonnes dont 5 milliards peuvent être exploitées à ciel ouvert. La teneur moyenne en fer atteint 46 p. 100, non comprise la réduction due à des intercalations de stériles. La teneur de 0.35 p. 100 en phosphore s'explique par la présence d'apatite.

Concentrations superficielles

Or

On a extrait de l'or de placer des rivières Saskatchewan-Sud, de la Paix, McLeod, Athabasca, Bow, Oldman, etc., mais la rivière Saskatchewan-Nord en a été la principale source. On présumait que l'or provenait par concentration à partir du till glaciaire du Bouclier canadien (précambrien), situé à l'est. Mais en 1887, Tyrrell était d'avis que les roches sédimentaires crétacées de l'ouest de l'Alberta provenaient de l'ouest de la chaîne de Selkirk et il supposait que les placers aurifères s'étaient formés à la suite d'une nouvelle concentration au cours de l'érosion des roches du Crétacé. L'exploitation d'or des placers, commencée en 1859 ou en 1860 en Alberta, a atteint son maximum en 1896; depuis, l'extraction s'effectue à une petite échelle. Le total de la production a atteint environ 19,000 onces.

Province minérale de l'Ouest

Les gisements de la province minérale de l'Ouest sont variés du fait que cette province est composée de régions d'une grande complexité géologique (tabl. IX-1). Y sont très répandus, des gîtes métallifères contenant une grande variété de métaux, dont certains peuvent en contenir plusieurs. Nombre de types de gîtes y sont représentés depuis les gîtes pyrométasomatiques, filoniens, de ségrégation magmatique, de substitution, tous formés sous conditions allant d'hypothermales à épithermales. Dans les descriptions des propriétés minières, par suite du manque d'espace, on ne peut donner qu'un seul exemple de chaque catégorie et type. Des gîtes de pegmatites à béryl, à muscovite et à lépidolite sont connus, mais de ces trois minéraux, seul le mica a été exploité. Les gîtes de gypse et de bentonite sont rares. Le tableau IX-2 présente les données sur la production.

Bien qu'il y ait plus de 40 ans que Schofield (1919) et Brock (Brock et Schofield, 1928) ont apporté leur contribution à la notion de provinces et d'époques métallogéniques, il reste encore beaucoup à faire avant de connaître avec précision la métallogénie de cette région. Ce n'est que récemment qu'on a approfondi la complexité de l'évolution tectonique de la Cordillère canadienne. Il reste à fixer la date de nombre de gîtes minéraux et à rattacher chacun d'eux à quelque phase de cette évolution.

On a publié des cartes métallogéniques du Canada relativement à l'uranium, au béryllium, au molybdène et au fer, mais la compilation de données sur les autres métaux se limite à une publication préliminaire à petite échelle préparée par Lang (1961). Lang a conclu que la subdivision en province de la Cordillère de l'Est et de l'Ouest était fondée. Il a souligné que l'or était largement réparti dans la Cordillère de l'Ouest, le cuivre presque également, et que le plomb et le zinc gisaient dans nombre de régions éparses, mais surtout dans le sud-est de la Cordillère de l'Ouest. De petites venues de nickel, de cobalt et de fer sont assez nombreuses dans le sud de la Colombie-Britannique et le fer abonde dans l'île Vancouver.

Il ressort d'études récentes de R. Mulligan que le zinc est associé au plomb presque partout dans la partie est de la province minérale de l'Ouest et dans celle de l'Est. Dans le centre et dans l'ouest de la province minérale de l'Ouest, cependant, le zinc est beaucoup moins abondant, le plomb également, et dans certains gîtes, le zinc est associé au cuivre et non au plomb. D'autre part, la partie est de la province minérale de l'Ouest, riche en plomb et en zinc, contient peu de cuivre, mais ce métal abonde généralement dans les roches volcaniques des régions eugéosynclinales.

Mulligan (1966) a délimité une province métallogénique à étain-béryllium-tungstène-molybdène présentant une affinité lithophile; c'est une zone à l'est du sillon des Rocheuses, entre la frontière internationale et le Yukon. Au nord-ouest, l'étain et le tungstène se trouvent associés à de petites intrusions granitiques qui s'étendent sur plusieurs milles vers l'est à partir du ruisseau Clear (Yukon) (Bostock *dans* Little, 1959).

Dans le centre et l'ouest de la Colombie-Britannique, une relation est évidente entre de gros gîtes de molybdène à basse teneur et le faciès monzonitique leucocrate à quartz et biotite des complexes granitiques intrusifs. Cette association est aussi évidente dans des gîtes de minerais de cuivre porphyriques. Le faciès le plus ancien de ces complexes granitiques date du Jurassique au Crétacé supérieur, mais l'âge du faciès leucocrate le plus récent n'est pas encore établi, sauf dans la région de Tulsequah, où il est rattaché à des coulées volcaniques et à des matériaux pyroclastiques de la fin du Crétacé supérieur et au groupe de Sloko du début du Tertiaire (J. G. Souther).

TABLEAU IX-2 *Production des principales mines de minerai filonien et de minéraux industriels de l'Ouest canadien, y compris 1966*

N°[1]	Propriété[2]	Région ou camp minier	Situation[3]	Année de production[4]	Minerai ou minéral — milliers de tonnes	Or — milliers d'onces	Argent — millions d'onces	Cuivre — millions de liv.	Plomb — millions de liv.	Zinc — millions de liv.	Autres métaux ou minéraux — millions de livres (mlb) ou millions de tonnes (mt)
	District de Mackenzie										
1	Canada Tungsten	Rivière Flat (T. N.-O.)	61°128°NE	1962-1966	327	—	—	a	—	—	WO_3 8.29 mlb
10	Pine Point	Grand lac des Esclaves	60°114°NE	1964-1966	2,197	—	a	—	382	676	Cd 1.26 mlb
	Territoire du Yukon										
7	United Keno	Mayo, Yukon	63°135°NE	1913-1966	2,748[5]	—	146.7	—	464	274	Cd 3.59 mlb
9, 10	Whitehorse Copper Belt (Pueblo, etc.)	Whitehorse, Yukon	60°135°NW	1897-1930	300	—	—	13	—	—	
	Colombie-Britannique										
2	Polaris-Taku	Rivière Taku	58°133°NW	1938-1951	753	231	a	a	—	—	
3, 4	Tulsequah Chief et Big Bull	Rivière Taku	58°133°NW	1951-1957	1,029	94	3.4	27	26	125	Cd 0.45 mlb
5	Cassiar Asbestos	Ruisseau McDame	59°129°SW	1952-1966	6,033	—	—	—	—	—	Amiante 0.59 mt
9	Big Missouri	Canal Portland	56°130°SE	1927-1942	848	58	0.1	—	a	a	
10a	Premier Border	Canal Portland	56°130°SE	1950-1953	42	3	0.1	—	4	4	
10b	Silbak-Premier	Canal Portland	56°130°SE	1918-1966	4,664	1,813	40.9	4	59	16	Cd 0.18 mlb
11	Dunwell	Canal Portland	55°129°NW	1926-1941	50	10	0.3	a	2	2	
12a	Dolly Varden	Canal Portland	55°129°NW	1919-1940	37	a	1.4	a	a	—	
12b	Toric	Canal Portland	55°129°NW	1928-1959	1,379	a	18.6	—	10	1	
13	Outsider	Canal Portland	55°130°NE	1906-1928	139	a	a	5	—	—	
14	Bonanza	Canal Portland	55°129°SW	1928-1935	724	3	0.3	32	—	—	
15a	Golskeish	Canal Portland	55°129°SW	1918-1929	51	5	a	—	—	—	
15b	Granby Point	Canal Portland	55°129°SW	1917-1938	62	6	0.2	a	a	—	
15c	Hidden Creek	Canal Portland	55°129°SW	1914-1936	23,948	121	6.6	709	—	—	
18	Silver Standard	Hazelton	55°127°SW	1913-1965	216	15	7.4	a	17	26	Cd 0.33 mlb
19	Rocher Déboulé	Hazelton	55°127°SW	1915-1952	53	4	a	6	a	a	
20	Red Rose	Hazelton	55°127°SW	1942-1954	118	a	a	a	—	—	WO_3 2.21 mlb
21	Duthie	Smithers	54°127°NE	1923-1953	65	3	1.6	a	6	5	Cd 0.01 mlb
22	Granisle	Lac Babine	54°126°NE	1966	206	1	a	2	—	—	
23	Pinchi Lake	Fort St. James	54°124°NE	1940-1944	692	—	—	—	—	—	Hg 4.0 mlb
24	Surf Point	Île Porcher	54°130°SW	1919-1939	68	20	a	a	—	—	

26	Jedway	Île Moresby	52°131°SE	1962-1966	3,296	—	—	—	—	—	Conc. de fer 1.80 mt
27	Surf Inlet	Île Princesse-Royale	53°128°SW	1902-1943	1,012	389	0.2	6	—	—	
28	Endako	Endako	54°125°SE	1965-1966	7,848						Mo 5.15 mlb
31	Aurum (Island Mountain)	Wells, Cariboo	53°121°SW	1934-1966	1,056	486	0.7	—	—	—	
32	Cariboo Gold Quartz	Wells, Cariboo	53°121°SW	1933-1958	1,855	705	0.6	—	—	—	
33	Boss Mountain	100 Mile House	52°120°SW	1965-1966	658	—	—	—	—	—	Mo 3.53 mlb
34	Minto	Rivière Bridge	50°122°NW	1934-1940	89	18	0.1	a	a	—	
35	Wayside	Rivière Bridge	50°122°NW	1915-1937	43	5	a	—	—	—	
36	Bralorne-Pioneer	Rivière Bridge	50°122°NW	1899-1966	7,558	3,954	0.9	—	—	—	Un peu de WO_3
37	Iron Mike	Sayward, île V.	50°125°SW	1966	150	—	—	—	—	—	Conc. de fer 0.09 mt
38	Coast Copper (Old Sport)	Rivière Benson, île V.	50°127°SE	1962-1966	1,275	83	0.1	41	—	—	Conc. de fer 0.16 mt
39	Yreka	Quatsino, île V.	50°127°SW	1902-1966	79	1	0.1	5	—	—	
40	Empire	Rivière Benson, île V.	50°127°SE	1957-1966	3,611	—	—	—	—	—	Conc. de fer 1.76 mt
41	Nimpkish	Lac Nimpkish, île V.	50°126°SW	1959-1963	2,392	—	—	—	—	—	Conc. de fer 1.0 mt
42	Zeballos Iron (F.L.)	Zeballos, île V.	50°126°SW	1962-1966	1,227	—	—	—	—	—	Conc. de fer 0.94 mt
43a	Mount Zeballos	Zeballos, île V.	50°126°SW	1933-1944	82	57	a	a	a	a	
43b	Privateer	Zeballos, île V.	50°126°SW	1934-1953	314	172	a	a	—	—	
44a	Central Zeballos	Zeballos, île V.	50°126°SW	1938-1947	58	42	a	a	a	a	
44b	Spud Valley	Zeballos, île V.	50°126°SW	1936-1951	210	54	a	a	a	a	
45	Hualpai	Détroit de Nootka, île V.	49°126°NE	1959	62	—	—	—	—	—	Conc. de fer 0.02 mt
46	Argonaut (Iron Hill)	Campbell River, île V.	49°125°NW	1951-1957	4,109	—	—	—	—	—	Conc. de fer 2.16 mt
47	Domineer (Mount Washington)	Courtenay, île V.	49°125°NE	1961-1966	373	4	0.2	7	—	—	
48a	Cornell	Île Texada	49°124°NW	1897-1919	45	15	a	3	—	—	
48b	Marble Bay	Île Texada	49°124°NW	1899-1929	314	50	0.4	15	—	—	
48c	Vananda (Little Billie)	Île Texada	49°124°NW	1896-1952	70	12	a	2	—	—	
49	Texada	Île Texada	49°124°NW	1885-1966	12,181	14	0.2	19	—	—	Conc. de fer 6.21 mt
51	Indian Chief	Clayoquot, île V.	49°126°SE	1904-1938	81	1	0.1	2	—	—	
52	Brynnor	Lac Kennedy, île V.	49°125°SE	1962-1966	3,915	—	—	—	—	—	Conc. de fer 2.94 mt
53	Blue Grouse	Lac Cowichan, île V.	48°124°NE	1917-1960	275	a	a	15	—	—	
54	Tyee	Mont Sicker, île V.	48°123°NE	1901-1951	221	27	0.5	14	a	4	Cd 0.01 mlb
55	Sunro	Jordan River, île V.	48°124°SE	1962-1966	520	3	a	15	—	—	
56	Britannia	Vancouver	49°123°NE	1905-1966	48,218	484	5.2	1,032	34	271	Cd 0.91 mlb
57	Craigmont	Merritt	50°120°SW	1961-1966	8,634	—	a	266	—	—	
58	Bethlehem	Merritt	50°120°SW	1963-1966	7,242	9	0.4	95	—	—	Mo 0.04 mlb
59	Vidette	Clinton	51°120°SW	1933-1940	54	30	a	a	a	—	
60	Windpass	Kamloops	51°120°SE	1916-1944	103	34	a	a	—	—	
61	Iron Mask	Kamloops	50°120°NE	1901-1928	182	4	a	5	—	—	

TABLEAU IX-2 *Production des principales mines de minerai filonien et de minéraux industriels de l'Ouest canadien, y compris 1966* (suite)

N°[1]	Propriété[2]	Région ou camp minier	Situation[3]	Année de production[4]	Minerai ou minéral (milliers de tonnes)	Or (milliers d'onces)	Argent (millions d'onces)	Cuivre (millions de liv.)	Plomb (millions de liv.)	Zinc (millions de liv.)	Autres métaux ou minéraux (millions de livres (mlb) ou millions de tonnes (mt))
	Colombie-Britannique (suite)										
62	Falkland Gypsum	Kamloops	50°119°SW	1925-1956	1,247	—	—	—	—	—	Gypse 1.25 mt
63	Nicola (Planet)	Merritt	50°120°SE	1926	79	8	0.2	a	2	1	Un peu de Bi
64	Pride of Emory	Hope	49°121°SW	1958-1966	2,370	a	a	14	—	—	Ni 31.45 mlb
65	Copper Mountain	Princeton	49°120°SW	1917-1962	34,775	188	4.4	613	—	—	
66a	Hedley Mascot	Hedley	49°120°SE	1936-1949	682	223	a	2	—	—	
66b	Nickel Plate	Hedley	49°120°SE	1904-1958	3,315	1,359	0.1	2	—	—	
67	French	Hedley	49°120°SE	1954-1961	62	33	a	—	—	—	
69	Dividend-Lakeview	Osoyoos	49°119°SE	1907-1949	123	16	a	a	a	a	
70	Fairview (Morning Star)	Fairview	49°119°SW	1933-1941 1947-1961	122	14	0.2	a	a	a	0.37 mt fondant de silice à basse teneur en Au
71	Highland-Bell	Beaverdell	49°119°SE	1901-1966	387	11	27.0	—	19	23	Cd 0.08 mlb
72	Cariboo-Amelia	McKinney	49°119°SE	1894-1962	137	82	a	—	a	a	
73a	Mother Lode	Greenwood	49°118°SW	1900-1962	4,317	173	0.7	77	—	—	
73b	Sunset	Greenwood	49°118°SW	1900-1918	120	5	a	2	—	—	
74a	B.C.	Greenwood	49°118°SW	1900-1919	103	1	a	9	—	—	
74b, f, g, h	Phoenix Copper (Knob Hill-Ironsides, Idaho, Brooklyn-Stemwinder, Snowshoe, Rawhide)	Greenwood	49°118°SW	1900-1966	19,855	830	4.9	404	a	—	
74c	Dentonia	Greenwood	49°118°SW	1900-1948	133	38	0.2	—	a	a	
74d	Emma	Greenwood	49°118°SW	1901-1921	256	7	a	5	—	—	
74e	Oro Denero	Greenwood	49°118°SW	1903-1917	136	3	a	4	—	—	
74i	Winnipeg	Greenwood	49°118°SW	1900-1940	59	12	a	a	—	—	
75	Rock Candy	Grand Forks	49°118°NW	1918-1942	36	—	—	—	—	—	Spath fluor 0.04 mt
76	Union	Franklin	49°118°NE	1913-1946	189	55	1.4	a	a	1	
77	Velvet	Rossland	49°117°SW	1901-1964	98	20	a	3	a	a	
78a	Centre Star group (Centre Star, War Eagle, Le Roi, Josie)	Rossland	49°117°SW	1893-1942	5,915	2,706	3.3	118	—	—	
78b	Red Mountain (Coxey)	Rossland	49°117°SW	1966	79	—	—	—	—	—	Mo 0.53 mlb

79	Reeves-Macdonald	Salmo	49°117°SE	1949-1966	5,365	—	0.4	—	108	376	Cd 2.21 mlb
80a	Emerald, Dodger, et Feeney	Salmo	49°117°SE	1944-1958	1,067	—	—	—	—	—	WO_3 13.74 mlb
80b	Jersey	Salmo	49°117°SE	1949-1966	6,246	—	0.6	—	231	490	Cd 3.73 mlb
81	Bayonne	Lac Kootenay	49°116°SW	1935-1951	89	42	0.1	—	a	a	
82a	Gold Belt	Salmo (Sheep Creek)	49°117°SE	1934-1951	257	80	a	—	—	—	
82b	Kootenay Belle	Salmo (Sheep Creek)	49°117°SE	1904-1950 1961-1965	333	110	a	—	—	—	Fondant de silice 0.03 m
82c	Reno	Salmo (Sheep Creek)	49°117°SE	1906–1950	430	232	0.2	—	—	—	
82d	Sheep Creek	Salmo (Sheep Creek)	49°117°SE	1902–1950 1961–1962	719	304	0.1	—	—	—	Fondant de silice 0.04 mt
83	H.B.	Salmo	49°117°SE	1912–1966	5,249	a	0.8	—	86	456	Cd 3.76 mlb
84a	Arlington	Salmo	49°117°SE	1900–1966	60	53	0.1	—	2	1	
84b	Second Relief	Salmo	49°117°SE	1902–1959	228	99	a	a	a	a	
85	Hunter V et Double Standard	Ymir	49°117°SE	1902–1929	63	1	0.3	—	—	—	
86a	Centre Star (Wesko)	Ymir	49°117°SE	1936–1950	57	12	0.1	—	2	1	
86b	Yankee Girl	Ymir	49°117°SE	1907–1951	408	124	0.7	—	14	14	Cd 1.88 mlb
86c	Ymir	Ymir	49°117°SE	1899–1950	367	110	0.5	—	11	2	
87a	Athabasca	Nelson	49°117°SE	1898–1943	46	20	a	a	a	a	
87b	Granite Poorman	Nelson	49°117°SE	1890–1954	200	65	a	a	a	a	
87c	Silver King	Nelson	49°117°SE	1889–1958	222	a	4.4	15	a	a	
88	Queen Victoria	Nelson	49°117°SE	1907–1961	49	a	a	2	—	—	
89	Molly Gibson	Nelson	49°117°NE	1899–1950	62	a	1.0	—	5	a	
90a	Florence (Ainsmore)	Ainsworth	49°116°NW	1899–1960	223	a	0.4	—	25	6	Cd 0.02 mlb
90b	Highland	Ainsworth	49°116°NW	1890–1954	98	a	0.3	—	21	1	Un peu de Cd
90c	Number One	Ainsworth	49°116°NW	1889–1929	40	a	2.0	—	a	—	
90d	Yale (Highlander)	Ainsworth	49°116°NW	1889–1964	436	a	0.9	—	46	11	Un peu de Cd et Sb
91	Bluebell	Lac Kootenay	49°116°NW	1895–1966	4,078	—	5.5	4	400	419	Cd 1.92 mlb
92	Cork-Province	Kaslo	49°117°NE	1900–1966	211	a	0.5	—	13	20	Cd 0.15 mlb
93	Galena Farm	Slocan	49°117°NE	1900–1966	90	a	0.6	—	6	10	Un peu de Cd
94a	Bosun	Slocan	49°117°NE	1898–1962	70	a	1.9	—	11	7	Un peu de Cd
94b	Hewitt	Slocan	49°117°NE	1900–1966	117	a	1.8	—	4	5	Un peu de Cd
94c	Ivanhoe	Slocan	49°117°NE	1895–1935	44	a	0.5	—	5	1	
94d	Mammoth	Slocan	49°117°NE	1925–1966	94	a	1.0	—	7	10	Cd 0.04 mlb
94e	Richmond–Eureka	Slocan	49°117°NE	1896–1961	40	a	0.8	—	5	2	Un peu de Cd
94f	Ruth–Hope	Slocan	49°117°NE	1895–1962	66	a	2.5	—	22	4	Un peu de Cd
94g	Silversmith et Slocan Star	Slocan	49°117°NE	1893–1965	391	1	7.3	—	71	26	Cd 0.04 mlb
94h	Standard	Slocan	49°117°NE	1905–1958	806	a	8.7	—	83	108	Cd 0.13 mlb

TABLEAU IX-2 *Production des principales mines de minerai filonien et de minéraux industriels de l'Ouest canadien, y compris 1966* (fin)

N°[1]	Propriété[2]	Région ou camp minier	Situation[3]	Année de production[4]	Minerai ou minéral — milliers de tonnes	Or — milliers d'onces	Argent — millions d'onces	Cuivre — millions de liv.	Plomb — millions de liv.	Zinc — millions de liv.	Autres métaux ou minéraux — millions de livres (mlb) ou millions de tonnes (mt)
	Colombie-Britannique (fin)										
94i	Van Roi	Slocan	49°117°NE	1893–1958	314	a	2.8	—	18	17	Cd 0.04 mlb
94j	Violamac (Victor)	Slocan	49°117°NE	1923–1966	163	2	4.1	—	47	31	Cd 0.18 mlb
95a	Lucky Jim	New Denver	50°117°SE	1893–1959	1,175	a	0.6	—	8	176	Cd 0.43 mlb
95b	Noble Five	Slocan	49°117°NE	1893–1956	44	a	0.5	—	5	4	Un peu de Cd
95c	Payne	Slocan	50°117°SE	1893–1939	122	—	3.7	—	38	2	
95d	Rambler–Cariboo	Slocan	50°117°SE	1895–1951	209	a	3.5	a	24	6	Cd 0.01 mlb
95e	Surprise	Slocan	49°117°NE	1893–1929	49	a	1.9	—	12	8	
95f	Whitewater	Kaslo	50°117°SE	1892–1956	501	2	3.5	—	31	51	Cd 0.08 mlb
96	Spider	Lardeau	50°117°NW	1911–1958	140	12	1.7	a	24	25	Cd 0.13 mlb Sb 0.02 mlb
97	Meridian	Lardeau	50°117°NW	1903–1941	98	17	a	—	—	—	
98	Monarch et Kicking Horse	Field	51°116°SE	1888–1953	813	—	0.8	—	102	157	Cd 0.06 mlb
99	Parson	Spillimacheen	51°116°SW	1940–1965	199	—	—	—	—	—	Barytine 0.20 mt
100	Silver Giant	Spillimacheen	50°116°NE	1908–1957	927	a	0.6	a	65	7	Cd 0.02 mlb Sb 0.04 mlb
				1959–1966							Barytine 0.04 mt
101	Brisco	Spillimacheen	50°116°NE	1945–1966	—	—	—	—	—	—	Barytine 0.09 mt
102	Western Gypsum	Windermere	50°115°SW	1950–1966	1,951	—	—	—	—	—	Gypse 1.95 mt
103	Paradise	Toby Creek	50°116°SE	1901–1952	71	a	0.7	—	16	8	Un peu de Cd
104	Mineral King	Toby Creek	50°116°SE	1954–1966	2,202	—	1.7	1	77	184	Cd 0.63 mlb Barytine 0.02 mt
105a	North Star	Kimberley	49°115°NW	1895–1929	68	—	1.3	—	48	a	
105b	Sullivan	Kimberley	49°115°NW	1900–1966	99,371	4	217.2	6	13,035	11,278	Sn 17.41 mlb Cd 1.72 mlb Agg. de fer 0.55 mt
106	Estella	Cranbrook	49°115°NW	1951–1966	80	a	0.1	—	8	16	Cd 0.01 mlb
108	Mayook	Cranbrook	49°115°SW	1926–1954	111	—	—	—	—	—	Gypse 0.11 mt
109	St. Eugene	Cranbrook	49°115°SW	1899–1929	1,062	3	5.9	—	249	32	

Les données proviennent en majorité du ministère des Mines et des Ressources pétrolières de la Colombie-Britannique.
[1]Le numéro de la concession figure à la carte 1252A «Gîtes minéraux du Canada» (in folio).
[2]La production comprend le volume total connu de l'ensemble des propriétaires, passés et actuels.
[3]Latitude et longitude de l'angle sud-est d'un quadrilatère d'un degré et d'un quart de quadrilatère où s'étend la concession.
[4]Années des premières et dernières productions enregistrées.
[5]Le volume antérieur à 1947 n'est pas inclus.
[a]Moins de la moitié de la plus petite unité de la colonne.
—: Aucune production.

Gisements filoniens

Plomb-zinc-argent

Un grand nombre de gîtes de plomb et de zinc gisent dans le sud-est de la Colombie-Britannique (Fyles, 1966) et font partie de la région minière englobant aussi l'Idaho et l'ouest du Montana (fig. IX-2). Dans l'anticlinorium de Purcell, les gîtes Sullivan (105b), North Star (105a) et St. Eugene (109) datent du Précambrien. D'autres gîtes, considérés du Mésozoïque, s'étendent le long de l'arc de Kootenay, entre la région de Salmo au sud et le grand coude du fleuve Columbia au nord. Les proportions des isotopes du plomb indiquent que ces gisements ont été contaminés par des matériaux provenant des gîtes précambriens (Sinclair, 1966). Muraro (1966) a aussi démontré que la formation des gîtes de plomb et de zinc de l'arc de Kootenay est antérieure au plissement et au métamorphisme, le plissement ayant affecté leur forme dans les endroits où les couches ont coulé, et le métamorphisme ayant modifié leur texture. Les gîtes du flanc est de l'arc de Kootenay sont des gîtes de substitution concordants, tandis que ceux de la partie intérieure ou concave de l'arc sont surtout filoniens; la plupart dans la région de Slocan ont une teneur bien plus élevée en argent que les gîtes concordants.

Au nord de l'arc de Kootenay, entre le grand coude du fleuve Columbia et le nord de la Colombie-Britannique, les gîtes de plomb et de zinc sont épars. Des filons de plomb et de zinc se trouvent à Rancheria et Logjam Creek, près de la frontière du Yukon. Plus au nord, des gîtes de substitution reposent le long des rivières Ketza et Ross et les filons de Keno Hills, riches en argent, marquent l'extrémité nord de la zone minéralisée en plomb et en zinc.

Du plomb et du zinc se trouvent aussi dans l'ouest de la Colombie-Britannique, dans des gîtes filoniens complexes à teneur surtout d'argent, telles les mines Toric (12b), Silver Standard (18) et Highland-Bell (71), ou avec de l'or, de l'argent et du cuivre comme à Silbak Premier (10b). Du zinc avec un peu de plomb est associé à du cuivre dans quelques gîtes comme à Britannia (56), Tyee (54), Tulsequah Chief (3) et Big Bull (4).

Fyles (1966) a classé les gîtes de plomb et de zinc en type concordant et en type transgressif, en faisant remarquer que les deux types sont parfois représentés dans un même gîte, comme à la mine Whitewater de la région de Slocan.

Gîtes concordants

A l'exception du gîte Pine Point et de quelques-uns de la région du lac Aiken, les gîtes concordants de plomb et de zinc de la province minérale de l'Ouest se trouvent dans le sud-est. Fyles les a subdivisés en sous-types, tels Sullivan, Metaline, Salmo et Shuswap, lesquels sont des gîtes de substitution hypothermaux dans des lits argileux; des gîtes de substitution mésothermaux dans du calcaire dolomitisé affecté seulement par de larges plis et de grandes failles; des gîtes de substitution mésothermaux dans du calcaire dolomitisé à plis isoclinaux et plans de cisaillement; et des gîtes de substitution dans du marbre et du schiste cristallin des régions à plis complexes et de métamorphisme régional prononcé.

Sous-type Sullivan: ce sous-type unique n'est représenté que par la mine *Sullivan* (105b), la plus importante productrice de plomb et de zinc de la région de la Cordillère (tabl. IX-2). Elle a fourni près de la moitié des métaux extraits en Colombie-Britannique. D'âge du Précambrien, c'est un gîte de substitution de haute température dans de l'argilite en lits minces de la formation d'Aldridge de l'Hélikien. Le gîte repose dans la partie est de l'anticlinorium de Purcell dont les flancs sont caractérisés par de faibles pendages et de petites ondulations (Freeze, 1966). Les roches sédimentaires du toit sont albitisées et localement chloritisées et tourmalinisées. Les roches sédimentaires du mur contiennent quelques lentilles de conglomérat et sont fortement tourmalinisées (fig. IX-4). Le minerai remplace certains niveaux argileux, mais, par endroits, il coupe perpendiculairement les roches sédimentaires. Le gîte repose entre les failles Kimberley et Hidden Hand, à direction est, à pendage nord et à déplacement normal, la première ayant un rejet stratigraphique d'environ 10,000 pieds. Des failles normales à pendage prononcé et à direction nord déplacent le gîte de quelques dizaines de pieds.

D'après le modèle d'évolution du plomb dit d'Houtermans, Leech et Wanless (1962) ont estimé que l'âge du plomb de la mine Sullivan est de 1,250 m.a., tandis que Sinclair (1966) l'a estimé à 1,340 m.a. Comme les rapports des isotopes du plomb sont presque constants à travers le gîte, il semble qu'il y ait eu une seule période de minéralisation provenant d'une seule source, mais il est possible qu'une redistribution ait eu lieu à une époque tardive. Comme Swanson et Gunning (1945), Sinclair préconise une origine épigénétique, rattachée au magma originaire des roches intrusives Moyie. Freeze (1966) croit que les preuves indiquent que le gîte Sullivan est hydrothermal plutôt que syngénétique avec remaniement ultérieur par le métamorphisme régional. Bien que le gîte renferme des minéraux de haute température tels que le grenat, la trémolite, la scapolite et la cordiérite, et qu'une température de formation minimale de 460°C ait été déterminée pour la mise en place de la blende, les roches sédimentaires sises à quelques pieds du minerai n'ont atteint que le stade de métamorphisme régional à albite et chlorite. Il semble que la tourmalinisation antérieure à la minéralisation soit plus récente que les sills Moyie. Un dyke de lamprophyre daté à 765 m.a. a pénétré le gisement durant la période plutôt longue de minéralisation.

La partie centrale du gisement consiste en un massif presque rectangulaire formé surtout de pyrite dans l'ouest et de pyrrhotine dans l'est. Autour de ce «noyau de fer», la masse est en majorité plutôt riche en plomb, en argent,

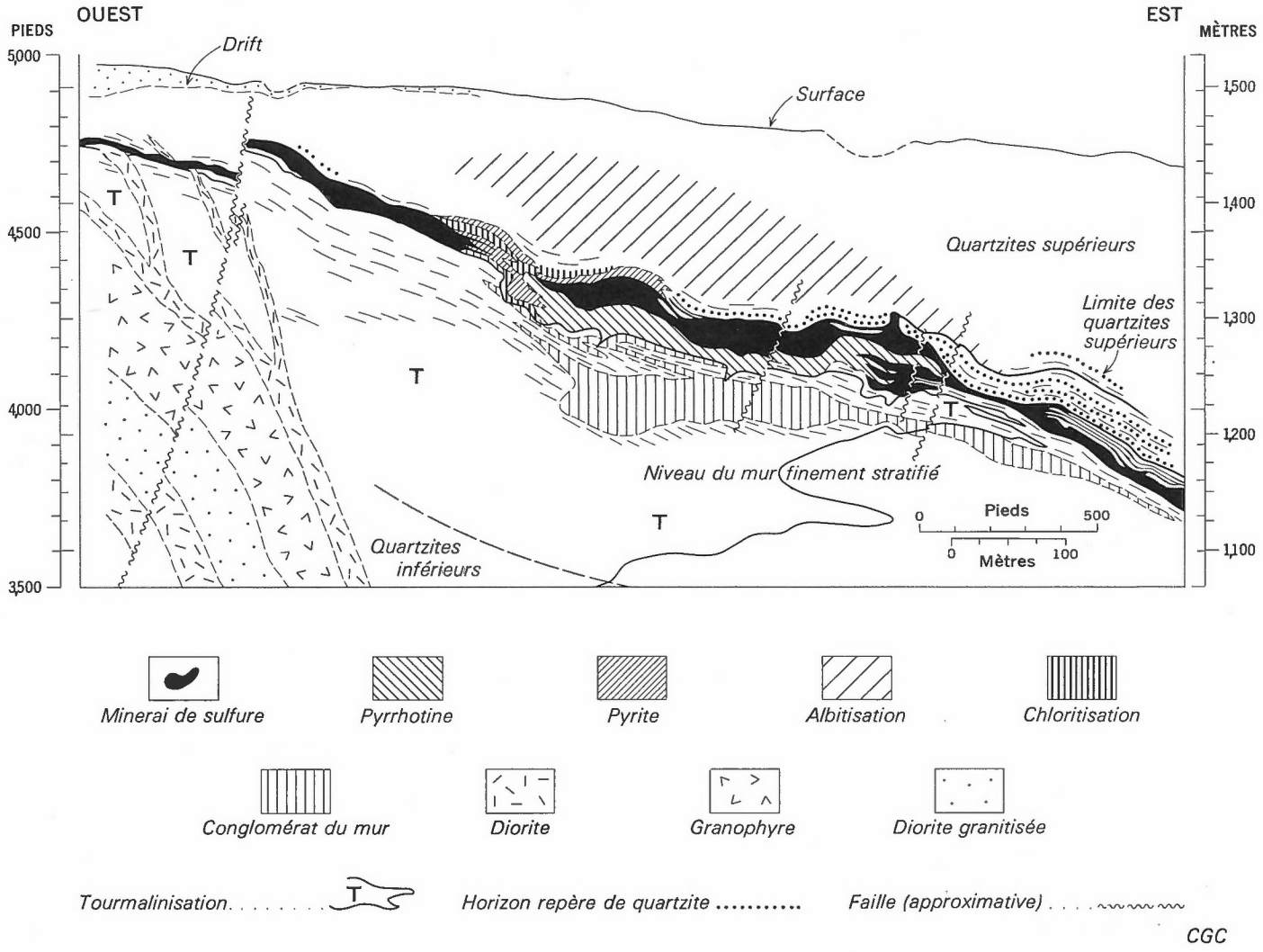


FIGURE IX-4. Coupe transversale des gisements de la mine Sullivan (C.-B.) (A. C. Freeze).

en étain et en arsenic, mais, à la périphérie, le zinc et l'antimoine prédominent. La boulangérite et d'autres minéraux d'antimoine en quantité moindre sont disséminés surtout dans la principale partie du gisement, mais aussi dans les ouvertures en forme de fissures qui le recoupent. L'antimoine est un sous-produit important à la mine Sullivan. La cassitérite se rencontre, accompagnée de sulfures de fer et d'un peu de galène et de blende, dans un filon à direction nord et à pendage de 80° à 85° vers l'est, qui recoupe la partie principale du gisement. De la cassitérite gît également à la base de la partie principale du gisement près du «noyau de fer». Les relations de contact entre les filons et la partie principale ne sont pas nettes. Environ 600 tonnes de concentrés d'étain sont produites annuellement.

Sous-type Metaline: ce sous-type tire son nom du district de Metaline (Washington). Les gîtes sont concordants et se présentent dans des roches carbonatées non métamorphisées, certains dans des roches faiblement plissées et faillées, d'autres dans des roches bréchiformes. Des exemples de ce type sont ceux des mines Monarch et Kicking Horse (98) et Pine Point (10) dans la province minérale de l'Est.

Sous-type Salmo: ce sous-type se présente dans un milieu caractérisé par des plis isoclinaux avec en superposition d'autres plis et des cisaillements et un métamorphisme régional à faciès schiste vert. Un exemple type est la mine *Jersey* (80b). La roche encaissante est un calcaire du Cambrien inférieur dans une succession miogéosynclinale de roches pélitiques, arénacées et calcaires. Les gîtes s'étendent dans les zones dolomitiques des roches calcaires et le mur du gisement se compose ordinairement de skarn. Le calcaire et les roches sédimentaires présentent des plis couchés et sont traversés de failles de chevauchement et de petites failles normales (Wishaw, 1954). Les gîtes se composent de blende et de galène, avec de la pyrite et un peu de pyrrhotine, les sulfures de fer étant

un peu moins abondants que les minéraux de valeur. Les gîtes sont des amas allongés et irréguliers (fig. IX-5), dont la position est contrôlée par des plis coaxiaux secondaires sur les flancs des plis couchés. Ces amas se rencontrent surtout dans les crêtes anticlinales des plis secondaires, et seulement sur le flanc supérieur des plis couchés. Les gîtes généralement horizontaux permettent l'exploitation du minerai sans voie ferrée.

D'autres gîtes de ce type sont le H. B. (83), le Reeves-Macdonald (79) et le Duncan Lake, tous situés le long de l'arc de Kootenay dans du calcaire dolomitisé du Cambrien inférieur.

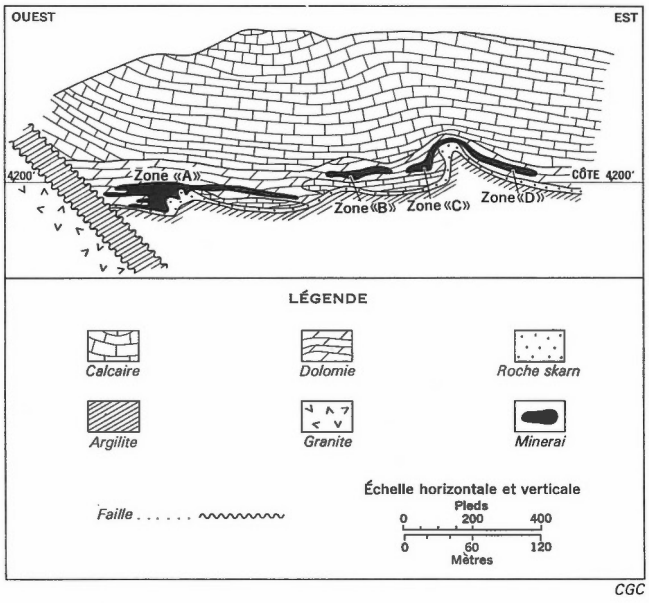


FIGURE IX-5. Coupe transversale schématique du gisement de plomb-zinc de la mine Jersey, Salmo (C.-B.) (Q. G. Whishaw).

Sous-type Shuswap: les gîtes Big Ledge, Wigwam, Cottonbelt, Ruddock Creek et Mount Copeland s'étendent tous dans des lits surtout calcaires des successions de schiste, marbre et paragneiss du complexe de Shuswap qui recouvre des dômes à plis complexes et à noyaux de gneiss granitique et présente un métamorphisme régional très prononcé. L'âge de la roche encaissante est généralement inconnu, mais elle peut être en partie du Cambrien inférieur. Tous ces gîtes sont importants, à basse teneur et non exploités.

Le gîte *Mount Copeland* (fig. IX-2) était autrefois connu sous le nom de River Jordan (Riley, 1961). Deux gisements stratifiés, à galène, à blende, à pyrite, à pyrrhotine et un peu de chalcopyrite, avec du quartz, de la calcite et un peu de barytine, se trouvent sur les deux flancs d'un synforme grossièrement conique, renversé vers le sud-ouest et à pendage sud-est. Les deux gisements seraient dans le même lit d'un calcaire impur bréchiforme à plis typiques d'une couche incompétente comprise entre deux couches compétentes. Ces gisements renferment près de trois millions de tonnes de minerai à teneur de plus de 5 p. 100 en plomb et en zinc, et d'une once d'argent par tonne.

Gîtes transgressifs

Épars dans toute la région de la Cordillère, ces gîtes varient du type des gîtes de substitution dans des zones de cisaillement et de fissuration ou proche, au type filonien avec très peu de substitution de la roche encaissante. Le passage d'un type à l'autre dépend généralement de la facilité avec laquelle la roche encaissante peut être remplacée. Les gîtes transgressifs renferment couramment des minéraux de cuivre ou des sulfosels et leur teneur en argent est en général plus élevée que celle des gîtes concordants.

La mine *Bluebell* (91), au lac Kootenay, est un gîte de substitution de calcaire dans des schistes en plis isoclinaux (Irvine, 1957). S'y trouvent trois zones de minerai, composées chacune de plusieurs gîtes et espacées de 1,500 pieds le long du calcaire du Cambrien inférieur. Les gîtes longent des fissures transversales étroites dans le lit de calcaire.

Argent

La majorité de l'argent extrait de la région de la Cordillère est un sous-produit du traitement des minerais de plomb et de zinc, et la mine Sullivan en est la principale source (tabl. IX-2). De plusieurs mines cependant, l'argent en constitue la principale production, mines United Keno (7), Dolly Varden (12a), Toric (12b), Silver Standard (18), Duthie (21), Hunter V et Double Standard (85), Number One (90c), Molly Gibson (89), Silver King (87c) et plusieurs mines du bassin minier de Slocan. La plupart fournissent du plomb et du zinc et quelques-unes de l'or. La mine Silver King, unique en son genre, n'a fourni que du cuivre et de l'argent; ce dernier métal, extrait en majorité du minéral stromeyérite. La mine Silbak Premier (10b) a fourni également une production notable d'argent, mais son minerai complexe a fourni aussi beaucoup de plomb, de zinc, de cuivre, de cadmium et d'or; seul l'or a dépassé en valeur celle de l'argent.

Dans la région de *Keno Hill—Galena Hill* (Yukon), la United Keno (7) est la mine la plus productive d'argent au Canada. La région est recouverte (fig. IX-6) de roches sédimentaires métamorphisées, pénétrées par des masses allongées de roches basiques altérées en roches vertes (McTaggart, 1960; Boyle, 1965). Les couches ont une direction est, à pendage de faible à modéré vers le sud. La succession semble comprendre trois zones: la zone de «Schiste inférieur», la zone de «Quartzite central» et la zone de «Schiste supérieur». A Keno Hill, la zone de «Schiste inférieur» contient un ruban de quartzite, le «N° 9», lithologiquement semblable au «Quartzite central». Des études récentes indiquent que le «Schiste inférieur» et

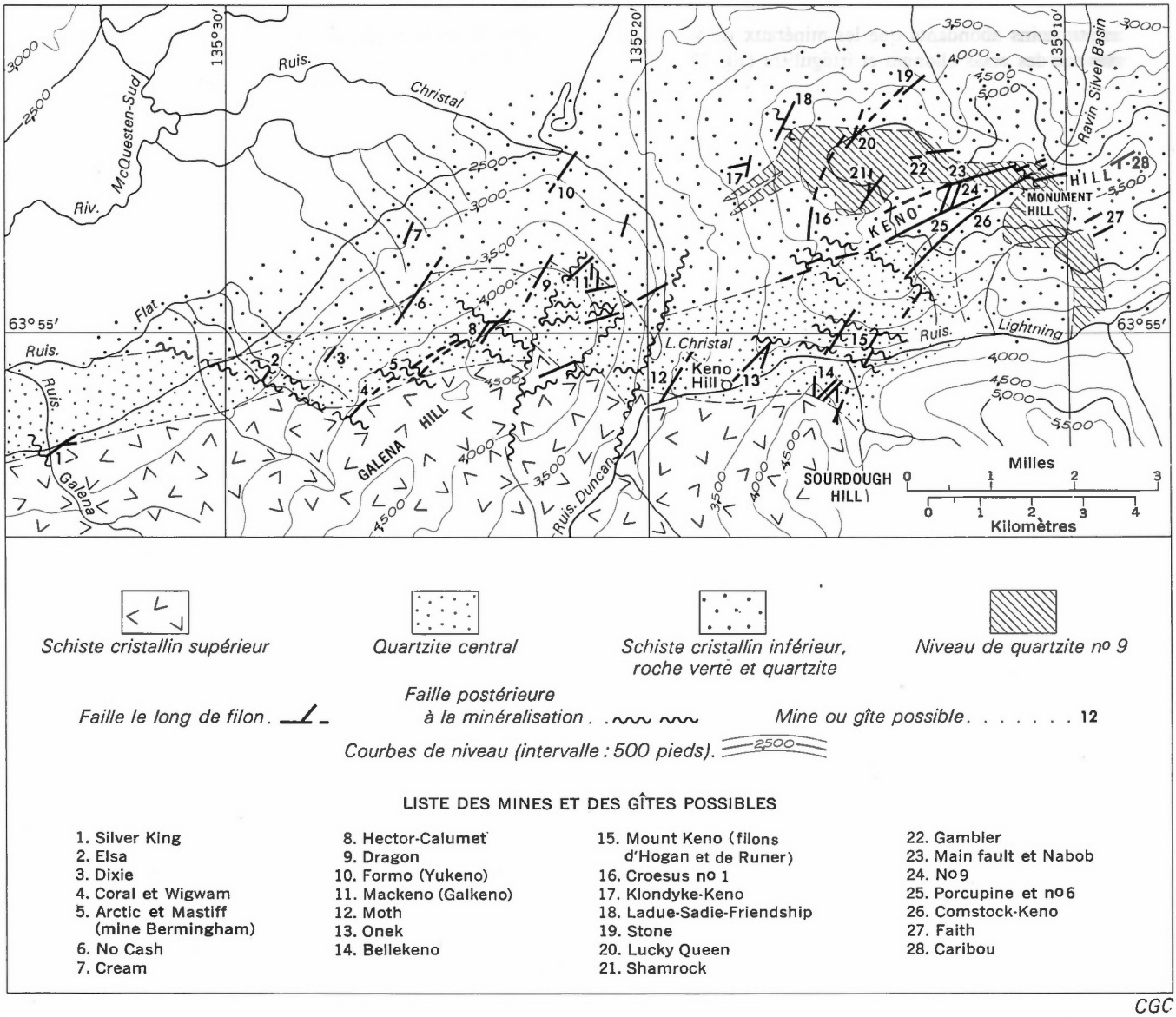


FIGURE IX-6. Géologie des régions de Keno Hill et Galena Hill (Yukon), indiquant l'emplacement des mines et des gites possibles d'argent (R. W. Boyle).

le «Quartzite central» datent du Mésozoïque et que l'âge du «Schiste supérieur» et ses rapports avec les deux autres zones demeurent inconnus.

Du fait de la rareté des affleurements rocheux, la structure dans la région de Keno Hill—Galena Hill reste peu connue. McTaggart regarde cette structure comme extrêmement complexe avec une première phase de chevauchement vers le nord, qui a produit des failles de stratification et des plis couchés serrés, suivie par la formation de plis ouverts vers le nord-ouest, de failles à remplissage filonien et ultérieurement de failles de stratification et transversales à angle faible. La plupart des failles à remplissage filonien ont une direction nord ou de N70°E, et un pendage prononcé vers l'est ou le sud-est. Boyle en conclut que les masses de minerai sont localisées dans des zones bréchiformes de quartz ancien, déposé dans les failles à remplissage filonien avec de la pyrite, de l'arsénopyrite et un peu de sulfosels, mais préalablement à la galène, à la freibergite, aux sulfures et carbonates associés, et là où les failles à remplissage filonien recoupent des niveaux compétents de quartzite du «Schiste inférieur» et le «Quartzite central» ou des masses de roches vertes. Ultérieurement, des failles transversales, à direction nord-ouest et à pendage d'environ 60°SW, ont déplacé horizontalement les failles à remplissage filonien, de quelques pieds à 500 pieds. Les minéraux primaires sont la galène, la blende, la pyrite et la freibergite dans une gangue de quartz et de sidérite. Dans la partie supérieure des filons, s'est produit un enrichissement en plomb et en argent par solutions de surface.

Or

Des indices d'or gisent épars à travers la province minérale de l'Ouest. Toutefois, les grosses mines produc-



LISTE DES GISEMENTS NUMÉROTÉS

2. Polaris-Taku
3. Tulsequah Chief
4. Big Bull
9. Big Missouri
10b. Silbak Premier
15c. Hidden Creek
27. Surf Inlet
31. Aurum (Island Mountain)
32. Cariboo Gold Quartz
34. Minto
36. Bralorne-Pioneer
43a. Mount Zeballos
43b. Privateer
44a. Central Zeballos
44b. Spud Valley
48b. Marble Bay
54. Tyee
56. Britannia
59. Vidette
60. Windpass
65. Copper Mountain
66a. Hedley Mascot
66b. Nickel Plate
67. French
72. Cariboo Amelia (McKinney)
73. Mother Lode
PHOENIX COPPER
74b. Brooklyn-Stemwinder
74f. Knob Hill-Ironsides
74g. Rawhide
74h. Snowshoe
— Idaho
74c. Dentonia
76. Union
77. Velvet
78a. CENTRE STAR GROUP
Centre Star
Le Roi
War Eagle
Josie
— I.X.L.
81. Bayonne
82a. Gold Belt
82b. Kootenay Belle
82c. Reno
82d. Sheep Creek
84a. Arlington
84b. Second Relief
86a. Centre Star (Wesko)
86b. Yankee Girl
86c. Ymir
87a. Athabasca
87b. Granite Poorman

Gisement . . . o

Nota: Les numéros sont ceux assignés aux gisements sur la carte 1252A; les autres gisements sont désignés par leur nom sur la figure. Les gisements à extraction principale d'or sont soulignés. CGC

FIGURE IX-7. Gisements d'or filonien de la région de la Cordillère (H. W. Little).

trices sont rares. La figure IX-7 présente les mines d'or dont la production a excédé 18,000 onces d'or. Le prix fixe de l'or et l'accroissement des coûts d'exploitation ont obligé plusieurs exploitants à fermer leurs mines. Ces récentes années, seules deux mines importantes étaient en exploitation, la Cariboo Gold Quartz (32), laquelle a été fermée en 1967, et la Bralorne-Pioneer (36). Elles ont fourni en 1966 environ 53 p. 100 de l'or d'origine hydrothermale et métamorphique extrait dans la région de la Cordillère, le reste était surtout un sous-produit du traitement des minerais de cuivre (tabl. IX-2).

Presque tous les gîtes sont des filons de quartz aurifère, mésothermaux à teneur de carbonate. Les minéraux métallifères sont l'or natif, des tellurures, de la pyrite, de la pyrrhotine, de la blende et de la galène. L'or est souvent associé à la galène, notamment dans les minerais à forte teneur. Les roches encaissantes sont couramment des quartzites ou des roches granitiques sans doute du fait que ces roches sont plus susceptibles à la formation de filons en raison de leur compétence.

La mine *Bralorne-Pioneer* (36), la plus productrice d'or de la Cordillère canadienne, a été formée en 1959 par la réunion des mines Bralorne et Pioneer. C. E. Cairnes, Joubin (1948) et Poole (1955) en ont décrit la géologie. Des cherts impurs du groupe de Fergusson, probablement du Permien, sont recouverts successivement par les roches sédimentaires argileuses de la formation de Noel, les roches vertes de la formation de Pioneer et les lits argileux de la formation d'Hurley, peut-être toutes du Trias supérieur. Ces roches, à direction ouest ou nord-ouest, semblent avoir été plissées en deux anticlinaux séparés par la zone de cisaillement Cadwallader. La bordure sud de l'anticlinal nord a été injectée par un ensemble de roches intrusives, ultrabasiques et acides, moins abondantes au sud de la zone de cisaillement.

Les filons s'étendent entre la zone de cisaillement Cadwallader et la faille inverse Fergusson au nord (fig. IX-8). Deux systèmes de filons y sont présents, le réseau King, dans le secteur King de la mine, et le réseau Pioneer, dans les secteurs Crown, Empire et Pioneer. Tous les filons sont formés de quartz fracturé, quelques-uns de quartz rubané, mais tous contiennent de l'or natif disséminé, du tellurure d'or, plusieurs sulfures et de la scheelite. Les filons les plus à l'ouest de la mine comprennent le réseau filonien King, mis en valeur le premier. Les filons de ce réseau ont une direction ouest, un pendage nord et sont décalés vers la droite sur plus de 200 pieds par chacune des deux failles à direction nord et à pendage prononcé, dont la plus à l'ouest renferme un filon minéralisé. Les filons et les masses de minerai se trouvent à l'extrémité ouest d'une masse de diorite à augite dans ou près de cette masse.

Dans le réseau filonien Pioneer, suivant Joubin, les filons de quartz minéralisé se trouvent surtout dans la roche verte, mais Poole considère la diorite comme la roche encaissante la plus importante. Des amas de minerai gisent dans tous les types de roches, excepté dans la serpentine, mais le minerai le plus riche se trouve près de la serpentine, par suite sans doute d'un barrage aux solutions minéralisatrices. Les filons les plus longs et les plus riches ont une direction ouest, ouest-nord-ouest et un pendage de 65°N jusqu'à la verticale. Deux d'entre eux ont plusieurs milliers de pieds de long avec des ramifications minéralisées, longues de plusieurs centaines de pieds. Une seule grande faille, à direction N20°W et à pendage de

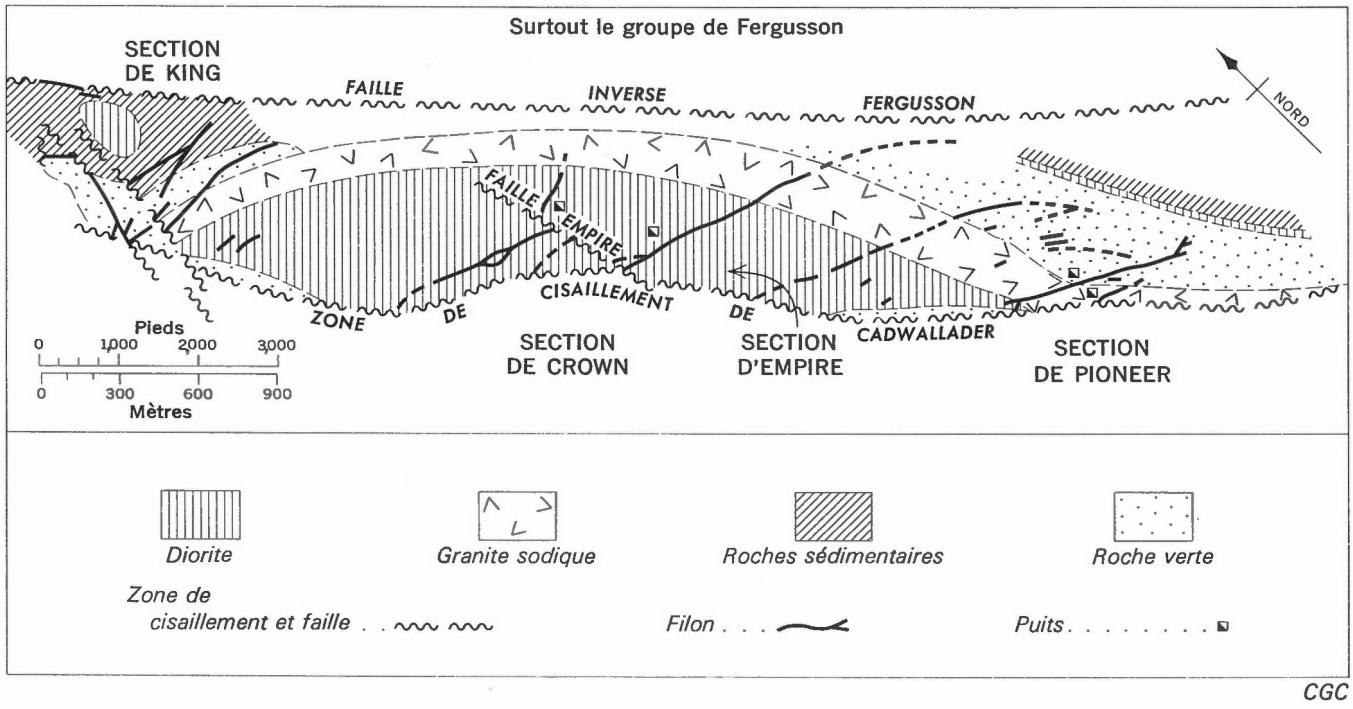


FIGURE IX-8. Mine d'or Bralorne-Pioneer (C.-B.). Plan à l'altitude de 3,200 pieds (modifié de F. R. Joubin).

54°W s'étend entre les secteurs Crown et Empire. C'est une faille à glissement diagonal, au déplacement de 370 pieds le long de la direction du pendage, le toit s'étant déplacé vers le haut, tandis que le déplacement le long de la direction de la faille atteint 240 pieds. Le déplacement des filons est également vers la droite.

La mine *Cariboo Gold Quartz* (32) est formée actuellement de l'ancienne mine Cariboo Gold Quartz, non exploitée depuis 1959, et de la mine voisine Aurum, autrefois Island Mountain (31), acquise en 1954 et productrice ces récentes années de la totalité du minerai expédié au concentrateur (Guiguet, 1961). Du quartzite impur, de la phyllade, de l'ardoise, de l'argilite et un peu de calcaire gris des formations de Midas et de Snowshoe du groupe de Cariboo, dont la partie inférieure date du Cambrien inférieur, forment le flanc nord-est d'un anticlinorium à direction nord-ouest et déversé vers le sud-ouest (Sutherland Brown, 1957). La plupart des failles ont une direction nord et un pendage prononcé est, le toit des failles s'étant déplacé vers le sud et le bas. La plus grande faille a un déplacement horizontal et un déplacement le long du plan du pendage d'environ 1,400 pieds chacun.

Quatre types de filons y sont présents: transversaux, diagonaux, à direction nord et à direction parallèle à la stratification. Les filons transversaux remplissent des joints *ac*, les diagonaux et de direction nord occupent des failles conjuguées originaires de la période de plissement. Les filons parallèles à la stratification sont les plus longs, mais la plupart sont stériles ou de minéralisation éparse. Ils remplissent des failles, apparemment sans rapport avec l'ensemble des fractures. Un seul de ces filons avait une teneur de mise en valeur. Les filons transversaux ont une direction de N30° à 55°E, et un pendage d'environ 70° à 90°SE. Petits, mais très nombreux, ils fournissent la majorité du minerai extrait du secteur de la mine Cariboo Gold Quartz. Les filons diagonaux, orientés N70°E, ont un pendage prononcé vers le sud, une largeur de 5 pieds et environ 150 pieds de long. Nombre de ramifications secondaires sont du type transversal. Les filons sont orientés N20°E à nord et ont un pendage de 50° à 70°E.

Ces récentes années, cependant, la majorité du minerai est extraite de gîtes de substitution dans des lits de calcaire. Sur les flancs des plis, ils forment des amas tabulaires parallèles à la stratification, mais sur les crêtes, ils ont la forme de cigares, les longs axes étant parallèles au pendage régional de 20°NW des plis situés sur le flanc de l'anticlinorium. Les minéraux métallifères sont de la pyrite et de l'or non combinés avec un peu de galène, de blende, de cosalite, de bismuthinite, de scheelite, de pyrrhotine, d'arsénopyrite et de chalcopyrite. La gangue des filons est composée de quartz, d'ankérite et de muscovite et celle des gîtes de substitution, d'ankérite et d'un peu de quartz.

Le *camp minier Hedley*, l'un des plus grands camps aurifères de la région de la Cordillère, comprend les mines *Hedley Mascot* (66a) et *Nickel Plate* (66b). Leur disposition a un caractère peu courant car le minerai se présente dans du skarn situé près du contact avec du calcaire inaltéré du Trias supérieur. Les premiers prospecteurs croyaient que le minerai était rattaché aux sills de gabbro qui ont formé le skarn, mais Billingsley et Hume (1941) ont prouvé que le minerai était spatialement relié à un seul feuillet, le dyke «Midway», et à de petits plis secondaires par rapport aux grands, à des zones bréchiformes dans la roche skarn près du dyke «Midway», et à des dykes transversaux qui ont formé barrage aux solutions minéralisatrices. Du fait que ces dykes transversaux ont été mis en place après la formation du skarn, mais antérieurement à la minéralisation, le minerai ne provient pas du dyke «Midway», il se rattache plutôt à une période ultérieure de minéralisation, due peut-être aux intrusions voisines de granodiorite.

Cuivre

Des gîtes de cuivre se trouvent dans quatre régions principales: le sud-central, le sud-ouest et le nord-ouest de la Colombie-Britannique, et le sud-ouest du Yukon (fig. IX-9). Ils sont étroitement reliés aux roches volcaniques basiques, notamment celles du Trias, là où elles sont pénétrées de roches granitiques. En valeur, le cuivre se place au quatrième rang parmi les métaux produits dans la province minérale de l'Ouest (tabl. IX-1); à ce jour, ont été extraites plus de 3,500 millions de livres, évaluées à plus de 600 millions de dollars.

Les plus importants gisements de cuivre sont des gîtes de substitution et sont subdivisés, suivant la nature de la roche encaissante, en gîtes de métamorphisme de contact, en gîtes de substitution le long de zone de cisaillement et en gîtes porphyriques; ces derniers sont, soit des gîtes de substitution, soit des gîtes filoniens dans des roches intrusives bréchiformes. Fréquemment, les gîtes filoniens de cuivre, tels ceux de Rossland, montrent des effets de substitution de la roche encaissante adjacente, mais à Rossland, bien que la production de cuivre ait été importante, la valeur de l'or était supérieure.

Gîtes de métamorphisme de contact. Ces gîtes sont représentés par ceux de Pueblo (9), de Big Chief—Little Chief (10), de Craigmont (57), de Phoenix (74b, f, g, h), de Mother Lode (73a), de Sunset (73b) et de Marble Bay (48b).

Les gîtes de *Phoenix* sont les plus productifs du type de métamorphisme de contact. La formation de Knob Hill du Carbonifère ou du Permien et formée de chert et de roche verte, est recouverte en discordance par un «conglomérat» à fragments de chert angulaires, tout particulier, du fait qu'il est en majorité stratifié et formé surtout de fragments de chert. Ce conglomérat était considéré autrefois comme une jaspéroïde, mais Seraphim (1956) a prouvé que c'était une brèche sédimentaire. Il repose sous le calcaire de Brooklyn du Trias moyen et sous une couche supérieure du même type de conglomérat, peut-être plus récent ou de la même bande de conglomérat, répétée par



LISTE DES GISEMENTS NUMÉROTÉS

9. Pueblo
10. Big Chief- Little Chief
3. Tulsequah Chief
4. Big Bull
10b. Silbak Premier
13. Outsider
14. Bonanza
15c. Hidden Creek
19. Rocher Déboulé
22. Granisle
27. Surf Inlet
48a. Cornell
48b. Marble Bay
48c. Vananda (Little Billie)
51. Indian Chief
53. Blue Grouse
54. Tyee
55. Sunro
56. Britannia
57. Craigmont
58. Bethlehem
61. Iron Mask
64. Pride of Emory
65. Copper Mountain
66a. Hedley Mascot
66b. Nickel Plate
73a. Mother Lode
73b. Sunset
74a. B.C.
PHOENIX COPPER
74b. Brooklyn-Stemwinder
74f. Knob Hill-Ironsides
74g. Rawhide
74h. Snowshoe
Idaho
74d. Emma
74e. Oro Denero
77. Velvet
78a. CENTRE STAR GROUP
Centre Star
Le Roi
War Eagle
Josie
87c. Silver King
88. Queen Victoria

Gîte pyrométasomatique. ○ *Gîte de substitution* ● *Gisement porphyrique ou de stockwerk* . □ *Filon* . . . ◊ *Gîte non classé* . . ×

Nota: Les numéros sont ceux assignés aux gisements sur la carte 1252A; les autres gisements sont désignés par leur nom sur la figure. Les gisements à extraction principale de cuivre sont soulignés. CGC

FIGURE IX-9. Gisements de cuivre de la région de la Cordillère, classés suivant leur type (H. W. Little).

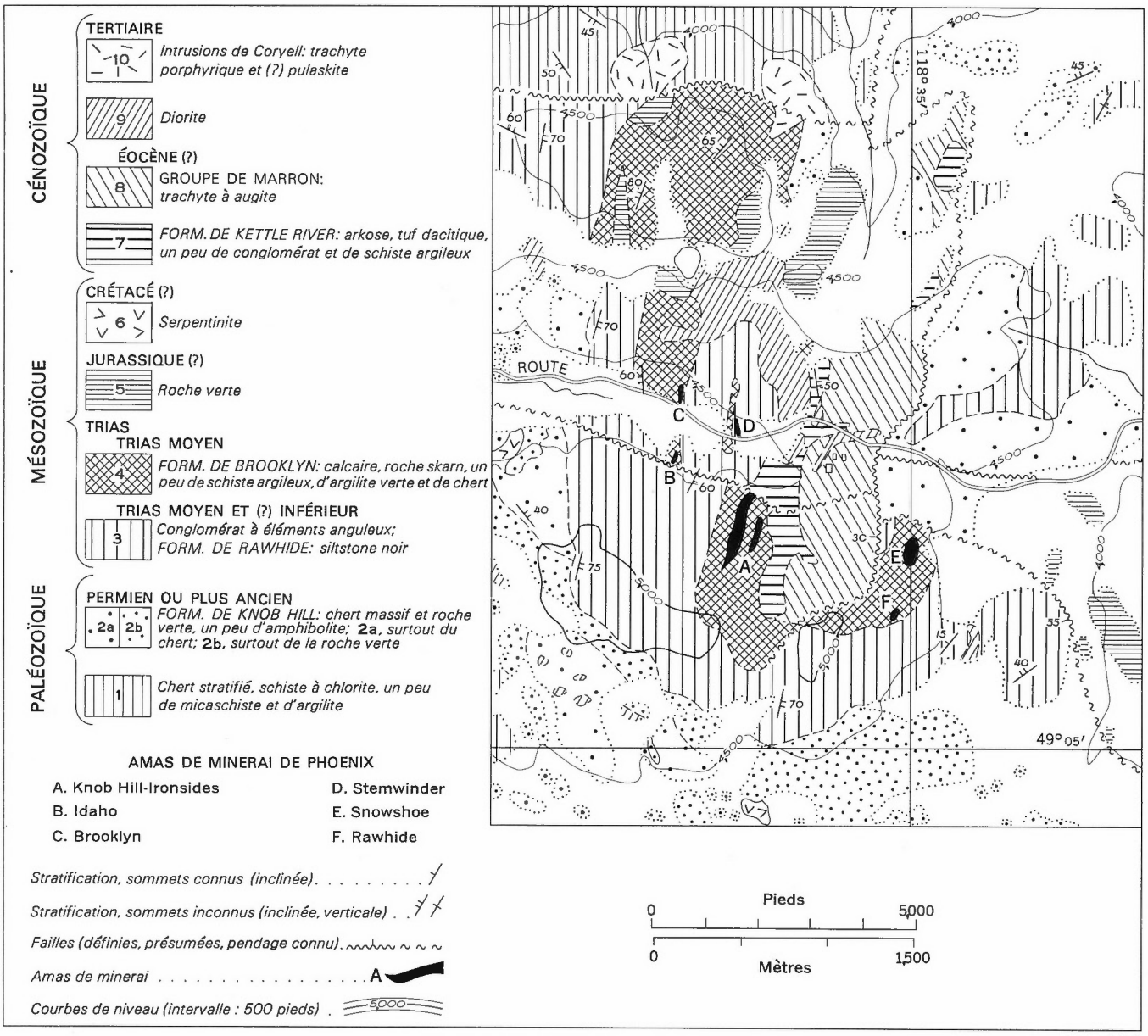


FIGURE IX-10. Géologie des environs des gisements de la mine de Phoenix Copper (C.-B.) (H. W. Little).

plissement ou par faille de faible inclinaison. Les couches sont inclinées et forment une sorte de cuvette (fig. IX-10), dont la majorité de la partie est repose sous des roches sédimentaires et volcaniques du Tertiaire inférieur, à pendage est, et se termine contre une faille normale.

Le calcaire est généralement transformé en skarn près de la base, mais parfois bien au-dessus, bien qu'il n'existe pas de grosses masses de roches intrusives proches. La plus rapprochée est une masse de granodiorite du Crétacé sise à plus de 2 milles. A la périphérie, la structure semble simple, avec pendages vers l'intérieur, de modérés à prononcés, mais dans la partie centrale, les pendages des lits de calcaires sont verticaux, et les lits semblent formés de plis serrés, coupés au nord par une faille inverse à pendage sud. La plupart des gîtes reposent dans le skarn, autour des parties sud et ouest de la cuvette. Le gîte Stemwinder, cependant, se présente dans une lentille de brèche ou conglomérat calcaire, qui forme probablement la partie centrale de la cuvette synclinale, et est peut-être du Norien.

Les plus gros gisements affleurent dans l'excavation Knob Hill-Ironsides (frontispice). Le skarn ainsi que les lits intercalés d'argilite verte, des lentilles de conglomérat à fragments angulaires et un peu de quartzite ont été silicifiés et imprégnés de chalcopyrite, de pyrite, de fer spéculaire et d'un peu de magnétite et de pyrrhotine. Ceci forme la zone «inférieure de minéralisation», à direction nord et à pendage faible vers l'est. La zone «supérieure

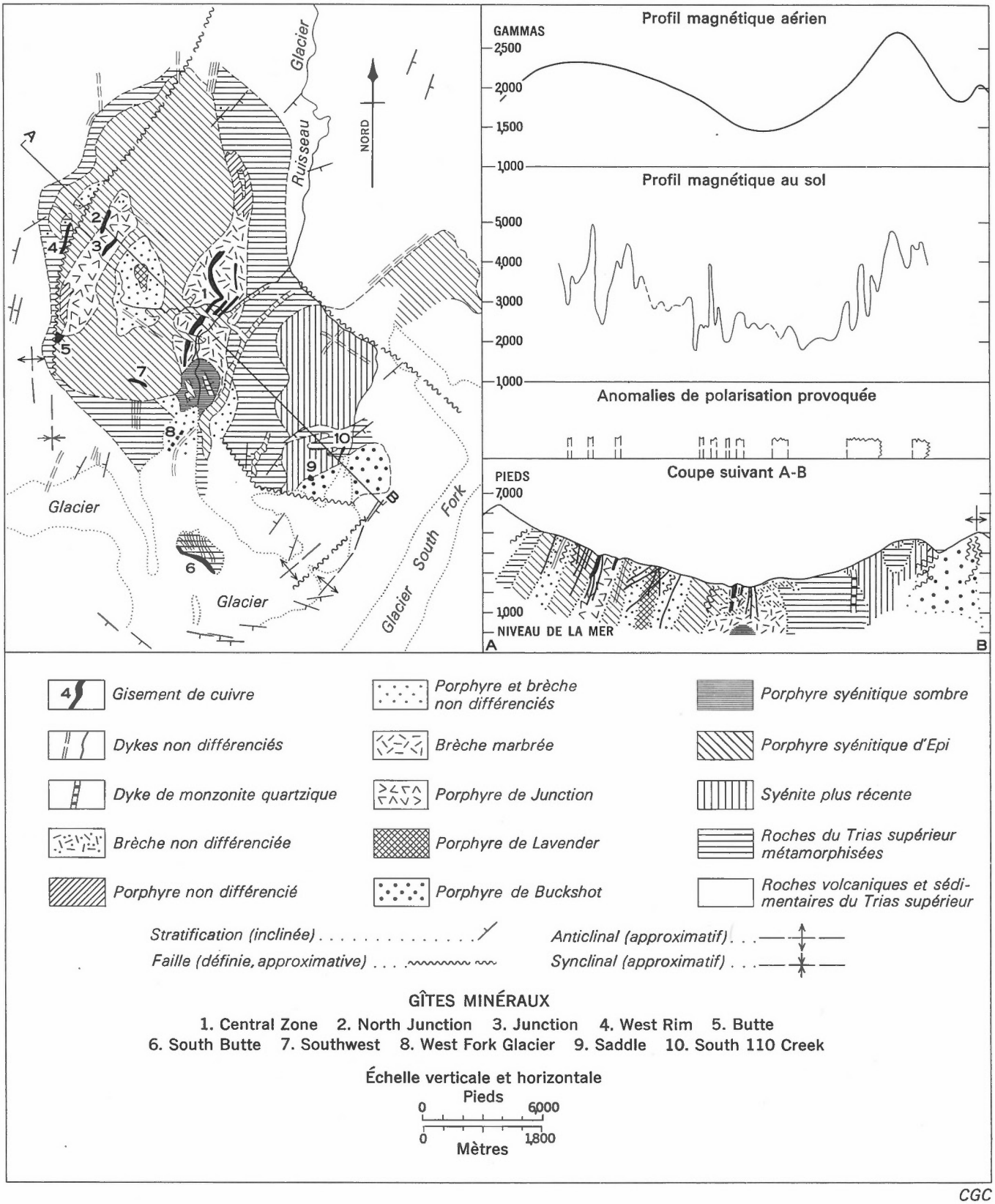


FIGURE IX-11. Géologie et coupe transversale des gîtes de cuivre de la région de Galore Creek (C.-B.) (D. A. Barr).

de minéralisation», sous-jacente au conglomérat supérieur à fragments angulaires, est aussi à direction nord, mais s'incline plus fortement vers l'est. La roche encaissante de ce gîte est formée surtout de marbre, avec un peu de conglomérat à fragments angulaires, de skarn et d'argilite verte.

Gîtes de substitution le long de zone de cisaillement. Ces gîtes sont des masses solides de sulfures et comprennent les mines Britannia (56), Sunro (55), Hidden Creek (15c), Granduc, Tyee (54) et autres.

La mine Britannia, le plus gros gisement de cuivre exploité jusqu'ici dans la région de la Cordillère, se trouve dans un large pendentif du toit du batholite côtier, à 20 milles au nord de Vancouver. Les roches encaissantes, à pendages raides, sont des quartzites, des ardoises, des cherts, des roches sédimentaires tufacées vertes et des roches volcaniques clastiques de la formation de Britannia, partie inférieure du groupe de Gambier, et probablement du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur. Les roches sont fortement cisaillées le long d'une zone large de 2,000 pieds, à direction nord-ouest et à pendage prononcé sud-ouest. La zone est formée de schiste fissile à séricite et localement de talc ou de chlorite. Les gîtes se trouvent dans le toit d'une faille de chevauchement, près du mur de la zone majeure cisaillée (Irvine, 1948). Huit masses de minerai y sont présentes et s'étendent à intervalles sur 1½ mille des 5 milles de long de la zone de cisaillement. Ces masses de minerai immenses, en forme de lentille ou de feuillet, sont formées de quartz, de pyrite et localement de blende, et ont été subséquemment broyées, puis minéralisées avec de la chalcopyrite. L'exploitation est souterraine.

Gîtes porphyriques de cuivre. Copper Mountain (65), Bethlehem (58), Catface, Graniale (22) et Galore Creek.

La mine *Bethlehem* (58) a récemment été mise en production (White, Thompson et McTaggart, 1957; Carr, 1960). Le gîte se trouve dans le batholite de Guichon de diorite quartzique du début du Jurassique. La diorite quartzique, la plus ancienne de la mine, est injectée par un complexe de granite, de diorite quartzique, de dacite porphyroïde et de diorite quartzique porphyroïde. Une brèche d'éruption explosive est associée aux masses porphyroïdes. Elle forme la roche encaissante du minerai et contient des fragments surtout porphyroïdes dans une gangue fine abondante. Elle est silicifiée, séricitisée et a subi une altération argilitique. S'y trouvent aussi de la tourmaline, des amphiboles, de la biotite, de l'albite, de l'épidote, de la chlorite, de la calcite et des zéolites. Trois masses principales de brèche, Iona, Jersey et East Jersey, renferment, surtout dans leurs parties les plus altérées, de la chalcopyrite, de la bornite et un peu de pyrite et de molybdénite. L'exploitation a commencé à ciel ouvert.

Les gîtes de cuivre de *Galore Creek* (fig. IX-9) reposent dans une région montagneuse, de 2 milles sur 3½ milles, à l'est de la rivière Stikine, sur le flanc sud de l'arche de Stikine (Barr, 1966) et, bien que de caractéristiques similaires aux dépôts porphyriques de cuivre, ils sont en partie pyrométasomatiques. La région se compose de roches volcaniques et sédimentaires, probablement du Trias supérieur, et grossièrement en forme de dôme aux environs d'un complexe de syénite porphyroïde épidotisée (fig. IX-11). Le complexe renferme des zones de brèche cataclastique, surtout en bordure des contacts des faciès. Les brèches ont été altérées par des émissions hydrothermales et contiennent de la chalcopyrite, de la bornite, de la pyrite et de la magnétite dans une gangue de biotite, de feldspath potassique, de gypse, de grenat, de chlorite et de carbonate. Les minéraux secondaires, chalcocite, cuprite, cuivre natif, malachite et azurite, se rencontrent jusqu'à une profondeur de 100 pieds.

Dix gîtes y sont présents, dont le plus grand, la «zone centrale», a 6,500 pieds de long et une direction nord-nord-est. Les minéraux de cuivre y sont disséminés partout, mais plusieurs des sections de minerai à haute teneur sont des ensembles de filonets ou d'amas de substitution.

Molybdène

A la fin de 1966, la production de la province minérale de l'Ouest atteignait 24,655 livres de molybdénite, évaluées à $40,570 et extraites de quelques petits gîtes à haute teneur. De récentes explorations ont décélé d'importants gîtes de minerai à basse teneur sur les propriétés minières Endako (28), Boss Mountain (33), Red Mountain (78b), Lime Creek (16) et Glacier Gulch. Les trois premières ont été mises en production en 1966; les autres sont en cours de mise en valeur.

Les gîtes de molybdène sont fréquemment associés à ceux de cuivre et leur répartition est similaire. Vokes (1963) a démontré que, génétiquement et dans l'espace, les gîtes de molybdène ne se rattachent qu'aux intrusions de Nelson du sud-est de la Colombie-Britannique, ainsi qu'au batholite de Guichon et aux intrusions de Topley du centre de la Colombie-Britannique. Les gîtes de Glacier Gulch, sur la montagne Hudson Bay, et de Lime Creek, à Alice Arm, semblent être en corrélation avec des intrusions de roches leucocrates acides du Tertiaire.

La mine *Endako* (28), dans le centre de la Colombie-Britannique, près de Fort Fraser, est la plus grosse mine de molybdène au Canada. L'exploitation à ciel ouvert (pl. IX-1) a commencé en 1965 et, actuellement, environ 22,000 tonnes de minerai sont extraites quotidiennement. Les réserves estimées excéderaient 90 millions de tonnes à teneur de 0.20 p. 100 en MoS_2.

La région est recouverte par un des batholites des intrusions de Topley, considérées du Jurassique inférieur bien que certaines parties puissent être plus récentes. Au sud de la mine, sur la rive du lac François, des laves altérées, probablement du groupe de Takla, recouvrent une petite superficie, mais les zones de contact de ces laves avec les intrusions de Topley ne sont pas visibles. A

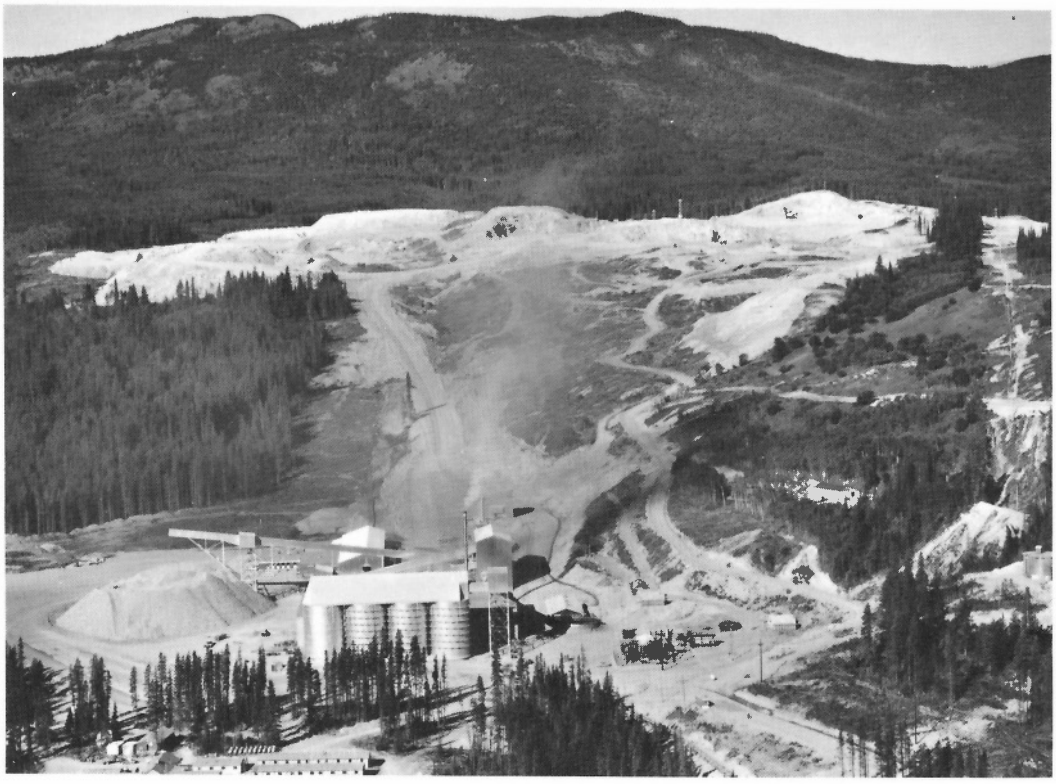


PLANCHE IX-1

Excavation à ciel ouvert et usine de la mine Endako Molybdenum (C.-B.).

quelques milles à l'ouest, le batholite est recouvert en discordance par le groupe d'Ootsa Lake de la fin du Tertiaire.

Carr (1966) a reconnu dans ce batholite 14 faciès distincts qu'il répartit ainsi: neuf faciès à monzonite quartzique, un faciès à granodiorite et quatre faciès à diorite quartzique. Les affleurements étant peu nombreux, seule la relation de quelques faciès a pu être établie; les relations des autres ont été déduites par preuves indirectes. Le gisement repose dans la monzonite quartzique d'Endako, un des anciens faciès des intrusions de Topley. La monzonite est d'un gris rosâtre, a grain moyen, avec biotite, un peu de hornblende et de nombreux petits phénocristaux d'orthoclase rouge, quelques phénocristaux de plagioclase et de quartz et en plusieurs endroits, elle renferme des essaims d'enclaves plus basiques, riches en biotite. Au nord, repose la masse de roches leucocrates de Casey et une monzonite quartzique à biotite, à grains fins, allongée en forme de S, à direction principale est-ouest. L'âge relatif des deux intrusions est à établir.

En surface, le gîte a plus de 5,000 pieds de long, 1,000 pieds de large, une direction ouest-nord-ouest et semble plonger légèrement vers l'ouest. Dans la partie centrale, le massif atteint plus de 500 pieds de profondeur et passe graduellement vers l'extérieur à de la roche minéralisée à teneur trop faible pour être du minerai. Le long d'un petit secteur de sa bordure sud, le gîte se termine contre une faille à direction est et à pendage prononcé nord. La roche encaissante a été à divers degrés silicifiée, séricitisée et métasomatisée en potasse. L'ilménite, le leucoxène et le sphène abondent à un degré extraordinaire. La monzonite quartzique altérée a été injectée par de nombreux dykes d'aplite et de roches porphyroïdes à feldspath, antérieurs à la formation du minerai et larges jusqu'à 50 pieds, et par des dykes de lamprophyre plus étroits et postérieurs à la minéralisation. Toutes les roches, sauf le lamprophyre, sont traversées par des filons sinueux de quartz, en majorité à faible pendage, d'une fraction de un pouce à cinq pieds de large et longs de plus de 400 pieds, tant horizontalement que le long du pendage. Dans la partie ouest du gîte, les plus gros filons ont en général une direction est-nord-est et un pendage sud. Quelques failles majeures ont une orientation est, nord-est et nord-ouest et de nombreux petits linéaments ont une direction nord. L'âge de ces failles n'est pas connu, mais elles sont probablement postérieures à la minéralisation, du fait qu'elles ne sont longées par aucun filon de quartz minéralisé. Toutefois, un peu de molybdénite gît dans la salbande.

La molybdénite se trouve surtout dans les filons de quartz et le long de fissures dans l'aplite; en grande partie à grain fin, elle se présente aussi en paillettes grossières. Suivant C. W. Ball, il semble y avoir trois stades de minéralisation. Le premier est celui de la molybdénite dans quelques filons de quartz ancien et dans la roche encaissante altérée. Le deuxième et principal stade est repré-

senté par la molybdénite à grain fin reposant en bordure des étroits filonets de quartz. Ce deuxième stade comprend aussi de la pyrite, mais de plus grande étendue que la zone de molybdénite. La pyrite forme moins de 1 p. 100 du gîte et se présente à la fois dans les filons de quartz et disséminée dans la roche encaissante. Le dernier stade de minéralisation est celui de la molybdénite à grain grossier associée à de la calcite, avec un peu de magnétite et de fer spéculaire et rarement de la chalcopyrite.

Fer

Dans la province minérale de l'Ouest, les gîtes productifs de fer sont tous situés sur les îles du littoral de la Colombie-Britannique. Ils consistent en gîtes de magnétite d'origine pyrométasomatique formés dans le skarn ou le voisinage d'intrusions de diorite ou de granodiorite et sont concentrés dans la partie inférieure du calcaire du Trias supérieur sus-jacent à la lave basaltique en coussins. Les mines Tasu (25) et Jedway (26) sont sur l'île Moresby, les mines Empire (40), Nimpkish (41), Zeballos Iron (42), Iron Mike (37), Brynnor (52) et Argonaut (46), sur l'île Vancouver, la mine Texada (49), sur l'île Texada. Les mines Tasu et Texada contiennent également en abondance du minerai de cuivre. On présume (Eastwood, 1965) que le basalte, à teneur en fer de 14 p. 100, est la source de ce métal dans ces gîtes, car au contact avec le calcaire, les conditions chimiques sont favorables à l'échange d'ions donnant lieu à la transformation du silicate en oxyde. La production annuelle atteint environ 2 millions de tonnes de concentré de fer exportées au Japon.

Près de 100,000 tonnes de fonte sont produites annuellement à Trail et à Kimberley à partir de résidus de sulfure de fer provenant du traitement des minerais de plomb et de zinc.

Tungstène

Dans la province minérale de l'Ouest, les gîtes de tungstène sont quelque peu épars, mais ils semblent former trois provinces distinctes. La première, représentée par l'association molybdène-tungstène-étain-béryllium, s'étend le long et surtout sur le flanc ouest du géanticlinal d'Ominéca (Mulligan, 1966). La deuxième se trouve dans la province métallogénique multiple ayant pour centre les environs d'Hazelton. La troisième est reliée aux intrusions granitiques réparties le long d'une zone à direction est-ouest avec centre à Keno Hill (Yukon) (Bostock *dans* Little, 1959). Deux types de gîtes ont une importance économique: les filons de quartz dans des fissures et les gîtes de métamorphisme de contact.

Les premiers contiennent généralement de la pyrrhotine, de la chalcopyrite et de la molybdénite, avec plus fréquemment de la wolframite ou de la ferbérite que de la scheelite. La mine *Red Rose* (20) est dans un filon tungsténifère coupant une masse de diorite formant probablement une coupole du massif (stock) de granodiorite

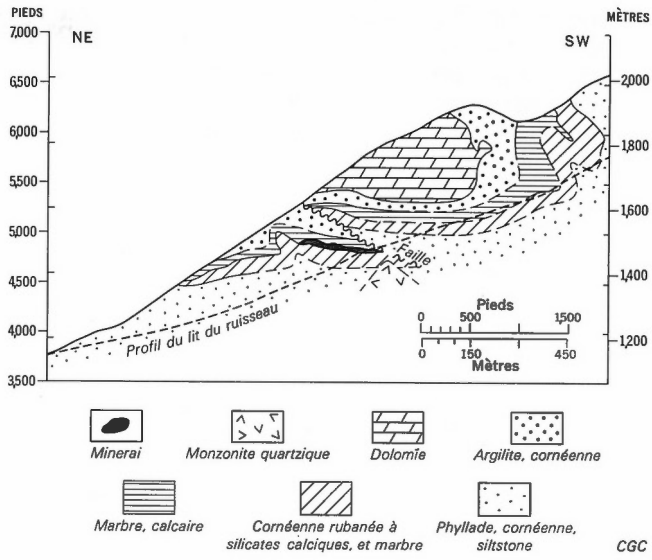


FIGURE IX-12. Coupe transversale de la mine Canada Tungsten, rivière Flat (district de Mackenzie) (S. L. Blusson).

constituant le noyau de la montagne Rocher Déboulé (Kindle *dans* Little, 1959) mais, en profondeur, le filon suit le contact entre la diorite et l'argilite, le quartzite et la grauwacke métamorphisés du Crétacé inférieur (Sutherland Brown, 1960). Le filon a une direction de N30° à 45°W et un pendage de 40° à 75°SW. Les deux amas de minerai à l'intérieur ont un pendage prononcé nord-ouest et se composent de quartz avec feldspath, biotite, hornblende, ankérite, tourmaline, apatite, scheelite, ferbérite, molybdénite et chalcopyrite. La mine a fourni des concentrés de tungstène durant la Seconde Guerre mondiale.

Les *gîtes de métamorphisme de contact* se présentent sous forme de masses irrégulières de substitution dans des skarns à grenat et à pyroxène et à un degré moindre dans le calcaire et le granite adjacents des skarns. Nombre de ces masses de substitution sont recoupées par des filons de quartz tungsténifères. La scheelite, minéral le plus abondant, est accompagnée généralement de beaucoup de pyrrhotine. Les anciennes mines productrices sont l'Emerald (80a), la Dodger et la Feeney, près de Salmo (C.-B.). En 1965, ont été traitées à la mine *Canada Tungsten* (1), à Flat River (district de Mackenzie), 108,000 tonnes de minerai à teneur moyenne de 2.53 p. 100 en WO_3. Les réserves de minerai estimées au début de l'exploitation atteignaient 1,320,000 tonnes de minerai à teneur moyenne de 2.51 p. 100 en WO_3 et de 0.45 p. 100 en cuivre (Green et Godwin, 1963). La scheelite (S. L. Blusson) est disséminée dans un skarn à pyroxène vert sombre et à grenat, formant un gîte tabulaire de substitution dans la partie inférieure d'un calcaire massif du Cambrien inférieur (fig. IX-12). Le skarn se trouve seulement sur le flanc inférieur horizontal d'un synclinal déversé, injecté par une monzonite quartzique et coupé par des failles antérieures à la minéralisation. Ces failles et une coupole intrusive à une centaine de pieds au-

dessous du gîte permettraient de localiser le minerai dans le calcaire encaissant. Le minerai se compose de scheelite, de pyrrhotine et d'un peu de chalcopyrite enrichie localement par des filons à grain grossier de quartz-microcline-scheelite et par des filonets d'âge tardif à grain fin de biotite, de quartz, de scheelite et de sulfures.

Mercure

Dans la répartition des gîtes de mercure, on divise la province minérale de l'Ouest en deux sous-provinces (Stevenson, 1940). La plus au sud s'étend de Kamloops à Bridge River dans l'ouest, l'autre s'étend le long de la faille Pinchi; une venue isolée de mercure est connue à Sechart sur l'île Vancouver. Dans les deux sous-provinces, le mercure se présente sous forme de cinabre remplaçant des roches carbonatées près des failles. Les roches carbonatées sont du calcaire dolomitisé ou de la serpentinite carbonatée. Quelques gîtes de moindre importance se trouvent dans des roches altérées, volcaniques ou sédimentaires. L'âge des roches encaissantes va du Permien au début du Tertiaire.

Des deux gîtes le long de la faille Pinchi, le gîte de la mine *Pinchi Lake* (23) a été la principale source de mercure des Alliés au cours de la Seconde Guerre mondiale. La production des deux gîtes a atteint alors 4.2 millions de livres de mercure, évaluées à plus de 10 millions de dollars. Le cinabre, un peu de pyrite et de stibnite se présentent en veinules et en paquets dans une dolomie du Permien, bien qu'une masse de minerai se trouve dans une serpentine bréchiforme carbonatisée. Quartz et calcite sont des minéraaux de gangue injectés, avec le cinabre, dans les fentes et les cavités situées près de la faille Pinchi.

Nickel

La mine *Pride of Emory* (64) est jusqu'ici la seule mine de nickel de la région de la Cordillère. Bien que découverte en 1923, elle n'a atteint qu'en 1958 sa pleine production. La roche encaissante est formée d'un complexe de péridotite, de pyroxénite et de hornblendite et, à l'exception d'une zone de schiste au sud, ce complexe est entouré de diorite et d'un peu de norite des intrusions de la côte, postérieures au Paléozoïque et antérieures à l'Éocène. Douze masses de minerai y sont connues (James et Eastwood, 1964); elles ont de 50 à 150 pieds de diamètre et de 250 à 1,000 pieds de longueur, un pendage prononcé vers le nord ou vers l'ouest, en majorité dans ou près d'un plan à direction N75°W. On ignore la raison de cette situation. Les masses de minerai sont formées d'amas de sulfures massifs ou disséminés, surtout de pyrrhotine nickélifère, de pentlandite et de chalcopyrite, avec un peu d'autres sulfures de fer, de nickel, de cobalt et de cuivre. On n'a pas encore établi la preuve certaine que la mise en place du minerai est due essentiellement à la ségrégation magmatique ou à l'action hydrothermale.

Métaux de moindre importance

Les métaux de moindre valeur extraits dans la province minérale de l'Ouest sont le cadmium, l'antimoine, l'étain et le bismuth, chacun évalué à plus de 10 millions de dollars, le platine évalué à plus de $100,000 et le manganèse, le chrome, le palladium et le cobalt, à moins de $100,000 chacun (tabl. IX-1). De l'uranium serait présent dans plusieurs gîtes. Du cadmium, de l'antimoine, de l'étain et du bismuth sont récupérés comme sous-produits du plomb et du zinc; de l'antimoine est également obtenu des filons de stibine.

Gîtes d'origine sédimentaire

Contrairement à la province minérale de l'Est, la province minérale de l'Ouest ne contient pas de gîte métallifère d'origine sédimentaire d'une valeur économique courante. D'un réel intérêt, sont les lits charbonneux à germanium dans des roches sédimentaires de l'Éocène, près de Powell River, et des couches étendues de quartzite à magnétite du Cambrien inférieur, épaisses d'environ huit pieds, dans la région de Salmo.

Concentrations superficielles

Les principales concentrations superficielles des minéraux métallifères sont les placers et les précipités chimiques. De ces derniers, les dépôts de fer des marais sont les plus importants, mais aucun n'a été exploité jusqu'ici. A l'est de Terrace, sur un affluent de la rivière Zymoetz, plus de 500,000 tonnes de minerai de fer, à teneur de plus de 50 p. 100 en fer, recouvrent une roche porphyroïde pyritifère. Des dépôts semblables sont présents près de la source du ruisseau Taseko, au nord-ouest de Lillooet.

Or

L'exploitation des placers aurifères a remplacé le commerce des pelleteries comme stimulant de la mise en valeur industrielle de la région de la Cordillère. Cette impulsion, donnée dans le sud de la région de la Cordillère, en 1858, s'est poursuivie au Yukon un demi-siècle plus tard. A mesure de l'épuisement des champs aurifères, l'attention des prospecteurs et des mineurs s'est tournée vers la découverte et la mise en valeur des gîtes d'or dans la roche en place. Outre l'or et une quantité appréciable d'argent (finesse moyenne 861 en Colombie-Britannique et environ 700 au Klondike), des placers aurifères ont donné de petites quantités de minéraux d'étain et de tungstène et un peu des métaux du groupe platine. Au début, l'entreprise consistait presque entièrement à exploiter manuellement des placers peu profonds, mais, vers le début de 1880, des méthodes hydrauliques étaient employées. Plus tard, l'extraction était effectuée à l'aide de dragues à godets et de dragues à succion, méthodes employées jusqu'en 1966 au Yukon, où le pergélisol exige au préalable le dégèlement des graviers aurifères.

Plus de 5 millions d'onces d'or, évaluées à près de 100 millions de dollars, ont été récupérées des placers de la Colombie-Britannique, mais, au Yukon, la production a atteint près de 11 millions d'onces d'or, évaluées à plus de 250 millions de dollars. Depuis dix ans, la majorité de l'or de placer au Canada provient de la région du Klondike (Yukon).

Les dépôts d'alluvions remontent pour la plupart au Tertiaire. Au début de cette ère, un régime climatique alternatif de modéré à semi-tropical a produit une décomposition profonde des roches. Un soulèvement vers la fin du Tertiaire a amené la concentration de l'or dans le gravier fluviatile, ainsi que d'autres minéraux comme la magnétite, la pyrite, le platine, l'osmiridium, la cassitérite, la scheelite, le rutile et la monazite. La glaciation a détruit nombre de ces dépôts, mais ceux déposés dans des cañons étroits et profonds ont échappé à l'action du rabotage et du transport glaciaire. L'ouest du Yukon, cependant, n'a pas subi la glaciation, du fait, en partie, de l'aridité du climat au cours du Pléistocène, ce qui a fait du Klondike l'un des champs aurifères les plus riches au monde.

Le district de *Klondike* (3), près de Dawson, a été la source de la moitié de l'or alluvionnaire de l'Ouest du Canada. La roche en place est surtout le schiste de Klondike, d'origine sédimentaire, à albite, à quartz, à chlorite et à calcite. Des masses cisaillées de roches porphyroïdes à feldspath et à quartz peuvent être également présentes. Certaines roches d'âge inconnu ressemblent à celles de la fin du Protérozoïque ou du Cambrien quelque peu éloignées au nord-est.

Le schiste de Klondike contient de nombreux filonets de quartz, à teneur de pyrite, de galène, d'or libre et d'un peu de chalcopyrite. La majorité de l'or est concentrée par l'érosion dans les anciens lits de ruisseaux antérieurs au Pléistocène, dénommés les «lits blancs». Les cours d'eau subséquents ont remanié ces graviers aurifères et formé de nouveaux placers dans le lit des cours d'eau actuels, à différents niveaux allant jusqu'à 300 pieds sous la bande de gravier productrice des «lits blancs» (McConnell, 1905).

Le district de *Cariboo* (30) était autrefois le champ aurifère le plus productif de la Colombie-Britannique. Les chiffres de production des années antérieures à 1874 sont incomplets, le volume total reste inconnu. Son estimation s'élève à plus de 2.5 millions d'onces d'or, évaluées à plus de 50 millions de dollars. Les placers des ruisseaux Williams et Lighting, les deux plus célèbres, auraient fourni une vingtaine de millions de dollars d'or.

La région de Cariboo a un relief modéré, profondément disséqué par l'érosion fluviatile. Les roches en place sont de la phyllade, du quartzite, de l'argilite et du calcaire du groupe de Cariboo du début du Paléozoïque. Dans la zone la plus productrice, ces roches forment deux anticlinoriums et un synclinorium intermédiaire à direction nord-ouest (Sutherland Brown, 1957). Les intempéries ont décomposé les filons de quartz aurifères durant la fin du Crétacé ou le début du Tertiaire, et l'or s'est probablement concentré et enrichi par solution et dépôt alternés (Johnston et Uglow, 1926). Le soulèvement de la fin du Tertiaire a rajeuni les rivières et concentré l'or dans les graviers fluviatiles. Les effets destructifs de la glaciation subséquente semblent avoir été limités du fait de la stagnation de la glace dans d'étroites vallées où certains placers tertiaires se sont conservés. Ailleurs, l'action de rivières d'âge récent a reconcentré l'or à partir de till glaciaire.

D'autres champs de placers aurifères, dont la production s'échelonne en valeur de 1 à 40 millions de dollars, sont ceux d'Atlin, de Fraser River, d'Ominéca, de Dease Creek et de Tulameen (C.-B.), et de Sixtymile River, d'Haggart, de Livingstone, de Burwash, d'Henderson et de Clear Creek (Yukon).

LES GISEMENTS NON MÉTALLIFÈRES

Gisements d'origine hydrothermale et métamorphique

Amiante

Plusieurs gîtes d'amiante sont connus dans la province minérale de l'Ouest, mais seul le gisement de Cassiar est en production.

A *Clinton Creek,* près de Dawson (Yukon), une petite masse de roches ultrabasiques, entourées de phyllades, d'argilites et de quartzites, contient de l'amiante en fibre transversale d'un quart de pouce de long. L'exploitation de ce gîte a commencé à la fin de 1967. La mine *Cassiar Asbestos* (5), sur le mont McDame, à environ 3 milles au nord de Cassiar, repose dans une masse de roches ultrabasiques du Mississippien(?), de 500 pieds sur 1,700. L'amiante se présente dans une serpentine vert sombre sous forme de veinules à fibre transversale, en général larges d'un demi à un pouce et longues de 10 à 15 pieds. Gabrielse (1963) a conclu que l'amiante s'est formé bien ultérieurement à la serpentinisation, au cours de la déformation contemporaine de la mise en place du batholite des Cassiars, au cours de l'orogenèse du Columbien, dans des conditions de métamorphisme représentées par la partie supérieure à faciès schiste vert.

Barytine, withérite et fluorine

La barytine est extraite seulement dans la vallée supérieure du fleuve Columbia. A la mine Silver Giant (100), près de Spillimacheen, la barytine est récupérée de résidus, tandis qu'à la mine Mineral King (104), près d'Invermere, elle est un sous-produit du traitement du

plomb et du zinc. Des filons de barytine sont exploités aux mines Brisco (101), Parson (99) et Larrabee. A la mine de cuivre Britannia (56), ce minéral se trouve comme gangue, mais n'est pas récupéré.

En Colombie-Britannique, une venue de withérite s'étend à l'intersection de la rivière Liard et de la route de l'Alaska; une autre se trouverait près de l'intersection de la rivière Pelly et de la route Canol au Yukon. Ce sont deux gîtes de substitution de calcaire coupés par d'étroits filons.

Le plus important gîte de fluorine connu dans la région de la Cordillère est celui de la mine *Rock Candy* (75) composé d'un stockwerk lenticulaire de veinules de fluorine, de barytine, de quartz et de calcite dans une syénite du début du Tertiaire. Près de Birch Island, la mine Rexspar, connue aussi ces récentes années comme une mine d'uranium en perspective, contient plus d'un million de tonnes de roches à 20 p. 100 de fluorine et 15 p. 100 de célestine.

Magnésite

De vastes lits de magnésite (carbonate de magnésium), probablement d'origine sédimentaire plutôt qu'hydrothermale, sont connus dans l'est des chaînons Purcell. Dans la formation de Cranbrook du Cambrien inférieur, près de Cranbook, le lit de magnésite atteint de 25 à 55 pieds d'épaisseur et affleure par intermittence sur plus de 18,000 pieds. Il est intercalé dans du quartzite auquel il passe graduellement par des zones de 75 à 150 pieds d'épaisseur de quartzite en couches minces, alternant avec des couches de roches carbonatées. Un gîte similaire, mais plus petit, repose dans la même formation, plusieurs milles à l'ouest. Récemment, on a découvert près de Brisco de la magnésite dans la formation de Mount Nelson du Protérozoïque. Les gîtes sont des masses pisiformes et semblent résulter d'altération hydrothermale de dolomie. Aucun des gîtes de magnésite de la région de la Cordillère n'a été exploité.

Perlite

A François Lake, au centre de la Colombie-Britannique, de la perlite du début du Tertiaire et intercalée dans de la rhyolite était décelée pour la première fois par Dawson en 1876. Environ 1,112 tonnes de ce verre volcanique étaient extraites et expédiées en 1953, puis l'exploitation a été suspendue.

Talc

Le talc est courant dans les serpentinites de la province minérale de l'Ouest, mais seuls quelques gîtes ont été exploités. La majorité de la production provient du sud de l'île Vancouver et quelques petites quantités des environs de Lillooet.

Jade

Depuis dix ans, la collection de jade, pierre qui se présente sous forme de blocs alluvionnaires (certains pèsent jusqu'à 10 tonnes), a donné une certaine importance à une industrie secondaire. Du jade serait présent dans la partie inférieure de la vallée du Fraser, près de Hope, et en divers endroits à l'intérieur de la Colombie-Britannique, de la frontière internationale au ruisseau Wheaton. La région la plus productive se trouve dans le cañon du Fraser, au nord de Hope et le long des affluents de Bridge et de Yalakom. Le jade est une variété de néphrite. Bien que la roche encaissante du jade soit la serpentinite, on n'a découvert que peu de gisements de jade en place.

Évaporites

Gypse

Le gypse entre dans la fabrication de planche murale, de plâtre et de ciment Portland. Le *Falkland* (62), seul gisement en production dans la province minérale de l'Ouest, a fourni plus d'un million de tonnes de gypse. Des amas pisiformes d'anhydrite et de gypse gisent dans des roches sédimentaires argileuses du groupe de Cache Creek du Permien et étroitement associés à des failles. Antérieurement, les gîtes étaient considérés d'origine hydrothermale, mais Baird (1964) a récemment démontré que ce sont des roches sédimentaires d'évaporites, comprimées vers le haut, le long des failles et mises en place par flux visqueux.

De 1945 à 1958, du gypse du Dévonien était extrait de carrières à Mayook (108), dans le sillon des Rocheuses à l'est de Cranbrook. De gros dépôts dans la formation de Burnais du Dévonien moyen, dans la province minérale de l'Est, sont exploités à deux carrières près de Windermere. Ailleurs dans la même province, on a signalé la présence de dépôts de gypse en plusieurs endroits; les plus importants se trouvent au Manitoba, dans la formation d'Amaranth du Jurassique. A Amaranth (17), le gypse est extrait d'un lit épais de 40 pieds, à 100 pieds de profondeur, et à Silver Plains (22), d'un lit de 30 à 50 pieds, à 150 pieds de profondeur. A Gypsumville (15), au Manitoba, le gypse apparaît en crêtes isolées au milieu de terrain marécageux et, bien que ces crêtes se trouvent dans la zone d'affleurement de roches siluriennes, l'âge précis de ce gypse reste inconnu.

D'autres venues sont connues dans le sud du Yukon, dans la région de Rainy Hollow au nord-ouest de la Colombie-Britannique et dans la formation de Whitehorse du Trias, au ruisseau Mowitch, dans le parc Jasper. Du gypse se trouve aussi sur les rives des rivières Salt et des Esclaves, au nord et à l'ouest de Fort Fitzgerald.

Sulfate de sodium et de magnésium

Le sulfate de sodium (sel de Glauber) se trouve dans nombre de bassins de drainage fermés du sud de la

Saskatchewan, sous forme de saumure et de lits intermittents ou permanents de cristaux. Une importante industrie d'exploitation s'y est installée; les réserves estimées atteignent 200 millions de tonnes dont 4 millions déjà extraites. Le sulfate de sodium est extrait de dépôts de lacs asséchés ou gelés, mais récemment, la majorité du sulfate de sodium est obtenue par évaporation de la saumure de lacs alcalins. Près de 95 p. 100 de la production entrent dans la fabrication de la pulpe et du papier. Des usines fonctionnent à Palo, à Chaplin Lake, à Bishopric, à Ormiston et à Gladmar. En 1965, la production a totalisé 323,000 tonnes, évaluées à plus de 5 millions de dollars.

Le carbonate de sodium, le sulfate de sodium et le sulfate de magnésium (sel d'Epsom) sont extraits de plusieurs petits bassins du plateau Intérieur semi-aride de la Colombie-Britannique où les sels sont obtenus par précipitation, dans des lacs fermés au cours d'abondante évaporation ou de temps froid. Les précipités forment des masses de cristaux en forme de bol, enrobés de boue. La production a totalisé environ 14,000 tonnes de sulfate de magnésium et plus de 10,000 tonnes de carbonate de sodium.

Sel

Le sel gemme (ou halite) se trouve dans les couches du Dévonien moyen et supérieur dans l'Ouest du Canada. Il est extrait à l'échelle commerciale de la formation de Prairie du groupe d'Elk Point du Dévonien moyen. L'horizon salifère se présente sur un monoclinal, à pendage ouest, s'étendant du nord-est de l'Alberta au Manitoba à une profondeur de 600 pieds à McMurray, à plus de 5,000 pieds entre Edmonton et le sud de la Saskatchewan. De minces couches d'anhydrite et d'argiles s'étendent dans la succession salifère et, latéralement, le sel pur passe graduellement à de l'anhydrite et à des roches clastiques. A Lindbergh, du sel domestique et industriel est extrait de couches épaisses de 700 pieds, à 3,600 pieds de profondeur, et près d'Unity (Sask.), de couches épaisses de 400 pieds, à environ 3,700 pieds de profondeur. A Duvernay, la saumure entre dans la fabrication de la soude caustique, du chlore et de l'acide muriatique. A Neepawa (Man.), on obtient de la saumure d'une zone de roches poreuses, de la formation de Souris River du Dévonien supérieur, à une profondeur de 1,160 pieds, et de la formation de Winnipegosis, à une profondeur de 1,453 pieds. La saumure contient de 170,000 à 180,000 parties par million de sels dissous, dont 85 p. 100 sont du chlorure de sodium.

Potasse

La potasse se recontre dans les 300 pieds supérieurs de la formation de Prairie, du groupe d'Elk Point du Dévonien moyen, en Saskatchewan (fig. IX-13). Les zones

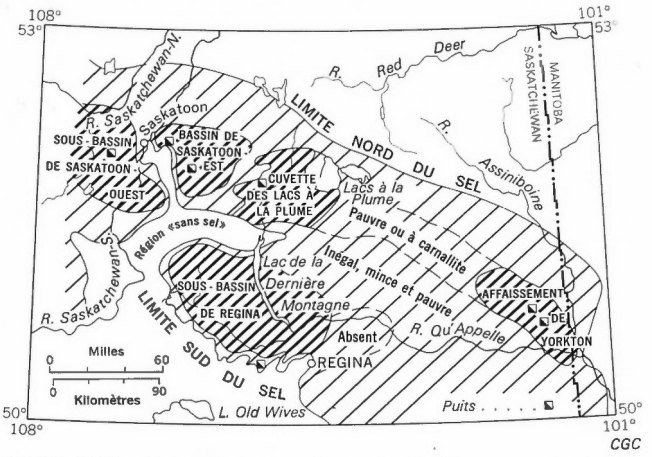


FIGURE IX-13. Venues de potasse dans le bassin d'évaporites des Prairies (Sask.) (A. M. Klingspor).

riches en potasse (Klingspor, 1966), désignées par les indicatifs K-1, K-2 et K-3, de la base au sommet, sont probablement continues à travers le bassin, mais les zones riches en sylvinite et en carnallite sont séparées par des couches minces, pauvres en ces minéraux, et à haute teneur en minéraux insolubles. Les zones à haute teneur en minéraux insolubles semblent être contemporaines aux immenses récifs de la formation de Winnipegosis. Chaque zone se compose d'une succession variable de couches vaguement stratifiées de sel gemme et d'amas lenticulaires non lités de sylvinite (sylvine et halite), de carnallite et d'halite. La sylvinite a une haute teneur en potassium, mais elle ne forme que de minces zones. La teneur en potasse de chaque zone s'accroît graduellement vers le haut jusqu'au point où la zone se trouve brusquement terminée par une couche clastique, généralement une couche d'argile rouge à anhydrite ou à halite. La zone K-1 est la plus grossièrement cristalline et au minerai le plus pur. La dimension des cristaux varie de 1 à 2 pouces dans la zone K-1, de 0.3 à 1.3 pouce dans la zone K-2 et de 0.1 à 0.6 pouce dans la zone K-3. Certaines zones atteignent parfois une épaisseur de 20 pieds.

On estime que la potasse peut être exploitée économiquement jusqu'à 3,500 pieds de profondeur. Sa teneur de valeur commerciale est entre 25 et 35 p. 100 en K_2O. L'estimation des réserves récupérables jusqu'à 3,500 pieds, à teneur de 25 p. 100 en K_2O ou plus, dans des lits épais de 5 à 10 pieds, a atteint 6.4 milliards de tonnes. Les mines en production en 1969 se trouvent à Patience Lake (12), Belle Plaine (13), Esterhazy (14), Lanigan, Viscount, Allan et Vanscoy. A Belle Plaine, l'extraction de la potasse s'effectue par solution de couches à plus de 5,000 pieds de profondeur. Cette mine est l'unique au monde où s'emploie ce type d'extraction. Le sel est précipité à partir de solutions salines concentrées et les solutions résiduelles passent au cristallisoir où la potasse se dépose.

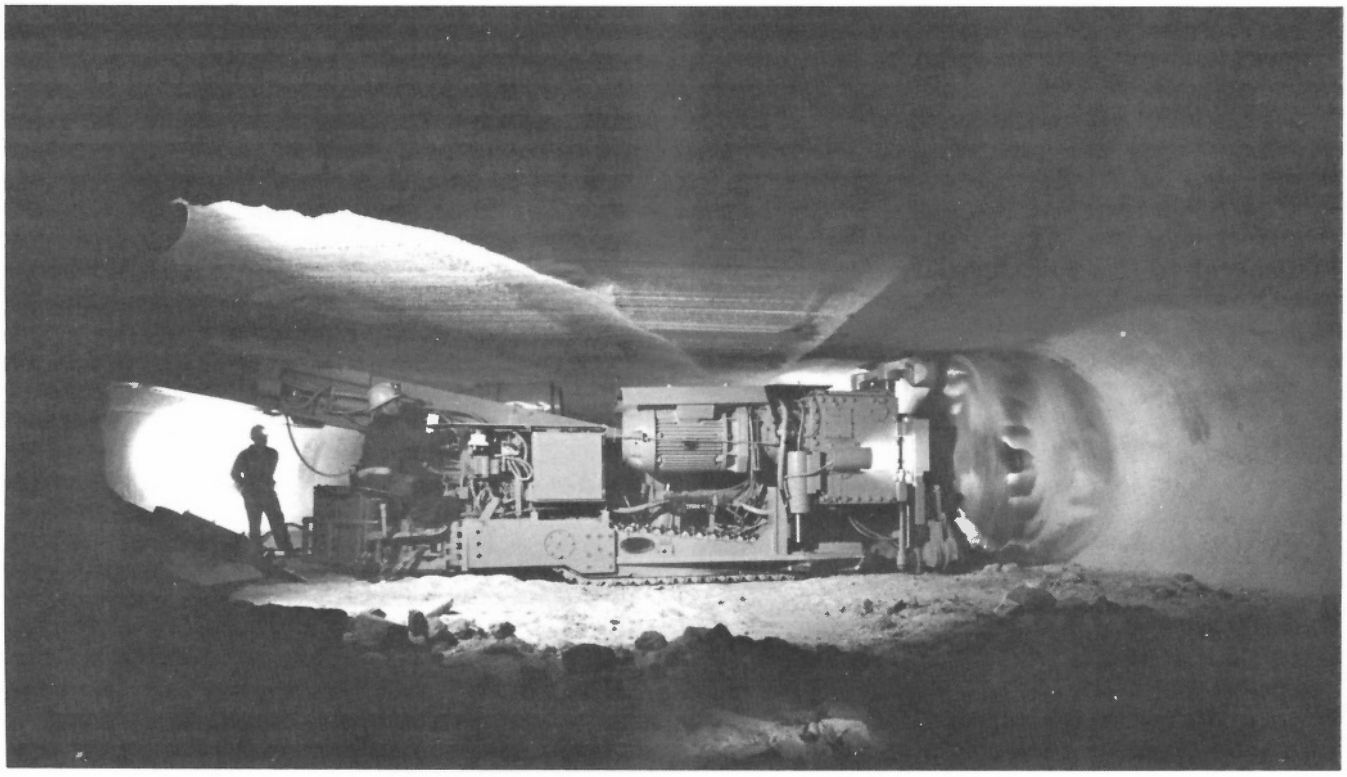


PLANCHE IX-2. Exploitation de potasse au fond à Esterhazy (Sask.).

Gisements d'origine sédimentaire

Calcaire et dolomie

Le calcaire, minéral non métallifère des plus utiles, sert surtout à la fabrication du ciment. La cimenterie de Fort Whyte (Man.) emploie un calcaire à teneur de 95 à 96 p. 100 en $CaCO_3$, extrait de la formation d'Elm Point du Dévonien, près de Steep Rock, et de l'argile de dépôts meubles voisins. Du calcaire à haute teneur en calcium est extrait près de Mafeking, du niveau de Point Wilkins du groupe de Manitoba du Dévonien, et expédié à la cimenterie de Regina. A Exshaw et à Cadomin (Alb.), on exploite le calcaire de Palliser du Dévonien supérieur. A Bamberton, sur l'île Vancouver, le calcaire provient du groupe de Sicker du Permien et le schiste argileux du groupe de Nanaimo du Crétacé supérieur. La cimenterie de l'île Lulu, près de Vancouver, emploie le calcaire de la formation de Marble Bay du Trias, de l'île Texada.

A Kananaskis (Alb.), la cimenterie utilisait autrefois du calcaire du Cambrien; actuellement, elle emploie du calcaire extrait du niveau de Loomis de la formation de Mount Head du Mississippien. Le meilleur lit, épais de 70 pieds, a une teneur de 95 à 99 p. 100 en $CaCO_3$ et jusqu'à 2 p. 100 en $MgCO_3$. Le calcaire de la formation de Livingstone du Mississippien a une teneur de 97 p. 100 en $CaCO_3$ et de 2 p. 100 en $MgCO_3$ et sert à la production de chaux au lac Crowsnest. Cette usine concasse aussi du calcaire utilisé dans la fabrication du verre, prépare du gravier à volailles, un composant de stuc, un calcaire pour le lavage du charbon et un aliment de complément pour le bétail. A Spearhill (Man.), on extrait le calcaire de la formation d'Elm Point du Dévonien pour la fabrication de chaux. Au Manitoba, de la dolomie et du calcaire à haute teneur en magnésie, extraits des formations de Stonewall et de Stony Mountain, de l'Ordovicien et des formations du Silurien, servent comme pierre concassée, de blocaille, de bordures de trottoir, à la production de chaux et de terrazzo. Toute la région de la Cordillère renferme d'excellents dépôts de calcaire encore inexploités.

Au Manitoba, un calcaire dolomitique bigarré renfermant de gros fossiles de céphalopodes et de gastéropodes, connu comme pierre de construction de Tyndall, est extrait de la formation de Red River de l'Ordovicien. De la formation de Stony Mountain, on extrait comme pierre de construction, une dolomie bigarrée, verdâtre et d'un gris violacé, d'un effet décoratif remarquable.

Argile

Dans le sud de la Saskatchewan, on extrait de la formation de Whitemud, de la fin du Crétacé supérieur, de l'argile à porcelaine, de l'argile à billes, de l'argile réfractaire et de l'argile à poterie. A Medicine Hat, des argiles semblables servent à fabriquer des drains et des tuyaux d'égout, de la poterie et des ustensiles de ménage.

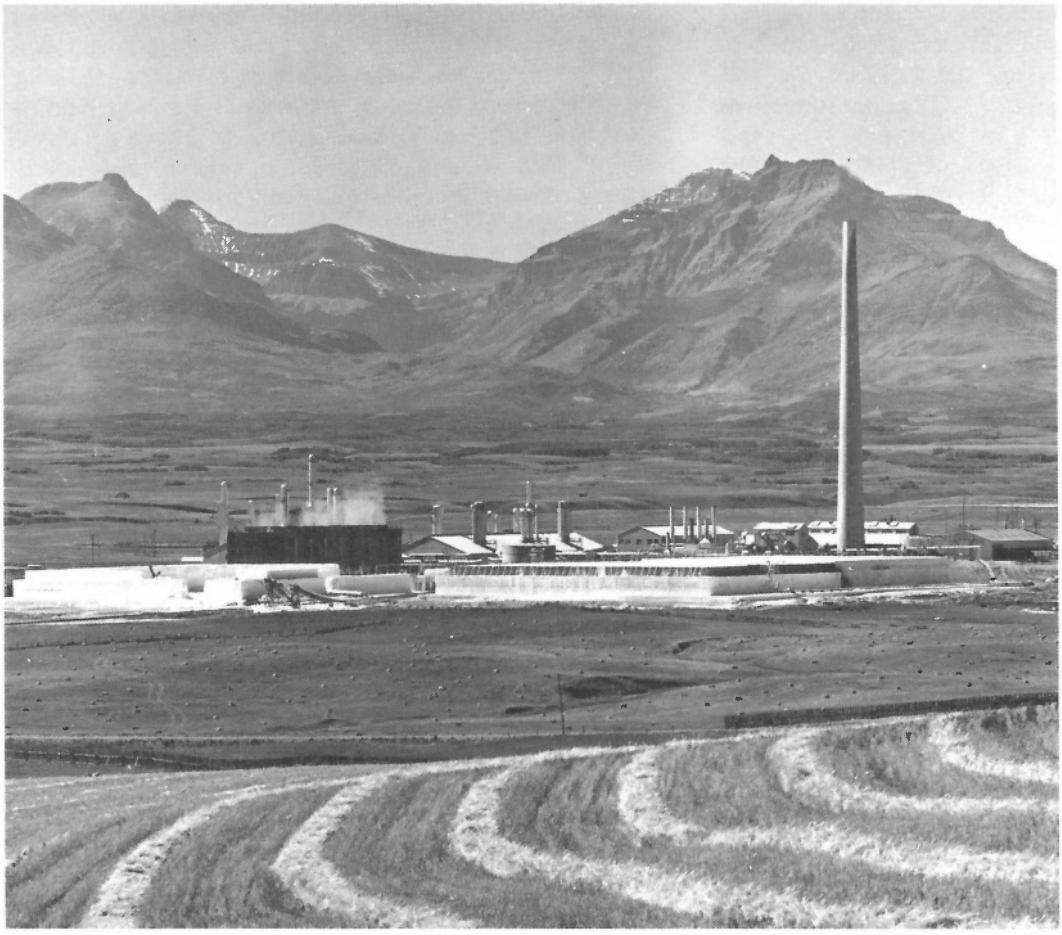


PLANCHE IX-3

Raffinerie de gaz naturel, Pincher Creek (Alb.).

Des schistes argileux d'origine non marine, du Crétacé et du Tertiaire, servent à fabriquer de la brique et de la tuile d'usage local. Le schiste argileux de la formation d'Huntingdon (Éocène), sur le mont Vedder, dans la partie inférieure de la vallée du Fraser, est la principale source d'argile des usines environnantes productrices de tuiles, briques, tuyaux et autres produits d'argile. On a utilisé de l'argile de dépôts meubles, mais elle est généralement de qualité inférieure.

Bentonite

La bentonite sert de boues dans les forages de puits et entre dans la fabrication de moules de fonderie et de boulettes. A Morden (Man.), on extrait de la formation de Vermilion River une bentonite non gonflante (calcium) employée à la purification des huiles minérales et végétales. D'autres gîtes sont connus dans la formation de Battle au sud de la Saskatchewan et dans les formations de Bearpaw et d'Edmonton au sud-central de l'Alberta. Les meilleurs types de bentonite gonflante se rencontrent dans les formations d'Edmonton et de Bearpaw au centre de l'Alberta et les mines en production se trouvent près d'Onoway et de Rosalind. Les formations de Ravenscrag et de Battle au sud de la Saskatchewan renferment une bentonite semi-gonflante. Un peu de bentonite extraite près de Princeton (C.-B.) se présente en deux lits de trois et de onze pieds d'épaisseur, séparés par quatre pouces de lignite dans le secteur houiller du groupe de Princeton de l'Éocène. Des schistes argileux houillers du même âge, près de Quilchena, renferment une couche de bentonite blanche, épaisse de neuf pieds.

Diatomite

De la diatomite a été extraite à 8 milles au nord et à 24 milles au sud de Quesnel (C.-B.); elle date du Miocène supérieur et repose sur de l'argile, du sable et du gravier et se trouve parfois recouverte de coulées de basalte. Les dépôts ont environ 83 pieds d'épaisseur.

Phosphate

Au sud des montagnes Rocheuses, près de Fernie, de Michel et de Crowsnest, se trouve de la roche phosphatée dont l'âge varie du Mississippien au Jurassique. La roche phosphatée près de la base des formations de Banff et

d'Exshaw est oolithique et nodulaire. La partie supérieure du groupe de Rocky Mountain renferme une dolomie bréchiforme en partie cimentée par de l'apatite. Du grès phosphatique se rencontre près de la base des formations de Spray River et de Fernie. Ces couches de grès phosphatiques sont minces et de teneur trop basse pour être mises en valeur actuellement.

Marne

Nombre de petits lacs de la Colombie-Britannique contiennent des dépôts de marne utilisée localement à des fins agricoles. Le plus important repose probablement dans le lac Cheam, près de Chilliwack, où la marne, de 4 à 12 pieds d'épaisseur, recouvre une superficie de quatre acres. Depuis quelques années, 25,000 à 40,000 tonnes sont extraites annuellement par drague à godets.

Substances associées aux hydrocarbures

Soufre

Le soufre est récupéré à partir du sulfure d'hydrogène contenu dans le gaz naturel, au cours de la préparation normale du gaz destiné à servir de combustible. La majorité du soufre provient de l'Alberta et est récupérée du gaz contenu dans les roches mississippiennes des champs de Waterton, de Pincher Creek et de Jumping Pound dans les Foothills des Rocheuses et dans la formation de Leduc du Dévonien à Redwater, Innisfail et Rimbey, dans la formation de Nisku à Nevis et dans le groupe de Wabamun à Okotoks et à Calgary. Les réserves étaient estimées en 1965 à 99 millions de tonnes fortes et la production annuelle à 1,538,428 tonnes fortes.

Hélium et azote

Depuis 1963, on extrait de l'hélium de deux puits dans la formation de Deadwood du Cambrien supérieur, près de Swift Current (Sask.). Les roches-magasins se composent de dolomie finement poreuse, limoneuse ou sablonneuse, de siltstone dolomitique et de grès recouvrant des bosses de rhyolite précambrienne surélevées de plusieurs centaines de pieds au-dessus du niveau général du complexe de base. Le gaz contient plus de 90 p. 100 d'azote et jusqu'à 2 p. 100 d'hélium. Les zones économiques dans les deux puits ont une épaisseur de 108 et 168 pieds, avec des réserves récupérables estimées à 2 milliards de pieds cubes et une capacité annuelle de production de 12 millions de pieds cubes. L'hélium contenu à Wood Mountain n'est pas exploité. Les couches de sable du Cambrien y sont plus minces et la teneur en hélium y est plus basse.

LES COMBUSTIBLES

Houille

Les gisements houillers sont très répandus dans l'Ouest du Canada (fig. IX-14). Les plus importants se trouvent dans les Foothills et le sud des montagnes Rocheuses. La houille s'extrait surtout de gisements du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur et de quelques gisements du Tertiaire. D'un volume sans précédent de 7 millions de tonnes atteint en 1949, la production de houille dans l'Ouest du Canada a baissé graduellement jusqu'à 5,100,000 en 1963, puis est remontée à 6,800,000 en 1967. De ce total, 900,000 tonnes provenaient des Foothills des Rocheuses en Alberta, 2,700,000 des plaines de l'Alberta, 2,000,000 de la Saskatchewan et 1,200,000 de la région de la Cordillère de la Colombie-Britannique et du Yukon. La production de houille dans l'Ouest en 1967 représentait 60 p. 100 du total au Canada de 11,400,000 tonnes.

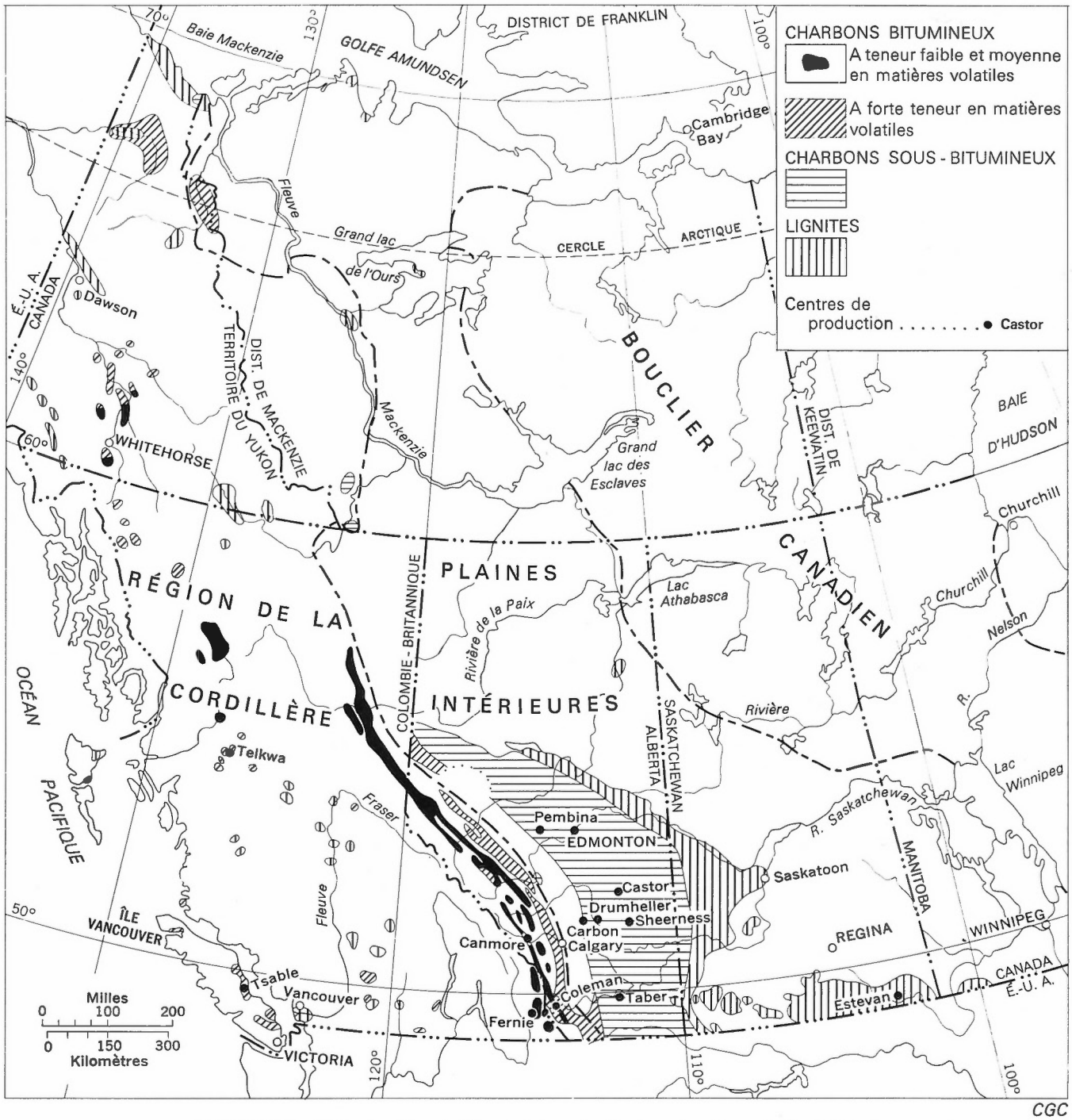
Région de la Cordillère de l'Ouest

Sur l'île Vancouver, les gisements houillers appartiennent au groupe de Nanaimo du Crétacé supérieur. Le groupe de Nanaimo a environ 7,000 pieds d'épaisseur; la partie supérieure est d'origine continentale et la partie inférieure se compose de couches digitiformes d'origine marine interstratifiées avec des couches houillères de même forme. La houille est bitumineuse à haute teneur en matières volatiles. La sédimentation s'est opérée dans des bassins sur une surface inégale, profondément érodée, de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques du Mésozoïque. Le mur des couches de houille est formé de grès contenant rarement des racines de la végétation dont la houille dérive. On a donc supposé que la majorité de la houille provenait de bois flottant, déposé dans des lagunes. L'exploitation des houillères de Nanaïmo et de Comox a débuté en 1852 et presque toute la houille récupérable a été extraite. La production a baissé rapidement et était seulement de 375 tonnes en 1967. Des gisements de houille du même âge se trouvent plus au nord, à Suquash et sur l'île Graham, la plus au nord des îles Reine-Charlotte. Cette île renferme aussi du lignite du Tertiaire.

Des couches de houille du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur s'étendent dans des roches incluses dans le groupe d'Hazelton, dans la vallée de la rivière Bulkley et dans la région de Kispiox au nord d'Hazelton. Les couches sont recoupées par de petites intrusions ignées et reposent par endroits près de roches volcaniques plus récentes. Il s'ensuit que la catégorie de la houille varie de la houille bitumineuse maigre à de l'anthracite maigre selon la proximité des roches ignées. Les couches atteignent

jusqu'à 14 pieds d'épaisseur, mais ont été plissées et broyées. En 1967, la production du bassin houiller de Telkwa, près de Telkwa, a totalisé 16,000 tonnes. Les couches du bassin houiller éloigné de Groundhog, sur le cours supérieur de la Skeena, sont présumées être du même âge; elles sont en plis serrés et faillés. La houille est cisaillée, semi-anthraciteuse et à très haute teneur en cendres.

Le bassin houiller principal du Yukon est situé à Carmacks, où environ 1,900 tonnes ont été extraites en 1967. La couche exploitée, épaisse de neuf pieds, s'étend dans la formation de Tantalus du début du Crétacé inférieur; cette formation se rencontre sur de petites étendues en plusieurs endroits isolés entre Carmacks et Whitehorse. A une quarantaine de milles au nord de Dawson, on a extrait un peu de houille du Tertiaire.



CGC

FIGURE IX-14. Régions houillères de l'Ouest du Canada, classées suivant la qualité (B. A. Latour).

Les gisements de houille du Tertiaire sont très répandus dans la région de la Cordillère de l'Ouest. Les principales aires productrices se trouvaient au sud, près de Princeton et de Merritt, où l'exploitation a cessé en 1961 et en 1963. Au ruisseau Hat, les couches ont une épaisseur exceptionnelle de 466 pieds; la houille est très impure, mais peut être exploitée en partie à ciel ouvert.

Montagnes Rocheuses et Foothills

Dans les Rocheuses du Sud et dans les Foothills des Rocheuses, les gisements houillers se trouvent surtout dans la formation de Kootenay du Crétacé inférieur. La houille est en majorité bitumineuse, en grande partie cisaillée et, par places, semi-anthraciteuse. Les strates peuvent être à pendage prononcé, fortement plissées et répétées par failles de chevauchement. Là où les couches sont moins déformées, la houille est en partie de l'anthracite et massive.

Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, le champ houiller de Crowsnest comprend trois secteurs: au nord, le secteur inexploité du cours supérieur de la rivière Elk, au centre, le secteur de Crowsnest, où l'extraction s'effectue sur une grande échelle à Michel, et au sud, le secteur inexploité de la rivière Flathead. Dans le secteur de Crowsnest, la formation de Kootenay, épaisse d'environ 3,500 pieds, renferme 22 couches d'une épaisseur cumulative de 150 pieds. A Michel, à Corbin et au mont Tent, les couches ont été plissées et faillées et la houille, compressée à partir des flancs jusque sur les charnières synclinale et anticlinale, se présente en poches d'une épaisseur plusieurs fois supérieure à celle des couches normales. Lorsque ces conditions se trouvent réalisées près de la surface, l'exploitation peut être pratiquée à ciel ouvert. Le secteur de Crowsnest a fourni 1,200,000 tonnes de houille en 1967 et une production globale de 62,000,000 de tonnes; la houille est bitumineuse, à teneur moyenne en matières volatiles et recèle d'excellentes qualités de cokéfaction. L'estimation des réserves récupérables probables du bassin houiller de Crowsnest atteint cinq milliards de tonnes.

Dans la partie du bassin houiller de Crowsnest en Alberta, l'épaisseur de la formation de Kootenay décroît et passe de 800 pieds à Coleman, où cinq couches totalisent 47 pieds, à 430 à Bellevue, où trois couches forment une épaisseur de 37 pieds. L'exploitation était souterraine et à ciel ouvert, mais seule demeure en production la houillère de Vicary, près de Coleman. La houille est bitumineuse, de moyenne et basse teneur en matières volatiles, et peut servir à la cokéfaction. En 1967, la production a totalisé 621,000 tonnes; les réserves exploitables probables atteignent trois milliards de tonnes.

Le long de la vallée de la rivière Bow, près de Canmore, l'extraction de la houille de la formation de Kootenay se poursuit depuis 1888. Les couches ont environ 1,000 pieds d'épaisseur, un pendage prononcé ouest et reposent dans les couches du Paléozoïque des chaînes frontales des Rocheuses. La houille est bitumineuse et à basse teneur en matières volatiles, et renferme de petites poches de houille semi-anthraciteuse. A Canmore, est extraite de la houille de qualité cokéfiante. En 1967, le volume de production a atteint 289,000 tonnes. Les réserves probablement récupérables atteignent 1,100 millions de tonnes. Les nombreux gisements houillers connus entre Canmore et le pas du Nid-de-Corbeau, notamment le long des rivières Kananaskis, Sheep, Highwood et Oldman, totalisent des réserves estimées à 3,300 millions de tonnes. De petites opérations ont été entreprises, mais, la région étant dépourvue de voies ferrées, les travaux sont demeurés au stade de la prospection.

Dans le centre des Foothills des Rocheuses en Alberta, la houille était extraite de la formation de Luscar du Crétacé inférieur à Luscar, Mountain Park, Cadomin et Nordegg. La formation de Luscar, d'environ 1,000 pieds d'épaisseur, renferme plusieurs couches de houille. Dans sa partie supérieure, deux couches, de 6 et 40 pieds, ont été exploitées jusqu'en 1956. La houille est bitumineuse et à teneur faible et moyenne en matières volatiles.

Les lits à la base de la formation de Paskapoo du Tertiaire renferment des couches de houille à Mercoal, Sterco, Coalspur, Hinton et Saunders. Quatre couches reposent sur les flancs de larges plis ou sont parfois très déformées et transformées en d'épais amas de houille cisaillée par des plis secondaires et des failles. La houille est bitumineuse à haute teneur en matières volatiles. L'exploitation a cessé en 1965; les réserves probables récupérables s'élèvent à 2,400 millions de tonnes.

Dans la région de la rivière de la Paix, la formation de Gething du groupe de Bullhead du Crétacé inférieur renferme des gisements houillers. De vastes réserves de houille gisent tout proche dans le bassin de Carbon Creek et sur le ruisseau Hasler. Le long de la rivière Liard, à l'extrémité sud des monts Mackenzie et dans la vallée du Mackenzie, s'étendent des couches de houille du Crétacé et du Tertiaire, mais non exploitées.

Plaines Intérieures

De la houille a été extraite dans nombre de secteurs des plaines Intérieures. La production annuelle de la Saskatchewan, toute en lignite, est restée constante aux environs de deux millions de tonnes depuis 1954; celle de la région des plaines de l'Alberta a fluctué entre 2,000,000 et 2,600,000 tonnes. La houille de la Saskatchewan provient de près d'Estevan de la formation de Ravenscrag du Tertiaire. La production en 1967, de 2,008,147 tonnes, a servi en majorité à la production d'électricité.

Les gisements houillers du secteur des plaines de l'Alberta se trouvent généralement dans des formations du Crétacé supérieur, mais quelques couches exploitables se trouvent dans les formations paléozoïques. Les formations de Foremost, d'Oldman et d'Edmonton sont les plus importantes formations du Crétacé supérieur. De la houille est extraite des couches de la formation de Foremost à

TABLEAU IX-3 *Réserves mesurées de pétrole brut de l'Ouest du Canada, au 31 décembre 1966, par province et âge géologique du réservoir (milliers de barils de 34.97 gallons à 60° F)*

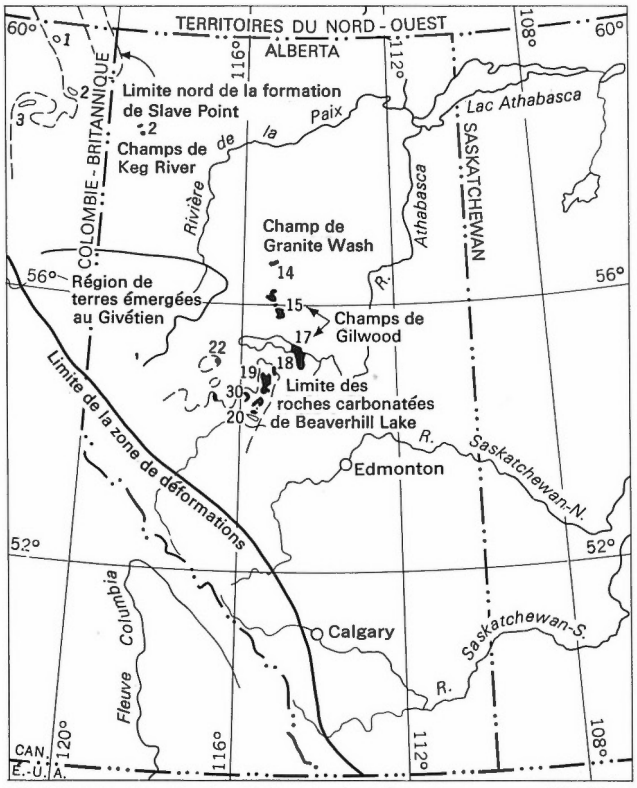
Roches-magasins		Alberta	Sask.	Man.	C.-B.	T.N.-O.	Total	%
Crétacé supérieur		1,460,096					1,460,096	17.9
Crétacé inférieur	Viking*	21,719	36,823				58,542	0.7
	Mannville*	129,462	38,285		8,496		176,243	2.2
Jurassique		33,620	233,779				267,399	3.3
Trias		17,562			245,826		263,388	3.2
Permien					337		337	—
Mississippien		148,086	672,313	58,330	13,090		891,819	11.0
Dévonien supérieur	Wabamun*	8,167					8,167	0.1
	Nisku*	256,998					256,998	3.2
	Leduc*	1,760,181					1,760,181	21.7
	Beaverhill Lake*	2,105,064					2,105,064	25.9
Dévonien moyen	Kee Scarp					47,125	47,125	0.6
	Slave Point	4,280					4,280	0.1
	Keg River	298,313					298,313	3.7
	Gilwood, Granite Wash	347,156					347,156	4.3
Ordovicien			33				33	—
Non classé		170,028			1,081		171,109	2.1
Total		6,760,732	981,233	58,330	268,830	47,125	8,116,250	100.0
%		83.3	12.1	0.7	3.3	0.6	100.0	

* Y compris les équivalents stratigraphiques.

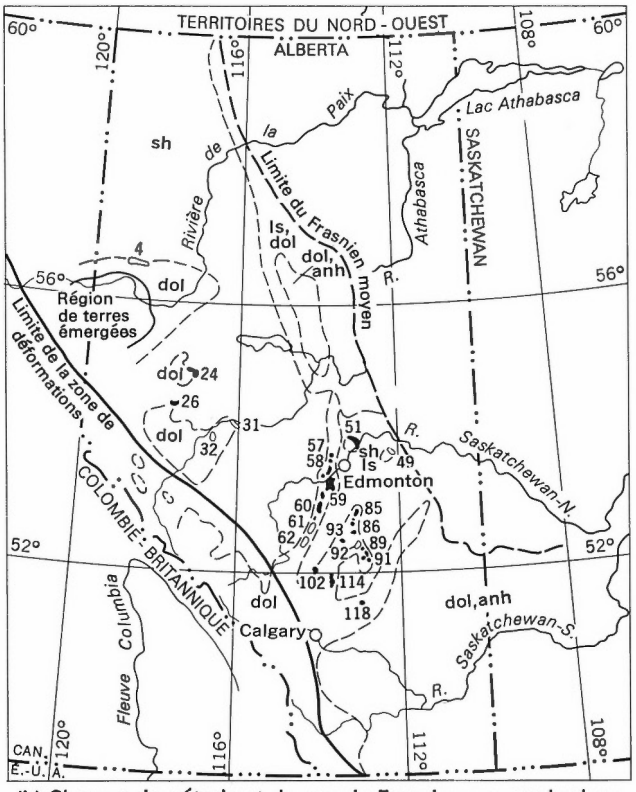
TABLEAU IX-4 *Réserves mesurées de gaz naturel de l'Ouest du Canada, au 31 décembre 1966, par province et âge géologique du réservoir (milliards de pieds cubes à 14.65 psi et 60° F)*

Roches-magasins		Alberta	Sask.	Man.	C.-B.	T.N.-O.	Total	%
Crétacé supérieur		3,056	304				3,360	7.3
Crétacé inférieur	Viking*	4,463	520		15		4,998	10.8
	Mannville*	5,539	89		375		6,003	13.0
Jurassique		497	33				530	1.1
Trias		230			4,172		4,402	9.5
Permien		85			115		200	0.4
Mississippien		12,379	13		100		12,492	27.0
Dévonien supérieur	Wabamun*	2,966			67		3,033	6.6
	Nisku*	878					878	1.9
	Leduc*	5,345					5,345	11.6
	Beaverhill Lake*	1,384					1,384	3.0
	Autres							
Dévonien moyen		64			2,213	117	2,394	5.2
	Gilwood	260					260	0.6
Non classé		967					967	2.0
Total		38,113	959		7,057	117	46,246	100.0
%		82.4	2.1		15.3	0.2	100.0	

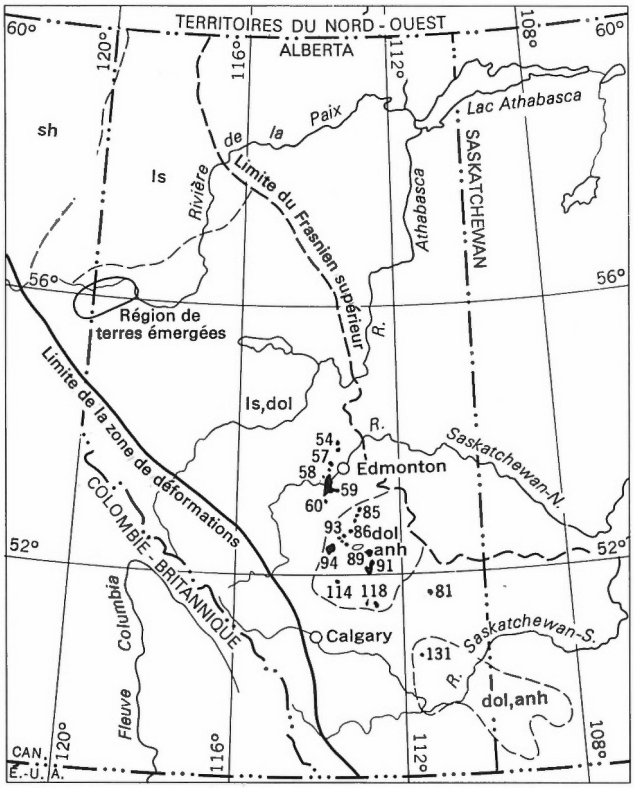
* Y compris les équivalents stratigraphiques.



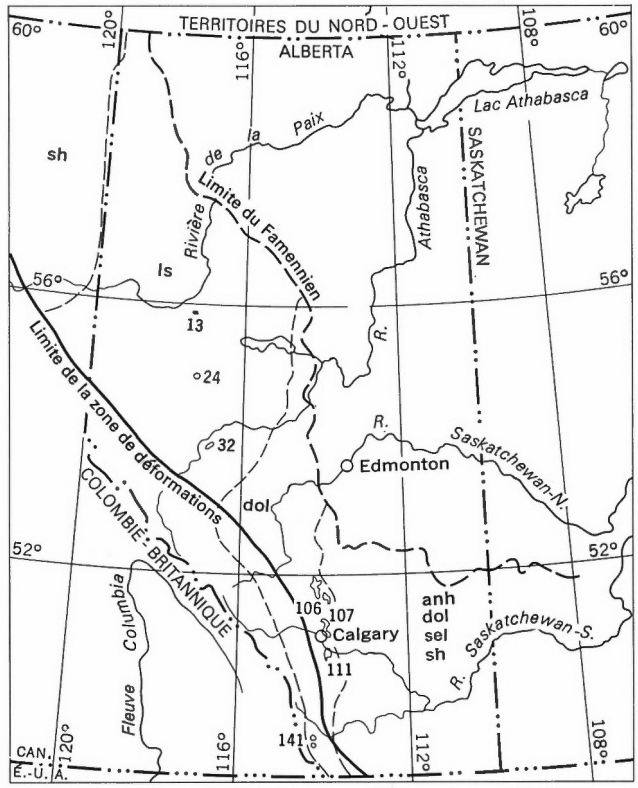
(a) Champs de pétrole et de gaz du Dévonien moyen (Givétien) et du Dévonien supérieur (Frasnien inférieur).



(b) Champs de pétrole et de gaz du Frasnien moyen; horizon productif de Leduc.



(c) Champs de pétrole et de gaz du Frasnien supérieur; horizons productifs de Nisku et de Camrose.



(d) Champs de pétrole et de gaz du Famennien; horizon productif de Wabamun. *CGC*

Échelle: 1 pouce au 190 milles ou 305 kilomètres

FIGURE IX-15. Champs de pétrole et de gaz du Dévonien. Les champs de pétrole sont indiqués par des taches noires et les champs de gaz par un trait fin interrompu; les gisements sont numérotés d'après la carte 1252A; les données vont jusqu'à la fin de 1965 (B. MacLean).

Taber et à Milk River et de petites mines à l'est jusqu'à Medicine Hat. A Lethbridge et à Magrath, la formation d'Oldman contient plusieurs couches de houille; la houille est bitumineuse et riche en matières volatiles, contrairement à la houille subbitumineuse de la plupart des gîtes de cet âge dans les plaines. Les équivalents stratigraphiques des formations de Foremost et d'Oldman dans la région de la rivière de la Paix renferment également des couches exploitables. La formation d'Edmonton est la source importante de houille du centre de l'Alberta; les principaux centres producteurs sont Wabamun, Castor et Drumheller. Cinq couches exploitables s'étendent dans la région de Drumheller où la majeure partie de la production est extraite de mines souterraines. La houille est subbitumineuse, non cokéfiante et tend à être friable. La production en 1967 des plaines de l'Alberta a totalisé 2,664,000 tonnes.

Pétrole et gaz naturel

Champs de l'Ordovicien

Le pétrole ordovicien est extrait d'un seul puits de la formation de Red River, près de South Alma en Saskatchewan. Le puits a donné jusqu'ici quelque 70,000 barils extraits d'un réservoir formé de calcarénite à bryozoaires, sans squelette. Cette calcarénite passe graduellement vers le haut à une dolomie dense, recouverte d'anhydride et de schiste argileux. A Hummingbird, un puits a donné du pétrole pendant une courte période.

Champs du Dévonien

Le Dévonien renferme les plus grandes réserves de pétrole et de gaz dans l'Ouest du Canada. L'Alberta en a fourni de loin le plus gros volume et contient les plus vastes réserves. Nombre d'horizons différents sont producteurs; certains dans le Dévonien moyen, et autres, renfermant de grandes réserves de pétrole et de gaz, se trouvent dans le Dévonien supérieur. Le Dévonien contient 59.6 p. 100 du pétrole de l'Ouest et 28.9 p. 100 du gaz (tabl. IX-3 et 4). La production en 1966 a atteint 140 millions de barils de pétrole, soit 43 p. 100 de la production totale de l'Ouest, et 510 millions Mpc de gaz, soit 32 p. 100 de la production totale de gaz de l'Ouest.

Champs du Dévonien moyen

Granite wash. Dans le nord de l'Alberta, les grès de base du Dévonien, généralement appelés «granite wash» (fig. IX-15a), remplissent les irrégularités à la surface du Précambrien. Les grès sont de quartzeux à arkosiques et leur ciment est composé de dolomite ou d'anhydrite. Quelques-uns sont les équivalents littoraux de roches carbonatées et évaporites d'Elk Point, mais quelques-uns peuvent être plus anciens. Dans le champ Red Earth (14), la porosité est d'environ 13 p. 100, et le pétrole de densité 38° A.P.I. est extrait d'une profondeur de 4,700 pieds. En 1966, le granite wash a donné 2,759,159 barils de pétrole et 120,375 Mpc de gaz.

En 1965, la *formation de Keg River* dans le nord-est de l'Alberta était considérée pétrolifère. Les champs Rainbow (2), Rainbow South (3), Zama Lake (1) et Zama North comprennent plusieurs champs séparés, et de nombreuses découvertes semblent former chacune un réservoir distinct. L'horizon le plus productif est le niveau de Rainbow de la formation de Keg River. Le niveau est formé de récifs en forme de coupoles ou de dômes reposant sur une plate-forme de calcaire microgrenu à la base de la formation de Keg River. La roche-réservoir est généralement un calcaire à crinoïdes recouvert par un récif bioherme formé de stromatoporoïdes et de coraux, et par des laminites vraisemblablement apparentées aux algues. La formation de Keg River est souvent dolomitisée en une dolomie cristalline blanche, à grain extrêmement grossier. La dolomie non poreuse, l'anhydrite et l'halite de la formation de Muskeg sont voisines et recouvrent les dômes de roches carbonatées. Le pétrole provient des réservoirs A, B et F du niveau de Rainbow. Ces réservoirs s'étendent dans des couches sédimentaires de 200 à 400 pieds entre les profondeurs de 5,700 et 6,000 pieds. La porosité varie de 4 à 13 p. 100 et la perméabilité horizontale, de 50 à 780 md. La densité du pétrole varie, suivant les réservoirs, de 40° à 42° A.P.I. et de 34° à 35° A.P.I.

Formations de Slave Point et de Sulphur Point. Du gaz abonde dans la formation de Slave Point, dans les champs Petitot (1), Kotcho Lake (2) et Clarke Lake (3), du nord-est de la Colombie-Britannique (fig. IX-15a, 16). La roche-réservoir est une dolomie grise et blanche, bigarrée, à cristaux grossiers et avec cavités. Cette dolomie est le résultat d'une dolomitisation répétée qui a complètement masqué la lithologie originale (pl. IX-4b). La roche des gîtes non dolomitisés se compose de gros débris de stromatoporoïdes dans une gangue de calcaire à grain fin et grossier ou cimenté par de la calcite grossière. Les récifs et les roches poreuses associés s'étendent sur le côté extérieur d'une plate-forme carbonatée bornée du côté intérieur par du schiste argileux gris verdâtre. Les couches carbonatées le long du côté extérieur de la plate-forme ont un pendage de 25° à 35°. Le plus haut degré de porosité et de perméabilité se trouve dans les roches carbonatées le long du côté extérieur de la plate-forme et diminue à mesure de leur éloignement. La porosité due aux deux premières phases de dolomitisation est surtout interstitielle et est en moyenne de 10 à 12 p. 100 et atteint 17 p. 100; la perméabilité est inférieure à 100 md. La troisième et dernière phase de dolomitisation a augmenté quelque peu la porosité, mais il se peut aussi que les interstices soient remplis de dolomie plus récente. Le gaz se trouve enfermé par suite d'un changement de faciès en un calcaire imperméable. La zone productive a environ

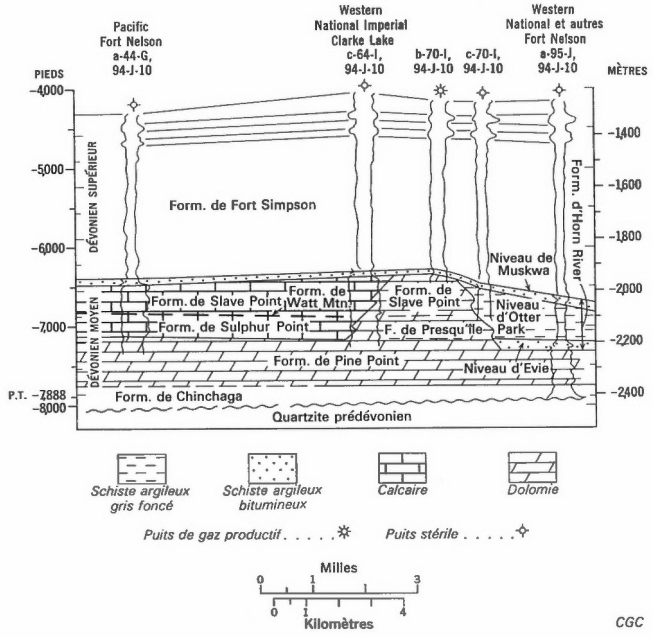


FIGURE IX-16. Coupe transversale du Dévonien moyen, champ Clarke Lake (C.-B.) (Gray et Kassube).

360 pieds d'épaisseur et est à 6,200 pieds de profondeur. En 1966, la production s'est élevée à 42.6 millions Mpc de gaz.

Dans le champ de gaz Rabbit Lake, dans le sud du district de Mackenzie, la roche-réservoir de la formation de Sulphur Point est un calcaire à stromatoporoïdes et à coraux, dont la porosité interstitielle est bonne. Le gaz est accumulé dans la région de la charnière d'un anticlinal sur le côté nord-ouest élevé d'une petite faille normale à direction nord-est.

Formation de Gilwood. Dans les champs Mitsue (17) et Nipisi (15), le pétrole provient des grès de la formation de Gilwood du groupe d'Elk Point (fig. IX-15a). Ces grès sont quartzeux, à grain épars de feldspath et médiocrement triés, d'anguleux à presque arrondis, et interstratifiés de schiste pyritique vert. Le degré de porosité est de 13 à 14 p. 100. Le pétrole se trouve enfermé dans une couche de sable qui disparaît vers le haut suivant le pendage. L'épaisseur des couches productrices varie de 10 à 40 pieds, à environ 4,900 pieds de profondeur. Le pétrole de Mitsue a une densité de 42.9° A.P.I. En 1966, la production a atteint 7,684,686 barils de pétrole et 3.05 millions Mpc de gaz.

Formation de Kee Scarp. Le pétrole du champ Norman Wells (1), découvert en 1920, provient de la formation de Kee Scarp, sur le versant ouest de l'homoclinal du chaînon Norman des monts Franklin. L'horizon productif est le récif à la partie supérieure de la formation de Kee Scarp, formé de calcaire gris clair et chamois composé d'abondants stromatoporoïdes et de coraux, dans une gangue en majorité de débris grossiers de «squelettes», la plupart de stromatoporoïdes. Le niveau inférieur de la formation de Kee Scarp forme une plate-forme étendue de calcaire et recouvre le schiste argileux noir de la formation de Hare Indian. Les schistes bitumineux de la formation de Canol forment le toit du récif. La production, en 1965, s'est élevée à 749,653 barils de pétrole à densité de 34.4° A.P.I.

PLANCHE IX-4. Microphotographies de roches carbonatées typiques du Dévonien:

A. Construction de stromatoporoïdes enrobés de calcarénite (boundstone), ciment de calcite granulaire. Formation de Sulphur Point (Dévonien moyen), Imperial Sun Arrowhead Aurora I-46, I-46-60-50-122-15, à 6,338 pieds de profondeur. Grandeur naturelle. CGC 113782-C.

B. Pseudo-brèche de dolomie causée par plusieurs stades de dolomitisation, porosité due aux cavités. Formation de Presqu'île (Dévonien moyen), champ de gaz Clarke Lake (C.-B.). Grandeur naturelle. (Gray et Kassube, 1963).

C. Calcilutite contenant plus de 10 p. 100 de débris amenuisés de squelettes (wackestone); gastéropodes, ostracodes. Formation de Slave Point (Dévonien moyen), California Standard Steen River 2-22, 2-22, 117-5 W 6, à 4,332 pieds de profondeur. x5. CGC 11378-E.

D. Calcarénite sans squelette (grainstone), médiocrement triée, stratifiée; quelques stromatoporoïdes recouverts d'algues et fragments de coraux; porosité intergranulaire, intrafossile et due à de petites cavités. Formation de Slave Point (Dévonien moyen). Pan-American Shell Kakisa F-35, F-35-61-00-117-15, à 1,718 pieds de profondeur. Grandeur naturelle. CGC 113782-B.

E. *Amphipora* et grains non dérivés de squelettes dans matrice de boue calcique (packstone). Niveau de Swan Hills (Dévonien Supérieur) (faciès lagunaire), formation de Beaverhill Lake. Home Swan Hills A-10-20, 10-20-67-10 W 5, à 8,113 pieds de profondeur. x2/3. (R. W. Edie, 1961).

F. Calcirudite à squelettes avec matrice de boue calcique (packstone calcique à squelettes de stromatoporoïdes, coraux, ostracodes, foraminifères). Formation de Leduc (Dévonien supérieur). Canadian Superior Holt 15-36, 15-36-44-22 W 4, à 4,875 pieds de profondeur. x5. CGC 113781-L.

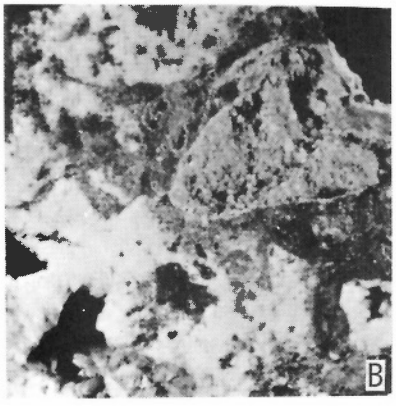
G. Calcarénite sans squelette (grainstone); grains et gros morceaux de calcilutite, quelques-uns enrobés; ciment de calcite granulaire. Niveau de Peechee, formation de Southesk (Dévonien supérieur). B. A. Hand Hills No. 1, 7-14-30-17 W 4, à 5,942 pieds de profondeur. x5. CGC 113781-G.

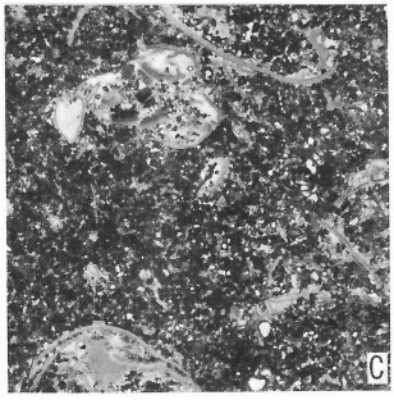
H. Fragments de stromatoporoïdes massifs dans matrice de calcarénite à squelettes, à grain grossier, avec porosité intergranulaire. Formation de Leduc (Dévonien supérieur), Imperial Golden Spike No. 11, 11-23-51-27 W 4, à 5,367 pieds de profondeur. Grandeur naturelle. CGC 113782-A.

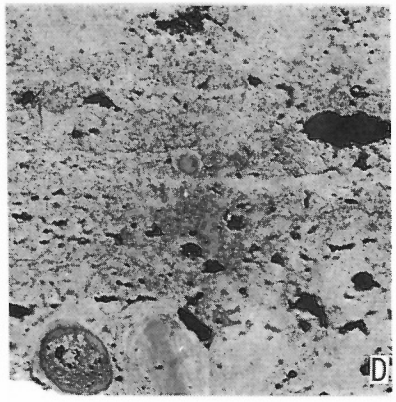
I. Calcaire à *Amphipora* (wackestone). *Amphipora* dans matrice de boue calcique avec débris amenuisés de squelettes. Formation de Leduc (Dévonien supérieur). Imperial Redwater 56, 9-18-57-21 W 4, à 3,297 pieds de profondeur. x5. CGC 113781-K.

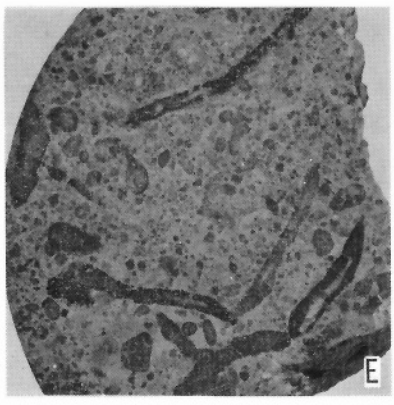
J. Dolomie cristalline; vides intercristallins en partie remplis d'anhydrite; nicols croisés. Formation de Nisku (Dévonien supérieur). B. A. Pyrcz No. 1, 12-25-50-26 W 4, à 4,907 pieds de profondeur. x5. CGC 113781-F.

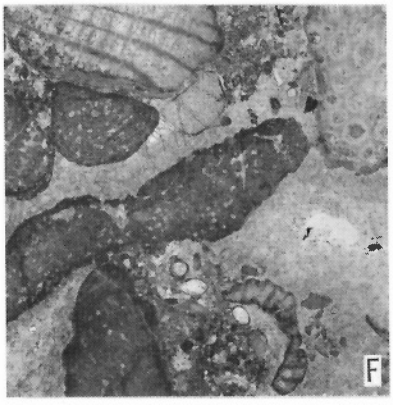

A

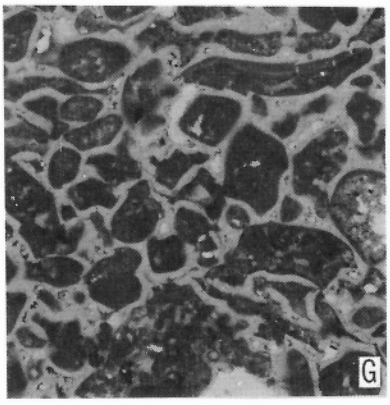

B

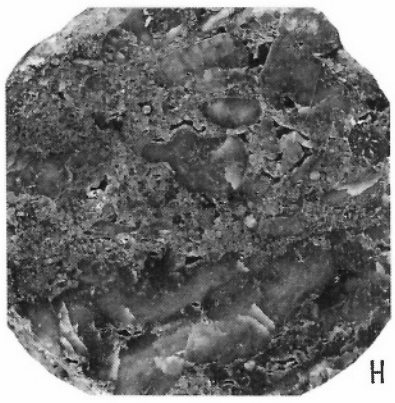

C

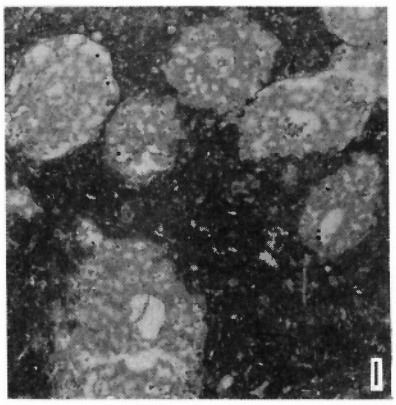

D

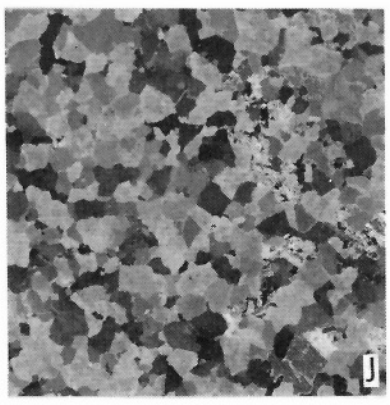

E


F


G


H


I


J

Champs du Dévonien supérieur

Formation de Beaverhill Lake. Du pétrole, de densité de 41° à 45° A.P.I., est extrait du niveau de Swan Hills de la formation de Beaverhill Lake dans plusieurs champs au sud de l'arche de Peace River (fig. IX-15a). La production a atteint, en 1966, 54,283,011 barils de pétrole et 59.4 millions Mpc de gaz. Le pétrole se trouve enfermé dans des bancs frangés de récifs, recouverts et séparés les uns des autres par du schiste et du calcaire argileux. Les bancs de 400 à 500 pieds d'épaisseur reposent en bordure de la plate-forme de roches carbonatées de la formation de Beaverhill Lake. Les faciès dans le champ Judy Creek (19) (Murray, 1966) sont typiques des roches-magasins de ce niveau (fig. IX-17). Les roches carbonatées de la plate-forme sont surtout des calcaires bruns à grain fin, des calcaires dolomitiques, des lits de coraux et des calcaires à fragments de stromatoporoïdes et *Amphipora* à grain fin et grossier, riches en débris de squelettes et des calcarénites à squelettes. Les lits poreux de la plate-forme sont presque uniquement des lentilles de calcaire à grains de squelettes. Les bancs reposant sur la plate-forme se composent d'un noyau central de calcilutites à paquets de calcaire sans squelette et d'un calcaire pelletoïde de faible porosité. Les organismes, tels que les stromatoporoïdes dendroïdes, les *Amphipora,* les ostracodes et les gastéropodes y sont abondants. Vers la périphérie des bancs, des calcaires à grain fin sont interstratifiés avec des récifs à algues et stromatoporoïdes formés de stromatoporoïdes tabulaires, dendroïdes et massifs, dans une gangue de calcarénite à squelettes, surtout de stromatoporoïdes, et dont la porosité est d'excellente à bonne. Des calcirudites grossières et poreuses et des calcarénites litées sont associées aux récifs et recouvrent la majeure partie des bancs. Ces roches et les récifs ont une bonne porosité interstitielle et forment les zones les plus productives du niveau de Swan Hills. Graduellement et latéralement, les bancs passent en les schistes argileux imperméables et les calcaires argileux microgrenus de la formation de Beaverhill Lake et sont recouverts par ces roches.

La *formation de Leduc* du groupe de Woodbend renferme quelques-uns des plus vastes champs de pétrole et de gaz de l'Alberta (fig. IX-15b). Ils sont trop nombreux pour être énumérés. En 1966, ils ont fourni 52,788,795 barils de pétrole et 285.4 millions Mpc de gaz. Le pétrole et le gaz sont emmagasinés dans des trapps stratigraphiques formés d'ensembles récifaux recouverts et séparés par des schistes argileux imperméables gris verdâtre. Les récifs se sont formés sur hauts-fonds composés surtout de couches de biostromes, riches en stromatoporoïdes, et de sables calcareux à squelettes comprenant la plate-forme de Cooking Lake. Une production au niveau commercial, de la région de la plate-forme de Cooking Lake, a été obtenue seulement à Skaro.

Les roches-magasins du champ de pétrole et de gaz Redwater (51) (Klovan, 1964) constituent un des rares cas de roches non dolomitisées, et fournissent un excellent exemple de la composition interne des ensembles récifaux du Dévonien (fig. IX-18, 19). D'autres champs de ce type sont les champs Golden Spike (59b) et Duhamel (85a). La partie supérieure et productive de l'ensemble récifal se compose de calcaires récifaux à stromatoporoïdes massifs. Épais de 3 à 30 pieds, ces calcaires sont interstratifiés avec des calcarénites grossières à squelettes, formées en majorité de débris de stromatoporoïdes. Par places, des calcilutites se trouvent sur le front nord-est de l'ensemble récifal Redwater, de 25 à 50 pieds au-dessous de sa partie supérieure. Dans le talus avant du récif, la faune passe progressivement de stromatoporoïdes massifs en fragments à des stromatoporoïdes tabulaires, à des coraux en colonies, à des stromatoporoïdes dendroïdes, à des *Megaladon* et à des coraux tabulaires et rugueux, dans une matrice de gros fragments. Y abondent, des oncolites et des fragments de fossiles enrobés d'une couche formée d'algues. A une plus grande distance du récif, les roches sédimentaires deviennent à grain plus fin et leur pendage atteint 20°. Au sein de l'ensemble récifal, le faciès organique forme des langues interstratifiées avec des sables bien lavés, poreux, et à «squelettes», renfermant par places de larges fragments de stromatoporoïdes ou composés de débris très amenuisés et des calcilutites. L'intérieur du récif contient des calcaires finement stratifiés, des calcilutites à *Amphipora* et des calcarénites sans squelette, à boulettes, à gros fragments et à grain grossier massif de différentes formes et grosseurs, en majorité cimentées par de la calcite grossière, mais avec une porosité interstitielle disséminée. La meilleure porosité, à la fois intergranulaire et due aux cavités, se trouve dans les calcarénites formées de grain de squelettes, les faciès organiques des récifs, les calcarénites grossières à squelettes et dans les calcirudites des talus à pente inclinée vers le bassin. La porosité existe aussi dans les calcarénites sans squelette, les calcarénites et calcilutites à *Amphipora.* Le pétrole d'une densité de 34° à 36° A.P.I. s'est accumulé vers le haut suivant la direction ascendante du pendage sur le flanc nord-est de l'ensemble récifal. La porosité moyenne est de 6.53 p. 100 avec une excellente perméabilité dans les zones productives. L'épaisseur maximale de la zone pétrolifère est de 220 pieds, en moyenne de 100 pieds.

Dans la plupart des champs de pétrole et de gaz de la formation de Leduc, la roche est de la dolomie cristalline à grains fins et moyens, à porosité intercristalline et due aux cavités. Les trapps sont des coupoles encaissées et recouvertes de schistes argileux marins imperméables d'un gris verdâtre. On présume en général que la composition interne originale de ces masses de dolomie ressemblait à celle du complexe récifal de Redwater décrit ci-dessus. Les couches du socle de la formation de Cooking Lake sont semblables à celles de la plate-forme de Redwater et l'emplacement des coupoles est aussi contrôlé par le développement de hauts-fonds riches en stromatoporoïdes où la dolomitisation n'a pas détruit entièrement leur struc-

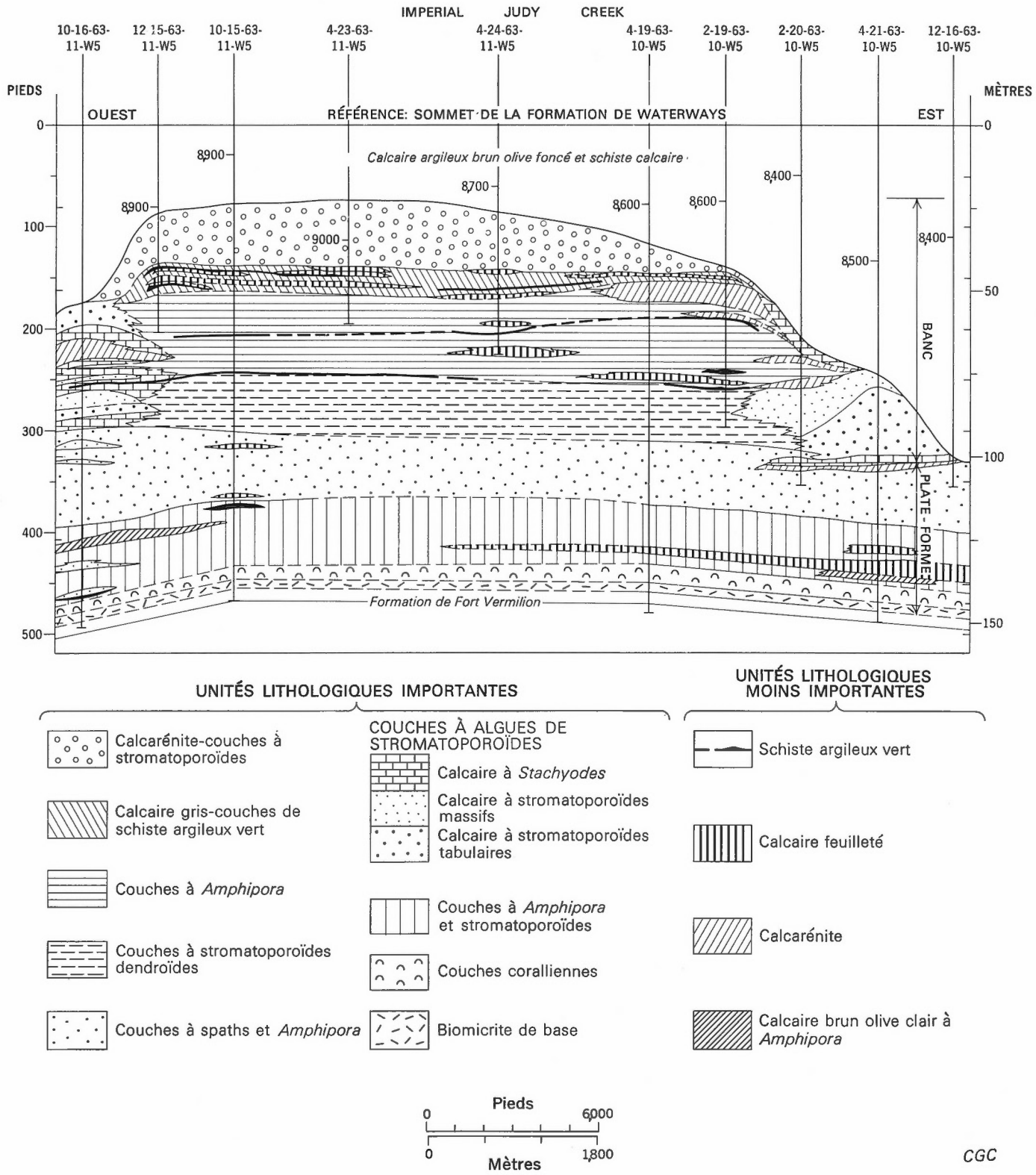


FIGURE IX-17. Coupe transversale du Dévonien supérieur, calcaire récifal de Swan Hills, sud du champ Judy Creek (Alb.) (J. W. Murray).

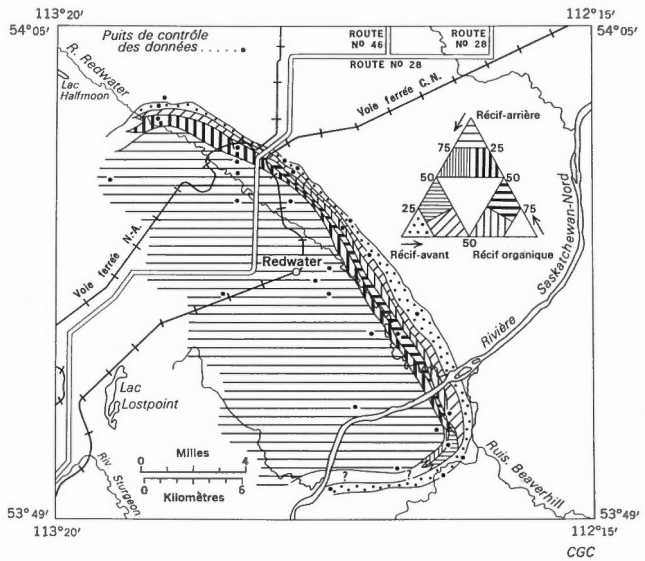


FIGURE IX-18. Répartition des faciès principaux, partie supérieure de la formation de Leduc, ensemble récifal de Redwater (Alb.) (J. E. Klovan).

ture. Les couches inférieures de quelques champs de la formation de Leduc le long de la chaîne récifale Rimbey-Meadowbrook ont donné une certaine production. Les couches supérieures où s'est accumulée la plus grosse réserve de pétrole et de gaz se composent de dolomie cristalline à grain de moyen à grossier, de couleur gris pâle à chamois, avec une porosité due aux cavités, un peu intercristalline et avec quelques fissures. La dolomitisation a entièrement détruit tout vestige de la structure originale sauf quelques vagues traces de stromatoporoïdes et de coraux. Les champs le long de la chaîne récifale Rimbey-Meadowbrook (fig. IX-20) recèlent du pétrole et du gaz et l'épaisseur de la masse de gaz augmente vers le sud. La porosité varie de 4 à 10 p. 100 et la perméabilité est bonne. La densité du pétrole passe de 27° A.P.I., à Fairydell (52) à 44° A.P.I., à Westerose (61). Dans le complexe de roches carbonatées de Bashaw (86), à partir duquel la chaîne récifale Malmo-Duhamel (85) s'étend vers le nord-nord-est, et dans les champs Stettler et Big Valley au sud-est, l'épaisseur de la zone productive est en général inférieure à celle de la chaîne récifale Rimbey-Meadowbrook, mais, sous d'autres aspects, elles sont similaires. La porosité varie de 5 à 8 p. 100 et la densité du pétrole, de 27.7° à 43.3° A.P.I.

A l'ouest de la chaîne récifale Rimbey-Meadowbrook, le gaz constitue la majorité de la production. De la dolomie cristalline gris clair, avec porosité intercristalline et due aux cavités, forme des ensembles de récifs et de bancs encaissés dans du schiste argileux reposant sur d'abondantes roches carbonatées riches en stromatoporoïdes. Les couches productives se trouvent à de grandes profondeurs: 8,700 pieds à Windfall (31), 11,460 à Simonette (26), et 12,500 à Berland River. La région demeure partiellement inexplorée. Les zones productives ont une épaisseur de 142 à 350 pieds, une porosité de 4.5 à 7.9 p. 100 et la densité du pétrole va de 37° à 48° A.P.I.

A Worsley (4), le gaz est extrait d'une dolomie considérée provenir de récifs longeant les terres de la rivière de la Paix et, à Normandville (13a), le pétrole provient d'une zone productive épaisse de 169 pieds. A Craigend, un réservoir de gaz localisé au sommet, à la bordure érodée de la formation de Grosmont, a été partiellement exploré. La porosité due aux cavités et aux fissures atteint 10.7 p. 100 en moyenne et se trouve dans des dolomies à fins

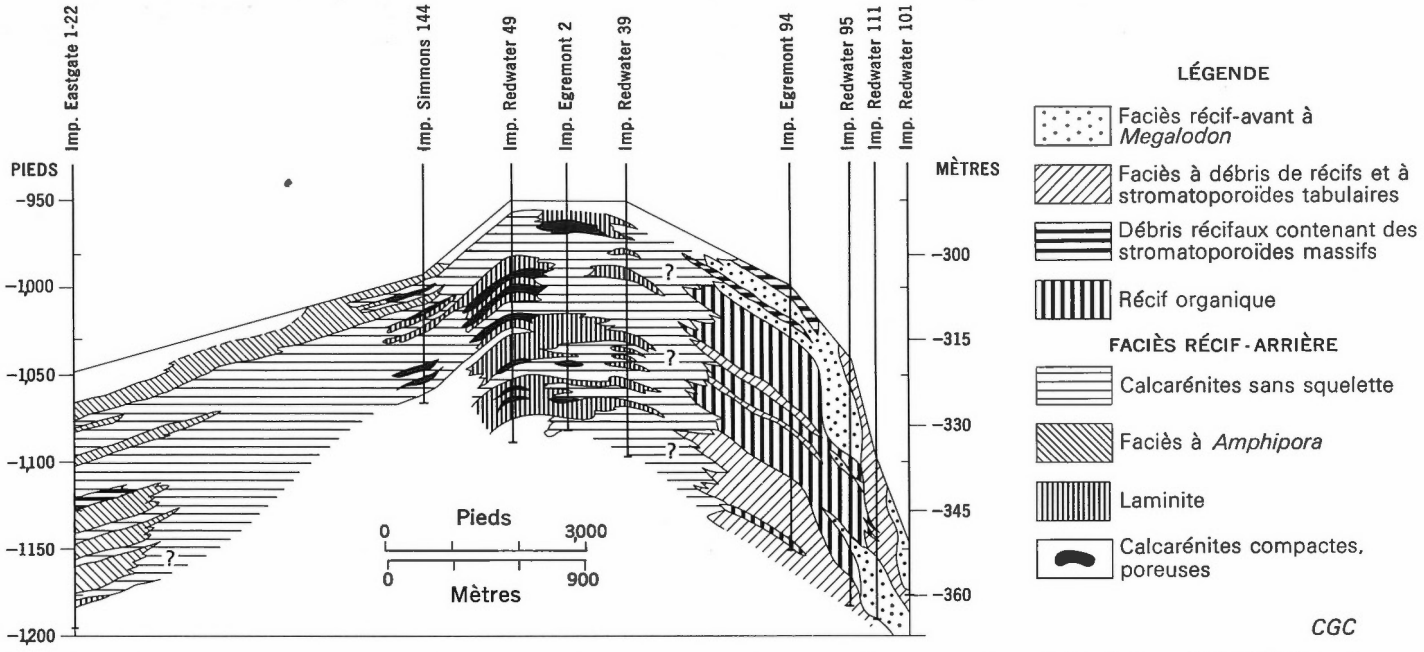


FIGURE IX-19. Coupe transversale généralisée de la partie supérieure de la formation de Leduc, ensemble récifal de Redwater (Alb.) (J. E. Klovan).

cristaux et à altération sucrosique. Ces dolomies sont tachetées de pétrole goudronneux et reposent sous des schistes argileux du Crétacé.

La *formation de Nisku* du groupe de Woodbend est productive de pétrole et de gaz là où elle recouvre, au nord de Bonnie Glen, les champs Leduc de la chaîne récifale Rimbey-Meadowbrook et, avec la formation de Camrose sous-jacente, là où elles recouvrent les champs du complexe Bashaw et autres plus à l'est (fig. IX-15c). Les roches-magasins de la formation de Nisku sont une dolomie gris clair à bonne porosité due à des cavités et à des fractures. A l'est de la chaîne récifale, la partie supérieure de la formation de Nisku passe progressivement à de l'anhydrite, et la partie inférieure et la dolomie brune sous-jacente de la formation de Camrose, riche en coraux et en stromatoporoïdes, constituent les roches-magasins. Les pores sont partiellement remplis d'anhydrite et la porosité est

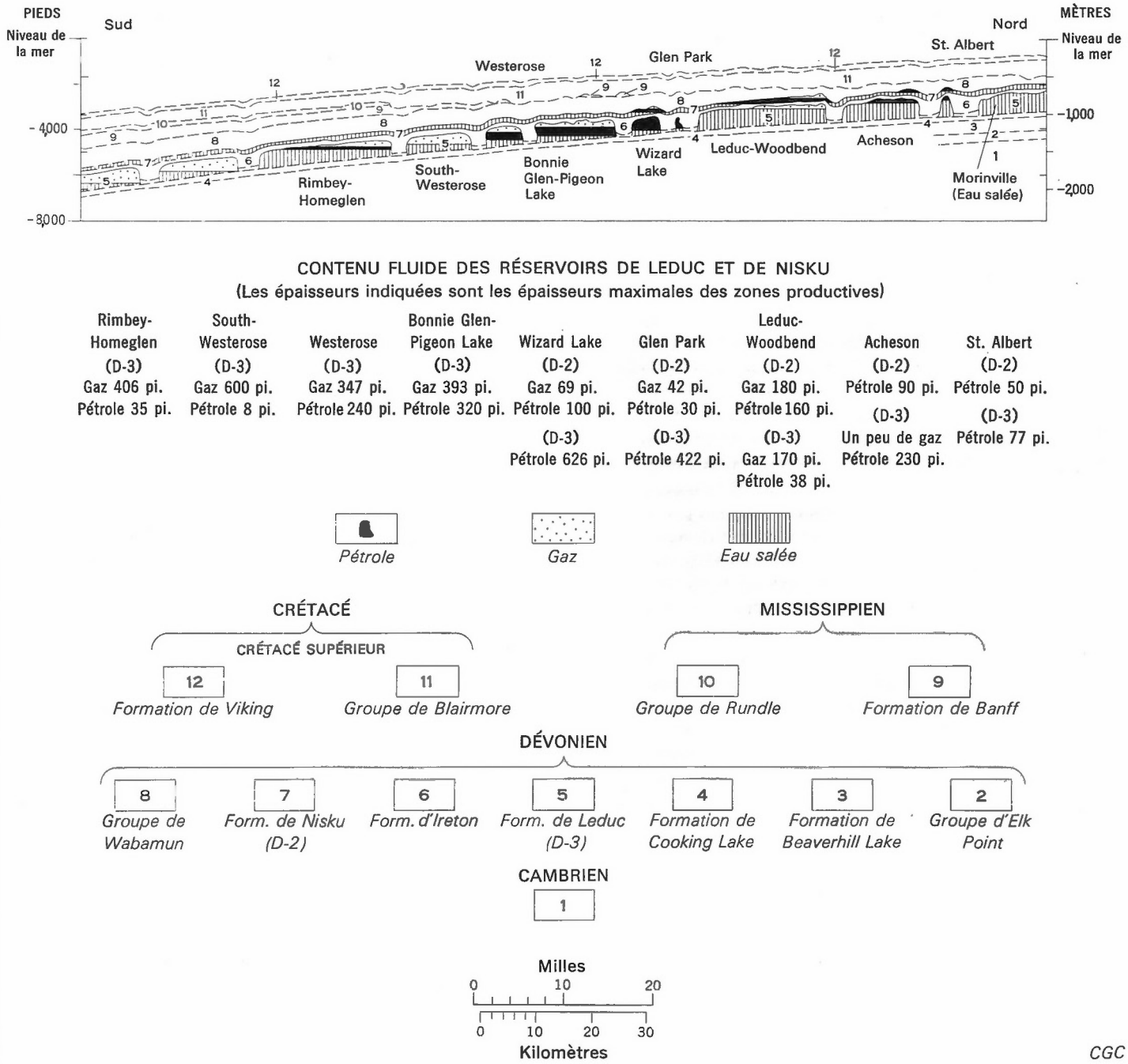


FIGURE IX-20. Roches calcaires de la chaîne récifale Bonnie Glend—Wizard Lake (Alb.) montrant la teneur en liquides des roches-magasins des formations de Leduc et de Nisku du Dévonien supérieur (W. C. Gussow).

inégale. Les trapps sont en partie stratigraphiques. La porosité se trouve réduite par suite de changements de faciès et du fait que les roches de ces formations recouvrent et entourent les récifs Leduc sous-jacents (fig. IX-20). Les zones productives atteignent une épaisseur maximale de 119 pieds. La porosité varie de 3 à 5 p. 100 et la densité du pétrole va de 30° à 40° A.P.I. En 1966, la production de la formation de Nisku a atteint 12,984,866 barils de pétrole et 36.5 millions Mpc de gaz.

Groupe de Wabamun. De la dolomie de Crossfield du groupe de Wabamun, du gaz impur est extrait de plusieurs champs répartis le long d'une zone à direction nord-ouest, entre Okotoks (111) et Olds (106b) en Alberta (fig. IX-15d). Le gaz repose dans des dolomies à cristaux fins ou moyens, à porosité intercristalline constituée de très petites cavités. Ces dolomies passent graduellement à l'est vers le haut, en remontant le pendage, en une dolomie et une anhydrite imperméables. Du gaz est obtenu d'un certain nombre de petits champs et autres gîtes localisés dans les hauts points du groupe de Wabamun où ce groupe est tronqué à la surface d'érosion à la base du Crétacé. Les hydrocarbures se trouvent dans des dolomies cristallines saccharoïdes à bonne porosité intercristalline et dans des dolomies et des calcaires bréchiformes à cavités. Le lessivage et l'altération par érosion de la dolomie ont accru

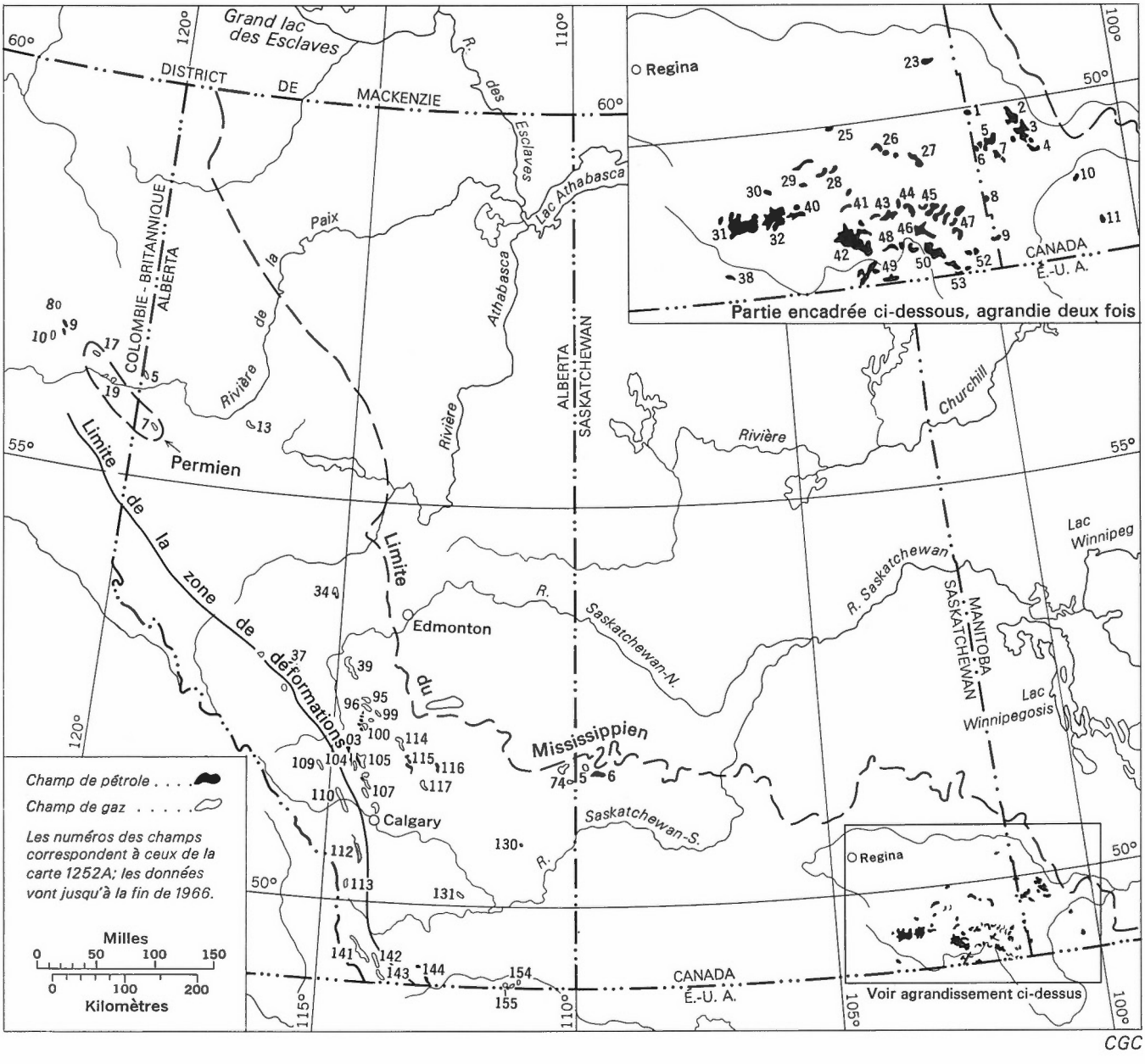


FIGURE IX-21. Champs de pétrole et de gaz du Mississippien et du Permien de l'Ouest du Canada (B. MacLean).

la porosité. La dolomie poreuse à cavités de la partie inférieure du groupe de Wabamun à Simonette (26), Pine Creek (32a) et South Sturgeon Lake (21b) contient du gaz sans association de pétrole ou d'eau. Le gaz se trouve dans la dolomie contre le calcaire sus-jacent, microgrenu et fortement cimenté de Wabamun. En 1966, la production du groupe de Wabamun a atteint 68,451 barils de pétrole et 76.3 millions Mpc de gaz.

Champs du Mississippien

Le Mississippien, second des systèmes productifs de l'Ouest du Canada, a fourni en 1966, 74,186,392 barils de pétrole et 484.5 millions Mpc de gaz, soit environ 22.7 et 29.8 p. 100 de la production de pétrole et de gaz de l'Ouest. En volume, ses réserves le placent au troisième rang avec 11 p. 100 de pétrole et 27 p. 100 de gaz (tabl. IX-3, 4). Les régions productives du Mississippien sont toutefois plus étendues que celles du Dévonien (fig. IX-1, 21).

Bassin de Williston

Les strates du Mississippien sur le flanc nord-est du bassin de Williston dans le sud-est de la Saskatchewan et dans le sud-ouest du Manitoba ont donné du pétrole de densité de 27° à 38° A.P.I., mais très peu de gaz (fig. IX-21). En 1966, la production de cette partie du Manitoba a atteint 5,230,904 barils de pétrole et, en Saskatchewan, 60,245,964 barils. Le pétrole se trouve renfermé dans des couches alternées de calcaire poreux et non poreux et une partie se trouve accumulée où les lits poreux sont tronqués à la surface d'érosion à la base du Jurassique ou du Crétacé. Il s'ensuit que les champs de pétrole forment une série de bandes à direction ouest-nord-ouest et qu'en suivant le pendage en profondeur vers le sud-ouest, la production provient de couches successivement plus élevées dans la succession stratigraphique.

A Coleville-Smiley (6) (Sask.), les grès de Bakken renferment un peu de pétrole de densité 36° A.P.I. La formation de Souris Valley est productive dans les région de Daly (5) et de Virden (2, 3) au Manitoba, où les calcaires poreux à crinoïdes et à oolithes de Virden-Whitewater Lake sont tronqués. Les couches Alida-Tilston du champ Nottingham (47) renferment du pétrole de densité 30° à 37° A.P.I. et, des zones Tilston et Souris Valley du champ Parkman (28), on extrait du pétrole de densité 34° A.P.I. Les pièges sont des points élevés topographiques ou structuraux de la surface d'érosion. Treize champs sont productifs à partir des couches Frobisher-Alida; les plus grands sont Hastings (46), Wilmar (43) et Workman (52b). Dix champs productifs se trouvent dans les couches Midale; les plus grands sont Steelman (42a), Weyburn (36b) et Midale (39). Dans ces champs, la plupart des pièges se sont formés où les roches carbonatées poreuses passent graduellement à des non poreuses ou en de l'anhydrite, mais, dans certains, le pétrole se trouve enfermé le long de la surface d'érosion.

Thomas (1962) et Fuzesy (1966) soulignent que la production dépend en majorité de la porosité et de la perméabilité, suivant la composition originale de la roche. Les meilleures roches-magasins sont des calcaires à pisolithes et oolithes, cryptocristallins à microcristallins, des calcaires pisolithiques et oolithiques à algues, des calcaires encrinites, spergénites, et des calcaires à crinoïdes. Leur matrice forme moins de 10 p. 100 du total et leur porosité est intergranulaire, de bonne à excellente. La présence d'une matrice de calcaire microgrenu diminue la perméabilité, mais la dolomitisation de la matrice en

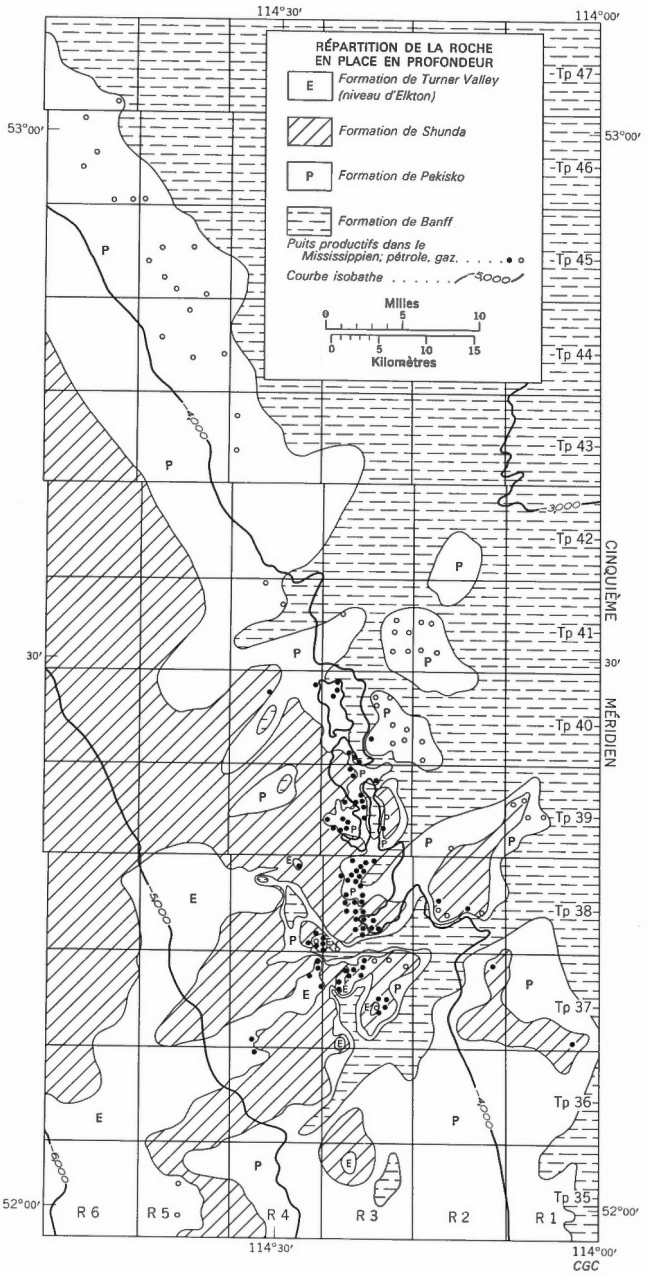


FIGURE IX-22. Champs de pétrole et de gaz du Mississippien de la chaîne récifale Sylvan Lake Minnehik (Alb.) montrant la paléogéologie de la surface d'érosion pré-jurassique et pré-albienne (H. Martin).

dolomie saccharoïde donne une bonne porosité intercristalline et un réservoir producteur. Une porosité avec cavités en communication se développe dans les calcaires à algues, à oolithes et à pisolithes, où la matrice est dissoute et les cavités élargies par dissolution. Un pourcentage élevé de la porosité s'explique par les cavités dans les fossiles, mais, par endroits, ce taux diminue avec le remplissage des pores par de la calcite, de l'anhydrite ou de la silice.

De l'anhydrite et des calcaires microgrenus, argileux et non poreux sont sous-jacents aux roches-magasins. La roche du toit peut être de l'anhydrite primaire avec des calcaires argileux durs en cristaux très fins, ou elle peut être le résultat du remplissage secondaire de la porosité originale de la roche par de l'anhydrite ou du chert, le long de la surface d'érosion postmississippienne, ou encore, elle peut être les lits argileux de la formation de Watrous du Jarassique.

Alberta et Colombie-Britannique

Le pétrole et le gaz du Mississippien en Alberta, à l'exception de ceux extraits dans les Foothills des Rocheuses, se trouvent dans des pièges stratigraphiques à la limite érodée, en remontant le pendage, des roches carbonatées du Mississippien, où ces roches sont profondément incisées par des vallées fluviatiles pré-mésozoïques (fig. IX-22). La majorité de la production provient du niveau d'Elkton de la formation de Turner Valley, dans l'ouest-central de l'Alberta, mais également des formations de Pekisko et de Banff (fig. IX-23). Le niveau d'Elkton est composé de dolomie de couleur chamois et grise, à cristaux de fins à moyens, avec de vagues traces de coraux et de crinoïdes et une bonne porosité à la fois intercristalline et due aux cavités. La dolomie est interstratifiée avec des lits de calcaire à crinoïdes, à grain de fin à moyen, peu ou non poreux, et passe graduellement et latéralement à ce calcaire. Les pièges se trouvent en partie où la dolomie poreuse devient vers le haut un calcaire non poreux, et aussi en partie où le niveau d'Elkton a été tronqué puis recouvert par des couches sus-jacentes imperméables. Par places, les pièges stratigraphiques sont modifiés par une structure plongeante en direction nord-nord-ouest. La densité du pétrole varie de 30° à 40° A.P.I. La porosité va de 5 à 10 p. 100 et l'épaisseur des couches productives varie de 40 à 55 pieds. Les champs échelonnés d'Harmattan (104) à Sundre (103) le long du niveau d'Elkton sont productifs à des profondeurs de 9,000 à 10,000 pieds. Quelques petits champs de gaz se trouvent où la formation de Pekisko est tronquée à la surface d'érosion ou dans des buttes d'érosion. Les zones productives se composent de dolomies à porosité intercristalline et à porosité due à des cavités de solution. Elles se trouvent aussi dans des calcaires à crinoïdes mal cimentés, qui passent latéralement en des calcaires bien cimentés. En 1966, la production du Mississippien en Alberta, à l'exclusion des champs des Foothills des Rocheuses, a atteint 7,810,156 barils de pétrole et 456.1 millions Mpc de gaz.

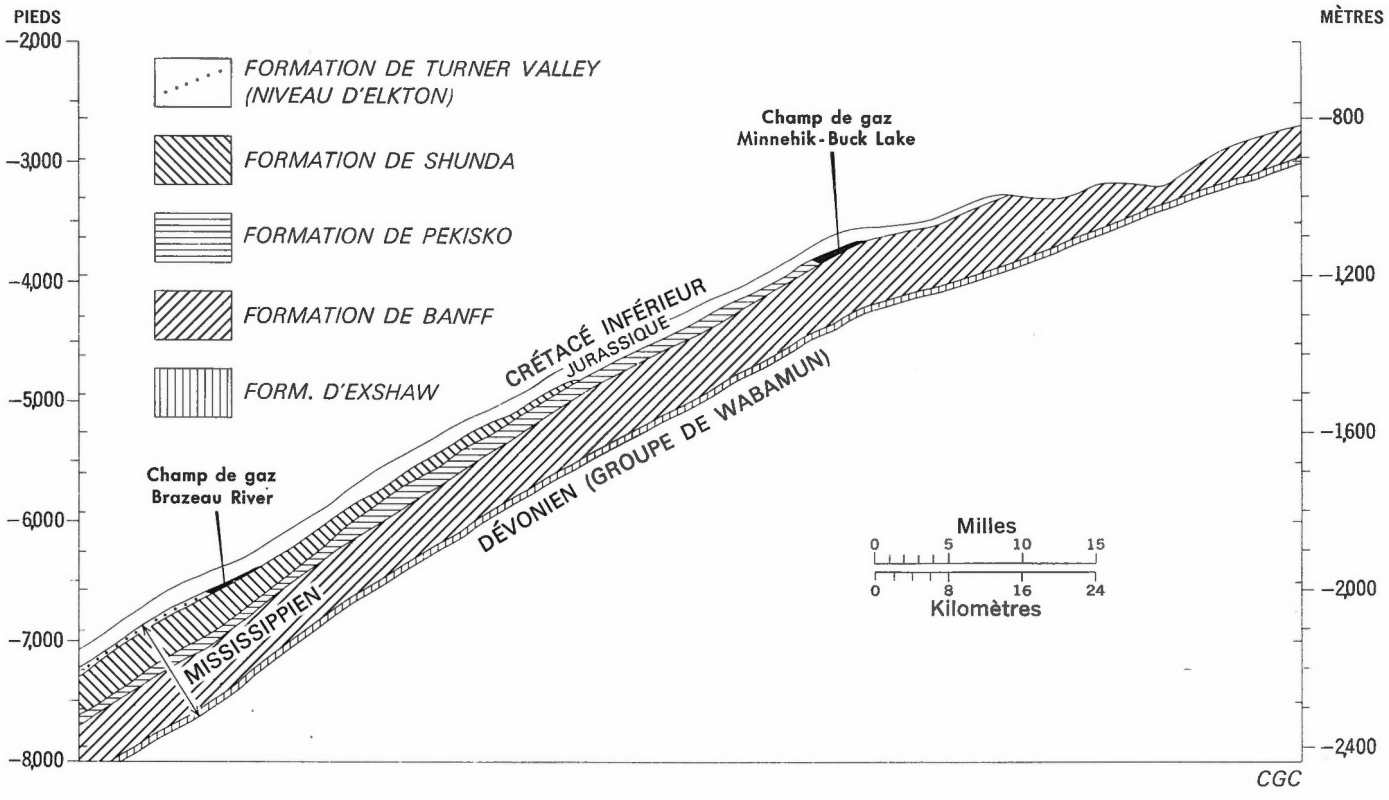
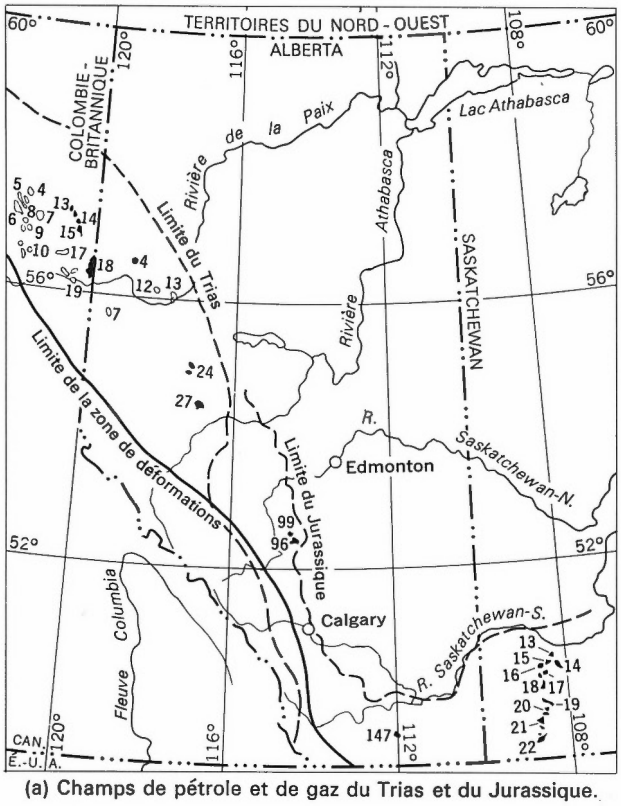
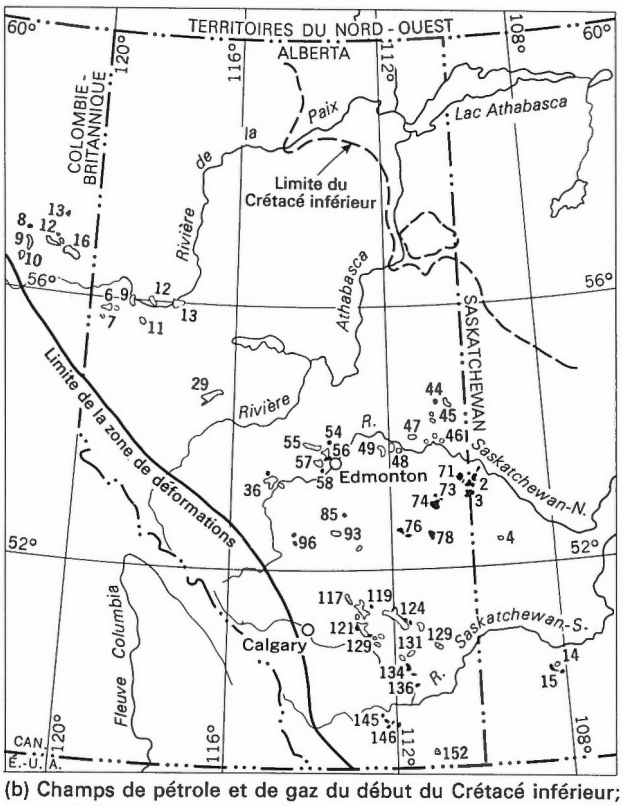


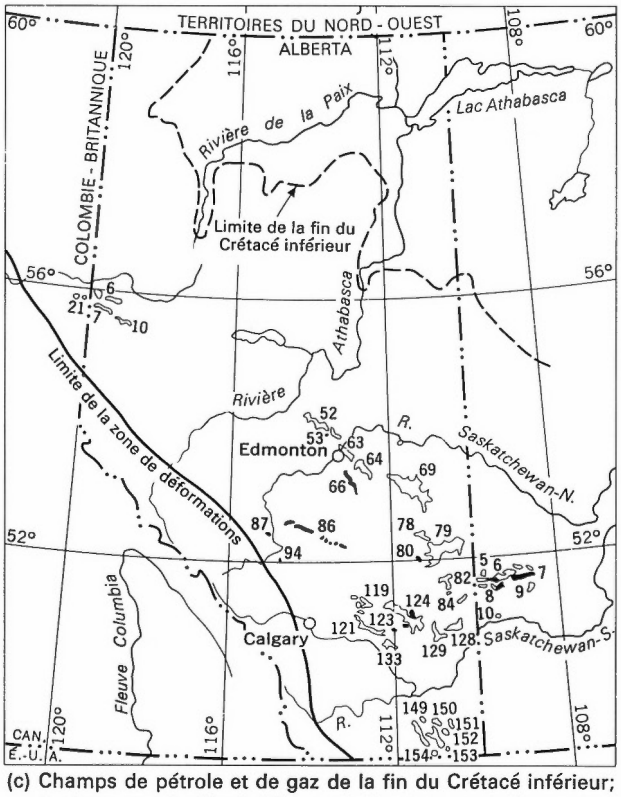
FIGURE IX-23. Coupe transversale du Mississippien entre les champs Brazeau River et Minnehik-Buck Lake (Alb.) (H. Martin).



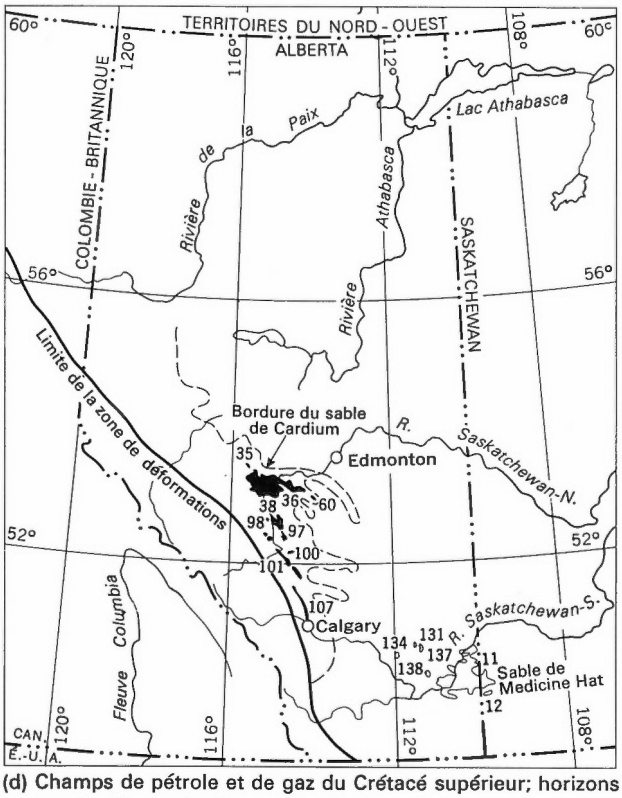
(a) Champs de pétrole et de gaz du Trias et du Jurassique.



(b) Champs de pétrole et de gaz du début du Crétacé inférieur; horizons productifs de Mannville et de Blairmore.



(c) Champs de pétrole et de gaz de la fin du Crétacé inférieur; horizons productifs de Viking, de Cadotte et de Bow Island.



(d) Champs de pétrole et de gaz du Crétacé supérieur; horizons productifs de Cardium et de Medicine Hat.

Échelle: 1 pouce au 190 milles ou 305 kilomètres

CGC

FIGURE IX-24. Champs de pétrole et de gaz du Mésozoïque. Les champs de pétrole sont indiqués par des taches noires et les champs de gaz par un trait fin interrompu; les gisements sont numérotés d'après la carte 1252A; les données vont jusqu'à la fin de 1965 (B. MacLean).

Dans le nord-est de la Colombie-Britannique, le pétrole extrait du champ Blueberry (9) et le gaz de plusieurs champs proviennent de la formation de Debolt. Les roches-magasins sont généralement du calcaire brun, bioclastique, à concrétions cherteuses, partiellement remplacé par une dolomie à porosité intercristalline et due à des cavités de solution. Les champs se trouvent le long de la limite érodée de la formation de Debolt suivant la direction ascendante du pendage. L'accumulation résulte d'une part, de l'érosion et de l'imperméabilité des lits à la surface d'érosion prémésozoïque, et, d'autre part, de la disparition de la porosité en passant d'une dolomie poreuse à un calcaire. A Boundary Lake South, le gaz est extrait des grès lenticulaires de la formation de Kiskatinaw. La production en 1966 du Mississippien en Colombie-Britannique s'est élevée à 899,368 barils de pétrole et 3.8 millions Mpc de gaz.

Champs permiens

En Colombie-Britannique et en Alberta, du gaz est extrait de plusieurs champs dans la formation de Belloy (fig. IX-21). Les roches-magasins sont des grès poreux interstratifiés avec des calcaires denses et des calcaires à concrétions cherteuses. En 1966, la production a totalisé 13.5 millions Mpc.

Champs triasiques

Les roches sédimentaires triasiques renferment la majeure partie des réserves de pétrole et de gaz de la Colombie-Britannique, et seulement une faible partie de celles de l'Alberta (tabl. IX-3, 4). Le Trias est productif dans le nord-est de la Colombie-Britannique et dans la région limitrophe de l'Alberta (fig. IX-24a). En 1966, la production de ces champs a totalisé 17,000,347 barils de pétrole et 109 millions Mpc de gaz.

En Colombie-Britannique, une étroite relation existe entre les accumulations de pétrole et de gaz, le plissement, le faciès et la porosité, et le relief pré-albien. La plupart des fermetures structurales se trouvent sur des anticlinaux de l'orogenèse du Laramide, à direction nord-ouest, mais quelques-unes se trouvent sur les flexures, à direction nord-est, reliées à des failles le long du côté nord de l'arche de Peace River du Dévonien (fig. IX-25). L'extraction s'opère à une profondeur d'environ 5,000 pieds. Les champs de gaz dans la formation de Baldonnel (fig. IX-26) comprennent les champs Fort St. John (19), Nig Creek (7), Blueberry (9), Beg (6), Bubbles (5a), Jedney (5b) et Laprise Creek (4). La porosité est surtout interstitielle dans un calcaire allochtone composé de débris de pélécypodes, de brachiopodes et de crinoïdes. Dans les champs Jedney et Laprise, les roches carbonatées ont été profondément érodées au début du Crétacé. Dans les champs Fort St. John et Jedney, le grès de la formation d'Halfway renferme un peu de gaz. Une réserve importante de gaz du Trias était découverte en 1965 dans les Foothills des Rocheuses, près de la rivière Sukunka, à l'ouest de Dawson Creek. En Alberta, le gaz extrait au champ Tangent séjourne dans des lumachelles dolomitisées et des grès des formations de Montney et de Baldonnel aux collines Saddle. Les autres champs productifs sont Kaybob South, Braeburn, Clear Hills, Fox Creek, Whitelaw, Snipe Lake, Mountain Park et Nordegg River. La majeure partie de la production de pétrole provient du niveau de Boundary de la formation de Charlie Lake au champ Boundary Lake (17). Les roches-magasins composées de calcaire dolomitisé à squelettes ressemblent à celles de la formation de Baldonnel. On a aussi obtenu du pétrole du grès de la formation d'Halfway aux champs Beatton River (13a), Milligan Creek (13c), Wildmint (14) et Peejay (15c). Le pétrole de la formation d'Halfway se trouve dans des pièges stratigraphiques dus à des variations de la porosité du grès qui se présente en bancs de sable d'origine côtière (fig. IX-27). La densité du pétrole varie de 26° A.P.I. près de l'endroit où les formations sont tronquées à près de 50° A.P.I. au voisinage des Foothills des Rocheuses (Hitchon, 1964).

En Alberta, on extrait du pétrole et du gaz au champ Sturgeon Lake (24), où certaines lentilles sableuses de la partie inférieure de la succession sont tronquées à la surface d'érosion post-triasique.

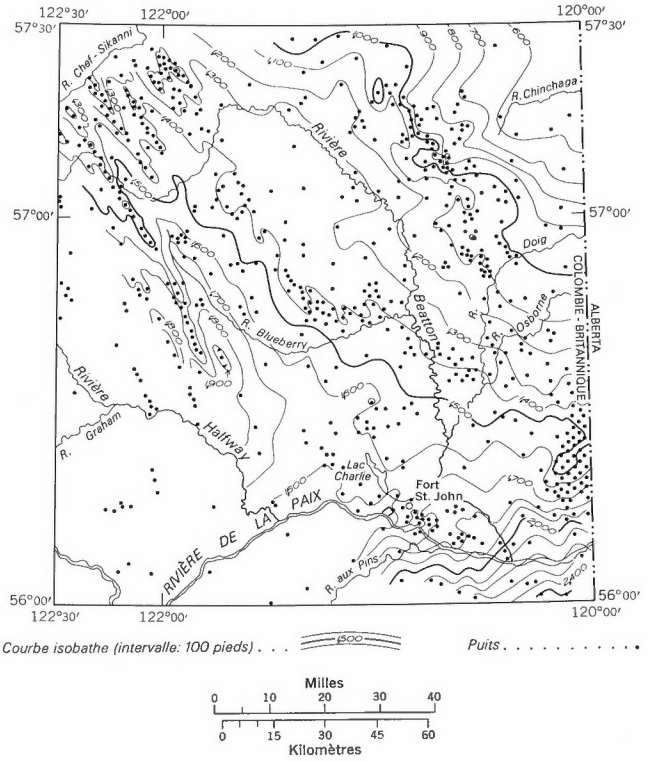


FIGURE IX-25. Courbes structurales de niveau de la surface supérieure du Trias, près de Fort St. John (C.-B.) (R. M. Procter).

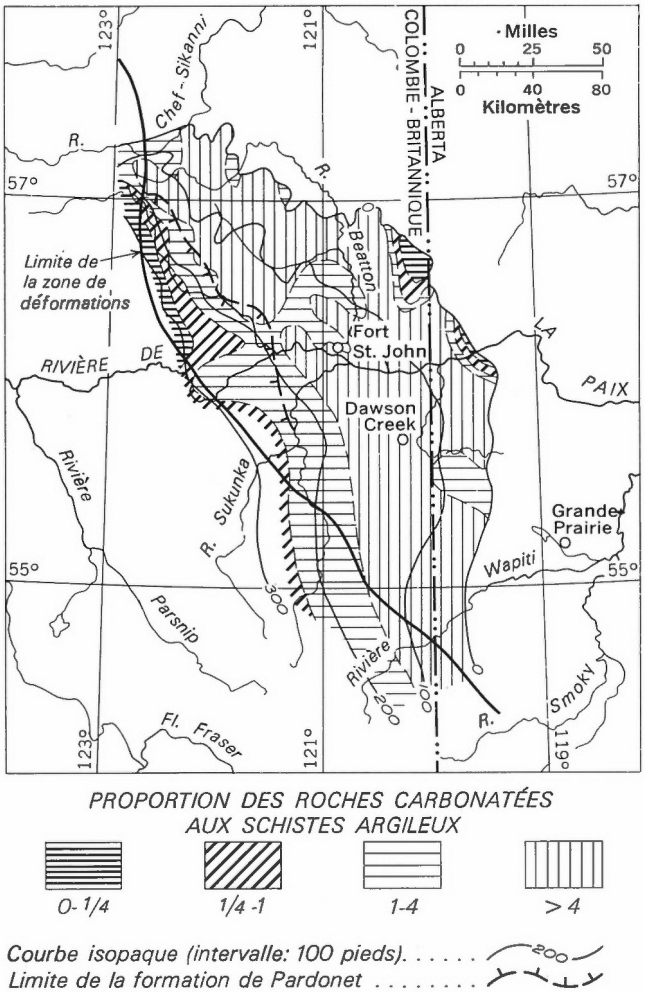


FIGURE IX-26. Isopaques et faciès des formations de Pardonet et de Baldonnel du Trias, près de Fort St. John (C.-B.) (Barss et coll.).

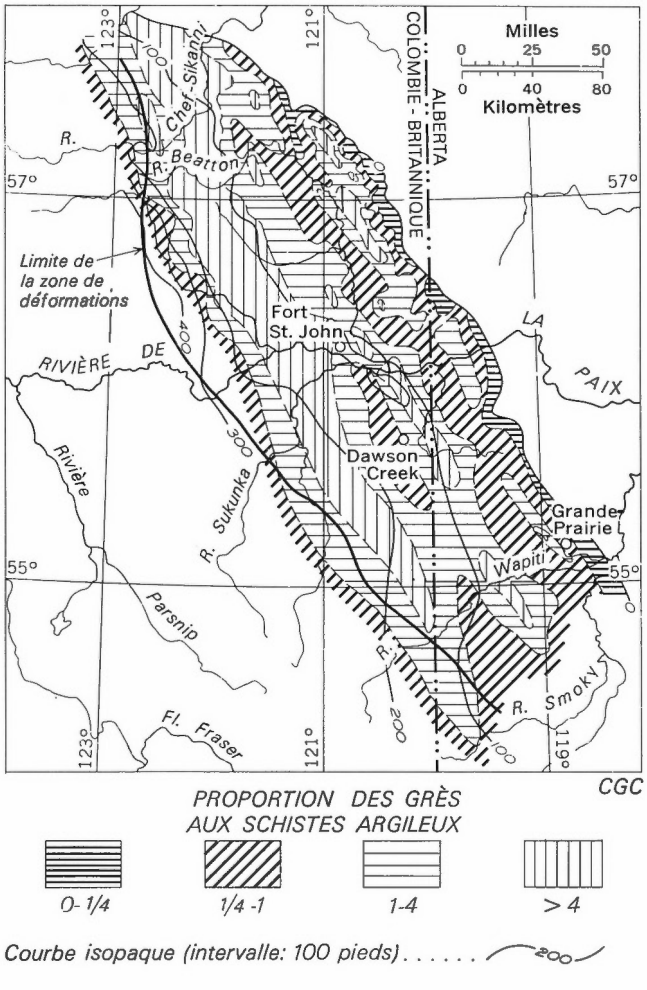


FIGURE IX-27. Isopaques et faciès de la formation d'Halfway du Trias, près de Fort St. John (C.-B.) (Barss et coll.).

Champs jurassiques

Les roches jurassiques ne contiennent qu'une faible partie des réserves de pétrole et de gaz de l'Ouest. La majorité des champs productifs se trouve au sud de l'Alberta et de la Saskatchewan (fig. IX-24a). La production en 1966, des champs de l'Alberta, a totalisé 1,800,000 barils de pétrole et 11.2 millions Mpc de gaz et celle de la Saskatchewan a atteint 24,500,000 barils de pétrole et 7.2 millions Mpc de gaz.

Les plus importantes réserves de gaz de l'Alberta se trouvent dans le niveau de Nordegg et constituent les champs Medicine River (96), Gilby (95) et Paddle River (34) du centre et du centre-ouest de la province. Dans le sud-est, on extrait un peu de gaz des couches supérieures du grès de Shaunavon. Du pétrole, d'une densité d'environ 25° A.P.I., est extrait du grès quartzeux et du conglomérat à bélemnites de la partie supérieure de la formation de Sawtooth à Skiff, Conrad (147), Glenphyll et Burdett.

En Saskatchewan, du pétrole d'environ 22° A.P.I. est obtenu des grès dolomitiques et d'un calcaire bioclastique de la formation de Shaunavon où les pièges sont à la fois stratigraphiques et structuraux. Les champs Rapdan (22), Dollard (21), Bone Creek-Intow (19) ont leurs accumulations de pétrole dans des dépôts de plage et de remplissage de chenaux, partiellement localisés par le relief préexistant (Christopher, 1964). Les champs Gull Lake (18), Eastend (21b) et Leon Lake (20b) sont sur des anticlinaux et le champ Leitchville-Shaunavon (20) se trouve sur le flanc d'un synclinal plongeant vers le sud-est.

La production de pétrole de plusieurs petits champs est obtenue des couches moyennes du grès de Vanguard situé sur l'arche de Swift Current, structure post-jurassique où le grès est tronqué par la surface d'érosion pré-albienne; le pétrole se trouve ainsi dans des pièges stratigraphiques.

Au sud-est de la Saskatchewan, dans le champ Wapella (24), du pétrole, d'une densité de 26° A.P.I., est extrait de grès à grains fins du Jurassique ou du Crétacé.

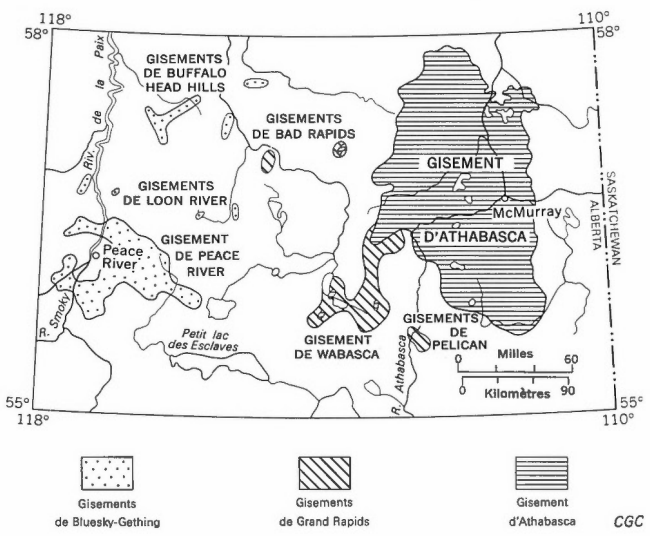


FIGURE IX-28. Sables pétrolifères du nord de l'Alberta, évaluations du Conseil de conservation du pétrole et du gaz, 1963 (Pow et coll.).

Dans l'ouest de la Saskatchewan, au champ Fosterton (15b), on extrait du pétrole, de densité 21° A.P.I., des grès de Roseray reposant en discordance entre des roches du Jurassique et du Crétacé.

Champs du Crétacé

Le Crétacé, notamment en Alberta (fig. IX-24), contient une grande partie des réserves de pétrole et de gaz du Canada (tabl. IX-3, 4). Les roches sédimentaires crétacées de l'Alberta renferment plus de 13,000 millions Mpc de gaz, soit près du tiers des réserves de gaz exploitable connues et, jusqu'à la fin de 1966, la production obtenue a constitué environ la moitié du gaz mis sur le marché. Les réserves de pétrole en 1966, soit plus de 1.5 milliard de barils, forment près du quart du pétrole brut exploitable de l'Alberta. En 1966, la production obtenue du Crétacé inférieur a totalisé 391 millions Mpc de gaz, soit 24 p. 100 du total de l'Ouest du Canada, et 97.8 millions Mpc de gaz du Crétacé supérieur, soit 6 p. 100 du même total. La production de pétrole du Crétacé inférieur a totalisé 24.3 millions de barils en 1966, soit 7.4 p. 100 du total de l'Ouest du Canada et 43.8 millions de barils du Crétacé supérieur, soit 13.4 p. 100 du total.

Sables pétrolifères de l'Athabasca

Les sables pétrolifères de l'Athabasca du nord-est de l'Alberta constituent l'un des immenses, sinon le plus vaste réservoir géologique de pétrole connu au monde (fig. IX-28, 29). Les réserves sont estimées (Pow et coll., 1963) à plus de 626 milliards de barils de pétrole lourd, dont 369 milliards de barils de pétrole brut sont exploitables, desquels sont récupérables 266 milliards de barils de pétrole brut marchand. Ces sables pétrolifères s'étendent sur 5,750,000 acres et affleurent le long des rives de la rivière Athabasca. Vers 1778 déjà, des explorateurs ont signalé l'existence de ces gisements, mais ce n'est seulement que depuis quelques années que leur exploitation est considérée économiquement réalisable par des méthodes comme l'exploitation à ciel ouvert et par injection de vapeur d'eau et de solutions aqueuses. Les sables fluviatiles, lacustres et de lagune, imprégnés de pétrole, se trouvent dans les formations de McMurray, de Clearwater et de Grand Rapids. Les grès de la formation de McMurray renferment les plus grosses réserves et sont en majorité composés de quartz et sont très lenticulaires. Ils reposent sur une surface d'érosion très irrégulière, sculptée sur les roches du Dévonien, antérieurement au Crétacé. Ils entourent et recouvrent partiellement certaines des formes les plus hautes de cette surface d'érosion.

Champs du Crétacé inférieur

Dans la partie inférieure de la formation de Mannville (fig. IX-24b), les grès quartzeux bien triés à la base

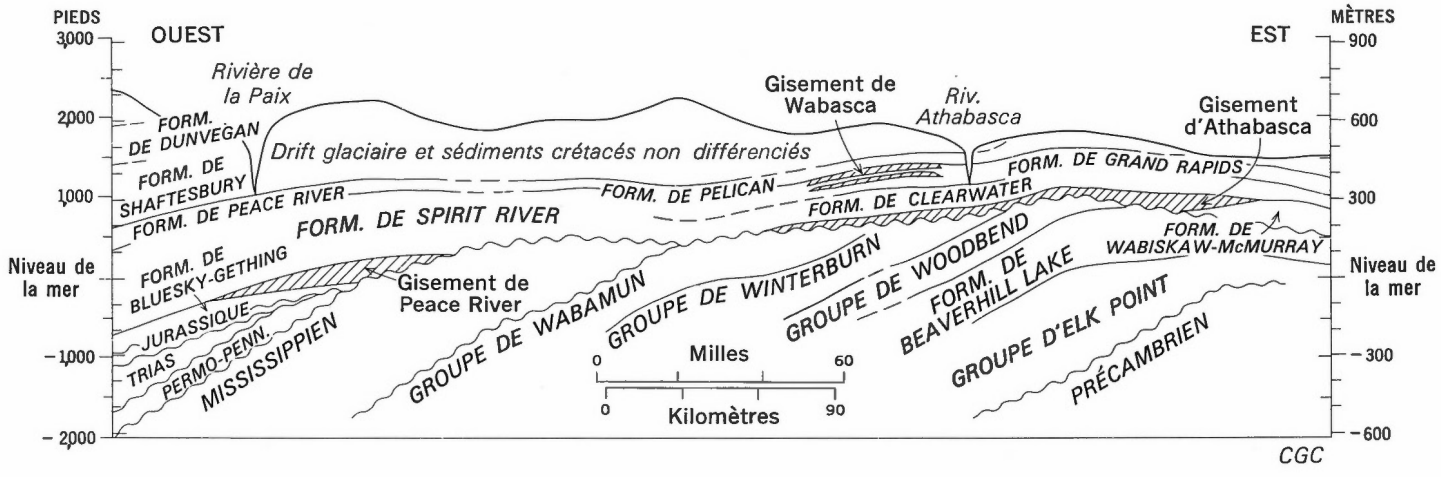


FIGURE IX-29. Coupe transversale schématique montrant les gisements de sables pétrolifères et les formations associées, Alberta (Pow et coll.).

sont des dépôts de rivage ou de remplissage de chenaux, partiellement localisés par le relief de la surface d'érosion sur laquelle ils se sont formés. Ces grès renferment des pièges structuraux ainsi que les sables sis à des niveaux plus élevés de la partie inférieure de la même formation, là où ils couvrent et entourent des récifs du Dévonien supérieur. Ces pièges résultent du tassement différentiel du schiste argileux environnant. Les champs de pétrole sont nombreux mais petits, le plus grand est celui de Bellshill Lake (76a). Les champs de gaz sont également nombreux, les plus importants sont Kaybob (29), Princess (131) et Cessford (124a). Du gaz gît aussi dans les vieux grès de Nikanassin, au sud de Dawson Creek (C.-B.). Dans la partie supérieure de la formation de Mannville, les pièges stratigraphiques sont formés là où les grès et les schistes argileux sont interstratifiés et en partie en digitation. Nombre de petits champs situés près de Lloydminster (71) et le long de la frontière Alberta—Saskatchewan renferment du pétrole de densité de 10° à 18° A.P.I.

Des réservoirs dans des couches correspondantes au groupe de Colorado inférieur se trouvent dans les grès des formations de Peace River, de Viking et de Bow Island (fig. IX-24c). La variation dans la porosité des sables lenticulaires de Viking est reliée à l'action et à la forte turbidité des courants. Ces deux caractéristiques et une diminution de la perméabilité dans la direction ascendante du pendage ont créé nombre de pièges stratigraphiques. En général, les roches-magasins sont des bancs allongés de sable de rivière, à direction nord-ouest dans le centre de l'Alberta. De Joarcam à Joseph Lake (66), les champs de pétrole et de gaz s'étendent sur 30 milles, et ont de 2 à 4 milles de large. Le champ de pétrole et de gaz Joffre-Gilby (94, 95) a 45 milles de long et de 1 à 1½ mille de large. Les réserves de gaz de la formation de Viking, incluant les vastes champs Viking-Kinsella (69), Provost (79) et Bindloss (128), sont estimées à 9,200 millions de pieds cubes de gaz, soit près de 17 p. 100 du total des réserves de l'Ouest du Canada. En Saskatchewan, on extrait du pétrole de la formation de Viking à Colville-Smiley (6) et du gaz à Brock (9). Les sables à la base du Colorado sont productifs à Cessford (124a) (Alb.). Le champ Pouce-Coupé (6b), et autres champs voisins du nord de l'Alberta, ont leurs réserves de gaz dans le grès de Cadotte de la formation de Peace River. Le grès de Cadotte est d'origine de dépôts de rivages et est associé à des sédiments de deltas. Dans le sud de l'Alberta, les grès de Bow Island renferment du gaz dans les champs Pendant d'Oreille (152) et Foremost (149a). La formation de Bow Island comprend une succession de schiste argileux et de grès interstratifiés et lenticulaires. Le grès a une

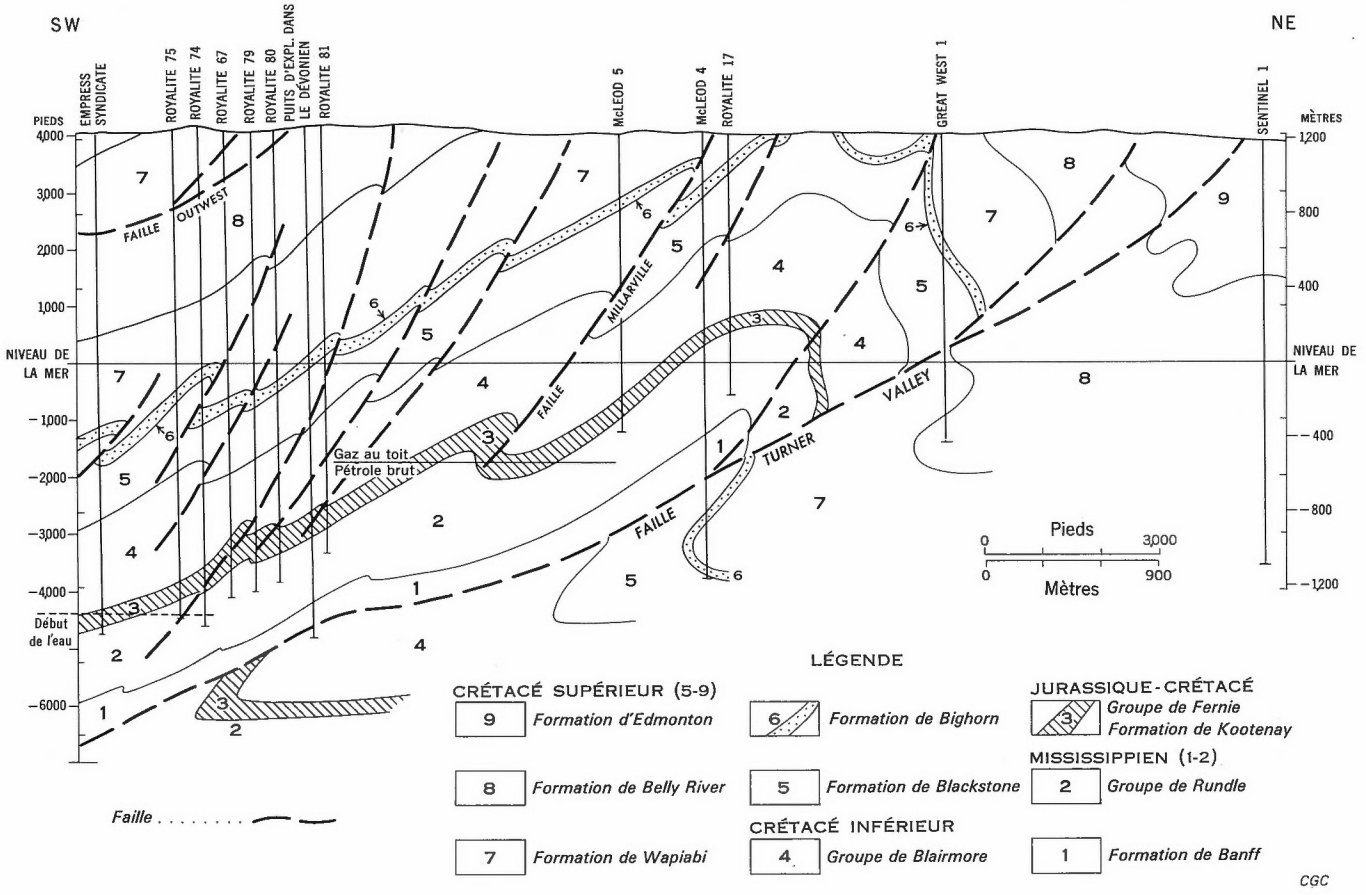


FIGURE IX-30. Coupe structurale du centre du champ de pétrole et de gaz de Turner Valley (Alb.) (W. B. Gallup).

origine similaire à celui de Viking. L'ancien champ de gaz Bow Island sert actuellement de réservoir d'emmagasinage du gaz.

Crétacé supérieur

Le champ Pembina (36b), l'un des plus vastes champs connus en Amérique du Nord, contient une immense proportion des réserves pétrolifères exploitables du Canada, soit près de 20 p. 100 des réserves de pétrole de l'Ouest (fig. IX-24d). Les roches-magasins sont des grès d'origine littorale et épinéritique de la formation de Cardium à pendage régional vers le sud-ouest. Le pétrole, d'une densité de 37° A.P.I., se trouve aux endroits où le grès passe graduellement en un schiste argileux, suivant la direction ascendante du pendage. De Pembina vers le sud-est, plusieurs plus petits champs de pétrole renfermant un peu de gaz, tels les champs Crossfield (107), Garrington (101) et Willesden Green (38), ont leurs réserves dans la formation de Cardium.

Dans les champs Pembina et Willesden Green, on extrait du pétrole et du gaz des grès d'origine marine, à la base de la formation de Belly River. Les grès sont bien triés, ressemblent au grès de Cardium et se sont formés en dépôts littoraux épinéritiques, au cours d'une importante régression marine du Crétacé.

Environ 5 p. 100 des réserves récupérables de gaz de l'Ouest du Canada se trouvent dans le grès de Medicine Hat, aux champs Medicine Hat (137) du sud-est de l'Alberta et Hatton (12) du sud-ouest de la Saskatchewan, les plus grosses réserves de gaz du Crétacé. Du gaz existerait dans les formations de Dunvegan, d'Edmonton, de Brazeau et de Wapiti.

Champs des Foothills

Au cours de l'orogenèse du Laramide, à la fin du Crétacé et au Tertiaire, les secteurs est du géosynclinal de la Cordillère ont subi des dislocations sous forme d'une série de plis et de nappes de charriage qui ont amené la formation de pièges des hydrocarbures (fig. IX-30, 31 et 32). Les champs de gaz du sud des Foothills en Alberta, producteurs surtout à partir du Mississippien, sont décrits dans la présente section. Quelques autres champs de la Cordillère de l'Est, dont les réserves ne dépendent que partiellement de la structure, sont décrits suivant l'âge de

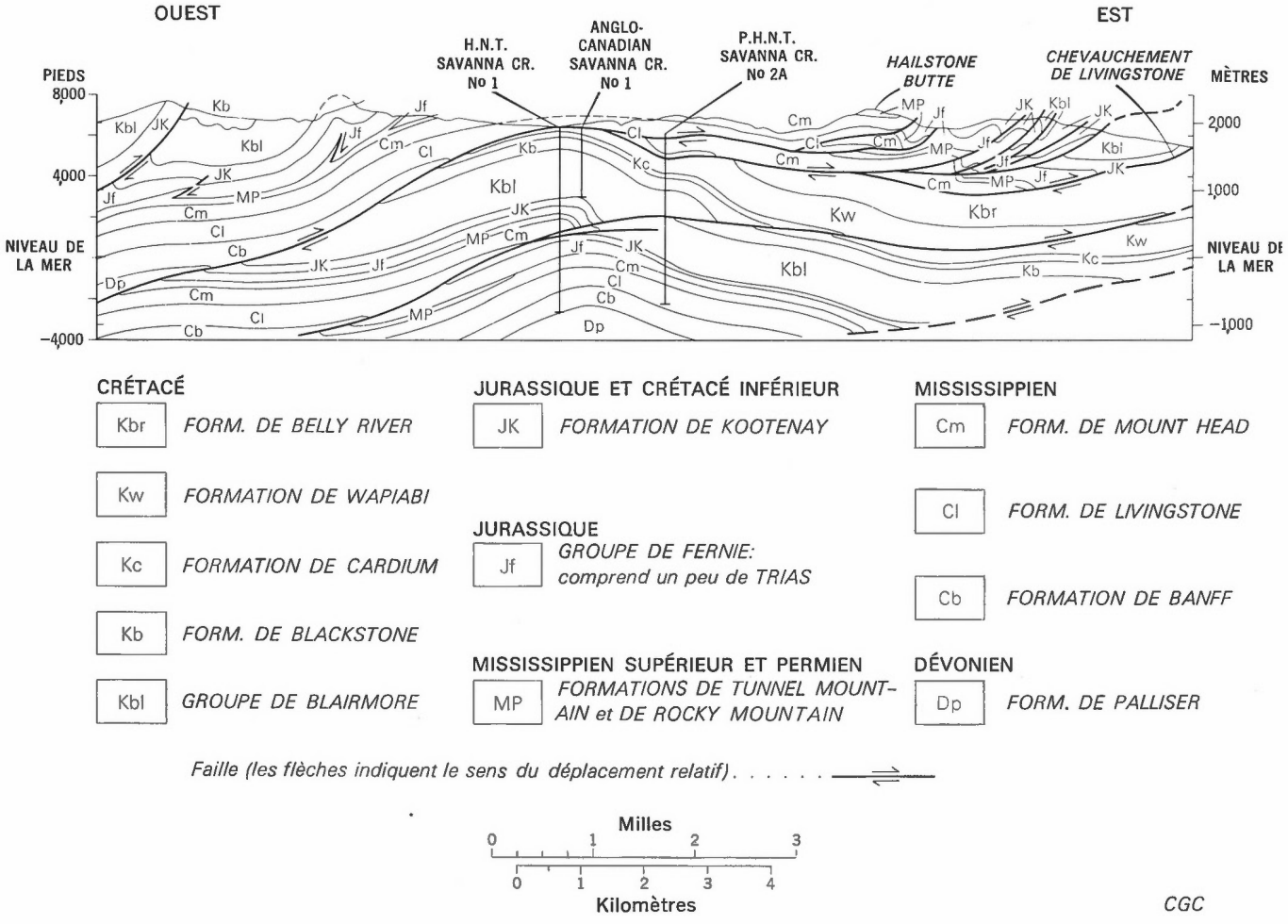


FIGURE IX-31. Coupe structurale du champ de gaz de Savanna Creek (Alb.) (Scott et coll.).

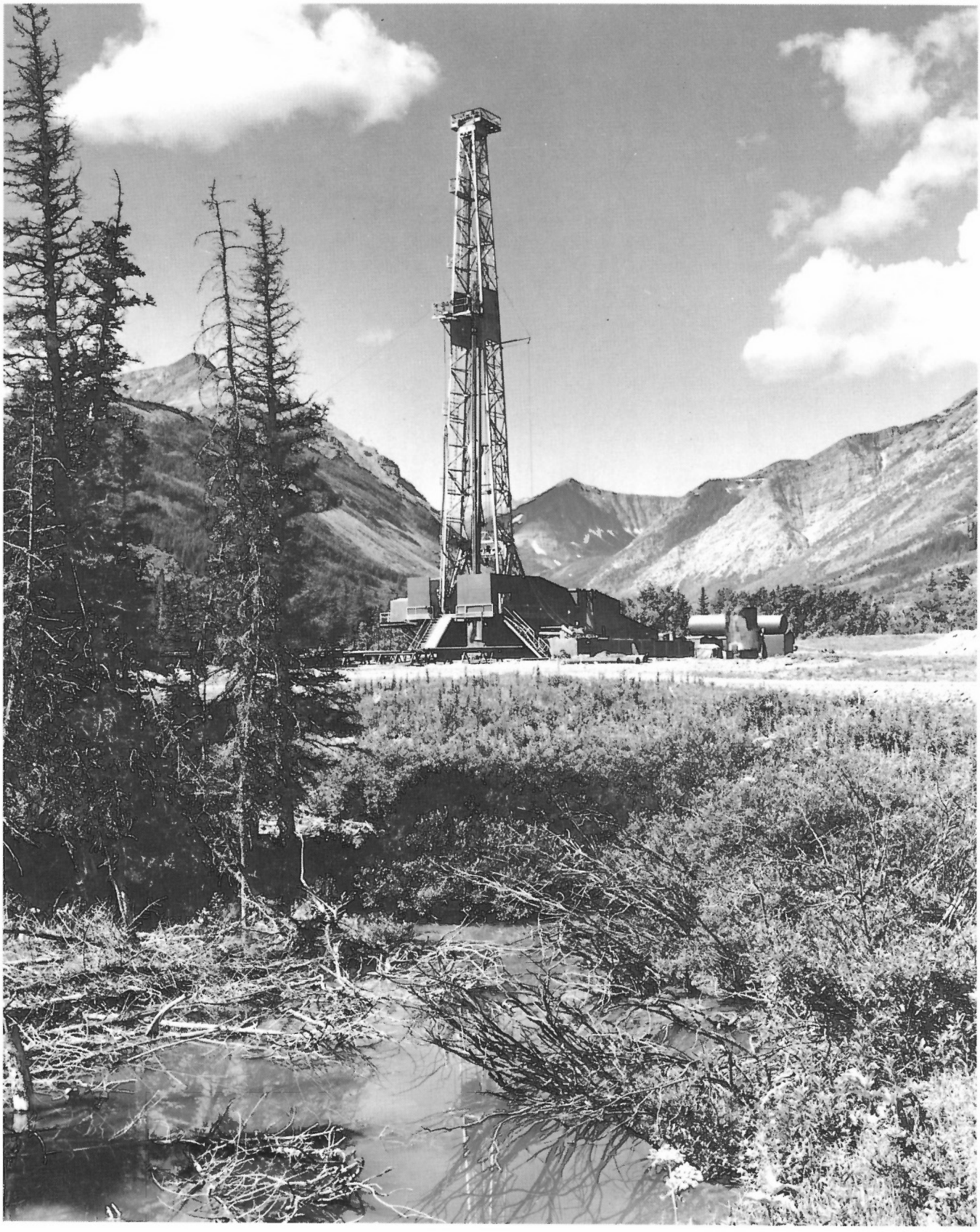


PLANCHE IX-5. Appareil de sondage, puits Shell Waterton No. 1.

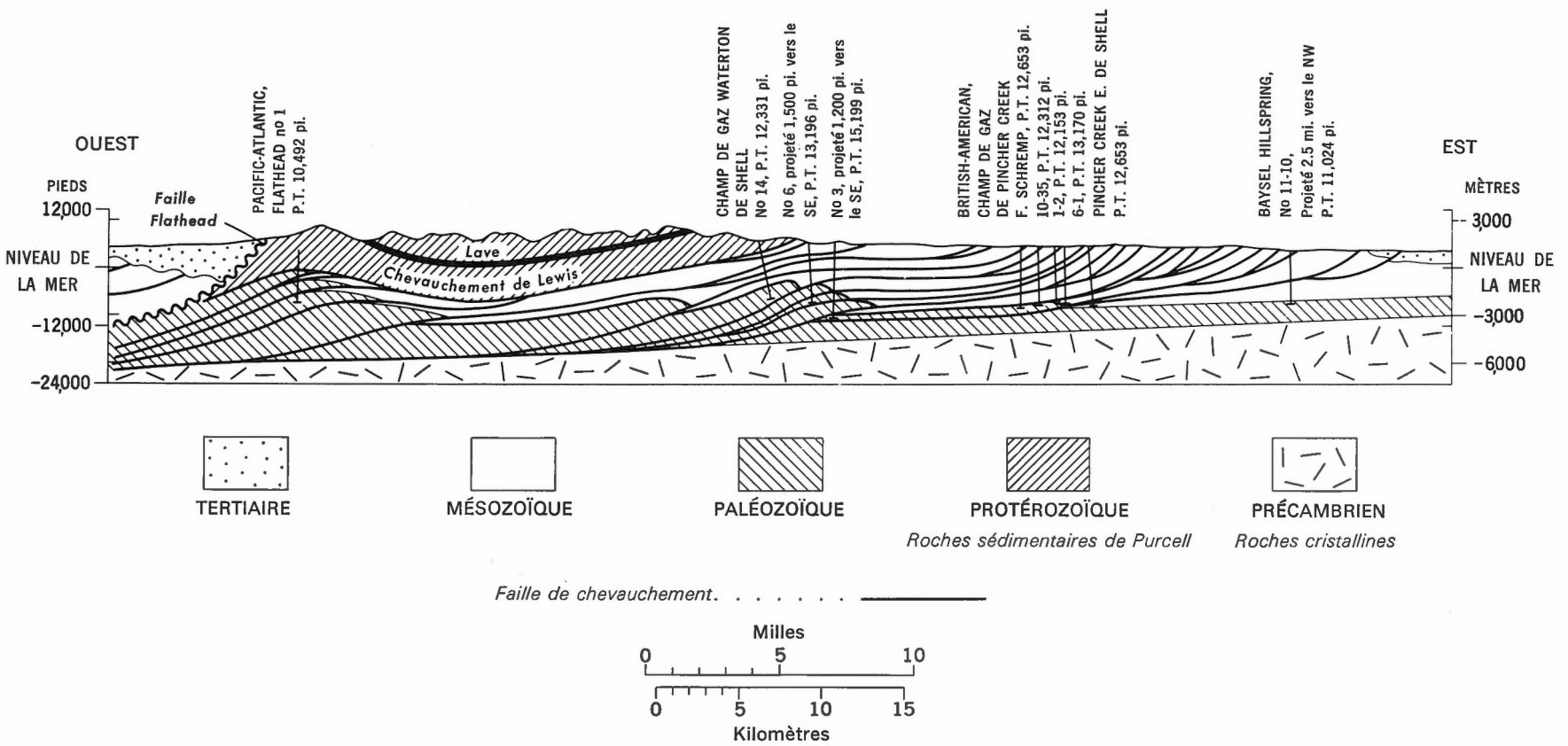


FIGURE IX-32. Coupe structurale des champs de gaz de Waterton et de Pincher Creek (Alb.) (Bally et coll.).

leurs horizons productifs. Ce sont le champ Norman Wells, où le pétrole gît dans les récifs de Kee Scarp du Dévonien moyen, et plusieurs champs en Colombie-Britannique, dont le pétrole est extrait de dolomies et de bancs de sable du Trias. Du gaz naturel a été découvert dans les roches carbonatées du Dévonien moyen des noyaux des anticlinaux Kotanelee et Pointed Mountain du plateau de la Liard, au Yukon et en Colombie-Britannique, ainsi que du pétrole de basse densité dans les grès pennsylvaniens de la plaine d'Eagle dans le nord du Yukon.

Les réserves, estimées à la fin de 1966, des champs des Foothills s'élevaient à 5,000 millions Mpc de gaz, 116.2 millions de barils de gaz naturel liquéfié et 5.8 millions de barils de pétrole. Les champs renferment aussi 333 millions de tonnes fortes de soufre élémentaire récupérable, soit un tiers du total des réserves en soufre. En 1966, la production s'est élevée à 130 millions Mpc de gaz, 5.8 millions de barils de gaz naturel liquéfié et un million de barils de pétrole brut.

Les champs productifs sont Waterton (141), Pincher Creek (142), Turner Valley (112), Jumping Pound (110a), Savanna Creek (113), Sarcee et Lookout Butte (143). Ces sept champs renferment 75 p. 100 des réserves de gaz, la majorité du gaz naturel liquéfié et la totalité du pétrole brut de cette région. Les principaux réservoirs sont dans la formation de Turner Valley du groupe de Rundle du Mississippien. Les roches-magasins se composent de dolomie à cristaux de fins à moyens, à porosité intergranulaire et due à des cavités, ou de calcaires à crinoïdes, à cristaux grossiers et avec cavités. La perméabilité résulte en majorité de fractures dans les roches carbonatées fragiles. Généralement, le gaz contient du pétrole léger en dissolution, notamment dans les champs les plus profonds, Waterton, Jumping Pound et Pincher Creek, où les réservoirs se trouvent à des profondeurs de 10,000 à 12,000 pieds. La teneur en sulfure d'hydrogène varie en général de 5 à 15 p. 100, mais elle atteint 25 p. 100 dans le champ Waterton et plus de 87 p. 100 dans les puits du champ Panther River. Dans ce dernier champ, les réservoirs se trouvent dans la formation de Nisku du Dévonien supérieur et le groupe de Wabamun; les 13 p. 100 de gaz de reliquat se composent de gaz inertes, surtout de l'azote, et un peu de méthane. Seul le champ Waterton est producteur de gaz à partir du groupe de Wabamun. Dans plusieurs petits champs non productifs, le gaz gît dans des dolomies du Trias et dans le Mississippien. Le champ Turner Valley renferme un peu de pétrole léger dans les grès du Crétacé inférieur, mais la masse du pétrole, de densité de 38° à 42° A.P.I., gît dans le Mississippien.

Les hydrocarbures se sont accumulés là où les roches-magasins du Mississippien ont été coupées par des failles de chevauchement sous-jacentes. Ces roches-magasins sont dans de simples anticlinaux, dans des monoclinaux à pendage ouest ou dans de multiples écailles chevauchantes et dans des plis très complexes. La structure à la surface peut être un noyau de couches du Mississippien, comme dans l'anticlinal du champ Turner Valley (fig. IX-30), mais, dans les autres champs, les roches-magasins gisent sous une ou plusieurs failles de chevauchement (fig. IX-31, 32). Les accumulations de pétrole et de gaz dans les roches mississippiennes non déformées et à pendage faible vers l'ouest sont considérées antérieures à l'orogenèse du Laramide et, au cours de l'orogenèse, le gaz et le pétrole auraient émigré de nouveau dans les parties structuralement élevées et saillantes des failles de chevauchement.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

Généralités

Alberta Oil and Gas Conservation Board:

Summary of monthly statistics, Alberta oil and gas industry.

Schedule of wells drilled for oil and gas; publication annuelle depuis 1949.

Alberta Society of Petroleum Geologists:

Geological history of western Canada.

Oil fields of Alberta, 1960 (supplément, *sous presse*).

Gas fields of Alberta, 1969.

Ministère des Affaires indiennes et du Nord canadien:

Schedule of wells for Northwest Territories, Yukon Territory and Canada Lands not within the Provinces; publication annuelle depuis 1960.

Ministère des Mines et des Ressources pétrolières, Colombie-Britannique:

Rapports annuels.

Schedule of wells drilled for oil and gas.

Ministère des Ressources minérales, Saskatchewan:

Rapports mensuels sur le pétrole et le gaz.

Petroleum and natural gas reservoir; publication annuelle.

Gîtes métallifères

Barr, D. A.

1966: The Galore Creek copper deposits; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 59, n° 651, pp. 841–853.

Bell, J. M.

1931: The genesis of the lead-zinc deposits at Pine Point, N.W.T.; *Econ. Geol.*, vol. 26, n° 6, pp. 611–624.

Billingsley, P., et Hume, C. B.

1941: The ore deposits of Nickel Plate Mountain, Hedley, B.C.; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 44, pp. 524–590.

Boyle, R. W.

1965: Geology, geochemistry, and origin of the lead-zinc-silver deposits at the Keno Hill-Galena Hill area, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Bull. 111.

Brock, R. W., et Schofield, S. J.

1928: Geological history and metallogenic epochs in the Western Cordillera of Canada; *Pan-Pacific Sci. Congr.*, Tokyo, 1926, Proc., pp. 591–606.

Campbell, Neil

1957: Stratigraphy and structure of Pine Point area, N.W.T., *dans* Structural geology of Canadian ore deposits, vol. II, *Inst. can. mines et mét.*, pp 161–174.

Carr, J. M.

1960: Porphyries, breccias, and copper mineralization in Highland Valley; *Can. Mining J.*, vol. 81, n° 11, pp. 71–73.

1966: The geology of the Endako area; *ministre des Mines, C.-B.*, rapp. ann. 1965.

Eastwood, G. E. P.

1965: Replacement magnetite on Vancouver Island, British Columbia; *Econ. Geol.*, vol. 60, pp. 124–128.

Freeze, A. C.

1966: On the origin of the Sullivan orebody, Kimberley, B.C., *dans* Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera; *Inst. can. mines et mét.*, vol. spéc. n° 8, pp. 263–294.

Fyles, J. T.

1966: Lead-zinc deposits in British Columbia, *dans* Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera; *Inst. can. mines et mét.*, vol. spéc. n° 8, pp. 231–238.

Green, L. H., et Godwin, C. I.

1963, 1964: Mineral industry of Yukon Territory and southwestern district of Mackenzie, Northwest Territories 1962 and 1963; *Comm. géol., Can.*, Études 63-38 et 64-36.

Guiguet, M.

1961: Cariboo gold quartz; *Western Miner*, vol. 34, n° 7, pp. 37–44.

Irvine, W. T.

1948: Britannia Mine, *dans* Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*, vol. Jubilé, pp. 105–109.

1957: The Bluebell Mine, *dans* Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*, vol. II, pp. 95–104.

James, A. R. C., et Eastwood, G. E. P.

1964: Pride of Emory (Giant Mascot Mines Ltd.); *ministre des Mines, C.-B.*, rapp. ann. 1964, pp. 137–142.

Johnston, W. A., et Uglow, W. L.

1926: Placer and vein gold deposits of Barkerville, Cariboo district, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 149.

Joubin, F. R.

1948: Bralorne and Pioneer Mines, *dans* Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*, vol. Jubilé, pp. 168–177.

Kidd, Donald J.

1959: Iron occurrence in the Peace River region, Alberta; *Cons. rech., Alb.*, Div. géol., Rapp. prél. 59-3.

Lang, A. H.

1961: A preliminary study of Canadian metallogenic provinces; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-33.

Leech, G. B., et Wanless, R. K.

1962: Lead isotope and potassium-argon studies in the East Kootenay district of British Columbia, *dans* Petrological studies (vol. Buddington); *Geol. Soc. Am.*, pp. 241–279.

Little, H. W.

1959: Tungsten deposits of Canada; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon., n° 17.

McConnell, R. G.

1905: Klondike gold fields; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann., vol. 14, 1901, part. B, pp. 1–71.

McTaggart, K. C.

1960: The geology of Keno and Galena Hills, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Bull. 58.

Mulligan, R.

1966: Geology of Canadian tin occurrences; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-54.

Muraro, T. W.

1966: Metamorphism of lead-zinc deposits in southeastern British Columbia, *dans* Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera; *Inst. can. mines et mét.*, vol. spéc. n° 8, pp. 239–247.

Ney, C. S.

1957: Monarch and Kicking Horse Mine, *dans* Structural geology of Canadian ore deposits, vol. II; *6e Congrès mines et mét. du Commonwealth*, pp. 143–152.

Poole, A. W.

1955: The geology and analysis of vein and fault structure of the Bralorne Mines; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 58, pp. 433–437.

Riley, C.

1961: The River Jordan lead-zinc deposit, Revelstoke Mining division, B.C.; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 64, pp. 268–272.

Schiller, E. A., et Hornbrook, E. H.

1964: Mineral industry of District of Mackenzie, 1963; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-22.

Schofield, S. J.

1919: The Mesozoic period of mineralization in British Columbia; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 21, 1918, pp. 422–427.

Seraphim, R. H.

1956: Geology and copper deposits of the Boundary district, British Columbia; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 80, pp. 384–394.

Sinclair, A. J.
1966: Anomalous lead from the Kootenay Arc, British Columbia, *dans* Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera; *Inst. can. mines et mét.*, vol. spéc. n° 8, pp. 249–262.

Stevenson, J. S.
1940: Mercury deposits of British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. n° 5.

Sutherland Brown, A.
1957: Geology of the Antler Creek area, Cariboo district, British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. n° 38.

Swanson, C. O., et Gunning, H. C.
1945: Geology of the Sullivan Mine; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. n° 48, pp. 645–667.

Vokes, F. M.
1963: Molybdenum deposits of Canada; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon. n° 20.

Whishaw, Q. G.
1954: The Jersey lead-zinc deposit, Salmo, B.C., *Econ. Geol.*, vol. 49, n° 5, pp. 521–529.

White, W. H., Thompson, R. M., et McTaggart, K. C.
1957: The geology and mineral deposits of Highland Valley, B.C.; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 60, pp. 273–289.

GÎTES NON MÉTALLIFÈRES

Baird, D. M.
1964: Origin of gypsum-anhydrite deposis at Falkland, British Columbia; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 1, n° 1, pp. 1–9.

Gabrielse, H.
1963: McDame map-area, Cassiar district, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 319.

Klingspor, A. M.
1966: Cyclic deposits of potash in Saskatchewan; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 193–207.

COMBUSTIBLES

Bally, A. W., Gordy, P. L., et Stewart, G. A.
1966: Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 337–381.

Barss, D. L., Meyers, N., et Berr, E. W.
1965: Triassic, *dans* Geological history of western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, pp. 113–136.

Christopher, J. E.
1964: Sedimentation patterns within the Middle Jurassic Upper Shaunavan Member, southwestern Saskatchewan; *Third Intern. Williston Basin Symp.*, pp. 133–141.

Douglas, R. J. W., Norris, D. K., Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1963: Geology and petroleum potentialities of northern Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 63–31.

Fuzesy, L. M.
1966: Geology of the Frobisher-Alida beds, southeastern Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, Rapp. 104.

Gallup, W. B.
1951: Geology of Turner Valley oil and gas field, Alberta; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 35, pp. 797–871.

Gray, F. F., et Kassube, J. R.
1963: Geology and stratigraphy of Clarke Lake gas field, British Columbia; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 47, pp. 467–483.

Gussow, W. C.
1954: Differential entrapment of oil and gas; A fundamental principal; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 38, pp. 816–853.

Hitchon, B.
1964: Formation fluids, *dans* Geologic history of western Canada; *Alta. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 201–217.

Klovan, J. E.
1964: Facies analyses of the Redwater reef complex, Alberta, Canada; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 12, pp. 1–100.

MacKay, B. R.
1947: Coal reserves of Canada; tiré à part du chap. I et de l'Appendice A du rapport de la Commission royale du charbon, 1946, Ottawa.

Murray, J. W.
1966: An oil-producing reef-fringed carbonate bank in the Upper Devonian Swan Hills Member, Judy Creek, Alberta; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 1–103.

Pow, J. R., Fairbanks, G. H., et Zamora, W. J.
1963: Descriptions and reserve estimates of the oil sands of Alberta, *dans* Athabasca Oil Sands, K. A. Clark Volume; *Cons. rech., Alb.*

Scott, J. C., Hennessey, W. J., et Lamon, R. S.
1957: Savanna Creek gas field, Alberta; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, Guidebook 7th Ann. Field Conf., pp. 113–130.

Thomas, G. E.
1962: Textural and porosity units for mapping purposes, *dans* Classification of carbonate rocks, W. E. H. Ham, éd.; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mém. 1, pp. 193–223.

X. Géologie de l'archipel Arctique

Introduction 612

Les provinces géologiques 612

Le Précambrien 616

Le Paléozoïque inférieur et moyen 618

Le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque 635

Le Paléozoïque supérieur 635

Le Mésozoïque 641

Le Cénozoïque 652

La géologie économique 658

Choix d'ouvrages à consulter 659



INTRODUCTION

Le présent chapitre porte sur la géologie de la partie de l'archipel Arctique située au nord du Bouclier canadien. L'archipel comprend environ 300,000 milles carrés de terre ferme recouverte en majeure partie par des couches de roches du Phanérozoïque. Les roches précambriennes des autres parties de l'archipel, notamment les îles Baffin, Somerset et Victoria, sont décrites au chapitre IV. L'archipel Arctique comprend des roches de tous les systèmes du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les roches sont généralement d'origine sédimentaire bien que certaines soient d'origine volcanique et plutonique. Plusieurs cycles orogéniques au Paléozoïque ont modifié certaines parties de cette région. Aucun mouvement orogénique n'a eu lieu au cours du Mésozoïque, mais certaines déformations remontent au Cénozoïque.

La région se divise en sept provinces géologiques principales (fig. X-1): les *basses-terres de l'Arctique,* formées de roches peu déformées du Paléozoïque inférieur qui recouvrent le socle précambrien; le *soulèvement de Boothia,* caractérisé par une tectonique à direction nord, en majorité du Paléozoïque avec un noyau de roches précambriennes en affleurement au sud et qui divise les basses-terres de l'Arctique en une partie occidentale et une partie orientale; le *géosynclinal franklinien,* plissé au cours du Paléozoïque; le *bassin de Sverdrup,* superposé au géosynclinal franklinien à la fin du Paléozoïque et durant le Mésozoïque, et plissé au cours du Cénozoïque; le *soulèvement de Prince-Patrick,* région de soulèvement tectonique périodique datant du Mésozoïque et du Cénozoïque; la *plaine côtière de l'Arctique,* aux strates de la fin du Cénozoïque faiblement inclinées vers la mer, et recouvrant probablement les prolongements du soulèvement de Prince-Patrick; et le *plateau continental de l'Arctique,* prolongement de la plaine côtière de l'Arctique dans la mer.

Les pages suivantes décrivent d'abord les provinces géologiques et ensuite, dans l'ordre chronologique, les phénomènes sédimentaires, volcaniques, plutoniques et tectoniques qui ont formé l'archipel Arctique. Le tableau schématique IV résume les relations entre les unités stratigraphiques et les phénomènes tectoniques.

---

[1] R. Thorsteinsson a rédigé la section de la géologie du Paléozoïque et du Précambrien et E. T. Tozer a mis au point les parties couvrant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Pour fins de référence, veuillez noter l'auteur et la page.

LES PROVINCES GÉOLOGIQUES

Basses-terres de l'Arctique

Les basses-terres de l'Arctique comprennent les terrains où le socle précambrien est recouvert de strates sédimentaires horizontales ou faiblement déformées, dont les âges s'échelonnent en majorité entre le Cambrien et le Dévonien supérieur. La partie occidentale est recouverte



X

Géologie de l'archipel Arctique

R. Thorsteinsson et E. T. Tozer[1]

Schistes de la formation de Blaa Mountain du Trias et sills de gabbro, presqu'île Raanes, côte est du détroit d'Eureka, île Ellesmere.

de sédiments du Crétacé et du début du Cénozoïque. Les basses-terres constituent le prolongement septentrional de la région des plaines Intérieures de la partie continentale du Canada. Elles peuvent être considérées également comme formant la partie septentrionale du craton de l'Amérique du Nord.

Les basses-terres de l'Arctique sont divisées en sections par des zones de soulèvement à direction nord et nord-est, et par des fenêtres de roches précambriennes. Les sections comprises entre les fenêtres semblent être des bassins considérablement affaissés. D'après les données aéromagnétiques, l'épaisseur de ces bassins atteindrait plus de 10,000 pieds. Le soulèvement de Boothia qui divise les basses-terres est considéré ici comme une province géologique indépendante, étant donné la complexité de son évolution et sa superficie. Le bassin Foxe forme la partie est de ces basses-terres.

Dans la partie occidentale des basses-terres, une fenêtre de 250 milles de long de roches précambriennes, connue sous le nom d'arche de Minto, est flanquée de strates faiblement inclinées du Paléozoïque. Cette arche est essentiellement un anticlinal orienté et plongeant vers le nord-est, au relief de plus de 3,000 pieds. Son orientation est parallèle à celle des affleurements précambriens. La plus grande partie de cette arche se trouve traversée par des failles de gravité à direction nord-ouest qui disloquent les roches paléozoïques. A l'extrémité ouest de cette fenêtre, il existe au moins une faille à direction nord. Ces failles indiquent que l'arche de Minto présente à la fois les caractéristiques d'un horst et celles d'une arche.

Les roches précambriennes des fenêtres du sud de l'île Victoria forment ce que l'on appelle l'arche de Wellington. Les roches paléozoïques adjacentes paraissent horizontales et les fenêtres semblent représenter des monadnocks à la surface du socle plutôt que les parties en affleurement d'une région soulevée au cours du Paléozoïque ou après. Par ailleurs, les directions tectoniques des roches archéennes du fond de la baie Hadley, dans la partie centrale de l'île Victoria, coïncident avec celles de la province des Esclaves du Bouclier canadien, située immédiatement au sud de l'île. Il demeure donc possible qu'une bonne partie du sud de l'île Victoria soit recouverte par un prolongement de la province des Esclaves qui aurait résisté aux forces d'affaissement depuis le Précambrien.

Soulèvement de Boothia

Le soulèvement de Boothia est formé de roches précambriennes caractérisées par une tectonique à direction nord et flanquées d'une succession de couches sédimentaires d'âges allant du Cambrien au Dévonien inférieur. En certains endroits, s'étendent des buttes-témoins de roches du Dévonien moyen, du Dévonien supérieur et du Cénozoïque. Le terme soulèvement de Boothia, utilisé ici, comprend l'«arche de Boothia» et la «zone de plissements de Cornwallis» selon Thorsteinsson (1959), Kerr et Christie (1965).

Le soulèvement de Boothia est dû à la fois aux phénomènes de plissement et de fracturation. La plupart de ces phénomènes remontent au Dévonien, mais la frac-

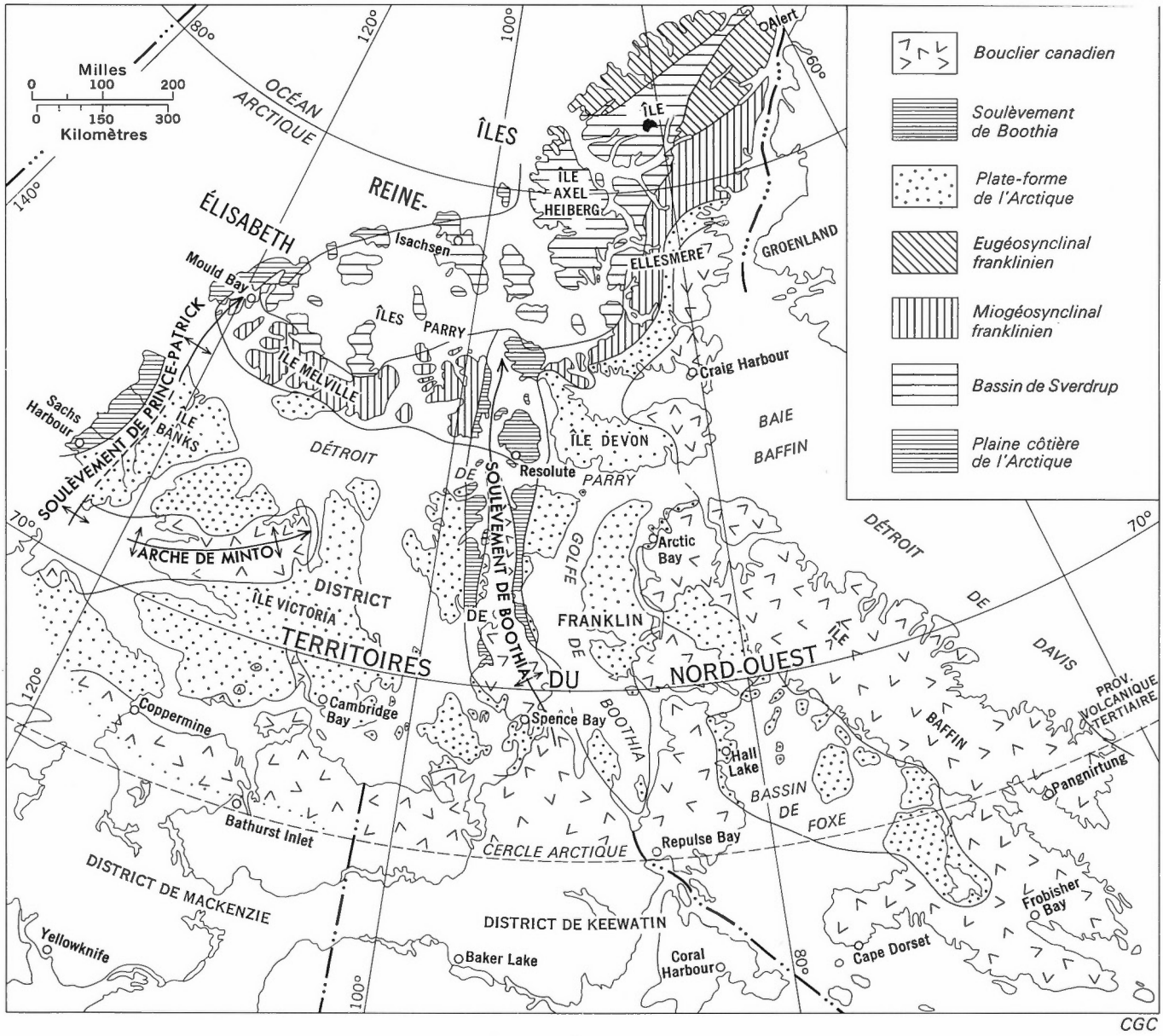


FIGURE X-1. Provinces géologiques de l'archipel Arctique.

turation se retrouve également au Cénozoïque. Le soulèvement de Boothia, orienté vers le nord, a une longueur de 600 milles et une largeur maximale d'environ 125 milles. Des roches cristallines et sédimentaires du Précambrien constituent la partie centrale des deux tiers sud de ce soulèvement; elles y forment un prolongement prononcé dans les basses-terres de l'Arctique. Les roches précambriennes des îles Prince-de-Galles et Somerset sont flanquées de roches paléozoïques plissées et fracturées. Le relief tectonique à partir de la surface du socle atteint une hauteur maximale de 25,000 pieds environ. Dans le détroit de Peel, les roches précambriennes disparaissent sous les couches paléozoïques. Plus au nord, sur l'autre rive du détroit de Parry, le soulèvement de Boothia apparaît comme une zone de plissements à direction nord, et de fossés tectoniques linéaires bornés par des failles normales et des failles de décrochement, et forme un bloc interrompant les plissements est-ouest du géosynclinal franklinien. Cette partie nord du soulèvement de Boothia est généralement appelée «zone de plissements de Cornwallis». Les plissements sont généralement des anticlinaux à flancs abrupts et des synclinaux largement ouverts. Au nord de la presqu'île Grinnell, dans le détroit de Belcher, les roches paléozoïques du soulèvement de Boothia disparaissent sous les couches plus récentes du bassin Sverdrup tandis que l'important pli, l'anticlinal de Cornwall, s'étend parallèlement au soulèvement.

Cinq discordances dans les environs du soulèvement de Boothia révèlent l'existence de différentes étapes de déformations s'échelonnant du Dévonien au Cénozoïque.

1) La plus ancienne, du Dévonien inférieur, est une discordance angulaire d'étendue régionale. C'est dans la partie est de l'île Bathurst qu'il est possible de dater cette discordance avec le plus de précision, où elle y a été reconnue entre les formations de Bathurst Island et de Stuart Bay du Dévonien inférieur. Des discordances similaires apparaissent au sein de la formation de Peel Sound sur l'île Prince-de-Galles et au sein de la formation de Snowblind Bay, sur l'île Cornwallis. 2) Une discordance angulaire, dans la partie est de l'île Bathurst, sépare la formation de Stuart Bay du Dévonien inférieur, de la formation de Disappointment Bay du début du Dévonien moyen. Cette dernière formation est aussi présente sur l'île Cornwallis où elle repose en discordance sur le groupe de Cornwallis et la formation de Cape Phillips. 3) Dans la partie est de l'île Bathurst, une discordance angulaire sépare la formation de Bird Fiord du Dévonien moyen, de la formation de Griper Bay du Dévonien supérieur. 4) Une discordance sépare les roches du Carbonifère de celles du Permien inférieur le long de l'extrémité nord du soulèvement de Boothia. Cette discordance indique que de grandes étendues du soulèvement de Boothia ont été bombées vers le haut. 5) Des phénomènes de volcanisme et de fracturation, de la fin du Crétacé ou du Cénozoïque, ont également affecté la partie du soulèvement de Boothia située sur les îles Bathurst et Cornwallis.

Géosynclinal franklinien

De la fin du Précambrien au Dévonien supérieur, le géosynclinal franklinien a été le siège d'une intense sédimentation plus ou moins continue. Le géosynclinal représente actuellement une zone de plissements complexes qui va de l'île Melville, à l'ouest, jusqu'au centre de l'archipel Arctique, pour se diriger ensuite vers le nord-ouest, à travers l'île Ellesmere, jusqu'au nord du Groenland, s'étendant ainsi sur 1,300 milles. Il est probable que des prolongements cachés de cette zone de plissements s'étendent sous le bassin Sverdrup et le plateau continental de l'Arctique pour atteindre, vers le sud-ouest, les monts Britanniques dans le nord du Yukon.

Les roches du géosynclinal franklinien qui bordent les basses-terres de l'Arctique sont de caractère miogéosynclinal: il s'agit surtout de roches carbonatées, de grès quartzeux et de schiste argileux. Les roches sédimentaires du géosynclinal franklinien ont une épaisseur d'environ 40,000 pieds. Les affleurements de ce géosynclinal situés à l'extrémité nord-ouest ont un faciès eugéosynclinal; ils comprennent surtout des roches volcaniques et des dérivés de roches volcaniques, ainsi que du schiste ardoisier, du chert et du calcaire impur. La ligne de démarcation entre le miogéosynclinal et l'eugéosynclinal, telle qu'indiquée sur la figure X-1, a été placée à l'endroit où l'ensemble de roches, surtout clastiques, remplace la succession à dominance de roche carbonatée, de schiste argileux et de grès. Il n'a été trouvé de roches volcaniques que dans la région septentrionale de l'eugéosynclinal, à proximité de l'océan Arctique.

L'orogenèse de l'Ellesmérien, du Dévonien supérieur ou du Carbonifère inférieur a été le phénomène tectonique le plus étendu et le plus profond qui ait touché le géosynclinal franklinien, créant la zone de plissements des îles Parry et celles du centre et du nord de l'île Ellesmere. L'âge des dépôts clastiques en forme de coin du miogéosynclinal indique que l'eugéosynclinal a été modifié par des phénomènes orogéniques et des soulèvements antérieurs au Dévonien moyen et le plissement de l'eugéosynclinal date sans doute de l'orogenèse de l'Ellesmérien.

Bassin de Sverdrup

Le bassin de Sverdrup est une dépression régionale superposée au géosynclinal franklinien. Il se compose d'une succession bien concordante de couches qui vont du Carbonifère inférieur (Viséen) au Crétacé supérieur. En plusieurs endroits, des couches du début du Cénozoïque forment la partie la plus récente de la succession concordante; en d'autres endroits, elles recouvrent en discordance des couches plus anciennes. Leur agencement indique que l'affaissement du bassin de Sverdrup a cessé d'être régulier et continue pendant le Cénozoïque. En partie au cours du dépôt des couches du Cénozoïque, mais surtout après, le bassin de Sverdrup a été déformé par l'orogenèse de l'Eureka, causant des plissements, des failles de chevauchement et l'emplacement de pointements diapir d'évaporites du Carbonifère.

Ce bassin qui était à l'origine une simple dépression de la croûte terrestre est devenu, sous l'action de l'orogenèse de l'Eureka, un grand synclinorium dont l'axe se dirige vers le nord-est sur une distance de 600 milles, depuis le nord de l'île Melville jusqu'au nord de l'île Ellesmere. Il semble que cet axe structural fût aussi l'axe de sédimentation, car il correspond plus ou moins à l'emplacement de la sédimentation la plus intense au cours de la majeure partie de l'évolution du bassin.

L'épaisseur maximale des dépôts sédimentaires dans n'importe quelle région du bassin est de l'ordre de 35,000 pieds; l'épaisseur totale des formations atteint plus de 50,000 pieds, mais il est improbable que cette épaisseur de sédiments se soit accumulée en un seul endroit. Les roches sont en majorité de nature sédimentaire, mais il existe des basaltes du Paléozoïque supérieur et du Crétacé, ainsi que d'épais sills de gabbro injectés dans une grande partie de la succession. Dans la région axiale du bassin, les centres de sédimentation se sont progressivement déplacés vers l'ouest; ils se trouvaient dans l'île Ellesmere au cours du Paléozoïque supérieur, puis dans l'est de l'île Axel Heiberg au cours du Trias, et dans l'ouest de cette même île au cours du Crétacé. Les coupes du bord du bassin sont beaucoup moins épaisses à cause de l'amincissement de certaines formations ou de la disparition de certaines couches.

D'après l'épaisseur et la nature des roches de cette succession, il est certain que les limites sud et ouest actuelles du bassin correspondent à peu près à celles de sa superficie originale (fig. X-1). Les couches de la fin du

Cénozoïque de la plaine côtière de l'Arctique en cachent la bordure nord-ouest. Près de la plaine côtière de l'Arctique, les affleurements du bassin indiquent une pente originale régionale sud-est, et les couches s'épaississent dans la direction du pendage. La présence, à certains niveaux, de roches à faciès de faible profondeur, indique qu'un bras de terre s'est formé par intermittence et séparait le bassin de Sverdrup de l'océan Arctique au cours du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque. Le soulèvement de Prince-Patrick est sans doute un vestige affleurant de ce bras de terre.

Soulèvement de Prince-Patrick

Sur la côte ouest de l'archipel Arctique, un groupe de fenêtres marquent l'existence de zones soulevées. Parmi elles, se trouvent la fenêtre Nelson Head de roches protérozoïques et l'anticlinal de Cape Crozier formant respectivement le cap nord et le cap sud de l'île Banks. S'y trouve également l'ensemble des roches dévoniennes qui constituent une grande partie du sud de l'île Prince-Patrick. Ces fenêtres se caractérisent par des failles à direction nord datant, pour la plupart, du Cénozoïque. Leurs directions structurales sont parallèles et il est admis qu'elles ont une origine commune. Ces fenêtres, groupées sous le nom de soulèvement de Prince-Patrick, représentent probablement les hauts points d'un soulèvement tectonique en grande partie caché. Le fossé tectonique Eglinton est un autre accident moins important.

Il est possible que la limite est du soulèvement ait été au cours du Paléozoïque le lieu de failles de décrochement à rejet horizontal vers la droite. Ce mouvement suppose que la position du soulèvement était, au Paléozoïque, au sud de sa position actuelle, ce qui expliquerait l'absence de structures ellesmériennes dans la zone de plissements des îles Parry. Ces structures apparaissent nettement dans la partie ouest de l'île Melville, à 40 milles à l'est. Les roches dévoniennes de l'île Prince-Patrick sont dépourvues de structures semblables bien qu'elles soient sur le prolongement de ces structures. La zone de plissements des îles Parry se termine peut-être abruptement près du fossé tectonique Eglinton, ou bien il se peut qu'elle soit tronquée par des failles. Comme il est généralement admis que l'orogène franklinien a des points communs avec la zone orogénique paléozoïque du nord du Yukon, il est difficile de concilier cette théorie et l'hypothèse de la terminaison abrupte de la zone de plissements des îles Parry. C'est ce qui entraîne à pencher en faveur de la seconde hypothèse voulant que la zone de plissements des îles Parry soit tronquée par une ou plusieurs failles de décrochement. L'emplacement de la fenêtre dévonienne du cap M'Clure, dont les caractères structuraux se rapprochent plus de ceux de l'île Prince-Patrick que de ceux de la zone de plissements des îles Parry, indique qu'il est improbable que les plis aient été déplacés vers le sud par des mouvements de décrochements. La seule solution est celle d'un glissement vers le nord ou glissement vers la droite. Selon cette interprétation, la zone de plissements des îles Parry aurait été tronquée par une faille à rejet horizontal vers la droite et déplacée vers le nord.

Il semble que le soulèvement de Prince-Patrick ait résisté aux forces d'affaissement de la fin du Paléozoïque et de celles du Mésozoïque; cette résistance a défini la limite occidentale de la zone de sédimentation intense du bassin de Sverdrup. Rien n'indique que des failles presque verticales de décrochement se soient formées jusque dans le Mésozoïque, mais des mouvements verticaux ont probablement eu lieu. La discordance locale située entre les formations de Wilkie Point et de Mould Bay indique qu'il y a eu mouvement au cours du Jurassique supérieur. Également, il y a eu mouvement au début du Cénozoïque, puis à la fin du Cénozoïque ou au cours du Pléistocène. Des parties de l'île Prince-Patrick demeurent des régions séismiques actives, ce qui permet de supposer qu'il y a encore mouvement le long de failles.

Plaine côtière de l'Arctique

La plaine côtière de l'Arctique comprend une étroite bande de sédiments peu déformés qui s'étend le long de la côte de l'océan Arctique, de l'île Banks à l'île Meighen. Les sédiments datent du Pliocène ou du Pléistocène et recouvrent avec discordance les roches du soulèvement de Prince-Patrick et du bassin de Sverdrup. En général, ces couches de la fin du Cénozoïque semblent s'incliner doucement au nord-ouest en direction de l'océan, mais leur pendage dans l'île Ellef Ringnes est en direction nord-est. Sur l'île Prince-Patrick, des failles de faible déplacement ont disloqué les couches. Les failles dans le sud de cette plaine, près de la partie mise à nu du soulèvement de Prince-Patrick, ont une orientation nord, comme celles du soulèvement de Prince-Patrick. Plus au nord, les failles s'orientent vers le nord-est.

Au nord-ouest de la plaine côtière de l'Arctique, le *plateau continental de l'Arctique* a une largeur approximative de 100 milles. Le talus continental est sensiblement de même largeur et sa profondeur varie de 600 à 3,000 mètres avant de rejoindre le bassin Canada. Les résultats de l'étude des propriétés magnétiques du bassin Canada (King et coll., 1966) indiquent que celui-ci repose sur des roches semblables à celles du Bouclier candien plutôt que sur de l'écorce océanique normale.

LE PRÉCAMBRIEN

Des roches sédimentaires de la fin du Protérozoïque affleurent en certains endroits du miogéosynclinal franklinien et des roches métamorphiques, datant probablement du Protérozoïque, reposent dans l'eugéosynclinal. Dans la partie nord-est de l'île Ellesmere, les strates du Cambrien inférieur reposent en discordance sur des schistes

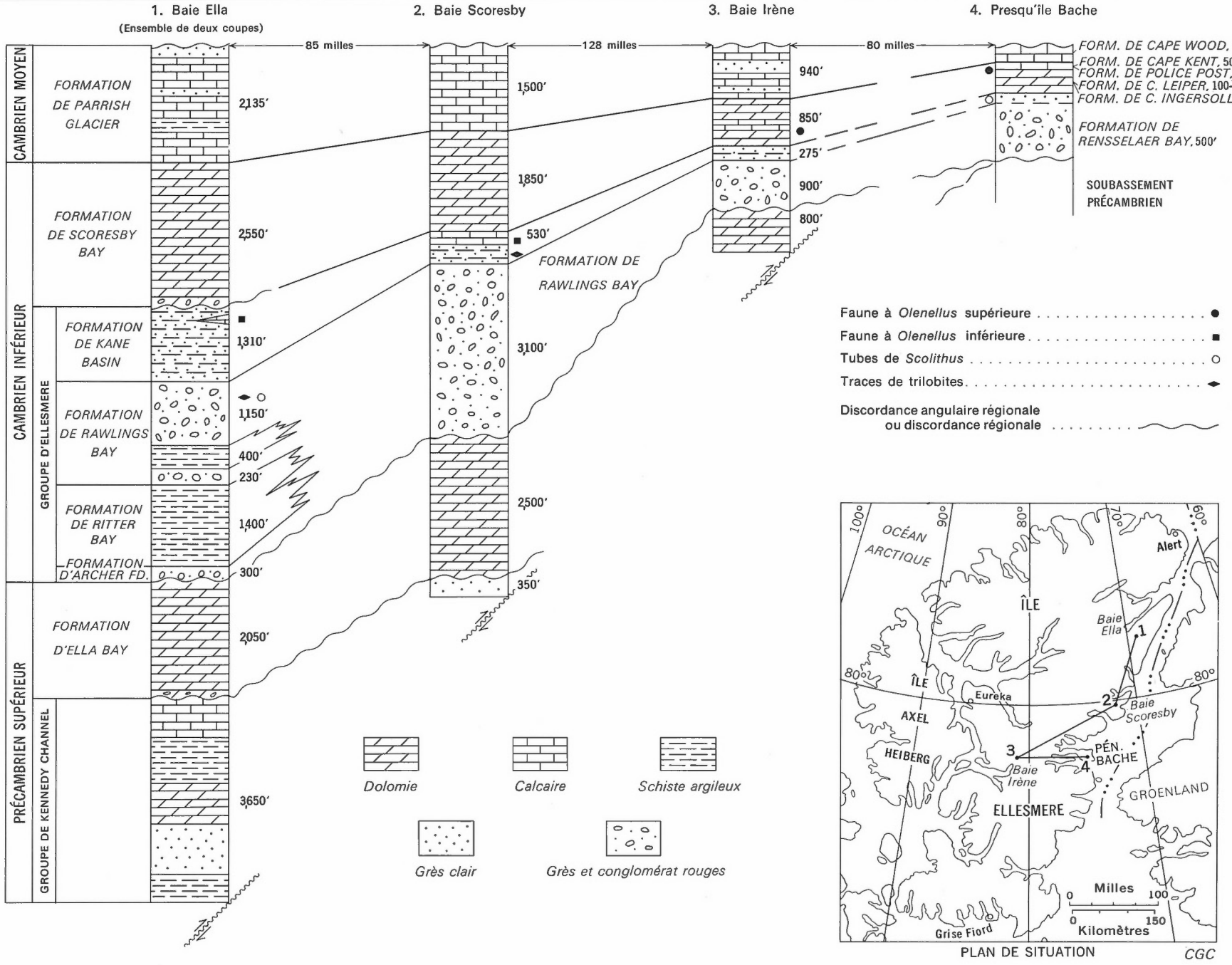


FIGURE X-2. Coupes stratigraphiques des roches du Protérozoïque et du Cambrien, partie centre-est de l'île Ellesmere (J. W. Kerr).

argileux, de la dolomie et du grès, tous de l'Hadrynien (fig. X-2). Dans la région de la baie Ella, cet ensemble a plus de 5,600 pieds d'épaisseur, mais il diminue considérablement vers le sud au point de disparaître dans la région de la presqu'île Bache, où les couches cambriennes reposent directement sur les gneiss du socle (Christie, 1967).

Des roches métamorphiques d'âge incertain affleurent dans la partie nord des îles Ellesmere et Axel Heiberg. Le complexe du fjord Rens de la partie nord de l'île Axel Heiberg (Fricker et Trettin, 1962; Trettin, 1964) comprend de l'ardoise, de la phyllade, du grès, du chert, de la dolomie, du schiste vert, des coulées volcaniques spilitiques, du quartzite, des cornéennes et du marbre. Le groupe de Cape Columbia de la partie nord de l'île Ellesmere (Blackadar, 1954; Christie, 1964) est formé d'une variété de roches gneissiques et schisteuses. Des roches semblables à celles de ce groupe sont recouvertes en discordance par des strates de la formation de Wilderness de l'Ordovicien. A l'exception des stromatolites recueillies dans le complexe du fjord Rens, aucun fossile n'a été trouvé soit dans ce complexe soit dans le groupe de Cape Columbia. D'après les méthodes de datation au potassium-argon, l'âge des gneiss du groupe de Cape Columbia serait de 550±35 m.a., tandis que celui d'un grès schisteux du complexe du fjord Rens serait de 535 ± 35 m.a. Ces datations suggèrent une période de métamorphisme au cours du Cambrien ou de l'Hadrynien. On suppose que les roches elles-mêmes remontent au Cambrien, ou sont plus anciennes.

LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR ET MOYEN

Cambrien

Dans les basses-terres de l'Arctique, les roches du Cambrien inférieur et moyen affleurent de façon intermittente le long du contact avec le Bouclier canadien (pl. X-1). Ces roches se rencontrent dans le géosynclinal franklinien seulement dans la zone miogéosynclinale de l'île Ellesmere. Dans les deux provinces géologiques, une discordance régionale sépare le Cambrien du Précambrien. Il ne semble pas y avoir de roches du Cambrien supérieur dans l'archipel Arctique, et une discordance régionale sépare les roches du Cambrien de celles de l'Ordovicien inférieur.

Basses-terres de l'Arctique et miogéosynclinal franklinien

L'épaisseur des roches du Cambrien inférieur et moyen de la partie est de l'île Devon atteint 900 pieds (Kurtz et coll., 1952). La formation de Rabbit Point du Cambrien inférieur est composée de grès de 20 à 30 pieds d'épaisseur à teneur plus ou moins forte en argile, en arkose et en quartz. Le grès contient le fossile *Olenellus*. Un contact bien défini et concordant, qui pourrait être une discordance, sépare cette formation de la formation de Bear Point sus-jacente du Cambrien moyen. La formation de Bear Point renferme *Glossopleura* et consiste surtout en dolomie, en conglomérat intraformationnel et en un peu de calcaire dolomitique, d'une épaisseur totale de 520 pieds. La formation d'Ooyahgah renferme des brachiopodes du Cambrien moyen et est composée de dolomie, fragile aux intempéries, et d'un peu de conglomérat intraformationnel, le tout d'une épaisseur de 210 à 400 pieds.

Le Cambrien moyen de la presqu'île de Boothia et de l'île Somerset est formé de 300 pieds de grès faiblement cimenté brunissant aux intempéries et interstratifié avec de la dolomie tour à tour argileuse et gréseuse, ainsi que des brèches et des conglomérats intraformationnels (Blackadar et Christie, 1963). Le Cambrien moyen repose en discordance sur des roches cristallines précambriennes et est recouvert en discordance par des roches carbonatées ordoviciennes.

Les couches de base du Paléozoïque sur l'île Victoria sont constituées de grès rouge et vert, d'un peu de schiste argileux, de siltstone et de dolomie dont l'épaisseur totale atteint 400 pieds. Ces couches recouvrent en discordance plusieurs formations du Protérozoïque (Thorsteinsson et Tozer, 1962). On y a récemment découvert la présence d'*Olenellus* du Cambrien inférieur.

Deux formations placées provisoirement dans le Cambrien marquent la base de la succession paléozoïque de la partie nord-ouest de l'île Baffin (Trettin, 1965). La formation de Gallery s'est formée dans un bassin orienté sud-est et y présente une discordance régionale du fait qu'elle repose en discordance sur différentes formations du Protérozoïque. Elle est formée de grès rougeâtre et de faibles quantités de siltstone, de conglomérat, de brèche et de schiste argileux. Elle atteint l'épaisseur maximale connue de 1,125 pieds aux environs de la baie de l'Arctique, et s'amincit jusqu'à disparaître vers le nord-est et le sud. Les déterminations de l'orientation de la stratification entrecroisée indiquent que les sédiments proviennent du nord-est et du sud. Un contact bien défini, marquant probablement une discordance peu importante, détermine la base de la formation de Turner Cliffs sus-jacente, constituée de dolomie, de grès quartzeux et dolomitique, de conglomérat intraformationnel et d'un peu de siltstone et de schiste argileux. L'épaisseur maximale de 1,000 pieds est atteinte à l'inlet Navy Board; la formation de Turner Cliffs, tout comme la formation de Gallery, s'amincit vers le nord et disparaît vers le sud. Les centres de sédimentation de la formation de Gallery sont situés à l'ouest de ceux de la formation de Turner Cliffs. La formation de Gallery ne semble pas contenir de fossiles caractéristiques, tandis que la formation de Turner Cliffs renferme *Lingulella*. On



PLANCHE X-1. Strates du Paléozoïque inférieur sus-jacentes aux roches cristallines du Précambrien, côte sud de l'île Devon.

ne connaît pas l'âge de ces couches avec certitude, mais elles sont antérieures au milieu de l'Ordovicien.

Les roches cristallines précambriennes de la presqu'île Bache sur l'île Ellesmere sont recouvertes par la formation de Rensselaer Bay, d'environ 500 pieds de roches essentiellement clastiques qui ont été divisées en trois niveaux (Christie, 1967). Le niveau inférieur est composé de grès et de dolomie stromatolitique, avec des sills de diabase. Le niveau intermédiaire est constitué d'arkose non fossilifère et de conglomérat, et le niveau supérieur est un grès renfermant des tubes qui ressemblent à *Scolithus*. L'étendue de recouvrement des niveaux intermédiaire et supérieur s'agrandit vers l'ouest et, à l'entrée est du détroit de Sverdrup, le niveau supérieur repose directement sur des roches cristallines. Les couches de la formation de Rensselaer Bay sont suivies de cinq formations, d'une épaisseur totale de 450 pieds, et essentiellement carbonatées. Les formations de Cape Leiper et de Cape Ingersoll sont des dolomies non fossilifères recouvertes par la formation calcaire de 15 pieds d'épaisseur de Police Post qui renferme *Olenellus* et autres trilobites du Cambrien inférieur. La formation du Cape Kent sus-jacente ne renferme pas de fossile à la presqu'île Bache, mais elle est mise en corrélation avec la formation type de Cape Kent du Groenland,

qui elle aussi contient *Olenellus*. Les couches du sommet du Cambrien, la formation de Cape Wood, sont des dolomies, des grès et des calcaires et renferment *Glossopleura* du Cambrien moyen (Troelsen, 1950). Les opinions diffèrent quant à la position de la base du Cambrien dans la succession de la presqu'île Bache. Troelsen considérait toutes les couches situées au-dessous de la formation calcaire de Police Post comme «éo-cambriennes», et les a rattachées au groupe de Thule de la région d'Inglefield, du côté groenlandais du bassin Kane. D'après Kerr (1967), les couches de transgression porteuses de *Scolithus* au sommet de la formation de Rensselaer Bay seraient du Cambrien inférieur (fig. X-2). Christie (1967) accepte l'âge cambrien pour les lits à *Scolithus* et pense que les deux niveaux sous-jacents de la formation de Rensselaer Bay, qui s'épaississent vers l'est et disparaissent vers l'ouest, datent probablement du Précambrien.

D'épais sédiments miogéosynclinaux du Cambrien inférieur et moyen se rencontrent au nord-ouest et au nord-est de la presqu'île Bache, dans la partie nord-est de l'île Ellesmere (Kerr, 1967). La figure X-2 montre les caractères saillants de trois coupes de roches protérozoïques et cambriennes étudiées par Kerr, ainsi que les corrélations qu'il a établies entre elles et les minces dépôts de plate-forme du Cambrien inférieur et moyen de la presqu'île Bache.

Ordovicien, Silurien et Dévonien inférieur

Il a déjà été question de la discordance régionale entre le Cambrien moyen et les couches du début de l'Ordovicien. Une autre discordance également de grande étendue et venant immédiatement après la précédente dans la succession paléozoïque de l'archipel Arctique se situe entre les roches du Dévonien inférieur et celles du Dévonien moyen. Une stabilité tectonique générale et une sédimentation plus ou moins continue dans les basses-terres de l'Arctique et le miogéosynclinal franklinien ont marqué l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien inférieur (fig. X-3). Dans ces régions de l'Arctique, aucune discordance ne marque les limites ordovico-silurienne et siluro-dévonienne.

Sur les basses-terres de l'Arctique, les roches sont principalement des roches carbonatées; on y trouve quelques dépôts d'évaporites. Dans le miogéosynclinal franklinien, deux faciès principaux se rencontrent: des roches carbonatées et des dépôts d'évaporites, semblables à ceux des basses-terres de l'Arctique, mais plus épais, et des schistes argileux à graptolithes et des calcaires argileux. Les couches à graptolithes sont en général sus-jacentes aux roches carbonatées, mais dans la partie nord-ouest de l'île Melville on n'y trouve pratiquement que le faciès graptolithique. Dans les îles Melville et Ellesmere, d'épais dépôts de roches carbonatées se sont probablement formés en bancs dans les fosses où se sont déposés les sédiments à graptolithes.

Dans l'eugéosynclinal franklinien gît une grande variété de roches, principalement des roches clastiques à grain fin, quelques roches à graptolithes, des roches volcaniques et, à certains endroits, des roches carbonatées. Une très épaisse succession de roches clastiques, la formation de Cape Rawson, datant peut-être de l'Ordovicien supérieur, en tout cas certainement du Silurien et du Dévonien inférieur, forme une zone intermédiaire entre les successions typiques miogéosynclinales et eugéosynclinales (fig. X-1).

Dans l'eugéosynclinal, le mouvement orogénique a probablement pris naissance au cours du Silurien, tandis que dans la région du soulèvement de Boothia, le soulèvement date du Dévonien inférieur. Adjacentes à ces régions, les roches du Silurien et du Dévonien inférieur comprennent une diversité de sédiments clastiques, ainsi que des grès marins et des couches du faciès à «Grès rouge ancien».

Ordovicien inférieur, le Canadien

Les roches carbonatées du Canadien n'affleurent pas sur de grandes étendues. Dans les basses-terres de l'archipel Arctique, elles ont été reconnues sur les îles Devon et Ellesmere; le soulèvement de Boothia, l'île Cornwallis et dans le miogéosynclinal, sur les îles Ellesmere et Melville. Dans la partie sud, elles n'existent que dans un endroit isolé de l'île Jens Munk du bassin Foxe. La roche est un calcaire avec couches intercalaires de schistes argileux, contenant des graptolithes de l'Arénigien (Blackadar, 1963).

Sur l'île Devon, des roches du Canadien recouvrent en discordance les strates du Cambrien moyen (Kurtz et coll., 1952). La formation de Mingo River, d'une épaisseur de 260 pieds, formée surtout de calcaire dans l'est, passe graduellement dans l'ouest à de la dolomie avec un peu de grès, de conglomérat intraformationnel et du chert. La formation sus-jacente de Nadlo Point comprend 590 pieds de roche calcaire et de calcaire dolomitique. L'âge des deux formations se reconnaît à la présence d'*Hystricurus*.

Trois formations représentent le Canadien sur la presqu'île Bache, dans l'île Ellesmere: la formation de Cass Fiord, formée d'environ 1,500 pieds de roche calcaire, de calcaire dolomitique et de conglomérat intraformationnel, ainsi que d'un peu d'anhydrite, et contenant des trilobites non décrites; la formation de Cape Clay, formée d'environ 300 pieds de dolomie poreuse contenant des gastéropodes, des céphalopodes et des trilobites; et une formation non dénommée, d'environ 300 pieds de calcaire dolomitique, de roche calcaire et de conglomérat intraformationnel.

La formation non fossilifère de Copes Bay, aux nombreux affleurements dans l'île Ellesmere, est formée de 1,800 à 4,800 pieds de calcaire impur en couches minces, mêlé de petites quantités visibles d'anhydrite et d'autobrèches calcaires. La formation de Baumann Fiord re-

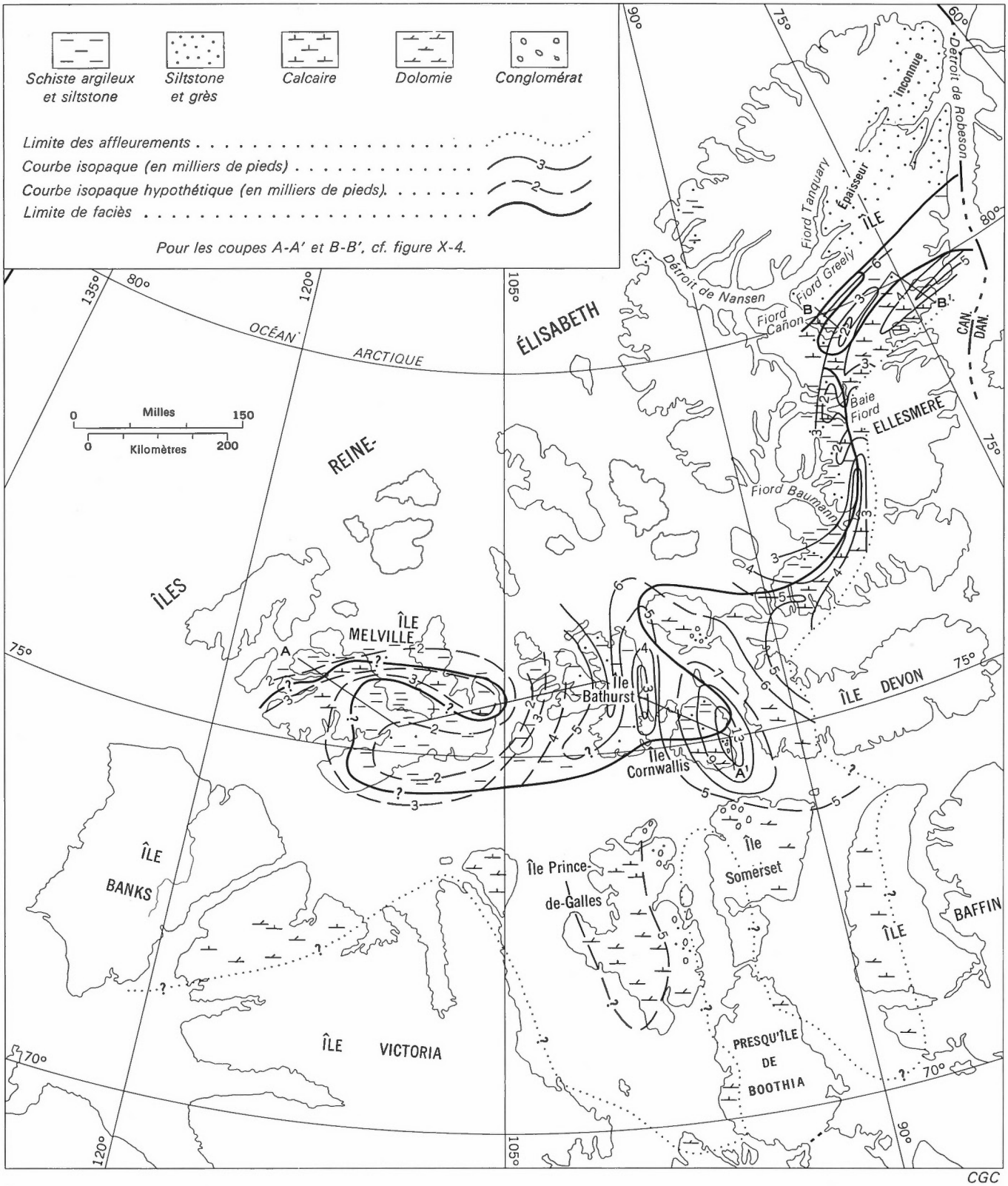


FIGURE X-3. Répartition des roches de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur de l'archipel Arctique (R. Thorsteinsson).

couvre la formation de Copes Bay, ainsi que les roches du Canadien de la presqu'île Bache. La formation de Baumann Fiord est formée d'anhydrite se présentant en strates récessives par suite d'intempéries, de calcaire anhydritique et de roche calcaire, le tout d'une épaisseur de 0 à 2,500 pieds. Les fossiles sont rares, mais *Hystricurus* se trouve dans la formation de Flagler Fiord, affleurante dans la partie centrale de l'anticlinal de l'île Cornwallis.

La formation d'Eleanor River recouvre en concordance la formation de Baumann Fiord et est composée surtout d'épaisses couches de calcaire résistant d'une épaisseur totale de 800 à 2,700 pieds. La partie inférieure de la formation d'Eleanor River contient *Ceratopea* dans l'île Ellesmere et, dans l'île Cornwallis, des ostracodes du Canadien ou probablement d'un âge plus récent. Les couches rattachées à la formation d'Eleanor River à l'inlet Burnett, dans l'île Devon, contiennent des coraux et des céphalopodes dont l'âge est post-canadien.

La formation de Canrobert, dans la partie nord-ouest de l'île Melville, consiste en au moins 1,000 pieds de calcaire et de dolomie ainsi, qu'en un peu de conglomérat intraformationnel, de calcarénite et de grès calcaire. Des graptolithes de l'Arénigien gisent dans la partie la plus haute; la base de la formation n'affleure nulle part.

Roches carbonatées et évaporites du milieu de l'Ordovicien et du Silurien

Le groupe de Cornwallis est largement représenté dans le miogéosynclinal franklinien, dans la partie nord du soulèvement de Boothia et dans les régions des basses-terres adjacentes, au nord du détroit de Parry. Le groupe de Cornwallis repose en concordance sur la formation d'Eleanor River. Les roches, rattachées au groupe de Cornwallis, au sud du détroit de Parry, sont toutes des roches carbonatées et ont été subdivisées en plusieurs formations. Le groupe de Cornwallis se divise en trois formations: 1) la plus basse, la formation de Bay Fiord, épaisse de 780 à 1,800 pieds, est composée de calcaire en couches minces en partie récessives par suite d'intempéries. Ce calcaire, en partie silteux, argileux et quartzeux, contient *Gonioceras* du Wilderness. En certains endroits, le tiers inférieur de la formation est formé d'anhydrite. 2) La formation de Thumb Mountain comprend de 1,000 à 2,800 pieds de calcaire résistant, en couches épaisses, ainsi que de petites quantités de dolomie. Le calcaire renferme des coraux, des brachiopodes et des *Receptaculites,* datant probablement du Barneveld. 3) La formation supérieure d'Irene Bay est une unité récessive de couches minces de calcaire argileux, avec des couches plus minces de schiste argileux gris verdâtre, d'une épaisseur de 120 à 675 pieds. Des céphalopodes et autres fossiles de la faune ordovicienne de l'Arctique datant du Maysvillien s'y trouvent en abondance.

Dans la partie nord-ouest de l'île Baffin, la succession comprend, dans l'ordre ascendant, les formations de Ship Point, de Baillargé et de Cape Crauford (Trettin, 1965). Les couches de la formation de Ship Point consistent surtout en dolomie partiellement argileuse, silteuse et sableuse, avec, en moindre quantité, du schiste argileux dolomitique, du siltstone et du grès. Les couches inférieures remontent peut-être à l'Arénigien, car des couches dans le bassin Foxe, rattachées à la formation de Ship Point, renferment des graptolithes de cet âge. Des fossiles, proches du Wilderness, se rencontrent dans des couches supérieures. La formation de Baillargé recouvre en discordance la formation de Ship Point et se divise en deux niveaux: le niveau A, non fossilifère, d'une épaisseur de 450 pieds, est formé de calcaire et de dolomie, en partie finement lités et argileux. Le niveau B, formé de 1,140 pieds de calcaire dolomitisé, en falaises abruptes, contient un peu de calcaire argileux. Les 200 pieds inférieurs de ce niveau contiennent des coraux et des gastéropodes qui permettent de le rattacher à la formation de Thumb Mountain de l'île Ellesmere. Ces 200 pieds sont recouverts de 80 pieds de calcaire argileux vert contenant une faune semblable à celle de la formation d'Irene Bay. Des couches plus élevées du niveau B renferment des coraux et des brachiopodes du Niagarien. La formation de Cape Crauford recouvre en concordance la formation de Baillargé et est formée de calcaire dolomitique, de dolomie calcaire et d'évaporites en forme de brèches de solution. Cette formation atteint 1,340 pieds d'épaisseur, contient des fossiles du Niagarien et constitue l'unité la plus récente du Paléozoïque du nord-ouest de l'île Baffin.

Des schistes argileux et du calcaire de l'Ordovicien, à fossiles du Wilderness, du Barneveld et probablement aussi du Richmondien, se rencontrent dans les zones marginales orientale et septentrionale du bassin Foxe. Dans la région Putnam Highland, dans la partie méridionale de l'île Baffin, ces mêmes roches ont une épaisseur d'au moins 600 pieds. Des calcaires et des calcaires dolomitiques siluriens du Niagarien ont été préservés au milieu du bassin Foxe sur l'île Prince-Charles et dans les îles avoisinantes.

Dans la partie occidentale des basses-terres de l'Arctique, de l'île Somerset à l'île Victoria, toutes les roches ordoviciennes et une partie de la succession silurienne forment une suite remarquablement uniforme et terne consistant presque totalement en dolomie, de dense à poreuse, avec des cavités de solution, et de grain fin à grossier. Du chert, du schiste argileux dolomitique, du grès dolomitique et des brèches intraformationnelles s'y trouvent en petite quantité surtout près de la base. La succession recouvre les strates du Cambrien inférieur, presque en concordance, ou repose en discordance sur des roches du Précambrien. Son épaisseur varie d'environ 1,000 pieds dans l'île Somerset à près de 3,000 pieds dans les îles Stefansson et Victoria. Les couches inférieures, non fossilifères, ont un âge incertain, tandis que les couches supérieures contiennent une faune à *Gonioceras* du Wilderness, la faune ordovicienne de l'Arctique presque la plus récente. La moitié supérieure renferme des

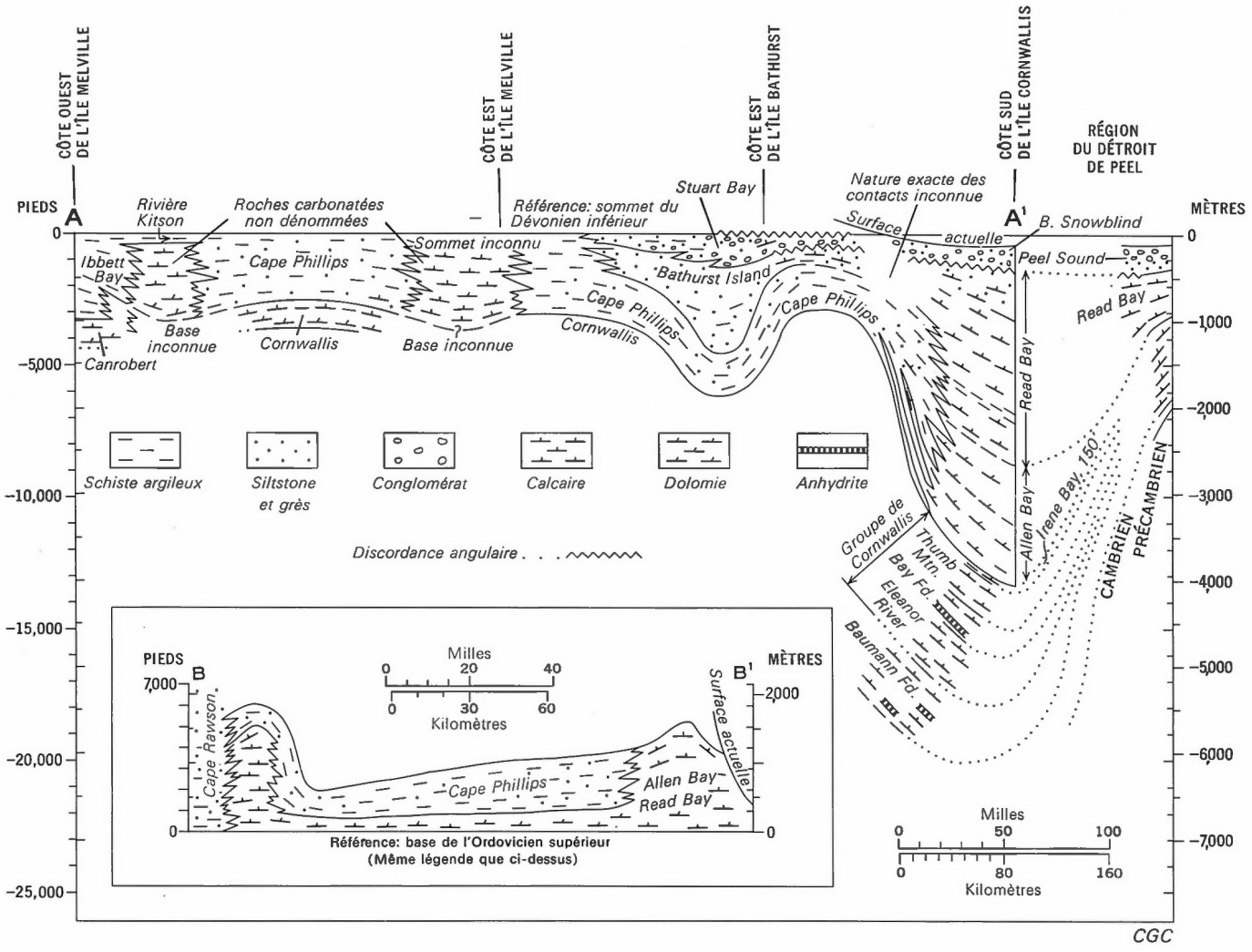


FIGURE X-4. Coupes montrant l'état de l'archipel Arctique de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur: a) le long de la ligne A-A', figure X-3; b) le long de la ligne B-B', figure X-3 (R. Thorsteinsson).

fossiles du Niagarien. Des graptolithes de l'Ashgillien ont été trouvés en un seul endroit, dans une mince couche de schiste argileux sur l'île Falsen, au large de la côte orientale de l'île Victoria.

Roches carbonatées de la fin de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien inférieur

Une relation complexe des faciès, principalement dans le miogéosynclinal franklinien et près du soulèvement de Boothia, caractérise les roches de la fin de l'Ordovicien au début du Dévonien (fig. X-3 et X-4). La formation d'Allen Bay, de la fin de l'Ordovicien au Silurien moyen, et la formation sus-jacente de Read Bay, du Silurien moyen au Dévonien inférieur, sont formées de roches carbonatées qui deviennent latéralement les schistes argileux graptolithiques et les siltstones de la formation de Cape Phillips de la fin de l'Ordovicien au Dévonien inférieur. Dans les régions septentrionales du géosynclinal franklinien, la formation de Cape Phillips devient latéralement les grès et siltstones de la formation de Cape Rawson.

La formation d'Allen Bay présente un contact bien défini et concordant avec la formation de Cornwallis sous-jacente. Dans la coupe type de l'île Cornwallis, la formation est une succession uniforme, à prédominance de dolomie jaunâtre, d'une épaisseur d'environ 5,500 pieds (Thorsteinsson, 1959). La dolomie se présente en lits très poreux et massifs, et représente probablement des récifs biostromes imprégnés en général de bitume solide. Environ 10 p. 100 de la formation sont de la roche calcaire et du calcaire dolomitique secondaire. La proportion de ces roches est plus forte en d'autres endroits. Au sud du détroit de Parry, des roches se rattachant à la formation d'Allen Bay reposent dans les formations de Baillargé et de Cape Crauford, ainsi que dans la dolomie non dénommée de la partie occidentale des basses-terres de l'Arctique. Des fossiles ordoviciens, probablement du Richmondien, se rencontrent dans les lits inférieurs de la formation d'Allen

Bay, et des ostracodermes du Wenlockien, dans la partie supérieure.

La formation de Read Bay est un assemblage varié de calcaire, de grès, de dolomie, de siltstone et de schiste argileux. Dans certaines parties de l'archipel Arctique, cet assemblage occupe le rang de groupe. Le contact inférieur est concordant et en partie bien défini ou graduel. La formation de Read Bay affleure dans la partie septentrionale de l'île Victoria, dans les îles Stefansson, Prince-de-Galles, Somerset et Devon, dans la partie sud-ouest de l'île Ellesmere et dans la presqu'île de Boothia. Elle affleure également dans le miogéosynclinal franklinien à partir de l'île Cornwallis jusque dans la partie nord-ouest de l'île Devon et dans l'île Ellesmere. Au nord du fjord Baumann, la distinction entre les roches équivalentes des formations d'Allen Bay et de Read Bay demeure impossible, bien que la roche calcaire et la dolomie se trouvent ensemble dans la partie inférieure et que le calcaire prédomine dans la partie supérieure.

La coupe type de la formation de Read Bay sise dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson, 1959) se divise en quatre niveaux se présentant comme suit en ordre ascendant: le niveau A, composé de 1,875 pieds de calcaires argileux en général finement stratifiés, alternant avec du calcaire de récif biostrome en lits épais et formé de fragments de fossiles; le niveau B, constitué de 60 à 100 pieds de schiste argileux et de petites quantités de grès; le niveau C, formé de 3,775 pieds de lits semblables à ceux du niveau A, mais présentant des développements de récifs biostromes et biohermes plus épais et généralement dolomitisés; et le niveau D, de 1,800 pieds environ de grès calcaire rouge alternant avec du calcaire argileux. La plus grande partie du niveau A contient une faune de la fin du Wenlockien au Ludlovien, caractérisée par *Atrypella scheii*. Les couches supérieures du niveau A renferment *Monograptus bohemicus* du Ludlovien inférieur. Le niveau C renferme des fossiles probablement du Dévonien inférieur. Le niveau D ne contient pas de fossiles caractéristiques.

Dans la partie nord-ouest de l'île Devon, le groupe de Read Bay (Thorsteinsson, 1963) comprend: la formation de Douro, formée d'environ 1,300 pieds de calcaire argileux et de calcaire fossilifère, interstratifiés en couches minces contenant *Atrypella scheii;* la formation de Devon Island comprenant environ 480 pieds de schiste argileux renfermant la zone à *Monograptus ultimus,* provisoirement considérée comme du Dévonien inférieur; la formation de Sutherland River, composée d'environ 500 pieds de dolomie à grain fin avec de petites quantités de calcaire et grès, renfermant une faune précédemment considérée du Silurien supérieur (Boucot et coll., 1960); et la formation de Prince Alfred Bay, formée d'environ 700 pieds de grès à grain fin non fossilifère, en couches de minces à moyennes, avec de moindres quantités de calcaire et de dolomie. Une succession quelque peu semblable s'étend dans la partie sud-ouest de l'île Ellesmere (Greiner, 1963, p. 292). Sur la côte septentrionale de l'île Stefansson, trois formations non dénommées ont été incluses dans le groupe de Read Bay (Thorsteinsson et Tozer, 1962). La formation inférieure comprend environ 400 pieds de calcaire y compris de petites quantités de dolomie renfermant *Atrypella scheii;* la formation intermédiaire est composée d'environ 125 pieds de schiste argileux avec des graptolithes du Ludlovien inférieur, tandis que la formation supérieure comprend environ 150 pieds de minces couches de dolomie non fossilifère. La formation de Prince Alfred Bay et la dolomie de la formation supérieure dans l'île Stefansson ne recèlent aucun fossile caractéristique. Leur âge est incertain et elles peuvent être plus récentes que les lits du sommet de la coupe type de la formation de Read Bay.

Des bancs de roches carbonatées s'étendent au nord et à l'ouest de la principale zone de schistes argileux graptolithiques des îles Ellesmere et Melville (Kerr, 1962; Tozer et Thorsteinsson, 1964). Le banc de l'île Ellesmere, d'une épaisseur d'environ 5,000 pieds, se présente sous la forme d'une extension de la masse principale des roches des formations d'Allen Bay et de Read Bay (fig. X-3). Il est limité au nord-ouest par la formation de Cape Rawson et au sud-est par la formation graptolithique de Cape Phillips. La continuité spatiale du banc de roches carbonatées de l'île Melville est incertaine, en raison de la nature des affleurements. Ce banc, situé au nord d'une zone de roches de la formation de Cape Phillips, se trouve peut-être isolé. Son épaisseur, estimée à 6,000 pieds, comprend probablement environ 3,000 pieds de couches se rattachant à la partie supérieure du groupe de Cornwallis.

Roches graptolithiques du miogéosynclinal franklinien

Les roches à faciès graptolithique sont largement répandues dans le miogéosynclinal franklinien, mais la période de temps de sédimentation de ce type varie considérablement d'un endroit à l'autre. La durée la plus longue, celle de la formation d'Ibbett Bay, au nord-ouest de l'île Melville, s'étend de l'Arénigien de l'Ordovicien inférieur au Dévonien inférieur. La formation la plus répandue est la formation de Cape Phillips; ses couches de base datent de l'Ashgillien de l'Ordovicien supérieur, et ses couches supérieures, à certains endroits, datent du Dévonien inférieur. Sur le côté ouest du soulèvement de Boothia, les couches de la formation de Cape Phillips sont recouvertes par les formations de Bathurst Island et de Stuart Bay, du Dévonien inférieur, et sont caractérisées par des grès à grain fin et du schiste argileux à graptolithes. Lorsque les roches à graptolithes reposent sur des bancs de roches carbonatées, elles ne représentent qu'une courte durée de sédimentation, comme le montrent les 300 pieds de la formation de Kitson du Dévonien inférieur, dans l'île Melville, et autres dépôts similaires dans l'île Ellesmere, datant de la fin du Silurien.

La formation d'Ibbett Bay comprend environ 3,000 pieds de schiste argileux noir, avec de petites quantités de

dolomie, de chert, de siltstone et de calcaire. Elle n'affleure que dans les collines Canrobert du nord-ouest de l'île Melville, région correspondant à la partie intérieure du miogéosynclinal franklinien. Les fossiles de graptolithes indiquent la présence de lits de l'Arénigien, du Caradocien, de l'Ashgillien, du Llandovérien, du Ludlovien et du Dévonien inférieur. La formation d'Ibbett Bay repose en concordance sur la formation de Canrobert et est recouverte en discordance par le niveau de Blackley de la formation de Weatherall.

La formation de Cape Phillips, formée surtout de schiste argileux à graptolithes et de siltstone, a été d'abord définie dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson, 1959). Elle affleure en une zone rectiligne sur une bonne partie de la longueur du miogéosynclinal franklinien, de l'île Melville à l'île Ellesmere. La zone de passage entre les roches carbonatées des formations d'Allen Bay et de Read Bay, et les schistes argileux et siltstones de la formation de Cape Phillips est étroite et bien définie dans l'île Cornwallis (fig. X-4a). A cet endroit, la formation de Cape Phillips indique le même âge que les formations d'Allen Bay et de Read Bay, c'est-à-dire de l'Ashgillien à l'Emsien. Dans l'île Ellesmere, les successions de roches carbonatées sont de durées et d'épaisseurs variables, mais, invariablement, elles se rattachent à la partie inférieure de la formation d'Allen Bay. Elles se prolongent au nord-ouest vers des régions à prédominance de faciès de la formation de Cape Phillips. Des lits de calcaire, plus ou moins argileux et cherteux, et du chert sont les éléments constitutifs courants de l'Ashgillien et du Llandovérien, notamment dans les îles Cornwallis et Bathurst. Dans ces îles, se trouve souvent de la dolomie dans l'Ashgillien. Le schiste argileux et le siltstone forment les plus récentes parties de la formation de Cape Phillips.

Là où les couches de la formation de Cape Phillips datent de l'Ashgillien au Dévonien inférieur, leur épaisseur varie entre 1,400 à plus de 8,500 pieds. La formation s'épaissit vers le sud, conjointement avec le changement de faciès; minimale dans les régions centrales de la zone miogéosynclinale, elle s'épaissit graduellement vers le nord en prenant le faciès de la formation de Cape Rawson. En général, plus de la moitié de l'épaisseur de la formation de Cape Phillips appartient au Silurien supérieur et au Dévonien inférieur.

Dans l'île Bathurst, les roches à graptolithes du Dévonien inférieur sont représentées par les formations de Bathurst Island et de Stuart Bay (McLaren, 1963b; Kerr et Temple, 1965). La formation de Bathurst Island comprend jusqu'à 3,410 pieds de grès à grain très fin, plus ou moins argileux et calcaire, de mudstone calcaire et silteux et de faible quantité de siltstone dolomitique. Les roches typiques de la formation de Stuart Bay forment 1,220 pieds de grès calcaire, argileux, à grain fin, y compris un peu de mudstone, de siltstone, de petites quantités de calcaire bioclastique et de minces couches de calcaire et de conglomérat à fragments de chert dans sa partie inférieure. Dans la partie orientale de l'île Bathurst, les couches de la formation de Stuart Bay contiennent une plus grande proportion de calcaire et renferment des masses récifales bien visibles et des conglomérats. Le contact de la formation de Bathurst Island avec les couches de la formation sous-jacente de Cape Phillips est représenté par des couches de passage et est graduel; néanmoins, il paraît être isochrone où il peut être observé. D'autre part, le contact entre les couches de la formation de Bathurst Island et celles de la formation de Stuart Bay est nettement diachrone. Au nord et à l'ouest de la localité type, la formation de Bathurst Island s'épaissit graduellement aux dépens des couches de la formation de Stuart Bay et la remplace entièrement. Au sud et à l'est de la localité type, les relations sont inversées et plus compliquées par la présence d'une discordance à la base de la formation de Stuart Bay, sous laquelle la formation de Bathurst Island est profondément érodée et entièrement enlevée par endroits. Cette discordance angulaire au sein du Dévonien inférieur marque le premier mouvement important du soulèvement de Boothia au cours du Paléozoïque. Dans le centre de l'île Bathurst, la formation de Stuart Bay est sous-jacente, probablement avec discordance, à la formation d'Eids du Dévonien moyen. Dans la partie orientale de l'île Bathurst, la formation de Disappointment Bay, formée de dolomie correspondant à la partie inférieure de la formation d'Eids, repose en discordance angulaire sur la formation de Stuart Bay et des couches plus anciennes. Le second mouvement du soulèvement de Boothia se trouve ainsi étroitement délimité dans le temps par les roches de la fin du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen. Bien que la source principale des sédiments des formations de Bathurst Island et de Stuart Bay semble avoir été la région du nord, une seconde source, notamment de roches clastiques grossières de la formation de Stuart Bay, a été le soulèvement de Boothia.

Roches clastiques et volcaniques de l'eugéosynclinal franklinien

Dans l'île Ellesmere s'étend une épaisse succession de roches clastiques de l'Ordovicien(?) au Dévonien, le long d'une zone depuis le fond du fjord Trold, en passant par le fjord Canyon, et vers le nord-est jusqu'au fjord Archer. Ces roches, connues sous le nom de formation de Cape Rawson, forment une transition entre des successions miogéosynclinales au sud-est et des successions eugéosynclinales au nord-ouest. Des roches de la formation de Cape Rawson affleurent également au nord-ouest du fjord Archer où elles sont plissées plus intensément et faiblement métamorphisées. Au nord-ouest du fjord Archer, la base de cette formation n'affleure pas, mais au fond du même fjord, la formation de Cape Rawson repose sur le groupe de Cornwallis de l'Ordovicien tandis qu'au sud, dans les fjords Canyon et Trold, elle recouvre, en passant par des couches de passage, la partie silurienne de la formation de Cape Phillips.

La formation de Cape Rawson est principalement formée de grès et de siltstone dans les régions où son faciès se transforme en celui des formations de Cape Phillips et d'Eids. Au nord, elle se compose de grauwacke, de sous-grauwacke, de grès impur, de chert, de schiste grossièrement gréseux micacé et de phyllade (Christie, 1964). Le sommet de cette formation n'a pas été déterminé et il est possible que les couches supérieures correspondent à la formation d'Okse Bay du Dévonien supérieur.

Bien qu'il soit probable que l'épaisseur des sédiments soit importante, la complexité des structures a rendu impossible leur détermination. L'estimation de l'épaisseur de la formation de Cape Rawson dans le fjord Canyon atteint 15,000 pieds. Les roches de la formation de Cape Rawson sont généralement dénuées de fossiles; néanmoins, trois collections recueillies ont donné les âges du Silurien inférieur, du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur. Il demeure possible que les roches de la côte septentrionale de l'île Ellesmere, décrites par Blackadar (1954) comme appartenant aux groupes de Mount Disraeli, de Sail Harbour et de View Creek, correspondent à la formation de Cape Rawson.

Dans l'inlet M'Clintock, sur la côte septentrionale de l'île Ellesmere, sept formations ont pu être distinguées récemment par Trettin (1966) parmi les roches classées par Christie (1964), comme appartenant aux groupes de M'Clintock et de Challenger. L'épaisseur totale de ces formations excède probablement 12,000 pieds. Les roches les plus anciennes sont des roches carbonatées ordoviciennes renfermant des *Gonioceras* du Wilderness. Elles reposent en discordance sur des ardoises et des phyllades correspondant probablement, bien que moins métamorphisées, aux gneiss de la formation de Cape Columbia. Au-dessus des roches carbonatées du Wilderness, reposent des grès rouges suivis de plusieurs milliers de pieds de coulées volcaniques, sous-jacentes à des roches carbonatées à teneur de fossiles de l'Ordovicien arctique du Richmondien. Puis s'étendent des couches à graptolithes et des roches carbonatées renfermant *Climacograptus* cf. *latus* Elles et Wood de l'Ashgillien. Les roches de l'Ashgillien sont suivies de plus de 750 pieds de grès et de conglomérat qui, du point de vue lithologique, correspondraient au groupe d'Imina contenant, plus loin vers l'ouest, des graptolithes du Llandovérien. Enfin, au-dessus des roches correspondantes au groupe d'Imina reposent au moins 1,300 pieds de calcaire et de grès calcaire renfermant *Conchidium* du Silurien supérieur.

Des roches siluriennes ont également été reconnues plus loin à l'ouest, dans la partie nord-ouest de l'île Ellesmere (Trettin, 1964). Le groupe d'Imina comprend plusieurs milliers de pieds de roches, à majorité d'arénite lithique et de siltstone, ainsi que des quantités moindres de schiste et de conglomérat; dans sa partie supérieure, le groupe renferme des graptolithes du Llandovérien. Apparemment sus-jacent au groupe d'Imina, repose un ensemble de 3,000 à 6,000 pieds de schiste argileux et de siltstone ardoisiers avec par endroits, des coulées volcaniques de composition kératophyrique ou quartzo-kératophyrique, surtout dans la partie supérieure, et renfermant des graptolithes du Llandovérien ou du Wenlockien, et du Ludlovien. Les 5,000 pieds suivants, formés de siltstone, de schiste argileux, de grès et de conglomérat, contiennent des graptolithes du Ludlovien; ces roches, composées surtout de chert et de quartz, contrairement aux roches volcaniques sous-jacentes, sont feuilletées et finement stratifiées et présentent de la stratification entrecroisée à angle faible ainsi que des indications de déformation de sédiments non consolidés.

Dans la partie nord de l'île Axel Heiberg, reposent au moins 3,000 pieds d'ardoise et de siltstone mêlés d'un peu d'arénite lithique, d'arénite tufacée et de tuf et renfermant des graptolithes du Wenlockien. Comme dans l'île Ellesmere, les roches volcaniques sont surtout kératophyriques et quartzo-kératophyriques. Des empreintes de sillons d'érosion indiquent des courants à direction sud-est et est. Ces roches sont recouvertes en discordance par la formation de Stallworthy du Dévonien inférieur et sont en contact de failles avec le complexe de Rens Fiord. C'est le seul endroit connu de l'eugéosynclinal franklinien où il y a des indications de discordance au sein de la succession siluro-dévonienne.

Lits rouges du Dévonien inférieur dans le soulèvement de Boothia

Le soulèvement de Boothia renferme de vastes lits rouges du Dévonien inférieur qui marquent le début du soulèvement tectonique. La formation de Snowblind Bay de l'île Cornwallis comprend jusqu'à 1,500 pieds de conglomérats rouges à fragments calcaires, de dolomie, de siltstone, de calcaire, de calcaire dolomitique et de siltstone et grès dolomitiques. Sur la côte orientale de l'île, ces couches semblent recouvrir en concordance la formation de Read Bay. A l'intérieur de l'île, on a déterminé une discordance dans les roches de la formation de Snowblind Bay. A cet endroit, les couches supérieures reposent en discordance angulaire sur les couches inférieures de cette formation ainsi que sur des roches plus anciennes. Des ostracodermes indiquent le Gédinnien. Des fossiles invertébrés de fragments du conglomérat calcaire indiquent que ces fragments proviennent des formations de Read Bay et d'Allen Bay. La formation de Snowblind Bay représente évidemment un dépôt syntectonique et correspond exactement à la formation de Stuart Bay, dans l'île Bathurst. La discordance angulaire à l'intérieur de la formation de Snowblind Bay est équivalente à celle sise à la base de la formation de Stuart Bay.

La formation de Snowblind Bay correspond approximativement à la formation de Peel Sound des îles Somerset et Prince-de-Galles et un milieu sédimentaire et une évolution tectonique comparables à ceux des roches de la formation de Snowblind Bay sont imputés à la formation de Peel Sound. Les couches de la formation de Peel

Sound, contiguës aux affleurements précambriens du soulèvement de Boothia, renferment de gros blocs de roches cristallines du Précambrien. Dans la partie occidentale de l'île Prince-de-Galles, les couches de la formation de Peel Sound, d'un grain relativement fin, s'amalgament et s'entrelacent avec le sommet de la formation de Read Bay et sont probablement remplacées par une succession de roches totalement marines et dépourvues de lits rouges et de conglomérat.

Lits rouges et roches volcaniques du Dévonien inférieur dans l'eugéosynclinal

Dans la région de l'eugéosynclinal du nord de l'île Axel Heiberg, les roches volcaniques de la formation de Svartevaeg (Fricker et Trettin, 1962; Trettin, 1964) reposent en concordance sur la formation de Stallworthy formée d'une succession de lits rouges du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen. Le contact de ces deux formations est abrupt. La formation de Stallworthy se divise en trois niveaux. Le niveau A à la base atteint jusqu'à 3,000 pieds d'épaisseur. A la base de ce niveau, un conglomérat caillouteux et du grès sont recouverts par du siltstone rouge, du grès et du schiste argileux. Le niveau B comprend de 1,000 à 2,500 pieds de conglomérat, de brèches, et de grès ainsi que du siltstone en faible quantité. Le niveau C est constitué de 8,000 pieds de siltstone rouge et vert, de grès, de conglomérat, de brèches et d'arénite calcaire et tufacée à teneur d'ostracodermes du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen. Le chert et le quartz constituent les principaux éléments de toutes les roches sédimentaires. La formation de Svartevaeg est formée de turbidides et de roches volcaniques et d'environ 10,000 pieds d'arénite volcanique, de tuf, de coulées kératophyriques et spilitiques, de siltstone, de schiste argileux, de conglomérat et de brèches. Des brachiopodes du Silurien gisent dans des blocs de calcaire dans du basalte, mais aucun fossile autochtone n'a été trouvé. La formation de Svartevaeg est recouverte en discordance par la formation d'Emma Fiord du Viséen.

Dévonien moyen et supérieur

Les roches du Dévonien moyen et supérieur sont largement réparties dans le miogéosynclinal franklinien et apparaissent sous forme de buttes-témoins dans le soulèvement de Boothia (fig. X-5). Elles affleurent également dans la partie ouest des basses-terres de l'Arctique où leur stratigraphie ressemble étroitement à celle du continent (chap. VIII). Dans le miogéosynclinal franklinien, les roches du Dévonien moyen reposent en concordance sur celles du Dévonien inférieur, mais dans la région du soulèvement de Boothia, une discordance angulaire sépare le Dévonien moyen des roches plus anciennes. Les roches du Dévonien moyen et supérieur sont divisées en deux unités lithologiques. L'unité inférieure, à prédominance de roches carbonatées et de schiste argileux, et l'unité supérieure formée surtout de sédiments terrigènes représentent un coin clastique provenant du nord. Dans la partie intérieure du miogéosynclinal, adjacente à l'eugéosynclinal, les roches clastiques dominent dans le Dévonien moyen et supérieur.

La partie inférieure de la succession dans la région extérieure du miogéosynclinal comprend surtout des formations carbonatées (Disappointment Bay et Blue Fiord), des schistes argileux beiges, des siltstones et des grès à grain fin (Goose Fiord et Eids), ainsi que des roches clastiques rouges et vertes contenant des évaporites. Toutes ces roches ou la plupart datent du début du Dévonien moyen (Eifélien). La partie supérieure de la succession montre qu'une sédimentation clastique a commencé à ce niveau partout dans le miogéosynclinal et dans la partie ouest des basses-terres. A l'exception de quelques récifs du Frasnien sur l'île Banks, les formations carbonatées manquent complètement. La sédimentation, essentiellement marine à l'origine, était presque entièrement terrestre ultérieurement. La formation de Bird Fiord et la plus grande partie de la formation de Weatherall du Givétien constituent les principales formations marines. Les formations les plus récentes, surtout non marines, sont la formation d'Okse Bay et ses formations correspondantes d'Hecla Bay et de Grisper Bay. Dans l'île Prince-Patrick, les zones d'origine marine intercalées datent du Frasnien, tandis que les mêmes zones sur les îles Melville et Cameron datent du Famennien.

Les deux divisions ne se distinguent pas dans les parties intérieures du miogéosynclinal, mais elles sont représentées par la formation de Cape Rawson, dépôt clastique en forme de coin dont l'âge peut varier entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien moyen ou même supérieur. Certaines parties de la succession dévonienne située au nord-ouest de l'île Melville ressemblent à la formation de Cape Rawson, mais les épaisses roches clastiques, les plus anciennes du niveau de Blackley de la formation de Weatherall, datent probablement du début du Dévonien moyen.

L'ingression du miogéosynclinal par des coins de roches clastiques dérivant du nord s'est effectuée graduellement et a commencé par la formation de Cape Rawson de l'Ordovicien supérieur ou du Silurien, puis s'est poursuivie probablement jusqu'au Dévonien supérieur. Au début du Dévonien moyen, l'ingression s'est étendue à d'autres régions telles que la partie nord-ouest de l'île Melville, et les fjords Trold et Canyon, dans l'île Ellesmere. Vers la fin du Dévonien moyen (Givétien), les couches de roches clastiques ont atteint leur plus grande étendue et recouvraient tout le miogéosynclinal s'étendant même au-delà, au sud du détroit de Parry jusqu'aux basses-terres. Ces conditions ont persisté jusqu'à la fin du Dévonien (Famennien).

Début du Dévonien moyen (Eifélien)

Les roches du début du Dévonien moyen du miogéosynclinal, d'une grande variété, comprennent des roches carbonatées, des roches clastiques et des évaporites. La

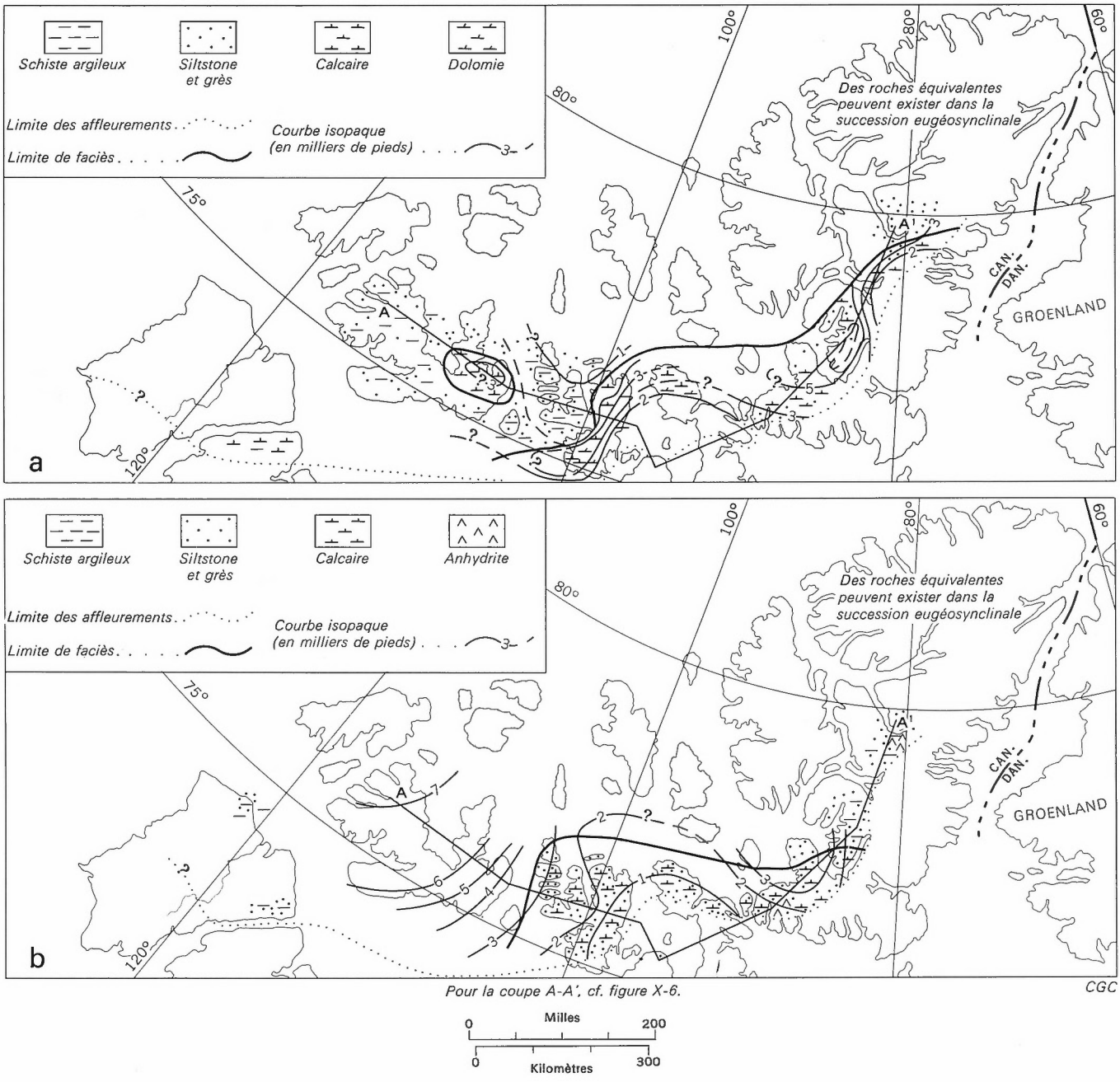


FIGURE X-5. Répartition des roches du Dévonien moyen de l'archipel Arctique: a) Eifélien; b) Givétien (R. Thorsteinsson).

formation de Disappointment Bay, telle que définie à l'origine sur l'île Cornwallis, comprend environ 280 pieds de dolomie poreuse et, à sa base, du grès et du conglomérat en discordance angulaire sur des roches siluriennes (Thorsteinsson, 1959). Le contact supérieur de cette formation manque sur l'île Cornwallis. Les roches de la partie est de l'île Bathurst, rattachées aux formations de Sherard Osborn et de Driftwood Bay par Thorsteinsson et Glenister (1963), ont été récemment incluses dans la formation de Disappointment Bay (J. W. Kerr). Celle-ci comprend, dans l'île Bathurst, de 700 à 2,100 pieds de couches de dolomie généralement poreuse et très résistante. Par endroits, elle présente à la base du grès et un conglomérat à galets considérés antérieurement comme étant la formation de Driftwood Bay. La formation de Disappointment Bay est recouverte par les calcaires de la formation de Blue Fiord suivant un contact bien défini et concordant. Les coupes les plus épaisses de la formation de Disappointment Bay se trouvent dans la partie sud de l'île Bathurst où elle renferme de nombreuses interstratifications de grès

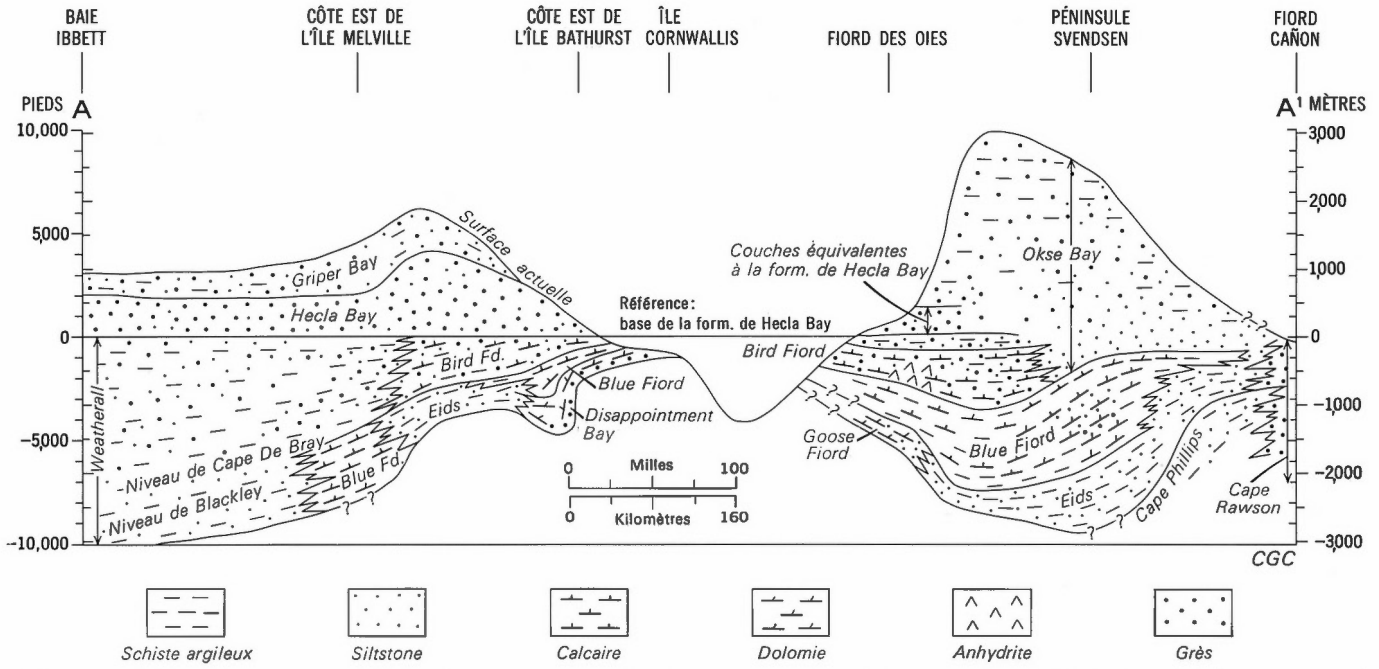


FIGURE X-6. Coupe montrant l'état de l'archipel Arctique durant le Dévonien moyen et supérieur le long de la ligne A-A' de la figure X-5 (R. Thorsteinsson).

dolomitique. Dans la partie est de l'île Bathurst, la formation repose en discordance angulaire sur différentes formations de l'Ordovicien au Dévonien inférieur. Cette discordance angulaire se transforme vers l'ouest en une autre discordance formée par les roches de la formation de Disappointment Bay recouvrant celles de la formation de Stuart Bay. Plus à l'ouest, la formation de Disappointment Bay se change par degrés en la formation d'Eids. La zone de transition est caractérisée par une diminution graduelle de dolomie et un accroissement de siltstone.

La formation d'Eids est composée de roches récessives finement stratifiées, de 600 à plus de 3,000 pieds d'épaisseur. Elle est formée surtout de siltstone gris, plus ou moins argileux et calcaire, et de petites quantités de schiste argileux calcaire devenant gypseux par endroits. A la base de la formation se trouve une discordance qui est presque une surface stratigraphique d'âge donné. Son contact supérieur, cependant, est diachrone. Le contact est graduel sur l'île Ellesmere, où la formation est recouverte par les roches carbonatées de la formation de Blue Fiord. La formation d'Eids s'étend dans la partie ouest de l'île Bathurst, mais, vers l'est, elle se transforme graduellement en les formations de Disappointment Bay et de Blue Fiord. La corrélation entre la formation d'Eids et les formations de Blue Fiord et de Weatherall de l'île Melville est hypothétique par l'absence de faune diagnostique et les affleurements sont interrompus.

La formation de Goose Fiord comprend 1,010 pieds de siltstone et grès dolomitiques, de dolomie silteuse et de dolomie. Ces roches se rencontrent dans le sud-ouest de l'île Ellesmere où elles recouvrent le groupe de Read Bay suivant un contact bien défini et concordant (Greiner, 1963). La formation de Goose Fiord est recouverte par la formation de Blue Fiord et le contact supérieur est également défini et concordant. Les roches de la formation de Goose Fiord ne renferment pas de fossiles caractéristiques, mais elles représentent probablement un faciès relativement sableux correspondant à la formation d'Eids plus argileuse, sise au nord dans la région axiale du miogéosynclinal.

La formation de Vendom Fiord ne se rencontre que dans certaines parties des basses-terres de l'Arctique et dans la partie du miogéosynclinal franklinien sur l'île Ellesmere (fig. X-7). Elle comporte jusqu'à 600 pieds de grès rouge et vert, finement stratifié, plus ou moins calcaire et silteux, et de petites quantités de conglomérat à galets de quartz, de siltstone et de l'anhydrite. Ces roches affleurent en une bande étroite à partir du fjord Vendom, où elles passent graduellement dans la formation d'Eids, jusqu'au fond du fjord Canyon où elles fusionnent avec la formation de Cape Rawson. Elles reposent en discordance sur la formation d'Allen Bay ou sur la formation de Cape Phillips, et la formation de Blue Fiord les recouvre en concordance. Suivant leurs répartitions et les relations des faciès, ces sédiments, contrairement aux autres formations clastiques du Dévonien, proviennent probablement, en majeure partie, de l'est.

D'après les relations d'interdigitation et la position des couches, il semble que les formations de Disappointment Bay, d'Eids et de Goose Fiord, ainsi que les couches rouges et vertes sises entre les fjords Vendom et Canyon, correspondent dans leur ensemble les unes aux autres. La plupart ne renferment pas de fossiles caractéristiques, mais des roches de la formation d'Eids contiennent des trilobites de l'Eifélien (Ormiston, communication personnelle),

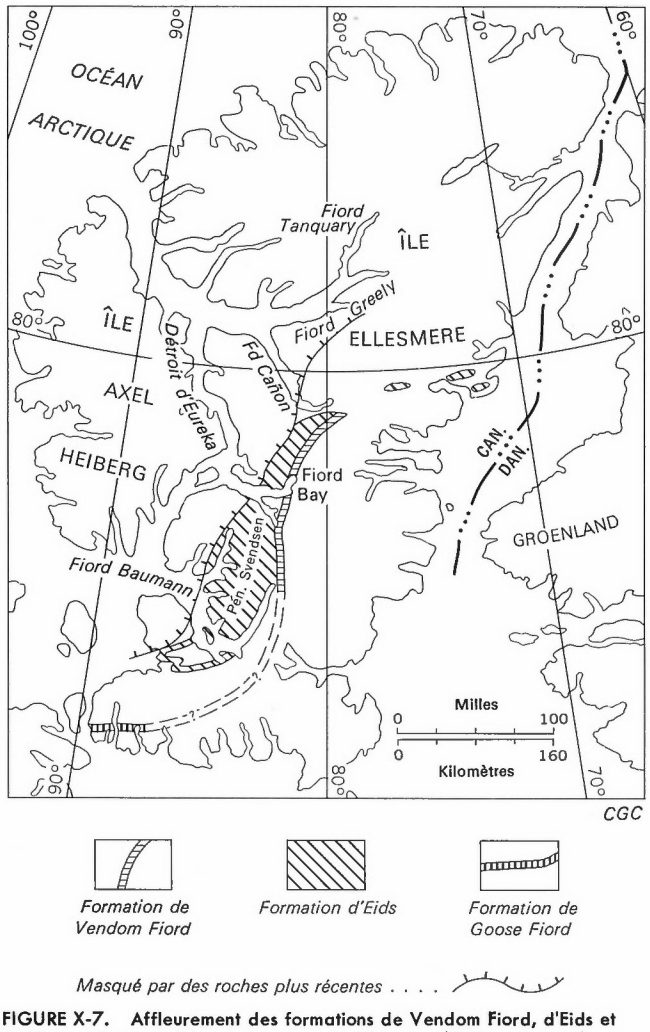


FIGURE X-7. Affleurement des formations de Vendom Fiord, d'Eids et de Goose Fiord du Dévonien moyen, île Ellesmere (R. Thorsteinsson).

ce qui permet de supposer que les autres formations datent aussi de l'Eifélien.

La formation de Blue Fiord est typiquement un calcaire résistant, microcristallin, à fragments de fossiles, avec un peu de dolomie, de schiste argileux et de siltstone (fig. X-5a et 6). La dolomie est évidente et parfois l'élément dominant. Les affleurements de la formation de Blue Fiord forment une bande irrégulière le long des bordures sud-est et sud du miogéosynclinal franklinien à partir de l'île Ellesmere, passent par le nord-ouest de l'île Devon et s'étendent jusqu'aux îles Bathurst et Melville. Dans le nord-est de l'île Melville, la formation comprend environ 2,500 pieds de calcaire et dolomie. Elle formerait là un banc carbonaté isolé et pourrait renfermer des roches correspondant à la formation de Disappointement Bay. La formation de Blue Fiord affleure dans les basses-terres de l'Arctique, au nord-ouest de l'île Victoria, où n'affleurent ni la base ni le sommet de la formation. Elle est caractérisée par une épaisseur très variable, passant de zéro, où elle a fusionné à d'autres formations correspondantes, à plus de 4,500 pieds entre les fjords Vendom et Bay sur l'île Ellesmere. Elle contient une faune abondante de coraux, de brachiopodes et de trilobites de l'Eifélien.

Fin du Dévonien moyen (Givétien) et roches clastiques non marines

Le Givétien est représenté par la formation de Bird Fiord dans les îles Ellesmere, Devon et Bathurst, et par la formation de Weatherall dans la partie est de l'île Melville (fig. X-5b et 6). La formation de Weatherall dans la partie ouest de l'île Melville comprend à la base le niveau de Blackadar, probablement du début du Dévonien moyen.

La formation de Bird Fiord est composée de grès calcaire gris-vert clair et de calcaire quartzeux présentant des interstratifications de schiste argileux vert foncé et de siltstone. Elle contient des coraux, des bivalves et des brachiopodes en abondance. Son contact avec les roches carbonatées sous-jacentes de la formation de Blue Fiord est bien défini et concordant.

Dans la partie nord-est de l'île Melville, la formation de Weatherall présente un contact bien défini et concordant avec la formation de Blue Fiord. Elle se divise en deux niveaux: 1) une succession inférieure de grès, de siltstone et de schiste argileux d'une épaisseur de quelque 700 pieds, plus ou moins calcaire, devenant grisâtre sous l'action atmosphérique et renfermant des fossiles marins du Givétien; 2) une succession supérieure, composée de grès, de siltstone et de schiste argileux d'une épaisseur d'environ 3,900 pieds, dépourvue de fossiles marins et probablement d'origine non marine. Des fragments de roches charbonneuses gisent un peu partout dans la formation, mais plus précisément dans le niveau supérieur. La partie inférieure de la formation de Weatherall du nord-ouest de l'île Melville comprend le niveau de Blackley au contact bien défini, mais probablement discordant avec les couches graptolithiques du Dévonien inférieur de la formation d'Ibbett Bay. Cette partie inférieure de la formation de Weatherall est formée d'environ 2,300 pieds de schiste micacé gris apparemment dénué de fossiles et contenant quelques interstratifications de siltstone. Le niveau de Cape de Bray qui lui succède comprend environ 2,000 pieds de schiste micacé gris à noir, avec des interstratifications de siltstone à teneur de brachiopodes du Givétien. Ce niveau est recouvert par environ 6,000 pieds de couches étroitement ressemblantes aux roches caractéristiques de la formation de Weatherall de la partie est de l'île Melville. Des coraux, des brachiopodes, des trilobites et des bivalves du Givétien sont répandus dans les couches au-dessus du niveau de Cape de Bray, mais près du sommet de la formation de Weatherall les fossiles marins deviennent de plus en plus rares. En raison de l'absence de fossiles, il est tentant de rattacher le niveau de Blackley aux formations de Disappointment Bay et de Blue Fiord. Cependant, si cette interprétation est exacte, la formation de Weatherall de la partie ouest de



PLANCHE X-2. Roches du Dévonien supérieur et faille de la fin du Cénozoïque, collines Bleues, partie sud-ouest de l'île Melville, orientée est. H: formation d'Hecla Bay; G: formation de Griper Bay.

l'île Melville est à la fois de l'Eifélien et du Givétien, tandis que dans la partie est elle daterait seulement du Givétien.

Fin du Dévonien moyen (?) et supérieur

Les roches du Dévonien, qui suivent les formations de Weatherall et de Bird Fiord, sont dans l'ensemble d'origine non marine. Elles sont connues à l'est de la presqu'île Grinnell sous le nom de formation d'Okse Bay, tandis que sur l'île Bathurst et vers l'ouest, elles sont représentées par les formations de Hecla Bay et de Griper Bay du groupe de Melville Island (pl. X-2). Ces roches, dont les couches les plus récentes datent du Famennien, sont les plus récentes déposées dans le géosynclinal franklinien. Leur contact supérieur présente partout une profonde discordance angulaire.

La formation de Hecla Bay est une succession uniforme, d'une épaisseur variant de 1,200 à environ 4,000 pieds de grès vert clair à blanc, dont les couches sont généralement épaisses et avec stratification entrecroisée. Elle est caractérisée par des strates de roches carbonatées, par sa couleur distinctive et par sa résistance à l'action



PLANCHE X-3. Les falaises de Gyrfalcon, du Frasnien (Dévonien supérieur), sur la côte nord de l'île Banks.

des agents atmosphériques. Son contact avec la formation de Weatherall est bien défini dans la partie est de l'île Melville, mais il devient graduel vers l'ouest. Dans l'île Bathurst et la presqu'île Grinnell, la formation de Hecla Bay recouvre la formation de Bird Fiord et leur contact est graduel. Bien que la formation de Hecla Bay ne contienne pas de fossiles caractéristiques, son âge est délimité par celui des formations sous-jacentes et sus-jacentes du Givétien et du Famennien.

La formation de Griper Bay, composée surtout de grès, de siltstone et de schiste argileux, renferme aussi de petites quantités de houille et de conglomérat en lits minces. Les roches sont caractérisées par des couleurs vertes et grisâtres; s'y trouvent aussi des bancs de grès blanc semblables à ceux de la formation de Hecla Bay. Des affleurements de roches de la formation de Griper Bay, dont l'épaisseur atteint 4,000 pieds, s'étendent dans le miogéosynclinal franklinien des îles Melville et Bathurst, où la formation repose en concordance sur les grès de la formation de Hecla Bay. Des roches de cette même formation apparaissent aussi dans le soulèvement de Boothia où elles recouvrent en discordance angulaire diverses formations plus anciennes, dont la plus récente date du Givétien. Cette discordance confirme que le soulèvement de Boothia a subi une troisième phase de déformation. La plus grande partie de la formation de Griper Bay s'est de toute évidence déposée dans un milieu non marin; cependant, de minces couches à teneur de brachiopodes du Famennien apparaissent à environ 2,000 pieds au-dessus de la base de cette formation dans les îles Melville et Bathurst (Kerr et coll., 1965). Des fossiles d'esthériens, des fragments de poissons avec bouclier et écailles, et des spores ont été récupérés de la formation de Griper Bay des îles Melville et Bathurst. Les roches de l'île Prince-Patrick, considérées antérieurement de la formation de Griper Bay, comprennent environ 4,500 pieds de strates dont la base n'affleure pas. Des grès et siltstones finement stratifiés, contenant des brachiopodes et des coraux du Frasnien, en forment la partie inférieure, tandis que des grès non marins de couleur claire, à stratifications épaisses, et contenant de minces lits de houille, en caractérisent la partie supérieure. Aucune couche marine correspondante au Frasnien n'est connue dans l'est de l'île. Sur l'île Banks, s'étendent des strates plus ou moins équivalentes à la formation de Griper Bay. Elles comprennent beaucoup de grès et siltstone, ainsi que quelques récifs isolés de calcaire du Frasnien (pl. X-3), les seuls connus du Dévonien supérieur dans l'archipel Arctique.

La formation d'Okse Bay, dans l'île Ellesmere (McLaren, 1963a), comprend au moins 10,000 pieds de grès, de siltstone et de schiste argileux, ainsi que de minces lits de houille. Ces roches renferment des fossiles de

plantes et de poissons non datés plus précisément que du Dévonien supérieur. La formation d'Okse Bay comprend quatre niveaux: un grès inférieur, un grès et un schiste argileux inférieurs, un grès supérieur, et un grès et un schiste argileux supérieurs. Deux subdivisions sont reconnaissables dans le grès inférieur: une unité inférieure de schiste argileux sableux rouge ou vert et une unité supérieure de 1,350 pieds de grès en lits épais ou massifs, lequel grès semble correspondre à la formation de Hecla Bay. Les trois niveaux supérieurs de la formation d'Okse Bay paraissent correspondre à la formation de Griper Bay. Au nord de la latitude du fjord Vendom, sur l'île Ellesmere, la partie inférieure de la formation d'Okse Bay, serait, croit-on, plus ancienne qu'au sud et contient les équivalents des formations de Bird Fiord et de Blue Fiord.

Orogenèse de l'Ellesmérien

La principale période de plissement de l'orogenèse de l'Ellesmérien se situe entre le Famennien et le Viséen. La preuve en est fournie par la présence de roches du Famennien au sommet de la succession très concordante du miogéosynclinal franklinien et par la présence locale de strates du Viséen à la base de la succession du bassin de Sverdrup, sus-jacente en discordance aux roches plissées du géosynclinal franklinien.

Les principales structures du miogéosynclinal dues à l'orogenèse de l'Ellesmérien sont les zones de plissements des îles Parry et du centre d'Ellesmere. L'eugéosynclinal a de toute évidence subi une longue succession de phénomènes tectoniques. Certains mouvements ont dû précéder la mise en place des roches du Dévonien inférieur. Toutefois, d'après les preuves existantes, il semble que la principale période d'activité orogénique au sein de l'eugéosynclinal, ainsi que dans le miogéosyncinal, se situe entre le Dévonien et le Viséen.

La zone de plissements des îles Parry, des îles Melville et Bathurst, est caractérisée par des anticlinaux longs, étroits, plus ou moins symétriques et séparés par de larges synclinaux peu profonds (pl. X-4). Quelques failles de chevauchement à pendage prononcé et à déplacement horizontal faible sont orientées parallèlement à la direction générale du plissement. Les traits structuraux les plus importants de la zone de plissements des îles Parry font croire à un décollement probable au sein de la succession d'évaporite du groupe de Cornwallis de l'Ordovicien.

Les structures de la zone de plissements des îles Parry ont une direction est-ouest presque perpendiculaire à la direction régionale nord-sud des structures du soulèvement de Boothia. La partie est de l'île Bathurst, où les deux directions se croisent, est une région structuralement complexe. Cette région, fortement plissée et faillée, est caractérisée surtout par des plis et des failles de direction nord, dont plusieurs sont des failles de décrochement. Certains plis du soulèvement de Boothia, proches des structures de la zone de plissements des îles Parry, ont subi une deuxième phase de plissement résultant de l'orogenèse de l'Ellesmérien. Toutefois, la grande partie du soulèvement de Boothia semble s'être comportée comme un butoir qui aurait été peu touché par l'orogenèse de l'Ellesmérien.

Les relations structurales de la zone de plissements du centre d'Ellesmere par rapport au soulèvement de Boothia sont identiques à celles de la zone de plissements des îles Parry par rapport au soulèvement de Boothia. Les structures de la zone de plissements du centre d'Ellesmere sont à direction sud-est, de la presqu'île Grinnell, à travers la partie nord-ouest de l'île Devon proprement dite, d'où elles s'incurvent vers le nord-est pour atteindre le sud-ouest de l'île Ellesmere et se prolonger en diagonale à travers l'île. Depuis la presqu'île Grinnell jusqu'aux environs de la latitude du fjord Baumann, les caractéristiques de la zone de plissements du centre d'Ellesmere sont analogues à celles de la plus grande partie de la zone de plissements des îles Parry. Les plis reconnus dans cette région se présentent en réseau simple, ce qui suggère que la partie sud-ouest de la zone de plissements du centre d'Ellesmere n'a subi qu'une seule période de déformation, à savoir l'orogenèse de l'Ellesmérien.

Entre le fjord Baumann et le bassin Kane, la zone de plissements du centre d'Ellesmere montre une évolution structurale longue et complexe. Des plis, des failles de chevauchement et des failles normales, tous de direction nord-est, y sont présents. Les failles de chevauchement, la plupart en échelon, ont généralement un pendage de modéré à prononcé vers le nord-ouest et s'étendent sur plus de 100 milles. Deux périodes de déformation, l'Ellesmérien et l'Eureka du Cénozoïque, y sont clairement en évidence. Ces déformations sont indiquées par de nombreuses buttes-témoins de la formation d'Eureka Sound du Cénozoïque reposant en discordance angulaire sur les roches du début du Paléozoïque, mais néanmoins plissées et traversées par des failles de chevauchement. Il est difficile d'évaluer les effets relatifs des deux orogenèses. Il est possible d'établir que de nombreux plissements et plusieurs failles normales, mais aucun chevauchement, sont antérieurs à la mise en place de la formation d'Eureka Sound, ce qui laisse penser que les structures de l'orogenèse de l'Ellesmérien sont en majorité des plis. Il est également possible d'établir que certaines failles de chevauchement sont postérieures à la formation d'Eureka Sound et que de nombreuses failles normales sont plus récentes que cette formation et les failles de chevauchement. La période des failles de chevauchement la plus importante résulte probablement de l'orogenèse de l'Eureka, tandis que les failles normales représentent probablement un phénomène structural encore plus récent.

L'histoire orogénique de l'eugéosynclinal franklinien est plus complexe que celle de son miogéosynclinal complémentaire. L'eugéosynclinal franklinien a connu plusieurs périodes de déformation, une probablement au Cambrien

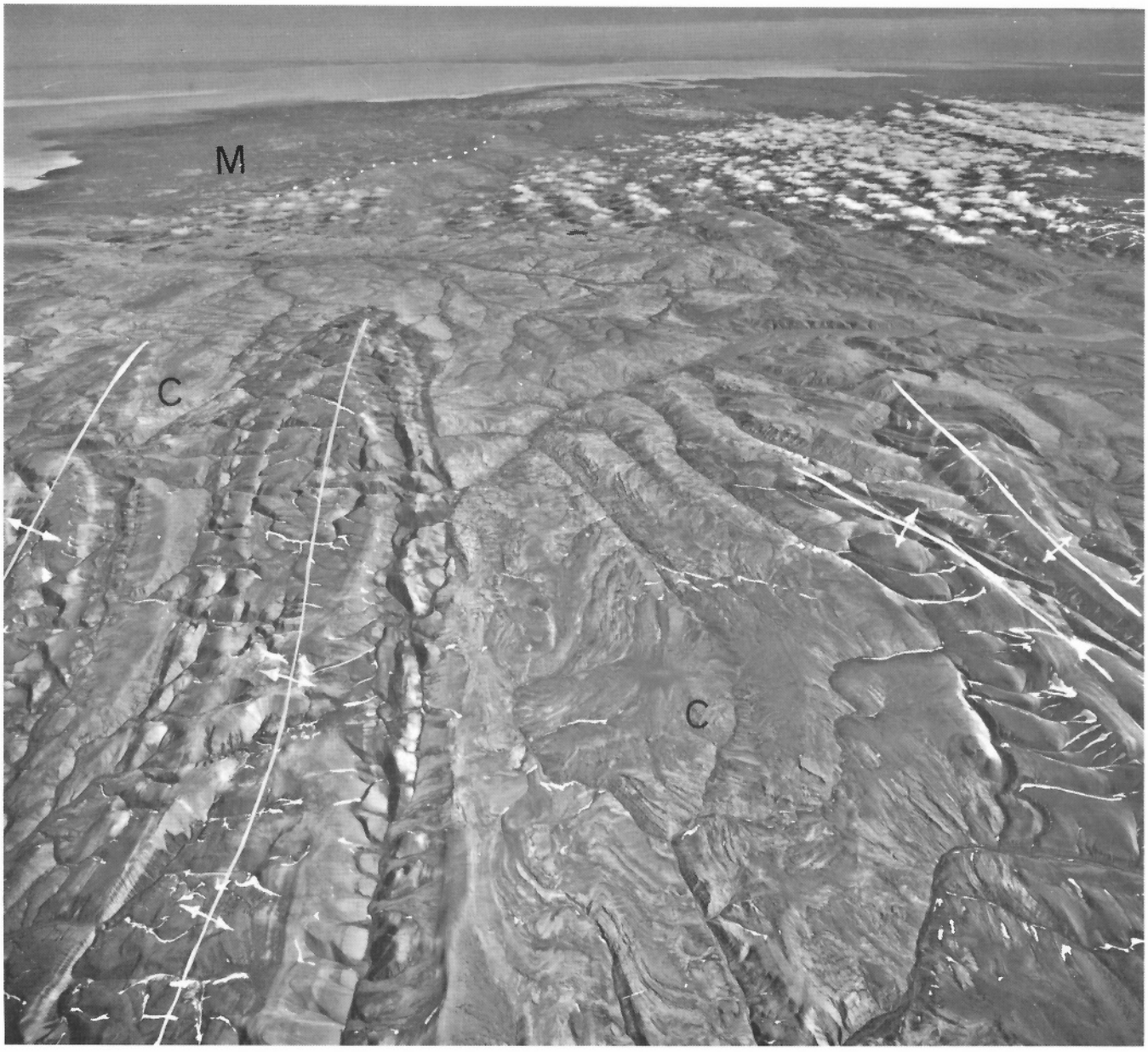


PLANCHE X-4. Zone de plissements des îles Parry, partie nord-ouest de l'île Melville, orientée est. Les roches de couleur foncée dans la partie centrale des anticlinaux représentent des successions concordantes de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien, plissées au cours des orogenèses de l'Ellesmérien et du Melvillien; elles sont recouvertes en discordance par la formation de Canyon Fiord du Carbonifère supérieur (C) dans les synclinaux plissés au cours des accidents melvilliens. A l'arrière-plan, couches du Permien et du Mésozoïque à pendage faible (M), partie sud du bassin de Sverdrup.

inférieur dans la partie nord des îles Ellesmere et Axel Heiberg, d'après la datation radiométrique, et une autre entre le Silurien moyen et le Dévonien inférieur dans la partie nord de l'île Axel Heiberg. La principale orogenèse, toutefois, a été l'orogenèse de l'Ellesmérien comme le montre la discordance angulaire très étendue sous les roches du Carbonifère. Les roches les plus récentes datées avec certitude sous cette discordance sont du Dévonien inférieur ou moyen. Il est donc impossible de répondre d'une manière formelle à la question de savoir si l'orogenèse de l'Ellesmérien ou une déformation plus ancienne, datant du Dévonien moyen ou du début de la fin du Dévonien, a affecté l'eugéosynclinal franklinien.

De petits plutons granitiques, sis dans la partie nord-ouest de l'île Ellesmere, ont une composition de monzonite quartzique à de la granodiorite, de diorite quartzique et à de la diorite (Trettin, 1964). Ils sont massifs ou zonés, et concordants ou discordants. Des datations radiométriques effectuées sur un pluton de l'île Axel Heiberg et sur un autre de l'île Ellesmere ont donné des âges respectifs de 360 ± 25 m. a. (fin du Dévonien) et de 335 ± 25 m. a. (début du Carbonifère). Les roches les plus récentes pénétrées par les plutons datent probablement du Silurien inférieur. Selon toute probabilité, la mise en place de ces plutons est liée à l'orogenèse de l'Ellesmérien. Il est donc peu probable que la discordance entre les roches du

Silurien moyen et celles du Dévonien inférieur et moyen dans la partie nord de l'île Axel Heiberg marque la principale orogenèse de l'eugéosynclinal. Les roches sédimentaires du miogéosynclinal contiennent cependant la preuve que les phénomènes orogéniques et le soulèvement de l'eugéosynclinal sont antérieurs à l'orogenèse de l'Ellesmérien dú miogéosynclinal. Cette preuve se voit dans les sédiments clastiques apparus pour la première fois dans l'Ordovicien supérieur ou le Silurien inférieur et qui se sont étendus graduellement, atteignant leur recouvrement maximal à la fin du Dévonien moyen et au Dévonien supérieur.

LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR ET LE MÉSOZOÏQUE

La fin de l'orogenèse de l'Ellesmérien, qui date de la fin du Dévonien ou du début du Carbonifère, marque un changement complet dans la sédimentation et la nature des déformations de l'archipel Arctique. Un nouveau cycle de sédimentation a commencé à la suite de cette orogenèse, du Carbonifère au Crétacé supérieur. Il s'est terminé avec l'orogenèse de l'Eureka du début du Cénozoïque.

La sédimentation entre le Carbonifère et le Crétacé supérieur s'est effectuée surtout dans le bassin de Sverdrup. Il est possible qu'au cours du Carbonifère supérieur de petits bassins isolés aient aussi existé au sud de la principale zone d'affaissement, par exemple, dans la partie nord-ouest de l'île Melville. Les roches du Crétacé s'étendent également au-delà du bassin de Sverdrup, plus particulièrement dans la partie ouest des basses-terres de l'Arctique. Les roches du Permien et du Carbonifère renferment des roches clastiques à grain variable, des roches carbonatées, des évaporites et des roches volcaniques. Ces roches reposent suivant une discordance angulaire sur les structures tronquées et nivelées de l'orogène du géosynclinal franklinien. Les dépôts du Carbonifère inférieur ne sont pas d'origine marine, tandis que les couches du Carbonifère supérieur et du Permien le sont dans leur ensemble.

Le Mésozoïque est caractérisé par une succession plus uniforme. Les roches sont presque toutes des grès quartzeux à grain de moyen à fin, des siltstones et des schistes argileux contenant de petites quantités de conglomérat. Il y a aussi un peu de basalte dans le Crétacé. Les dépôts marins et non marins alternent suivant des volumes sensiblement équivalents. Les roches carbonatées biogéniques et les évaporites sont totalement absentes. Il est possible que les conditions climatiques aient comporté des températures plus froides que celles du Paléozoïque.

L'activité tectonique a été relativement calme entre les orogenèses de l'Ellesmérien et de l'Eureka, sauf en bordure du bassin de Sverdrup. La déformation du Melvillien, d'environ du Permien inférieur, a causé des plissements et des failles près des bordures sud et est de ce bassin. A la limite ouest de ce bassin, définie par le soulèvement de Prince-Patrick, les mouvements le long des failles de gravité ont débuté probablement au Jurassique supérieur. Toutes les bordures ont assez bien résisté à l'affaissement et laissent voir des successions incomplètes avec de nombreuses discordances stratigraphiques et quelques légères discordances angulaires entre le Carbonifère et le Crétacé supérieur. Par ailleurs, dans la région axiale du bassin de Sverdrup, la succession du Carbonifère supérieur au Crétacé supérieur est en général concordante. Cette succession comprend même, par endroits, des strates du début du Cénozoïque. Toutefois, du point de vue régional, le début du Cénozoïque marque sans aucun doute la fin de l'affaissement uniforme du bassin de Sverdrup.

Des dykes et sills de gabbro ont pénétré presque toutes les formations du Carbonifère au Crétacé. Ils ont probablement été mis en place pendant le Crétacé.

LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Carbonifère et Permien

La sédimentation du Carbonifère et du Permien comprend des couches des âges suivants: Carbonifère inférieur (Viséen); Carbonifère supérieur (Bashkirien, Moscovien, Gzhelien ou Zhigulevskien, et Orenburgien); et Permien (Asselien, Sakmarien, Artinskien et Guadalupien). Les roches du tout début du Carbonifère (Tournaisien), du milieu du Carbonifère (Namurien) et du sommet du Permien sont inconnues et probablement absentes.

Les roches du Viséen ne sont pas d'origine marine et sont séparées des couches plus récentes par une discordance régionale.

La succession qui se situe entre le Bashkirien et le Guadalupien est d'une grande complexité; elle est formée de formations se présentant en digitation et comportant des conglomérats, du grès, du schiste argileux, du calcaire et des évaporites (fig. X-8). Par endroits, se trouvent également des roches volcaniques. La succession de la région axiale du bassin de Sverdrup est caractérisée en général par des roches carbonatées, en partie des récifs, présentes en digitation avec des schistes argileux foncés et associées à des évaporites. Des grès et conglomérats abondent sur les bordures sud et est du bassin. Toutefois, une épaisse unité de grès et de conglomérat forme la base

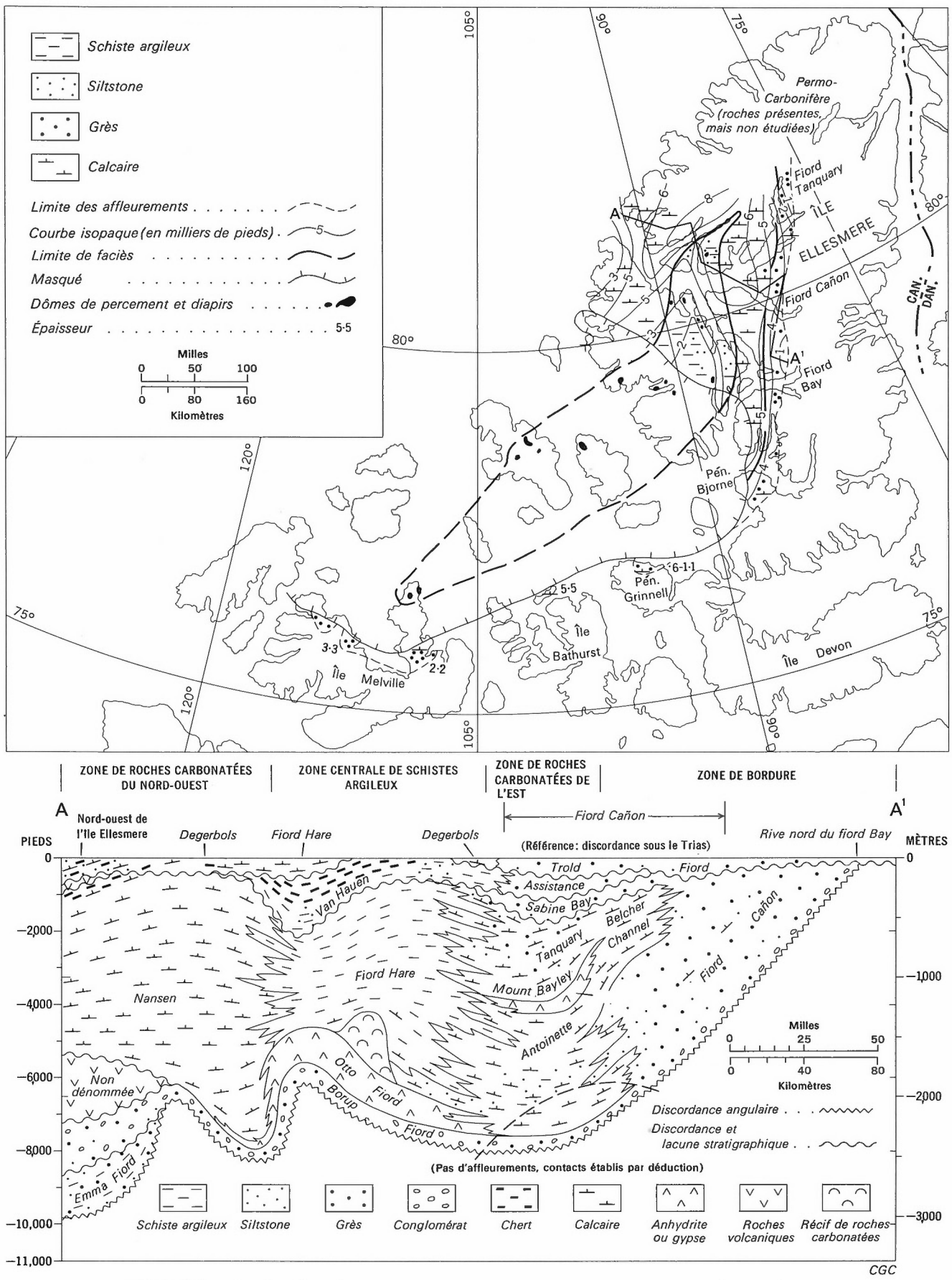


FIGURE X-8. Répartition des roches du Pennsylvanien et du Permien dans l'archipel Arctique (R. Thorsteinsson).

de la succession dans la région axiale du bassin. Des langues de calcaire s'étendant jusqu'aux bordures du bassin se rencontrent à différents niveaux. A des fins de description, la succession qui s'étend du Bashkirien au Guadalupien se divise en deux unités principales; l'unité la plus ancienne s'étend du Bashkirien au début de l'Artinskien, tandis que l'unité la plus récente comprend des roches de la fin de l'Artinskien et du Guadalupien. Dans la région axiale du bassin de Sverdrup, la succession entière est parfaitement concordante. Il existe cependant une discordance très étendue dans l'Artinskien, ce qui permet de différencier les deux principales unités. Une discordance contemporaine peut aussi s'apercevoir sur les bordures sud et est du bassin. Dans la région des bordures, toutefois, il existe plus d'une discordance dans la succession par suite du recouvrement de plusieurs formations, qui elles-mêmes reposent sur des discordances, tant dans le Sakmarien et le Guadalupien qu'à la fin de l'Artinskien.

Les formations du Carbonifère supérieur et du Permien ont été datées à l'aide de leurs faunes de fusulinacées et d'ammonoïdes. Thorsteinsson a déterminé les fusulinacées et W. W. Nassichuk, les ammonoïdes. L'étude de ces faunes reste incomplète, mais les notes ci-dessous fournissent une indication sur l'étendue de cette faune et sur la manière dont les noms des étages ont été utilisés.

Les roches les plus anciennes datent du Bashkirien (Morrowien). Les roches de cet âge ont été identifiées avec certitude d'après les ammonoïdes exclusives aux masses calcaires récifales amenées à la surface sous forme de dômes de percement dans les îles Axel Heiberg et Melville. Les faunes du Moscovien inférieur (Atokien) sont déterminées par la présence de *Profusulinella* et *Eofusulina,* ainsi que d'une faune abondante d'ammonoïdes, y compris *Winslowoceras.* Les couches les plus récentes du Moscovien se reconnaissent à la présence d'une zone à *Wedekindellina* et d'une autre zone à *Fusulina.* L'étage Gzhelien (Zhigulevskien) est caractérisé par *Quasifusulina, Triticites* et *Fusulinella;* l'Orenburgien a été déterminé par des schwagerinides qui sont l'indice de la zone russe à *Pseudofusulina*; l'Asselien est déterminé par des espèces caractéristiques des *Schwagerina;* le Sakmarien par une zone à *Monodiexodina* et *Pseudoschwagerina.* Deux zones à fusulinacées ont été délimitées dans la partie inférieure de l'Artinskien; la zone inférieure contient *Parafusulina* et la zone supérieure, *Schwagerina hyperborea* (Salter). Les roches les plus récentes de l'Artinskien et du Guadalupien ne renferment pas de fusulinacées et sont datées par des ammonoïdes qui représentent au moins trois niveaux stratigraphiques. Les deux niveaux les plus anciens, caractérisés successivement par *Metalegoceras* et *Spirolegoceras,* appartiennent à l'Artinskien; la plus récente ammonoïde *Neogeoceras* permet de définir les couches du Guadalupien.

Carbonifère inférieur

La formation d'Emma Fiord repose en discordance sur les roches plissées du géosynclinal franklinien et est la plus ancienne du bassin de Sverdrup (Kerr et Trettin, 1962). Les affleurements sont sporadiques et n'apparaissent que le long d'une bande qui s'étend de Svartevaeg, dans le nord de l'île Axel Heiberg, à l'inlet M'Clintock dans le nord de l'île Ellesmere. Cette formation comprend au moins 1,000 pieds de siltstone carbonaté gris foncé et de grès à grain fin, plus ou moins argileux, contenant du grès gris clair en petites quantités, ainsi que de minces couches de houille contenant des plantes fossilisées et une microflore datant du Viséen. Le contact supérieur de cette formation avec des couches plus récentes du Carbonifère est invariablement une discordance.

Carbonifère supérieur et début du Permien

Les étages Bashkirien, Moscovien, Orenburgien, Gzhelien, Asselien et Sakmarien, ainsi que la plus ancienne partie de l'Artinskien, sont bien représentés dans le bassin de Sverdrup, leur succession est entièrement concordante. Plus haut dans le Permien, au sein de l'Artinskien, existe une discordance qui s'étend d'un bout à l'autre du bassin. Les roches de la fin de l'Artinskien et du Guadalupien sises au-dessus de cette discordance sont décrites plus loin.

Les couches de base de la succession, du Bashkirien au début de l'Artinskien, sont formées de conglomérat et de grès rouges. Les roches sont représentées par la formation de Borup Fiord et par la partie inférieure conglomératique de la formation de Canyon Fiord. La partie supérieure, la plus épaisse de cette succession, a quatre zones à faciès différents. Ces zones sont parallèles à la direction nord-est de l'axe du bassin de Sverdrup (fig. X-8a). Du sud-est au nord-ouest, elles s'établissent comme suit: 1) une zone à faciès marginal sur les bords sud et est du bassin de Sverdrup, caractérisée par des roches clastiques et carbonatées appartenant respectivement aux formations de Canyon Fiord et de Belcher Channel; 2) une zone orientale de roches carbonatées, dont les principales unités rocheuses sont les formations d'Antoinette, de Mount Bayley, de Tanquary et de Belcher Channel; 3) une zone centrale de schiste argileux, connue sous le nom de formation de Hare Fiord et dont les roches sont surtout du schiste argileux et du siltstone; 4) une zone de roches carbonatées, au nord-ouest, dont l'unité rocheuse principale est la formation de Nansen. Des roches évaporitiques apparaissent dans la zone orientale de roches carbonatées, dans la zone centrale de schiste argileux et dans la zone de roches carbonatées du nord-ouest. Les deux zones de roches carbonatées, celle de l'est et celle du nord-ouest, fusionnent à l'est du fond du fjord Hare dans le nord de l'île Ellesmere. La zone à faciès marginal qui renferme des formations de roches clastiques et carbonatées marque la limite sud et est du bassin de Sverdrup. La zone apparaît sous forme d'une bande étroite d'affleurements sur environ 1,000 milles depuis l'île Melville à la côte nord de l'île Ellesmere. Les zones de roches carbonatées de l'est et du nord-ouest, et la zone centrale de schiste argileux

se prolongent probablement sous les parties centrale et occidentale du bassin de Sverdrup.

La formation de Borup Fiord est un assemblage hétérogène, rouge foncé après altération, formé de conglomérat, de grès conglomératique et de grès, avec de petites quantités de siltstone et de schiste argileux. Elle forme les couches de base de la succession de la zone centrale de schiste argileux et des zones de roches carbonatées adjacentes. Son épaisseur varie de zéro à un maximum d'environ 1,300 pieds. La formation affleure en plusieurs endroits dans le nord des îles Axel Heiberg et Ellesmere et fusionne latéralement avec le conglomérat de la formation de Canyon Fiord de la zone à faciès marginal. La formation de Borup Fiord repose en discordance sur la formation d'Emma Fiord irrégulièrement répartie, ou repose en discordance angulaire sur des roches plus anciennes. Sur presque toute leur étendue, les formations de Borup Fiord et de Canyon Fiord constituent les roches les plus anciennes du bassin de Sverdrup. Malgré l'absence de fossiles, la formation de Borup Fiord est considérée du Bashkirien.

La formation d'Otto Fiord apparaît dans la zone centrale de schiste argileux et dans les zones de roches carbonatées adjacentes. Formée surtout d'anhydrite en couches d'épaisseur moyenne à forte et de quelques interstratifications de calcaire, elle a une épaisseur de zéro à près de 1,200 pieds. Son contact avec la formation de Borup Fiord sous-jacente est graduel. Dans la région axiale du bassin de Sverdrup, elle a approximativement la même superficie, ou quelque peu plus étendue que la formation de Hare Fiord, immédiatement supérieure. Elle se fond latéralement avec les couches de base de calcaire de la formation de Nansen au nord-ouest et au nord, ainsi qu'avec les couches de base de calcaire de la formation d'Antoinette au sud-est.

La formation de Nansen, typiquement développée dans la zone de roches carbonatées du nord-ouest, est une succession uniforme de calcaire épais de 4,000 à plus de 7,000 pieds. Elle affleure sur de grandes superficies dans le nord de l'île Axel Heiberg et dans le nord-ouest de l'île Ellesmere. Elle affleure également en bordure de la zone à faciès marginal, sur la presqu'île Raanes dans la partie centrale de l'île Ellesmere, où les couches supérieures ont la forme de récifs. Le contact à sa base est variable. Au voisinage du changement de faciès, près du passage des roches de cette formation à celles correspondantes de la formation de Hare Fiord, la formation de Nansen recouvre graduellement les évaporites d'Otto Fiord, mais, où les évaporites manquent, elle recouvre graduellement la formation de Borup Fiord (fig. X-8b). A l'extrémité nord-ouest de l'île Ellesmere, environ 1,800 pieds de coulées volcaniques et de roches pyroclastiques sont intercalés entre les formations de Nansen et de Borup Fiord. La formation de Nansen atteint manifestement sa plus grande épaisseur à l'endroit où graduellement elle fusionne latéralement avec le schiste argileux de la formation de Hare Fiord. En ces endroits, nombre de récifs se sont formés dans la partie inférieure de la formation de Nansen. Les roches de la formation de Nansen de la presqu'île Raanes renferment de nombreuses interstratifications de grès quartzeux et le chert est abondant dans la partie supérieure de cette formation sur l'île Axel Heiberg. La formation de Nansen contient de nombreuses fusulinacées dont l'âge varie du Moscovien inférieur au début de l'Artinskien.

La zone orientale de roches carbonatées est le mieux représentée entre les fjords Bay et Tanquary où la succession caractéristique se compose de quatre, ou localement de trois formations. De la plus ancienne à la plus récente on trouve: la formation de Canyon Fiord, composée surtout de roches clastiques terrigènes rougeâtres, renferme un conglomérat identique à celui de la formation de Borup Fiord et s'étend du Bashkirien ou Moscovien au début de l'Orenburgien; la formation d'Antoinette, composée surtout de calcaire et de grès, épais de 1,400 à plus de 2,600 pieds, se trouve en digitation avec la formation de Canyon Fiord et la recouvre, et s'étend à ces endroits de la fin de l'Orenburgien à l'Asselien, mais au cap Est dans le fjord Cañon, elle renferme des équivalents de la formation de Canyon Fiord, du Moscovien à l'Asselien; la formation de Mount Bayley, constituée jusqu'à 820 pieds d'anhydrite renfermant de petites quantités de calcaire, recouvre graduellement la formation d'Antoinette et date probablement de l'Asselien; la formation de Tanquary sus-jacente, de 800 à 2,200 pieds de calcaire et de grès, s'étend du Sakmarien au début de l'Artinskien et recouvre la formation de Mount Bayley en contact graduel.

La formation de Hare Fiord est l'unité caractéristique de la zone centrale de schiste argileux et comprend de 1,000 à plus de 4,000 pieds de couches composées surtout de siltstone et de schiste argileux gris, ainsi que des quantités moindres de calcaire impur et de chert. Elle recouvre les évaporites de la formation d'Otto Fiord et le contact est graduel. Des récifs biohermes calcaires, d'une épaisseur de quelques dizaines de pieds à plus de 1,500 pieds, où gisent des brachiopodes et des ammonoïdes du Moscovien inférieur (Nassichuk, 1965), se trouvent dans la partie inférieure de la formation de Hare Fiord. La partie de cette formation dépourvue de récifs possède des fusulinacées et des ammonoïdes dont l'âge s'échelonne entre le Moscovien et le début de l'Artinskien. Les affleurements de la formation de Hare Fiord, entre la baie Whitsunday dans l'île Axel Heiberg et le fond du fjord Hare, se fondent latéralement avec des roches carbonatées. La répartition de la formation de Hare Fiord, dans les parties sud-ouest du bassin de Sverdrup où les roches du Permo-Carbonifère sont cachées sous des roches plus récentes (fig. X-8a), est hypothétique et basée sur l'extrapolation des relations géologiques en évidence sur les îles Axel Heiberg et Ellesmere, et sur la présence de diapirs d'an-

hydrite provenant de la formation d'Otto Fiord. Des inclusions de calcaire de récifs dans l'anhydrite contiennent des ammonoïdes du Bashkirien. Les grandes intrusions diapirs se trouvent seulement où les évaporites de la formation d'Otto Fiord sont recouvertes par des couches incompétentes de siltstone et de schiste argileux de la formation de Hare Fiord, comme par exemple sur la péninsule Svartefjeld. Dans le nord-ouest de l'île Axel Heiberg, où les évaporites de la formation d'Otto Fiord sont recouvertes par les couches compétentes de roches carbonatées de la formation de Nansen, il n'existe que de petites masses d'anhydrite intrusive. En outre, la formation de Mount Bayley, qui affleure dans l'ouest de l'île Ellesmere, est lithologiquement semblable à la formation d'Otto Fiord, et les deux formations atteignent des épaisseurs maximales comparables, mais les roches de la formation de Mount Bayley sont invariablement recouvertes par des couches compétentes de calcaire et de grès et ne forment pas de diapirs.

La succession des formations dans la zone à faciès marginal est particulièrement variable en raison de plusieurs discordances stratigraphiques et d'une discordance angulaire. Les couches inférieures sont formées de roches clastiques de la formation de Canyon Fiord, tandis que celles de la partie supérieure sont formées de roches carbonatées de la formation de Belcher Channel. Ces roches carbonatées sont, par endroits, entièrement représentées par des roches clastiques inséparables de la formation de Canyon Fiord, et sont, en conséquence, rattachées à cette dernière. Dans l'île Ellesmere, la formation de Canyon Fiord est principalement formée de grès et de conglomérat rouges ainsi que de couches minces de calcaire. Elle atteint un maximum d'au moins 5,200 pieds dans la partie centrale du fjord Cañon et contient des fusulinacées du Moscovien au Sakmarien. Sa partie supérieure est ici considérée comme l'équivalent des roches carbonatées de la formation de Belcher Channel. Son épaisseur, beaucoup moindre entre les fjords Cañon et Bay, est due au nivellement antérieur à la mise en place de la formation d'Isachsen du Crétacé inférieur. Plus au sud, près du fond du fjord Trold, la formation atteint une épaisseur de 1,750 pieds et s'étend du Moscovien à l'Orenburgien. Il existe au moins 1,000 pieds de couches de la formation de Canyon Fiord au nord du fjord Eids.

Les roches de la formation de Canyon Fiord apparaissent dans deux emplacements tectoniques sur l'île Melville. Dans la partie est de cette île, 2,000 pieds environ de grès et de conglomérat contenant des brachiopodes du Bashkirien ou du Moscovien forment la partie inférieure de la succession du bassin de Sverdrup et sont recouverts en concordance, mais avec discordance stratigraphique, par des roches du Permien. Dans la partie nord-ouest de l'île, les roches de la formation de Canyon Fiord, au sud du bassin de Sverdrup, sont conservées dans des synclinaux isolés. Au sud de la crête Raglan, l'épaisseur atteint environ 4,000 pieds de grès, de conglomérat et un peu de calcaire à teneur de fusulinacées du Moscovien, mais à quelques milles plus au nord, sur le flanc nord de la crête, ces roches n'existent pas et la formation de Trold Fiord, du Guadalupien, repose directement sur le Dévonien. L'isolement actuel des roches de la formation de Canyon Fiord est en partie lié à la déformation du Melvillien, décrite plus loin, mais il est également probable que des roches de la formation de Canyon Fiord de la partie nord-ouest de l'île Melville aient été mises en place dans des dépressions séparées du bassin de Sverdrup.

La formation de Belcher Channel affleure sur la majeure partie de la zone à faciès marginal et est formée surtout de calcaire, en partie quartzeux et bioclastique, et de faibles quantités de grès. La formation présente sa plus grande épaisseur dans l'île Ellesmere, entre la péninsule Bjorne et le fjord Cañon, où elle atteint de 1,000 à 1,900 pieds, et repose en contact graduel sur la formation de Canyon Fiord. Son âge varie de l'Orenburgien au début de l'Artinskien. Elle comprend, dans la presqu'île Grinnell, environ 600 pieds de calcaire du Sakmarien et du début de l'Artinskien, et repose soit en discordance stratigraphique sur la formation de Canyon Fiord, soit en discordance angulaire sur des roches du Paléozoïque inférieur (Nassichuk, 1965). Dans l'île Helena, cette formation comprend environ 600 pieds de roches stratifiées d'un âge incertain qui reposent en discordance angulaire sur des roches du Paléozoïque inférieur. Les roches de la formation de Belcher Channel du nord-est de l'île Melville reposent en discordance sur la formation de Canyon Fiord et datent entièrement du début de l'Artinskien.

La discordance à la base de la formation de Belcher Channel est apparemment la cause de l'absence de roches de la formation de Canyon Fiord dans le nord de l'île Bathurst et en certaines parties de la presqu'île Grinnell. Cette discordance est probablement le reflet du mouvement du soulèvement de Boothia de la fin du Paléozoïque.

Accident du Melvillien

En au moins deux endroits, en bordure du bassin de Sverdrup, des plissements et des failles, connus sous le nom de l'accident du Melvillien, se sont formés durant l'intervalle entre le dépôt des roches du Carbonifère supérieur et du permien supérieur. Les résultats en sont particulièrement bien en évidence dans le nord-ouest de l'île Melville, entre la crête Raglan et les collines Canrobert. En cet endroit, la formation de Canyon Fiord du Carbonifère supérieur s'est plissée le long des mêmes axes est-ouest formés au cours de l'orogenèse de l'Ellesmérien (pl. X-4). Tout près, la formation de Trold Fiord du Guadalupien repose en discordance sur les roches de la formation de Canyon Fiord et ne présente aucun signe de plissement datant de l'accident du Melvillien. Au fond du fjord Trold, dans l'île Ellesmere, une discordance angulaire sépare la formation de Canyon Fiord de la formation de

Trold Fiord; les roches du Carbonifère supérieur ont été faillées contre les calcaires de l'Ordovicien, avant la mise en place des couches du Permien.

Fin du Permien

Les roches du Permien représentant la fin de l'Artinskien et le Guadalupien ont une étendue approximativement correspondante à celle de l'intervalle du Bashkirien au début de l'Artinskien, mais certaines parties de la succession de la fin du Permien sont transgressives. Deux zones à faciès régional peuvent être distinguées: la zone à faciès de bassin, composée de roches clastiques à grain fin et de chert, la formation de van Hauen, recouverte par des roches carbonatées et le chert de la formation de Degerbols; et la zone à faciès marginal, qui indique l'existence de conditions côtières sur les bordures sud et est du bassin de Sverdrup. Ce faciès est formé de grès glauconitique et se divise en les formations de Sabine Bay, d'Assistance et de Trold Fiord. Des discordances régionales marquent la base et le sommet de la plupart de ces formations et, en certains endroits, une ou plusieurs d'entre elles peuvent avoir été enlevées par érosion; ainsi se rencontrent des successions diverses de formations. Toutes ces formations, à l'exception de Sabine Bay, sont entièrement marines. Les couches marines contiennent d'abondants brachiopodes, des bryozoaires et de rares ammonoïdes. Les fusulinacées, très abondantes dans les roches sous-jacentes de l'intervalle entre le Moscovien et le début de l'Artinskien, sont totalement absentes de cette faune plus récente du Permien.

La formation de Sabine Bay est formée surtout de grès non marin de couleur claire, de grès conglomératique et de conglomérat datant de la fin de l'Artinskien (Tozer et Thorteinsson, 1964; Nassichuk, 1965). Dans la partie nord-est de l'île Melville où son épaisseur varie entre 20 et 400 pieds, elle s'étend entre les formations de Belcher Channel et d'Assistance. Dans la partie ouest de l'île Ellesmere, les roches de la formation de Sabine Bay affleurent sur une étroite zone allongée du sud du fjord Cañon au fjord Tanquary. Son épaisseur varie de très mince au départ à 640 pieds. Elle recouvre la formation de Belcher Channel ou la formation de Tanquary, et est recouverte par la formation d'Assistance ou la formation de Trold Fiord. Il semble que les roches de la formation de Sabine Bay disparaissent vers le nord-ouest et qu'elles n'aient pas de correspondants au sein du faciès de bassin du bassin de Sverdrup.

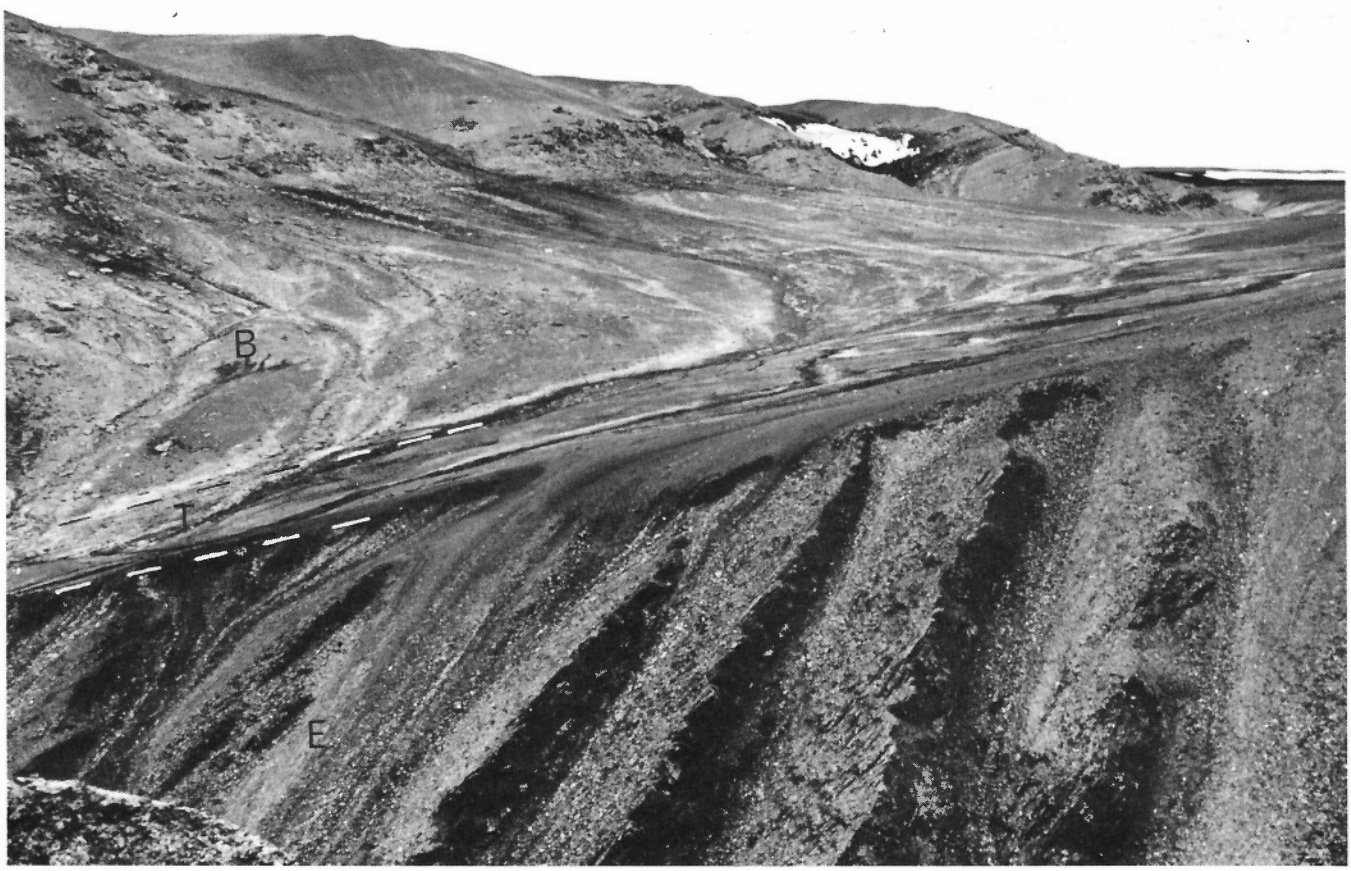


PLANCHE X-5. Formation d'Eids du Dévonien inférieur (E), plissée au cours de l'orogenèse de l'Ellesmérien et recouverte en discordance par 100 pieds de grès glauconieux de la formation de Trold Fiord (T) du Permien et par la formation de Bjorne du Trias inférieur (B). Vue prise au nord du fjord Trold, île Ellesmere.

La formation d'Assistance est composée surtout de grès et de siltstone grisâtre, plus ou moins glauconieux, généralement pauvrement consolidés et remplis de brachiopodes. Épaisse de zéro à 1,200 pieds, elle contient des ammonoïdes de la fin de l'Artinskien, et s'étend intermittente, le long des bordures sud et est du bassin de Sverdrup, du nord-est de l'île Melville jusqu'au fjord Greely, dans l'île Ellesmere et semble équivalente à la formation de van Hauen du faciès de bassin.

La formation de Trold Fiord est en majorité composée de grès glauconieux et d'un peu de chert et de calcaire, plus ou moins consolidés, d'environ 1,000 pieds d'épaisseur. Les fossiles y abondent, notamment les brachiopodes, et y repose en un endroit l'ammonoïde *Neogeoceras* du Guadalupien (Nassichuk et coll., 1965). Cette formation est transgressive vers le sud et le sud-est et recouvre les formations de Sabine Bay, d'Assistance et de Canyon Fiord, ainsi que le Paléozoïque inférieur (pl. X-5).

La formation de van Hauen de la zone à faciès de bassin est en majorité formée de siltstone et de schiste argileux noirs, plus ou moins calcaires, ou non, d'une épaisseur de 2,460 pieds. Du chert noir stratifié, considéré comme produit probable de l'altération du siltstone, forme un élément caractéristique dans la partie supérieure de certaines coupes de cette formation. Les roches de la formation van Hauen ne renferment aucun fossile caractéristique, mais elles sont datées de la fin de l'Artinskien en raison de leur passage graduel latéral dans la formation d'Assistance sur la péninsule Bjorne de l'île Ellesmere.

La formation de Degerbols, la plus récente formation du Permien de la zone à faciès de bassin, comprend jusqu'à 1,000 pieds de calcaire extrêmement cherteux et fossilifère. La formation affleure longuement dans le nord des îles Axel Heiberg et Ellesmere où elle repose en général sur la formation de van Hauen. Elle semble être au moins du même âge que la formation de Trold Fiord, et a donc été rattachée au Guadalupien. Par endroits, cependant, la formation de Degerbols repose directement sur la formation de Nansen et les couches de van Hauen semblent être tronquées. La formation de Degerbols du nord de l'île Axel Heiberg renferme surtout du chert fossilifère de couleur claire et un peu de siltstone. Il semble que ce chert soit du calcaire altéré. Environ 120 pieds de coulées basaltiques et de roches pyroclastiques s'étendent par endroits entre les formations de Nansen et de Degerbols, dans la partie nord-est de l'île Axel Heiberg. Dans la partie sud de l'île Ellesmere et sur l'île Melville, les successions à faciès marginal et à faciès de bassin se présentent en digitation, car les calcaires bioclastiques du type Degerbols se rencontrent avec les formations de grès marginaux. Sur la péninsule Bjorne, au moins 465 pieds de calcaire blanc recouvrent la formation d'Assistance. Ce calcaire constitue les affleurements classiques de la formation de Great Bear Cape qu'a découverte Per Schei. Un calcaire semblable sur la péninsule Sabine, dans l'île Melville, repose entre les couches de la formation d'Assistance et les roches de la formation de Trold Fiord (Nassichuk, 1965).

LE MÉSOZOÏQUE

Dans l'archipel Arctique, le principal centre de sédimentation mésozoïque a été le bassin de Sverdrup (pl. X-6). Des roches du Crétacé, sous forme de buttes-témoins, se trouvent au sud et à l'est du bassin de Sverdrup où elles reposent sur les roches plissées du géosynclinal franklinien. Elles recouvrent également sur une grande distance les roches paléozoïques peu déformées de l'île Banks, dans l'ouest des basses-terres de l'Arctique. Dans la région axiale du bassin de Sverdrup, les couches mésozoïques du Trias au Crétacé supérieur sont toutes concordantes comme le sont les roches du Permien et du Trias. Des discordances existent cependant à la base du Trias et à plusieurs niveaux du Jurassique. Sur les bords du bassin, plusieurs formations s'étendent au-delà des limites. On connaît de telles formations datant du Trias, Carnien (Schei Point), Norien (Heiberg); Jurassique, Sinémurien (Borden Island), Toarcien (Wilkie Point), Volgien (Mould Bay) et milieu du Crétacé inférieur (Isachsen).

Au cours du Mésozoïque, l'archipel Arctique n'a pas subi les phénomènes orogéniques. En plusieurs endroits, les roches se sont plissées, mais les plissements sont dus à l'orogenèse de l'Eureka du Cénozoïque.

Les roches mésozoïques comprennent surtout du grès quartzeux à grain de fin à moyen, du siltstone et du schiste argileux. Le volume des conglomérats est peu important. Des coulées basaltiques sont interstratifiées avec des roches sédimentaires du Crétacé dans la partie nord du bassin de Sverdrup. Des sédiments marins et non marins alternent. Au centre du bassin de Sverdrup, les formations marines du Mésozoïque sont constituées de schistes argileux, tandis que les bordures est et sud renferment aussi des sables de la même époque. Les couches non marines présentent souvent des stratifications entrecroisées, des rides de plage et plusieurs horizons renferment de la houille. Les formations marines présentent souvent des caractéristiques de haut-fond; il s'ensuit que le dépôt de la majeure partie des sédiments s'est effectué dans une eau relativement peu profonde, sur une surface à faible relief. On suppose que les couches non marines se sont déposées sur des deltas. Au cours des trois principales périodes de développement des deltas (la formation de Heiberg du Trias, la formation d'Awingak du Jurassique et la formation d'Isachsen du Crétacé inférieur), de minces couches marines largement répandues sont interstratifiées avec des sédiments non ma-



PLANCHE X-6. Roches mésozoïques au nord du mont Blaa, île Ellesmere, plissées au cours de l'orogenèse de l'Eureka. Les formations sont les suivantes: Trias, H-Heiberg; Jurassique, B-Borden Island; S-Savik; A-Awingak; Crétacé inférieur, I-Isachsen. La cuesta de couleur foncée est recouverte de basalte du Crétacé; la formation de Deer Bay du Jurasso-Crétacé, entre les formations d'Awingak et d'Isachsen, enlevée par l'érosion, n'apparaît pas.

rins, ce qui indique des transgressions marines périodiques sur les deltas. La vaste répartition des couches marines révèle que les deltas avaient un relief très bas.

Le volume des sédiments du Mésozoïque déposés dans le bassin de Sverdrup est considérable, probablement plus de 150,000 milles cubes. La position de la limite entre la zone à faciès de schiste argileux et la zone à faciès de grès indique que la majeure partie de ces sédiments provient de l'est et du sud du bassin de Sverdrup. De petites quantités de sédiments ont été transportées du nord au cours du Trias inférieur, et du nord ou nord-ouest au cours du Trias supérieur (Carnien) et peut-être aussi au cours du Jurassique moyen (Callovien). Le soulèvement du complexe métamorphique du nord de l'île Axel Heiberg a sans doute aidé à la formation des roches du Trias inférieur originaires de cette direction. Il semble que le volume de sédiments dérivés du nord fût peu important, tandis que celui provenant de la région du sud et de l'ouest fût immense, les sédiments étant clastiques, surtout à grain fin et quartzeux en général. La source précise reste inconnue, mais il se peut qu'une partie de ces sédiments provienne de l'érosion des roches paléozoïques plissées. Cependant, au Carbonifère supérieur, la région comprise dans le géosynclinal du franklinien était déjà largement dénudée. La finesse du grain et le volume imposant des sédiments du Mésozoïque indiquent que la majorité provient de sources éloignées, comme le flanc occidental des montagnes Calédoniennes de la partie est du Groenland, ou le flanc occidental des Appalaches. Le transport des sédiments originaires des Appalaches fait supposer l'existence d'un important système de drainage qui aurait traversé le Bouclier canadien. Un tel système devait être similaire à celui du Mississippi–Missouri, qui charrie actuellement des sédiments originaires de soulèvements éloignés, à travers de vastes basses-terres jusqu'au golfe du Mexique.

La répartition des couches gréseuses et conglomératiques, au sein des formations marines du Trias, du Jurassique et du début du Crétacé inférieur (jusqu'au Valanginien), indique que les limites du rivage étaient alors près des limites est et sud de leur affleurement. Ceci est aussi indiqué par l'absence totale de roches marines du Trias et du Jurassique au sud et à l'est du bassin de Sverdrup. Les faunes du Trias, du Jurassique et du début du Crétacé inférieur s'apparentent étroitement aux faunes du même âge au Spitzberg, dans l'Est du Groenland et dans le Nord de la Sibérie. On présume que ces faunes ont pénétré dans le bassin de Sverdrup par le nord-ouest, et leur étroite ressemblance avec celles des autres régions arctiques fait supposer qu'il existait une région marine, sans doute un bassin océanique, à l'emplacement de l'océan Arctique au cours du Trias, du Jurassique et du Crétacé comme l'ont avancé Diener, Haug, Arkell, Frebold et Sachs.

La transgression marine au cours de l'Albien dans l'archipel Arctique était beaucoup plus étendue, mais, tout

comme au début du Mésozoïque, les mers de l'Albien ne s'étendaient certainement pas beaucoup au-delà de la limite sud-est du bassin de Sverdrup, bien qu'elles aient submergé au-delà du bassin, les îles Melville et Banks; elles prolongeaient sans doute la transgression de l'Ouest du Canada durant l'Albien.

Au Crétacé supérieur, au cours de la mise en place de la formation de Kanguk dans le bassin de Sverdrup, des strates marines se sont déposées non seulement dans l'Ouest du Canada mais aussi sur la côte est de la baie Baffin au Groenland. Les roches du Crétacé supérieur de l'Ouest du Groenland recouvrent en discordance des roches précambriennes; elles sont les sédiments mésozoïques les plus anciens et les seuls d'origine marine de la région de la baie Baffin. Il est possible qu'à cette période un bras de mer reliait le bassin de Sverdrup et la baie Baffin, comme l'ont suggéré Teichert et Birkelund. Il semble que ce bras aurait été situé dans la région sud de l'île Ellesmere où les couches non marines du Cénozoïque semblent reposer en discordance sur les formations paléozoïques. Il est possible que les roches du Crétacé supérieur, présentes à l'origine, aient été enlevées avant la mise en place des strates du Cénozoïque.

Trias

Les roches triasiques du bassin de Sverdrup affleurent sur les îles Ellesmere, Axel Heiberg, Cornwall, Table, Exmouth, Cameron, Melville, Prince-Patrick, Brock et Borden. Leur répartition et leur faciès sont représentés sur les figures X-9 et X-10.

Limite entre le Permien et le Trias

Les roches du Trias inférieur reposent en discordance sur les strates du Permien dans la région axiale du bassin de Sverdrup et en certains endroits de sa bordure. Par endroits, les roches les plus récentes du Permien datent du Guadalupien; ailleurs, de la fin de l'Artinskien. L'archipel Arctique ne semble pas renfermer de strates du Permien le plus récent (Dzhulfien ou Ochoanien). Les couches les plus anciennes du Trias datent du Griesbachien inférieur; elles ont donc un âge correspondant à celui des plus anciennes roches connues du Trias. Un changement lithologique et non un signe d'érosion révèle toujours clairement le contact entre les roches permiennes et triasiques. D'après les données connues, il semble que la limite entre le Permien et le Trias soit quasi concordante, qu'elle marque une interruption dans la sédimentation et que la lacune dans la succession soit du Permien le plus récent et non du Trias.

Roches marines

Un milieu marin existait dans toute la région axiale du bassin de Sverdrup à partir du tout début du Trias (Griesbachien) jusqu'au début du Trias supérieur (Carnien). On croit que certaines couches du Trias inférieur du bord du bassin se sont formées dans un milieu non marin. Pour cet intervalle de temps, les sections de la partie marginale du bassin de Sverdrup diffèrent dans leur lithologie et leur épaisseur de celles de la région axiale du bassin. La plupart des roches de la bordure est et sud sont formées de grès et de siltstone calcaire (formations de Bjorne et de Schei Point), tandis que la région axiale du bassin est composée de schiste argileux et de siltstone (formations de Blind Fiord et de Blaa Mountain). Les coupes de la bordure nord-ouest du bassin présentent un caractère varié. Les roches du Griesbachien, du Smithien, du Spathien, de l'Anisien et du Ladinien sont surtout des schistes argileux et des siltstones, tandis que les coupes du Diénérien et du Carnien sont formées de grès et de conglomérat.

La formation de Bjorne recouvre en discordance les strates du Permien et est formée surtout de grès quartzeux généralement à stratifications entrecroisées. Elle comprend aussi des interstratifications de conglomérats près de la bordure extérieure du bassin, comme par exemple dans le fjord Cañon et au nord-est du fjord Trold sur les îles Ellesmere et Melville. Sous l'effet des intempéries, les roches de la formation de Bjorne prennent les couleurs rouge vif, orange, jaune, brune et blanche. Elles renferment peu de fossiles, toutefois, on a découvert *Otoceras* (Griesbachien) près de la base de la succession au fjord Trold, et ailleurs, des ammonoïdes plus récentes du Trias inférieur, plus ou moins bien conservées. On n'a découvert aucun fossile d'origine marine dans les couches de la bordure sud du bassin de Sverdrup. La formation de Bjorne est recouverte par des strates de l'Anisien, il est donc normal de la rattacher au Trias inférieur. Les roches correspondantes en affleurement sur les côtes occidentales de l'île Ellesmere ainsi que dans les parties est et nord de l'île Axel Heiberg appartiennent à la formation de Blind Fiord, composée de siltstone vert et gris ainsi que de grès à grain fin et de schiste argileux. Les ammonoïdes permettent de dater les couches de la formation de Blind Fiord avec assez de précision. Ces couches sises sur la presqu'île Raanes, dans l'est de l'île Axel Heiberg et près du fjord Hare, comprennent tout le Trias inférieur depuis le Griesbachien jusqu'au Spathien. Les couches supérieures situées autour du fjord Otto et dans la partie nord de l'île Axel Heiberg datent du Smithien, et la limite entre le Trias inférieur et le Trias moyen est située dans la formation de Blaa Mountain sus-jacente. Dans la partie nord de l'île Axel Heiberg, la formation de Blind Fiord renferme un niveau de grès du Diénérien, dur, de couleur rouge et verte, avec quelques conglomérats et couches de lumachelle à *Myalina*. Les grès de ce niveau sont de plus en plus à grains fins vers le sud.

Les formations de Schei Point et de Blaa Mountain, absolument du même âge, datent de l'Anisien, du Ladinien et du Carnien. Aux environs du fjord Otto et dans la partie nord de l'île Axel Heiberg, la formation de Blaa

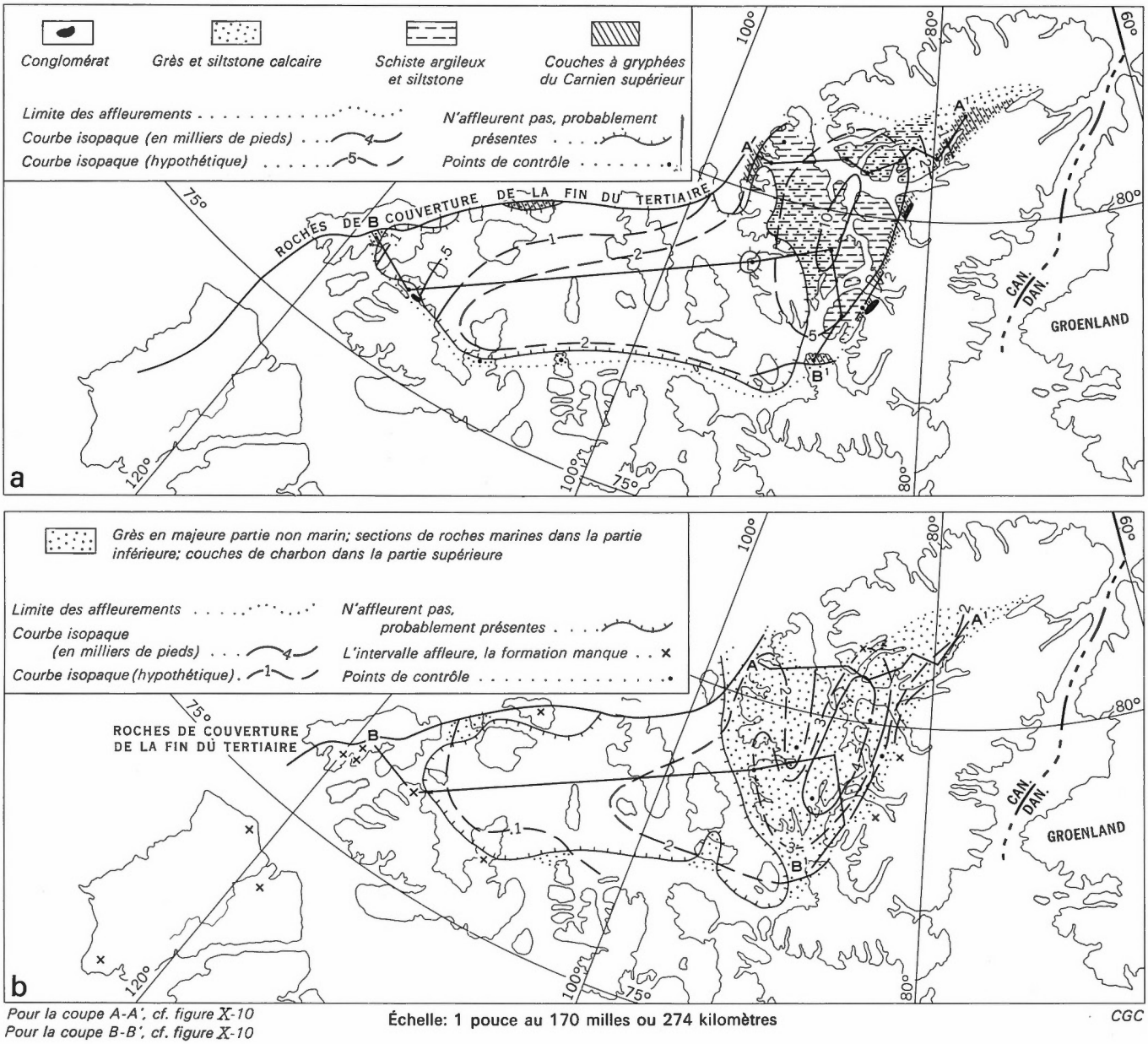


FIGURE X-9. Répartition des roches triasiques dans l'archipel Arctique: a) du Griesbachien au Carnien; b) formation d'Heiberg du Norien (E. T. Tozer).

Mountain comprend des couches de la fin du Trias inférieur (Spathien). Du siltstone gris, fortement calcaire, bruni par intempéries, et du grès à grain fin, caractérisent la formation de Schei Point; elle comprend aussi des couches bioclastiques qui renferment dans la partie supérieure des coquillages de brachiopodes et de bivalves. Du schiste argileux est la principale roche de la formation de Blaa Mountain. Deux importantes digitations de roches de la formation de Schei Point se trouvent dans les schistes de la formation de Blaa Mountain, dans toute la partie ouest de l'île Ellesmere et dans la partie nord de l'île Axel Heiberg. Ces digitations partagent la formation de Blaa Mountain en cinq niveaux, placés en ordre ascendant: schiste argileux inférieur, calcaire inférieur, schiste argileux moyen, calcaire supérieur et schiste argileux supérieur. Les niveaux de calcaire inférieur et de calcaire supérieur sont les digitations du faciès Schei Point. Le schiste argileux inférieur est généralement calcaire, de couleur noire et comprend des concrétions calcaires et phosphatées. Les autres niveaux de schistes ne contiennent pas de calcaire et renferment généralement des concrétions de minerai de fer argileux rougi par les intempéries. On peut trouver par endroits dans les coupes de la formation de Schei Point, notamment sur la péninsule Fosheim et la presqu'île Raanes, des schistes correspondant aux schistes inférieurs et moyens de la formation de Blaa Mountain.

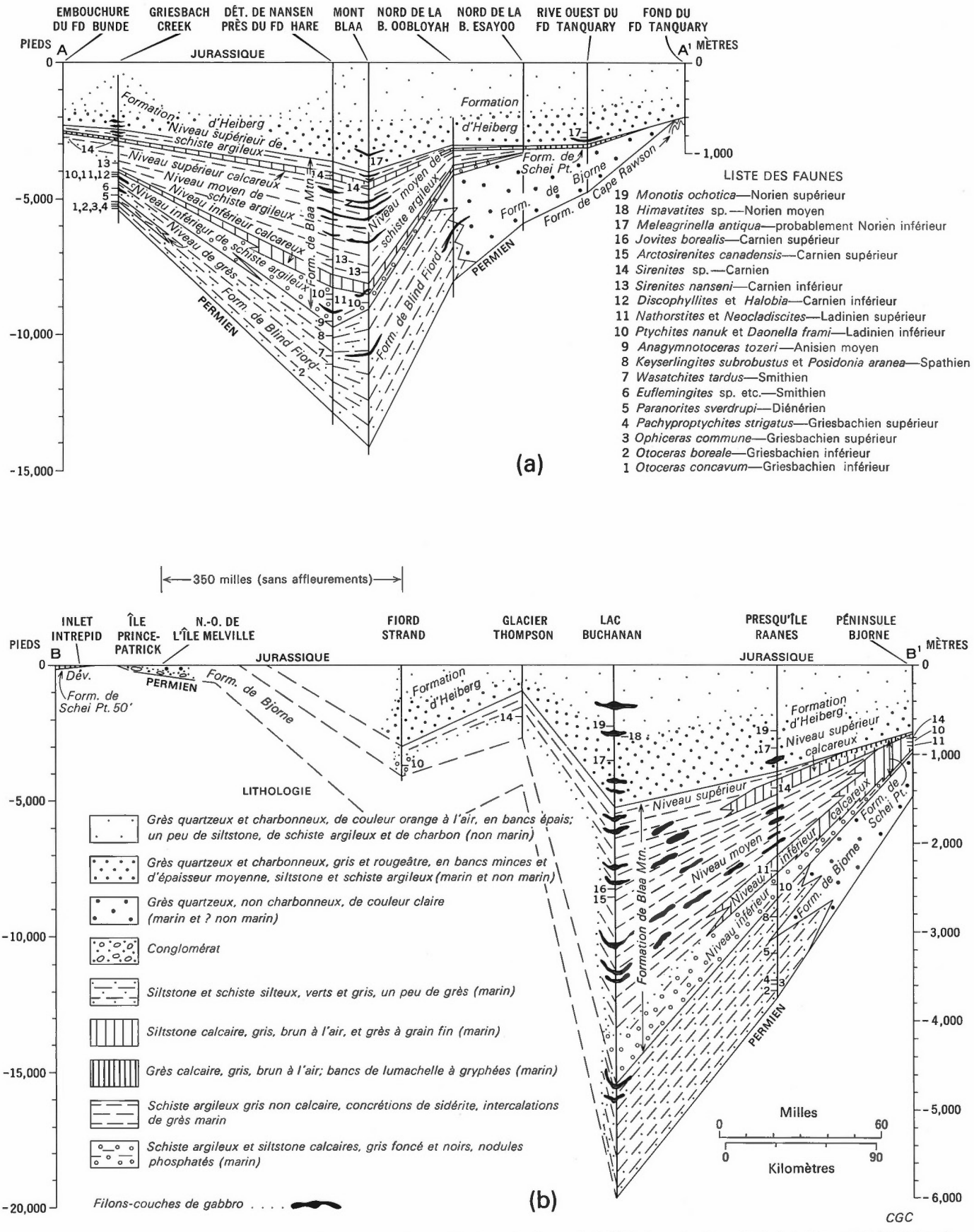


FIGURE X-10. Coupes montrant l'état de l'archipel Arctique, Trias: a) le long des lignes A-A'; b) le long des lignes B-B' de la figure X-9 (E. T. Tozer).

Dans tout le centre de l'île Ellesmere, le sommet de la formation de Schei Point est déterminé par la couche «Gryphaea» du Carnien supérieur: il s'agit d'une couche de grès calcaire de 100 pieds d'épaisseur renfermant des couches de lumachelle à *Gryphaea* et à *Plicatula;* sur la presqu'île Raanes et au nord du fjord Greely, ce grès calcaire peut être retracé latéralement dans le niveau de calcaire supérieur de la formation de Blaa Mountain. Cette couche est particulièrement intéressante du fait qu'elle enjambe la formation de Bjorne, du Trias inférieur, dans le fjord Tanquary. Des couches semblables s'étendent sur le côté ouest du bassin de Sverdrup, sur l'île Prince-Patrick et sur l'île Borden. A l'inlet Intrepid, dans l'île Prince-Patrick, la couche à *Gryphaea* de la formation de Schei Point repose en discordance sur les roches du Dévonien et, sur l'île Borden, et représente l'affleurement le plus ancien. Également, la formation de Blaa Mountain du nord-ouest de l'île Axel Heiberg renferme une couche à *Gryphaea,* apparemment du même âge, et qui occupe la place du niveau de calcaire supérieur. Les couches à *Gryphaea* du Carnien supérieur sont donc largement réparties sur les bords du bassin de Sverdrup; la disposition de leur affleurement indique qu'à la suite du soulèvement les bords du bassin de Sverdrup sont devenus un milieu marin peu profond.

Les formations de Blind Fiord et de Blaa Mountain de la région axiale du bassin de Sverdrup se sont déposées assez loin du littoral. Au Trias, il existait deux sources de sédiments: l'une alimentait en permanence les bords sud et est du bassin et l'autre (ou les autres) apportait par intermittence les sédiments sur les bords nord et nord-ouest du bassin. Il est possible que le soulèvement du massif de la partie nord de l'île Axel Heiberg, du Paléozoïque inférieur, ne soit pas étranger à la formation du niveau de grès du Diénérien. Les couches à *Gryphaea* du Carnien supérieur, de la partie nord des îles Axel Heiberg et Borden, indiquent un soulèvement du haut-fond du bord du bassin de Sverdrup. Il est probable qu'au-delà de ce haut-fond s'étendait l'océan Arctique car, pour expliquer la présence des faunes marines universelles qui, au temps du Trias, ont envahi le bassin de Sverdrup, il faut présumer qu'il existait une route de migration autour de l'océan Arctique. Il ne semble pas que ce haut-fond, dont on a supposé l'existence sur la bordure nord-ouest du bassin de Sverdrup, ait constitué une barrière au mouvement de ces faunes.

Roches deltaïques du Trias supérieur

La formation de Heiberg est la plus récente des formations du Trias du bassin de Sverdrup. Elle se compose surtout de grès carbonaté non marin et comprend des couches marines à plusieurs niveaux dans sa partie inférieure. Les couches marines inférieures datent probablement du Norien inférieur, car elles renferment *Celeagrinella antiqua*; les couches marines supérieures comprennent des strates du Norien moyen et des strates renfermant le fossile universel *Monotis ochotica* du Norien supérieur. Les couches sus-jacentes à ces dernières sont toutes non marines et renferment de minces lits de houille ainsi que des plantes fossiles. Elles peuvent être partiellement du Jurassique, mais dans ce cas elles ne sont pas postérieures au Sinémurien. Normalement, la formation de Heiberg recouvre la formation de Blaa Mountain ou la formation de Schei Point, cependant, au fond du fjord Tanquary, elle chevauche les couches de Cape Rawson.

L'étude de la formation de Heiberg indique que le niveau de sédimentation du bassin de Sverdrup a dépassé la ligne de rivage à la fin du Trias, par intermittence, puis à demeure. Il semble que la partie est de l'île Axel Heiberg ait été le centre de sédimentation au cours du Trias, du Griesbachien au Carnien, tandis qu'à l'extrême fin du Trias existaient au moins deux centres, l'un dans l'est et l'autre dans l'ouest de l'île. Ces centres étaient séparés par une structure située le long du prolongement du massif du Paléozoïque inférieur au nord de l'île.

Jurassique

Limite entre le Trias et le Jurassique

Bien qu'il n'existe aucune preuve, il est possible, comme déjà mentionné, que la partie supérieure non marine de la formation de Heiberg renferme des couches du tout début du Jurassique. Si tel est le cas, elles ne peuvent être encore différenciées par des critères lithologiques des couches inférieures incontestablement du Trias. La limite supérieure du grès au sommet de la formation de Heiberg est généralement un plan de stratification bien marqué, facilement reconnaissable dans tout le bassin de Sverdrup. Les couches les plus récentes immédiatement sus-jacentes sont des strates marines du Jurassique; elles forment par endroits la formation de Borden Island du Sinémurien, ailleurs elles constituent les formations de Savik, de Wilkie Point et de Jaeger du Toarcien. Les roches marines du Hettangien semblent absentes, il est probable qu'il n'en existe pas. Par endroits, les roches du Sinémurien et du Toarcien chevauchent latéralement plusieurs formations et parfois les couches du Toarcien reposent sur un conglomérat de base. De toute évidence, la formation de Heiberg et les formations jurassiques sus-jacentes sont en paraconcordance.

Roches marines du Jurassique inférieur (Sinémurien)

La formation de Borden Island du Sinémurien, qui renferme les roches les plus anciennes connues du Jurassique, affleure dans l'est de l'île Axel Heiberg, sur les îles Borden et Melville et dans l'ouest de l'île Ellesmere (fig. X-11). Elle comprend jusqu'à 200 pieds de sable glauconieux gris et vert et est tout particulièrement caractérisée par du grès ferrugineux, dur, de couleur rouge en couches minces. Sur les îles Ellesmere et Axel Heiberg, les couches de la formation de Borden Island recouvrent la formation

de Heiberg. Sur les îles, dans l'ouest de l'archipel Arctique, les couches de cette formation chevauchent plusieurs formations; elles reposent sur la formation de Schei Point dans l'île Borden et sur la formation de Bjorne dans l'île Melville. On n'a pas reconnu la formation de Borden Island dans la partie axiale du bassin de Sverdrup. Il reste que les couches de base du schiste argileux de la formation de Savik peuvent dater du Sinémurien et qu'elles correspondent aux sables de la formation de Borden Island, mais rien ne le prouve. La partie axiale du bassin de Sverdrup renferme en général les mêmes couches mésozoïques que sa bordure, mais la disposition des couches du Sinémurien fait exception et est irrégulière. Dans tout l'archipel Arctique, on n'a trouvé aucune roche du Pliensbachien, étage suivant le Sinémurien. Il est possible que le Pliensbachien ait constitué un temps de faibles soulèvements et d'érosion et que les couches actuelles du Sinémurien soient les restes d'une sédimentation très étendue.

Roches marines de la fin du Jurassique (Toarcien-Oxfordien)

Le schiste argileux de la région axiale du bassin de Sverdrup correspond aux sables et grès du Toarcien de la bordure du bassin, et les faciès s'entrecroisent dans les îles Mackenzie King et Ellef Ringnes et dans la région du détroit d'Eureka. Les sables de la partie inférieure de la formation de Wilkie Point, dans les îles Prince-Patrick et Melville, ainsi que les couches de la formation de Jaeger de l'île Cornwall et de la partie ouest de l'île Ellesmere sont quartzeux et de couleur grise et jaune, ou glauconieux et de couleur verte. Il est fréquent d'y trouver des couches ferrugineuses, dures et de couleur rouge, et de nodules phosphatés. Les schistes argileux de la formation de Savik, dans l'île Axel Heiberg, sont gris pâle, argileux et renferment des concrétions argileuses de minerai de fer. Les schistes argileux de l'Oxfordien sont noirs et silteux.

Le régime des sables marins du littoral du bassin et le dépôt du schiste argileux de la région axiale du bassin ont duré depuis le Toarcien, le Bajocien et le Bathonien jusqu'au Callovien inférieur. Les fossiles d'ammonites caractéristiques de tous ces étages ont été trouvés dans les sables du côté sud du bassin et dans le schiste argileux de la partie occidentale de l'île Axel Heiberg.

Roches deltaïques du Jurassique moyen(?) et supérieur et roches marines correspondantes

Les couches non marines du Jurassique moyen(?) et du Jurassique supérieur sont largement répandues dans le bassin de Sverdrup (fig. X-11a). Dans certaines régions, les strates marines intercalées permettent de dater les couches non marines avec exactitude. Ailleurs, les couches non marines ont été datées en fonction seulement de l'âge des roches marines sous-jacentes et sus-jacentes.

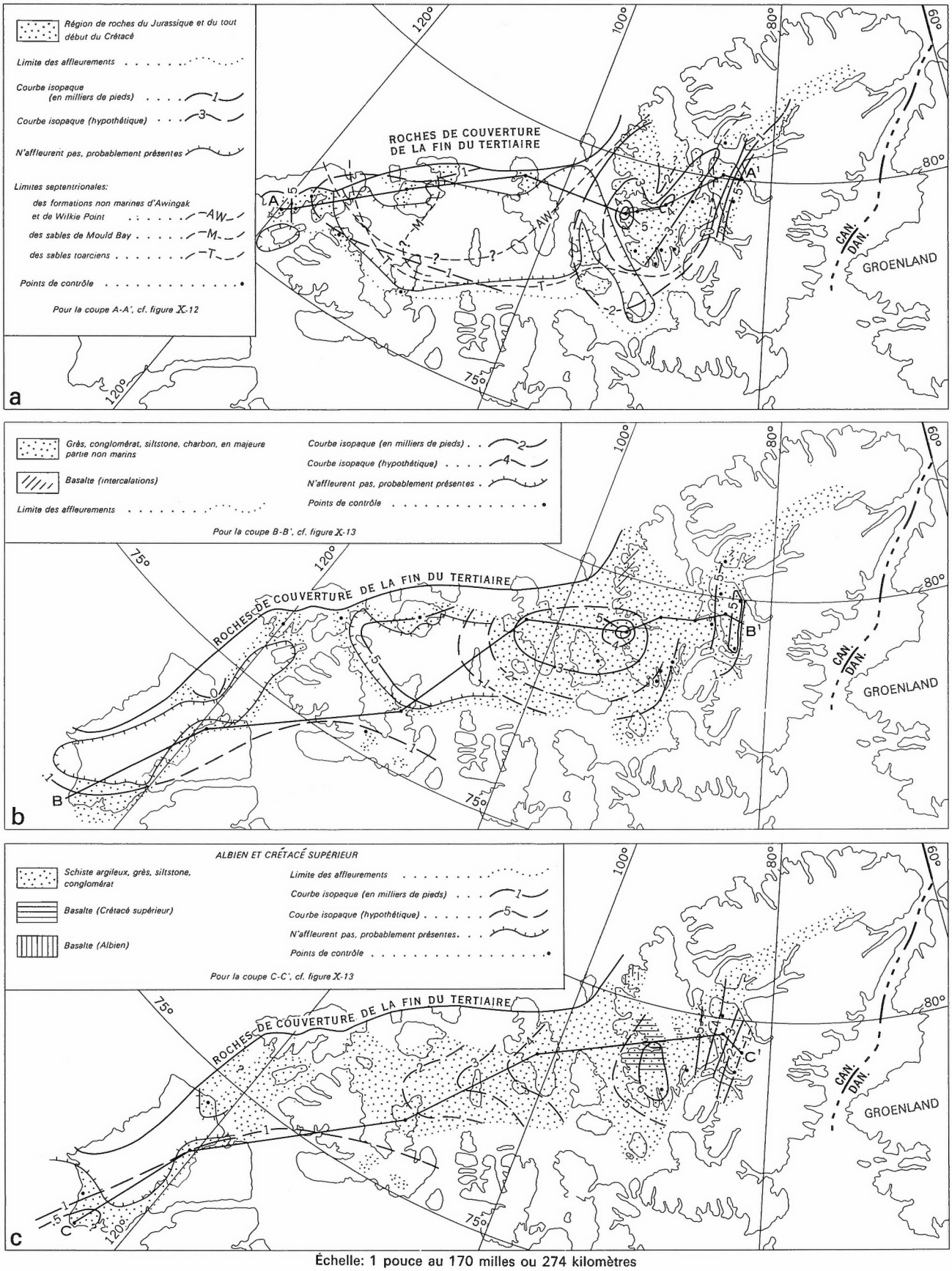
Dans les îles Prince-Patrick et Melville, les sables quartzeux non marins de la partie supérieure de la formation de Wilkie Point s'intercalent entre les couches à *Arcticoceras* du Bathonien inférieur et la formation de Mould Bay du Volgien inférieur. Dans l'île Cornwall, des strates non marines comparables sont assignées à la formation d'Awingak sus-jacente aux couches marines du Callovien inférieur. La formation d'Awingak, des îles Ellesmere et Axel Heiberg, est en majorité non marine et renferme quelques intercalations marines. Elle est formée de grès quartzeux dur, de coloration pâle, alternant avec des schistes silteux et du grès de couleur foncée. Dans la partie orientale de l'île Axel Heiberg, la formation d'Awingak est sus-jacente aux couches de l'Oxfordien inférieur de la partie supérieure de la formation de Savik. Dans plusieurs régions, *Amoeboceras* de l'Oxfordien supérieur ou du Kimmeridgien inférieur se rencontre au sein de la formation d'Awingak, tandis que, dans la péninsule Fosheim et près du fjord Li, des lits à *Buchia* du Volgien inférieur apparaissent dans les strates du sommet de cette formation. Dans le fjord Bunde, au nord-ouest de l'île Axel Heiberg, la formation d'Awingak est absente, mais la présence de schistes renfermant *Amoeboceras* suggère que des formations correspondantes s'y trouvent. Le delta Awingak a probablement été formé de sédiments dérivés du sud, de l'est et du nord-ouest. L'île Axel Heiberg était évidemment située au-delà de la bordure du delta.

Les roches deltaïques sont absentes de la coupe jurassique de l'île Mackenzie King et probablement aussi de l'île Ellef Ringnes. Il est impossible de savoir si les deltas jurassiques s'étendaient à ces îles car, probablement, des discordances existent dans ces coupes.

Discordances angulaires et stratigraphiques dans le Jurassique moyen(?) et supérieur

Sur les bords du bassin de Sverdrup, la succession jurassique est à certains endroits interrompue par des discordances angulaires et stratigraphiques. La discordance la plus apparente se trouve dans la partie méridionale de l'île Prince-Patrick où la formation de Mould Bay du Volgien inférieur tronque progressivement les lits de la formation de Wilkie Point et repose éventuellement en discordance sur des roches dévoniennes. Cette discordance reflète probablement le mouvement vertical du soulèvement de Prince-Patrick. Dans l'île Mackenzie King, les schistes argileux de l'Oxfordien et du Kimmeridgien de la partie inférieure de la formation de Mould Bay reposent directement, mais apparemment avec concordance, sur les lits du Bajocien inférieur de la formation de Wilkie Point. Les lits du Bajocien supérieur, du Bathonien et du Callovien n'ont pas été reconnus et semblent absents par suite de discordances stratigraphiques.

Dans l'île Ellef Ringnes il ne semble pas qu'il y ait des roches de l'intervalle entre le Callovien inférieur et le Valanginien. Il est possible que de telles roches existent, mais la proximité des sables du Callovien et du schiste argileux du Valanginien de la baie Deer rend probable l'ab-



Échelle: 1 pouce au 170 milles ou 274 kilomètres

FIGURE X-11. Répartition des roches du Jurassique et du Crétacé dans l'archipel Arctique: a) Jurassique et début du Crétacé; b) formation d'Isachsen du Crétacé inférieur; c) Crétacé inférieur, Albien et Crétacé supérieur (E. T. Tozer).

sence de la plus grande partie ou de la totalité du Jurassique supérieur et l'existence d'une discordance stratigraphique.

Au lac Buchanan, dans la partie orientale de l'île Axel Heiberg, des schistes noirs et silteux de la partie supérieure de la formation de Savik, contenant *Cardioceras* de l'Oxfordien, reposent directement sur les schistes argileux gris pâle de la partie inférieure de la formation de Savik du début du Bajocien. La limite lithologique entre les parties inférieure et supérieure de la formation de Savik est bien définie et indique probablement l'absence de sédimentation au cours de la fin du Bajocien, du Bathonien et du Callovien. Dans la péninsule Fosheim, la partie inférieure de la formation de Savik comprend les couches à *Arkelloceras* de la fin du Bajocien ou du début du Bathonien, lesquelles ne sont pas coupées par la discordance pré-oxfordienne qui forme la limite inférieure de la partie supérieure de la formation de Savik.

Les discordances angulaires sont probablement les indices d'une activité tectonique positive sur les bords du bassin de Sverdrup. Il est probable que les coupes du sud-ouest de l'île Axel Heiberg soient dépourvues de ces discordances étant donné qu'une certaine épaisseur de roches non fossilifères se trouve entre les lits du Callovien et ceux du Volgien.

Roches marines de l'extrême fin du Jurassique et du tout début du Crétacé

La sédimentation s'est effectuée sur une vaste étendue et la répartition des faciès (fig. X-11a) ressemble à celles du Trias et du Jurassique. Des sables et du grès de la formation de Mould Bay se rencontrent sur la bordure sud-est du bassin de Sverdrup, tandis que des schistes et siltstones gris de la formation de Deer Bay s'étendent dans la région axiale. Des imbrications connexes sont visibles dans l'île Mackenzie King et la partie méridionale de l'île Axel Heiberg.

La présence, dans la formation de Deer Bay, d'un schiste argileux homogène dénué de toute indication de discordances angulaires et la présence de fossiles d'ammonoïdes du Volgien supérieur, du Berriasien et du Valanginien indiquent une sédimentation continue de la fin du Jurassique au début du Crétacé inférieur. La formation de Mould Bay des îles Mackenzie King, Prince-Patrick et Melville comprend des strates plus anciennes que n'importe quelle partie de la formation de Deer Bay. Au sud et au sud-ouest, les couches de cette formation sont surtout constituées de sable et d'un peu de conglomérat. Des langues de schiste argileux qui s'épaississent vers le nord-est s'y trouvent également. Le niveau de schiste argileux inférieur dans l'île Mackenzie King renferme des *Amoeboceras* de l'Oxfordien et du Kimmeridgien et toutes les couches de la formation de Mould Bay renferment des espèces *Buchia* du Volgien inférieur. La liste des fossiles de la formation de Mould Bay de l'île Prince-Patrick est loin d'être aussi complète que celle des schistes argileux de la formation de Deer Bay, car elle ne couvre que le Volgien inférieur et le Valanginien supérieur. Il est impossible de prouver la présence du Volgien supérieur, du Berriasien et d'une grande partie du Valanginien. Les bordures du bassin de Sverdrup ont, au cours de ces étages ainsi qu'au début du Mésozoïque, relativement résisté à l'affaissement et ne présentent qu'une sédimentation incomplète.

Crétacé

Les roches mésozoïques dont l'âge s'étend du Trias à la base du Crétacé inférieur se rencontrent seulement dans le bassin de Sverdrup. Commençant avec la formation d'Isachsen, les roches de la fin du Crétacé sont répandues sur une plus grande superficie et sont présentes non seulement dans le bassin, mais également sous forme de buttes-témoins recouvrant en discordance les roches plissées du Dévonien et sous forme de nappes étendues dans l'ouest des basses-terres de l'Arctique et reposant sur des roches aussi anciennes que le Précambrien (fig. X-11b et X-11c).

Crétacé inférieur

La formation d'Isachsen, principalement non marine, recouvre avec concordance la formation de Deer Bay dans les îles Axel Heiberg et Ellef Ringnes. Sa relation avec la formation de Deer Bay est essentiellement de transition, comme le montrent la concordance des couches et la présence, dans la baie du Vendredi-Saint et près d'Isachsen, de couches marines à *Buchia* du Valanginien dans sa partie inférieure. Sur les bords du bassin de Sverdrup, les couches de la formation d'Isachsen recouvrent des roches du Paléozoïque et du Mésozoïque et passent horizontalement des unes aux autres. Dans l'île Ellesmere, sur la côte ouest de la péninsule Fosheim, les strates de la formation d'Isachsen recouvrent le schiste argileux de la formation de Deer Bay suivant un contact bien défini et concordant, mais elles présentent probablement une discordance stratigraphique. Vers l'est, les strates de la formation d'Isachsen reposent sur des couches mésozoïques, progressivement plus anciennes, et elles recouvrent la formation d'Awingak dans les chaînons Sawtooth, la formation de Heiberg dans la partie centrale du fjord Vesle et dans la partie nord-ouest du fjord Trold, la formation de Schei Point au fond du fjord Vesle et au nord du fjord Trold, et la formation de Bjorne dans le fjord Cañon. Enfin, au nord-est du fjord Vesle et aux environs du fjord Strathcona, la formation d'Isachsen repose sur le Dévonien et sur des roches plus anciennes du Paléozoïque. Aux endroits où la formation d'Isachsen repose sur des couches du Paléozoïque supérieur ou du Mésozoïque, le contact se révèle structuralement concordant. D'un autre côté, les roches du Dévonien, ou plus anciennes, sous-jacentes à la formation d'Isachsen, ont été plissées et leur contact présente une discordance angulaire. Sur la bordure nord-ouest du bassin de Sverdrup, la formation d'Isachsen présente un contact défini et recouvre

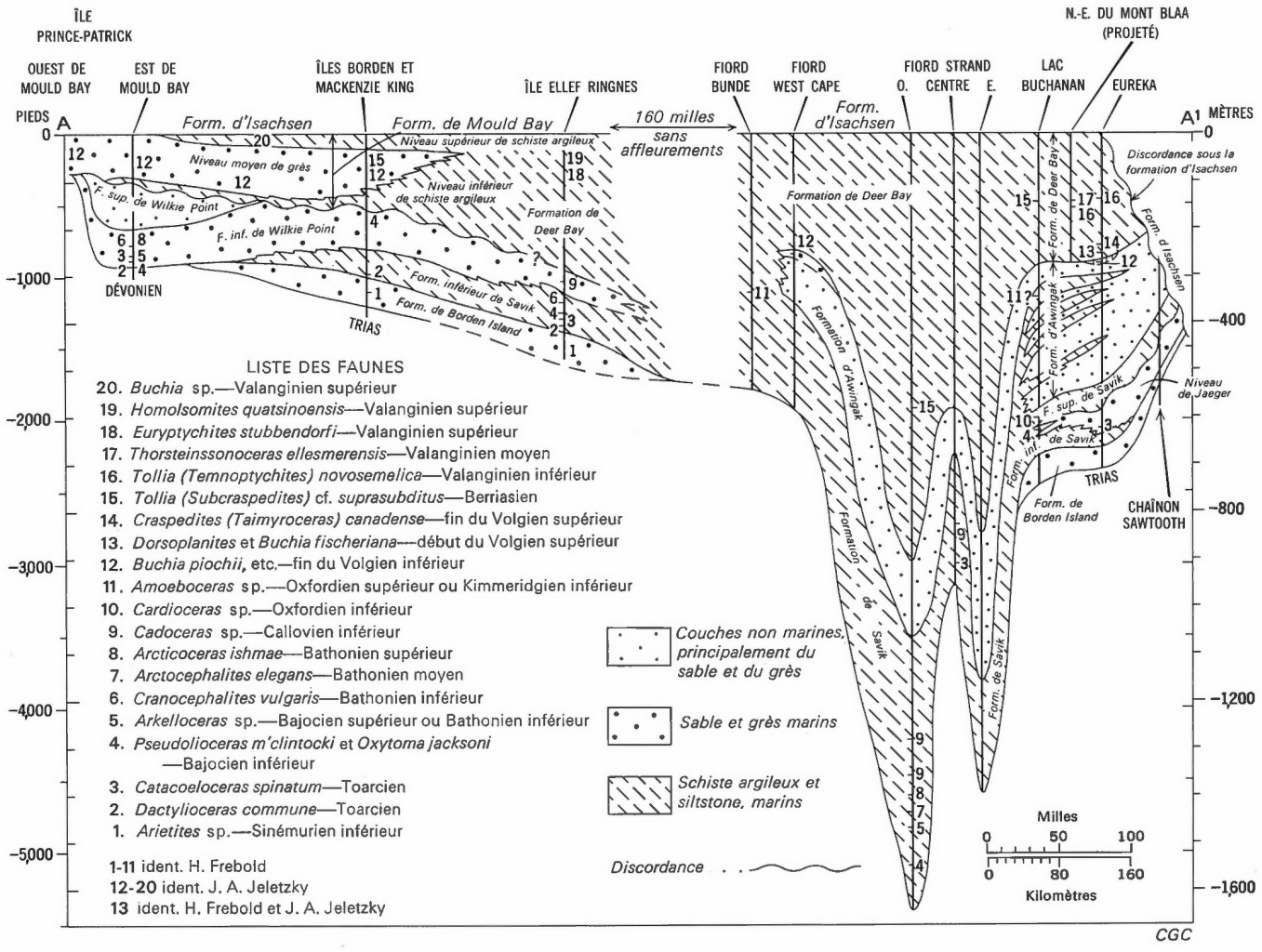


FIGURE X-12. Coupe montrant l'état de l'archipel Arctique, Jurassique et début du Crétacé le long de la ligne A-A' de la figure X-11 (E. T. Tozer).

en discordance les strates de la formation de Mould Bay. Au-delà du bassin de Sverdrup, les couches de la formation d'Isachsen se rencontrent dans l'île Banks et dans le sud-est de l'île Melville. Des strates contenant de la houille, sises près de Pond Inlet, dans le nord de l'île Baffin, représentent peut-être un lambeau de la formation d'Isachsen recouvrant les roches cristallines du Précambrien.

La formation d'Isachsen est normalement formée de grès quartzeux, de grès grossier et de conglomérat de couleur claire, avec des interstratifications de siltstone de couleur foncée, de schiste argileux et de houille. Il est fréquent d'y trouver de la stratification entrecroisée. En plusieurs endroits, gisent des feuilles et des plantes microfossiles du Crétacé inférieur. Le milieu de mise en place a été non marin pour toutes les couches de cette formation, sauf pour les couches marines près de la base. Les basaltes du nord-ouest de l'île Axel Heiberg se présentent sous forme d'interstratifications. L'âge précis de la formation d'Isachsen est incertain. Les couches de basalte en certains endroits sont du Valanginien et de l'Albien marin et sont peut-être aussi recouvertes de couches de l'Aptien. La majeure partie de cette formation est probablement de l'Hauterivien et du Barrémien; cependant, il peut y avoir aussi des strates de l'Aptien.

La mise en place de la formation d'Isachsen a été suivie d'une transgression marine, agent à l'origine de la mise en place de la formation de Christopher, dans le bassin de Sverdrup et dans le sud des îles Melville et Banks. Les roches de la formation de Christopher sont surtout du schiste argileux gris renfermant des nodules calcaires à «septaria» et des concrétions, et de petites quantités de siltstone et de grès. Un important niveau formé de grès gris verdâtre apparaît dans les îles Ellesmere et Axel Heiberg vers le milieu de cette formation. Des coulées de basalte y sont interstratifiées dans le nord de l'île Axel Heiberg. La partie inférieure de la formation de Christopher est généralement non fossilifère et d'âge incertain. *Tropaeum*, de l'Aptien, semble avoir été identifié dans l'île Mackenzie King. Des couches sus-jacentes au niveau de grès gris verdâtre, mentionné plus haut, des îles Elles-

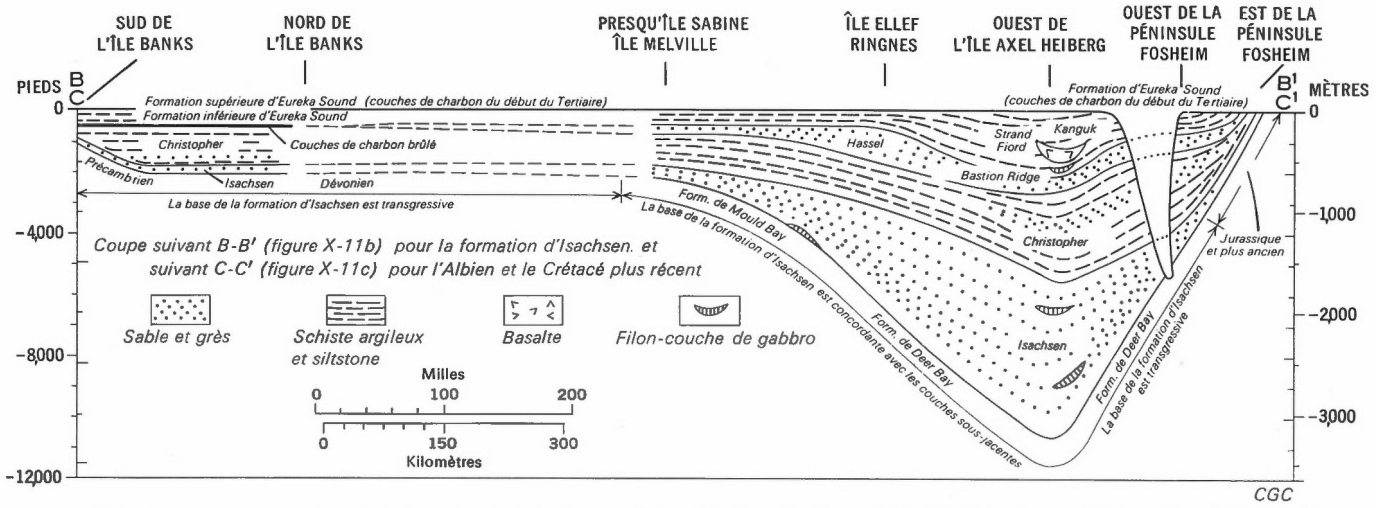


FIGURE X-13. Coupes montrant l'état de l'archipel Arctique au Crétacé le long des lignes B-B' et C-C' des figures X-11b et X-11c (E. T. Tozer).

mere et Axel Heiberg, contiennent les zones à *Cleoniceras* aff. *subbaylei*, à *Beudanticeras affine* et à *Gastroplites* d'âge Albien.

Dans l'ensemble du bassin de Sverdrup, dans les îles Ellesmere, Axel Heiberg, Ellef Ringnes et Melville, les schistes argileux de la formation de Christopher sont suivis de la formation de Hassel, formée surtout de grès et de siltstone à grain de moyen à fin. Les macrofossiles sont rares; le bivalve marin *Panopea* a été trouvé dans l'île Axel Heiberg; *Spirophyton* et des terriers de vers y sont également présents. Des microplanctons des îles Graham et Ellef Ringnes, considérés du Cénomanien, ont été décrits. Ces organismes indiquent un milieu marin de mise en place, mais une grande partie des grès de Hassel dans l'île Ellesmere est fortement carbonatée et présente un aspect non marin. La formation de Hassel a probablement été mise en place sur un delta, recouvert à intervalles par les eaux de mer.

Dans l'île Banks, dans la partie ouest des basses-terres de l'Arctique, les schistes argileux de la formation de Christopher sont recouverts de 25 pieds de strates charbonneuses, généralement d'un rouge brique, suivies d'environ 400 pieds de schiste argileux d'un gris clair et de grès à grain fin. Le grès contient des microplanctons marins, probablement du Crétacé supérieur, et pourrait être l'équivalent de la formation de Hassel.

Crétacé supérieur

La formation de Kanguk est composée de schiste argileux gris foncé, de siltstone avec un peu de grès, et, par endroits, de minces couches de bentonite et de tuf. La formation de Kanguk n'a été reconnue que dans le bassin de Sverdrup; toutefois, l'existence de roches équivalentes dans l'île Eglinton est possible. Elle recouvre en général avec concordance la formation de Hassel, mais, dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg, les basaltes de la formation de Strand Fiord les séparent et une mince couche de schiste argileux, la formation de Bastion Ridge, recouvre le grès de Hassel. Le schiste argileux est probablement l'équivalent des strates de base de la formation de Kanguk des autres coupes. *Inoceramus* cf. *pictus*, du Cénomanien supérieur, a été trouvé dans l'île Graham dans des couches qui représentent probablement la partie inférieure de la formation de Kanguk. *Inocerami* du groupe-espèce *lobatus*, considéré du Santonien ou du début du Campanien inférieur, se rencontrent fréquemment dans les couches supérieures de cette formation. Deux zones sont caractérisées par les espèces *Scaphites*, l'une date du Santonien inférieur, l'autre, de la fin du Santonien inférieur ou du début du Santonien supérieur. La formation de Kanguk est la plus récente formation marine du Mésozoïque de l'archipel Arctique.

Roches volcaniques du Crétacé

Le basalte est interstratifié avec les sédiments du Crétacé dans l'ouest de l'île Axel Heiberg et le nord de l'île Ellesmere. Les basaltes les plus anciens se trouvent dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg où il est possible de trouver jusqu'à six coulées découpées en prismes jointifs au sein de la formation d'Isachsen. L'épaisseur des roches volcaniques n'est pas connue, mais elle peut atteindre plusieurs centaines de pieds. Une coulée d'environ 50 pieds d'épaisseur apparaît entre les formations d'Isachsen et de Christopher, au nord du mont Blaa, dans l'île Ellesmere. D'autres basaltes intercalés dans la formation de Christopher, dans la partie nord-ouest de l'île Axel Heiberg, ont probablement une épaisseur au-dessus de 2,000 pieds. Les basaltes les plus récents, représentés par la formation de Strand Fiord, sont largement répandus dans les environs des fjords Strand et Expedition. Ils reposent entre les schistes de la formation de Bastion Ridge et ceux de la formation de Kanguk, et datent probablement du Crétacé

supérieur. Aux environs du fjord Strand, leur épaisseur s'accroît de l'est à l'ouest, de 280 pieds au fond du fjord Strand à 600 pieds à l'extrémité de la péninsule Kanguk. Leur épaisseur est probablement supérieure au nord du fjord Strand.

La région où l'activité volcanique du Crétacé a été la plus intense se trouve près de la partie nord-ouest de l'île Axel Heiberg. L'activité volcanique dans le bassin de Sverdrup semble s'être manifestée avant l'action volcanique thuléenne du Tertiaire qui a déformé la région de l'Atlantique nord.

Filons-couches et dykes de gabbro du Crétacé(?)

Dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, des filons-couches et des dykes de gabbro pénètrent des roches du Carbonifère et du Permien, ainsi que toutes les formations du Mésozoïque sous-jacentes ou plus anciennes que les basaltes de la formation de Strand Fiord du Crétacé. Dans ce bassin, aucune intrusion ignée connue traverse les schistes argileux de la formation de Kanguk du Crétacé supérieur ou des roches du Cénozoïque.

Le gabbro se présente sous forme de filons-couches individuels dont l'épaisseur peut atteindre 300 pieds, mais la plupart d'entre eux sont plus minces. De nombreux filons-couches épais pénètrent les roches permiennes du nord-ouest de l'île Axel Heiberg, les schistes argileux du Trias et la partie inférieure de la formation de Heiberg dans la région du détroit d'Eureka, les schistes argileux des formations de Savik et de Deer Bay de la partie ouest de l'île Axel Heiberg, ainsi que les roches de la formation de Deer Bay dans l'île d'Ellef Ringnes. Des filons-couches pénètrent aussi les formations de Bjorne, de Blind Fiord, d'Awingak, d'Isachsen et de Bastion Ridge.

Les dykes aussi sont répandus et se présentent sous forme de systèmes dans l'île Cornwall et en nombre de région de l'île Axel Heiberg. Près de la baie Flat, un dyke intrusif dans la formation de Blaa Mountain se trouve biseauté sous les couches de la formation d'Eureka Sound du Cénozoïque. Les dykes sont également courants dans la partie ouest de l'île Ellesmere, mais plus rares vers l'est. Il en existe quelques-uns dans les îles Ringnes et près du lac Tingmisut, dans l'île Melville, mais aucun n'a été trouvé sur les îles Prince-Patrick, Brock, Borden et Mackenzie King.

De nombreuses masses de gabbro apparaissent dans quelques-uns des pointements diapirs d'anhydrite dans la succession du bassin de Sverdrup. Quelques-unes sont peut-être des filons-couches poussés vers le haut, mais d'autres peuvent être de vrais dykes en forme d'anneau ayant suivi l'intrusion diapirique circulaire d'anhydrite comme conduit.

La stratigraphie indique que toutes ces intrusions de gabbro ne sont pas postérieures au Crétacé et il semble probable que leur mise en place date à peu près de la même époque que l'extrusion de basalte du Crétacé de l'île Axel Heiberg. La datation au K-Ar sur la roche entière de quatre échantillons de gabbro de l'île Ellef Ringnes a donné entre 102 et 110 m.a.

LE CÉNOZOÏQUE

Le Cénozoïque de l'archipel Arctique correspond à une activité orogénique, à une sédimentation non marine et, en des régions limitées, à une activité volcanique. Les principaux sédiments sont représentés par la formation d'Eureka Sound du début du Cénozoïque et par celle de Beaufort de la fin du Cénozoïque. Les couches de la formation d'Eureka Sound se présentent, dans le bassin de Sverdrup, sous forme de buttes-témoins reposant sur les roches plissées du géosynclinal franklinien et recouvrent la partie ouest des basses-terres de l'île Banks. La période d'activité tectonique majeure, appelée ici l'orogenèse de l'Eureka, comprend des plissements, des failles de chevauchement et l'intrusion diapirique des évaporites du Carbonifère supérieur. Les déformations ont été plus prononcées dans les îles Ellesmere et Axel Heiberg. L'activité orogénique était moins intense dans la partie ouest du bassin de Sverdrup et les basses-terres de l'Arctique n'en ont subi aucun effet. L'évidence locale d'une première phase de l'activité orogénique avant et pendant la mise en place de la formation d'Eureka Sound est certaine. La plus grande partie de cette activité est cependant postérieure à la formation de Beaufort. Des roches volcaniques ont été trouvées dans la formation d'Eureka Sound de l'île Bathurst et sur la côte est de l'île Baffin.

Le milieu du Cénozoïque a été en général une période de soulèvement suivie d'une pénéplanation de la majeure partie de l'archipel Arctique. Des parties de la formation de Beaufort de la plaine côtière de l'Arctique représentent probablement les alluvions de la période de dénudation. Des failles normales se sont produites au cours du Cénozoïque en de nombreuses parties de l'archipel Arctique, notamment dans les soulèvements de Prince-Patrick et de Boothia. Les failles de dislocation nord-ouest des roches du Paléozoïque de l'île Baffin sont probablement du même âge. Nombre d'entre elles semblent avoir été actives pendant une grande partie du Cénozoïque. Celles du soulèvement de Prince-Patrick ont eu lieu, pour la plupart, entre la mise en place de la formation de Christopher du Crétacé inférieur et celle de la formation de Beaufort de la fin du Cénozoïque, mais quelques déformations se sont produites ultérieurement. La forme même de l'archipel Arctique, ses nombreuses étendues de côtes linéaires et les hautes élévations des îles près des détroits et passages sont probablement dues à

des failles normales de la fin du Cénozoïque, dont un grand nombre sont postérieures à la mise en place des couches de la formation de Beaufort.

Roches non marines du début du Cénozoïque

Les couches du début du Cénozoïque, par exemple la formation d'Eureka Sound, semblent être totalement non marines. Elles renferment localement une quantité considérable de conglomérat et sont en partie synorogéniques. L'âge de grandes parties de la formation et leurs relations en général ne sont pas connus avec précision. Des plantes fossiles ont été trouvées en de nombreux endroits; la plupart datent du Paléocène ou de l'Éocène.

Dans la plus grande partie du bassin de Sverdrup, sur la presqu'île Sabine, sur l'île Ellef Ringnes, dans les parties ouest et sud de l'île Axel Heiberg et dans la partie ouest de la péninsule Fosheim, la formation d'Eureka Sound repose avec concordance structurale sur les schistes argileux de la formation de Kanguk du Crétacé supérieur. Les roches de la formation d'Eureka Sound consistent principalement en grès et en schistes argileux contenant de nombreuses couches de houille épaisses jusqu'à 30 pieds. Le conglomérat y est rare. La succession atteint environ 10,000 pieds sur la péninsule Fosheim et au fjord Strand.

Dans la partie nord-est du bassin de Sverdrup, dans l'est de l'île Axel Heiberg et dans la partie nord de l'île Ellesmere, les couches de la formation d'Eureka Sound, d'une épaisseur d'environ 3,000 pieds, recouvrent avec discordance des roches du début du Paléozoïque au Crétacé inférieur. Elles contiennent, en plus des strates typiques de grès, de schiste argileux et de charbon, une grande quantité de conglomérat de dérivation locale. Au fond du fjord Mokka, le conglomérat se trouve à la partie supérieure de la coupe, et au-dessus d'une succession de charbon et de grès; 30 milles plus au nord-ouest, ce conglomérat est à la base de la coupe. Dans ces régions, les affleurements de la formation d'Eureka Sound sont généralement délimités par des failles. Les conglomérats s'étendent à proximité des failles et représentent évidemment des fanglomérats syntectoniques, puisque les cailloux proviennent de la lèvre soulevée.

Dans le centre de l'île Ellesmere, les couches de la formation d'Eureka Sound recouvrent avec discordance diverses formations du Paléozoïque. La formation d'Eureka Sound est formée surtout de grès, de schiste argileux et de charbon, d'une épaisseur de plusieurs milliers de pieds. D'importants phénomènes de soulèvement et d'érosion se sont déroulés dans cette région peu touchée par le plissement durant l'intervalle entre la période de mise en place des strates du Silurien et celles du Cénozoïque.

Dans la région du soulèvement de Boothia, la formation d'Eureka Sound se rencontre sur les îles Bathurst, Cornwallis et Somerset, et dans la partie ouest de l'île Devon, dans des grabens où elle repose en discordance sur des roches du Paléozoïque et du Précambrien. Dans l'île Cornwallis, reposent environ 2,500 pieds de sable, de grès et d'argile renfermant des couches de charbon, et, dans l'île Bathurst, contrairement aux autres régions, du basalte est interstratifié (Kerr et Temple, 1965).

Fin de l'affaissement uniforme dans le bassin de Sverdrup

Les caractéristiques de la formation d'Eureka Sound montrent que l'avènement du Cénozoïque marque un changement fondamental dans les données de mise en place des sédiments et dans la nature de l'affaissement du bassin de Sverdrup. Du Carbonifère supérieur au Crétacé supérieur, ce bassin a été plus ou moins continuellement le siège d'affaissement et de sédimentation; les matériaux provenaient de terrains situés hors du bassin et non de régions soulevées à l'intérieur du bassin lui-même. Avec la mise en place de la formation d'Eureka Sound, le bassin n'était plus une simple dépression, mais un bassin de réception d'une succession sédimentaire concordante. Comme déjà mentionné, les couches de la formation d'Eureka Sound succèdent par endroits en concordance au Crétacé supérieur. Cette évidence fait supposer que les roches de la formation d'Eureka Sound représentent une autre formation deltaïque comme le sont les formations d'Isachsen et de Heiberg. Cependant, les relations reconnues dans l'île Axel Heiberg et dans le nord de l'île Ellesmere, où les couches de la formation d'Eureka Sound sont définitivement synorogéniques, montrent que les crêtes en cours d'érosion affleuraient dans le bassin de Sverdrup, au début du Cénozoïque. L'accident que montrent ces couches synorogéniques marque la fin de l'affaissement uniforme au sein du bassin de Sverdrup et le début de l'orogenèse de l'Eureka.

Orogenèse de l'Eureka

Le milieu du Cénozoïque a été marqué par une activité de plissement et de chevauchement dans presque tout l'ensemble du bassin de Sverdrup et dans la région avoisinante de l'île Ellesmere. Des évaporites du Carbonifère supérieur ont été introduites sous forme de dômes de percement et de pointements diapirs dans la région axiale du bassin. La carte tectonique (carte 1251A) montre les principaux axes de plissement, les failles et les structures de percement de l'orogenèse de l'Eureka. Les déformations les plus intenses ont modifié une grande partie de l'île Ellesmere et presque toute l'île Axel Heiberg. Dans les îles Cornwall et Ringnes, quelques plissements sont dus à l'orogenèse de l'Eureka, mais plus à l'ouest, dans la partie ouest des îles Reine-Élisabeth, les plissements ont peu d'amplitude. Bien que les structures de l'orogenèse de l'Eureka soient superposées en concordance sur les structures plus anciennes de l'orogenèse de l'Ellesmérien, les mouvements de l'Eureka ne sont pas demeurés limités à la région déformée au cours du Paléozoïque, comme sur une grande partie du centre de l'île Ellesmere, entre les fjords Baumann et Cañon.



PLANCHE X-7

Plissements d'Eureka et intrusions diapiriques le long d'anticlinaux, partie ouest de l'île Axel Heiberg, au sud du fjord Strand. Les formations sont les suivantes: A-évaporites du Carbonifère; C-Christopher; H-Hassel; B-Bastion Ridge; S-Strand Fiord; K-Kanguk; E-Eureka Sound; intrusions diapiriques (X). Les montagnes recouvertes de glace sont la formation d'Heiberg du Trias. Cette formation est plissée en anticlinaux et constitue la ligne de partage des eaux de l'île.

Les structures d'Eureka dans la partie ouest de l'île Ellesmere ont une direction générale orientée nord-est, parallèle à celles de l'orogenèse de l'Ellesmérien. Les structures dans l'île Axel Heiberg semblent aussi rappeler la direction des plissements plus anciens, car la direction nord-ouest de l'important anticlinorium, du fjord Rens au fond du fjord Skaare, correspond à la direction d'âge paléozoïque reconnue dans les roches de l'eugéosynclinal de la région du fjord Rens.

La chaîne États-Unis et les monts Victoria et Albert ont subi des déformations au cours de l'orogenèse de l'Eureka. Le plateau de Hazen, entre ces chaînes, a subi peu de déformation et forme apparemment un bloc rigide, plissé pendant l'orogenèse de l'Ellesmérien, mais non touché par la déformation de l'Eureka.

Les structures de l'Eureka comprennent une diversité de plis, des failles de chevauchement et des failles normales. Dans la région axiale du bassin de Sverdrup, des structures de percement, comprenant des intrusions d'évaporites du Carbonifère, se rattachent étroitement aux structures de l'Eureka. Les anticlinaux de la partie sud de l'île Axel Heiberg, au sud de la zone des structures de percement, sont surtout des plis coffrés avec de longs axes rectilignes, des crêtes plates et des flancs fortement inclinés. Plus vers le nord, dans le centre-ouest de l'île Axel Heiberg, les axes des plis sont courts, arqués et à

plongement prononcé. La partie axiale des anticlinaux est fréquemment transpercée par des évaporites du Carbonifère supérieur. La couche active des évaporites a nettement influencé le plissement dans cette région. La zone des structures de percement forme la bordure ouest d'une région de plissements assez intenses qui couvre les deux côtés du détroit d'Eureka. Ces plis indiquent probablement un décollement au niveau des évaporites du Carbonifère supérieur. Il n'existe pas de structure de percement dans cette région de plissements, sans doute du fait que les évaporites sont directement recouvertes par des calcaires compétents du Carbonifère supérieur et du Permien.

De nombreuses failles de chevauchement à rejet est, dues à l'orogenèse de l'Eureka et dont les toits sont formés de roches allant du Cambrien au Dévonien, ont été reconnues entre le fjord Baumann et la baie Copes, dans l'île Ellesmere. Nombre d'entre elles ont un faible pendage et leur plan suit la couche des évaporites dans la partie inférieure du groupe de Cornwallis de l'Ordovicien. Entre les fjords Bay et Tanquary, de nombreuses failles coupent le Paléozoïque supérieur, le Mésozoïque et le Cénozoïque du bassin de Sverdrup. La plupart des rejets sont vers l'est, bien que certains d'entre eux, comme au nord du mont Blaa, soient orientés nord-ouest. Les évaporites du Carbonifère supérieur (formation d'Otto Fiord) forment le toit de certaines failles. La grande faille Whitsunday Bay, dans l'est de l'île Axel Heiberg, qui met en contact des roches du Carbonifère avec celles de la formation d'Eureka Sound, repose aussi, par endroits, sur ces lits d'évaporites. Elle est bornée par les conglomérats de piedmont de la formation d'Eureka Sound et a subi les mouvements du début de l'orogenèse de l'Eureka. Des failles de chevauchement, à direction est, nord-est et ouest, ont disloqué les roches du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque, entre les fjords Strand et Bunde, dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg. Les évaporites du Carbonifère supérieur forment généralement le toit de la surface de chevauchement.

Des failles à décrochement horizontal et des failles normales existent dans la région touchée par l'orogenèse de l'Eureka, mais leurs rejets sont petits.

La région axiale du bassin de Sverdrup est caractérisée par des masses de percement d'évaporites du Carbonifère supérieur. Ces masses s'étendent sur 400 milles et forment une bande à direction nord-est, de la presqu'île Sabine, dans l'île Melville, jusqu'au fjord Otto, dans l'île Ellesmere. Les roches de ces masses de percement font partie de la formation d'Otto Fiord située près de la base du Carbonifère dans la section de la région axiale du bassin de Sverdrup. Les masses de percement semblent être concentrées aux endroits où des schistes argileux et des siltstones incompétents, de la formation de Hare Fiord recouvrent les évaporites, telles que traitées dans ce chapitre à la section des roches carbonifères. Certaines de ces masses sont des dômes formés par une charge géostatique plutôt que par les contraintes de l'orogenèse de l'Eureka, mais du fait que les dômes et les diapirs d'évaporites formés au cours de l'orogenèse sont généralement intimement associés, il convient de décrire ces masses ici.

Les masses de percement se rencontrent dans trois types principaux de structures:

1. *Dans des synclinaux.* Il s'agit de dômes plus ou moins circulaires, de 6 ou 7 milles de diamètre, confinés dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, et dont les plus typiques sont ceux de la presqu'île Sabine dans l'île Melville, le dôme Isachsen dans l'île Ellef Ringnes (pl. X-8) et le dôme South Fiord dans l'île Axel Heiberg. La roche affleurante est surtout du gypse et de l'anhydrite renfermant des inclusions de gabbro et de calcaire du Carbonifère supérieur. Une partie du gabbro représente peut-être des filons-couches soulevés, mais les roches ignées de la presqu'île Sabine, en forme de dyke annulaire, indiquent que le dôme existait, bien que n'étant pas nécessairement affleurant, lors de l'intrusion du gabbro, probablement au cours du Crétacé. L'existence d'anomalies gravimétriques négatives de 10 à 40 milligals au-dessus des dômes de l'île Ellef Ringnes fait supposer que ces masses recouvrent de l'halite et se sont soulevées sous l'effet d'une charge géostatique d'évaporites de faible densité. Les strates adjacentes aux dômes des îles Ellef Ringnes et Axel Heiberg sont fortement inclinées. Les couches environnantes, dans la presqu'île Sabine, apparaissent presque horizontales. L'amincissement des couches du Crétacé en direction du dôme Isachsen suggère un mouvement du dôme après sa formation, avant le plissement de l'Eureka.

2. *Dans le centre d'anticlinaux.* Ces masses ont en général une forme très ovoïde, une forme de poire, ou sont linéaires, bien que localement, comme sur la rive nord du fjord Mokka, elles aient une forme circulaire. Ces structures doivent probablement leur origine à une compression tectonique accompagnée d'un soulèvement dû à des différences de densité. Les coupes sédimentaires des flancs de ces plis diapiriques, généralement épaisses, font supposer que les diapirs, au contraire des dômes, ont connu une période tectonique inactive au cours du Mésozoïque. Près de la masse diapirique à l'est du cap Levvel, de petits dykes et filons de gypse pénètrent les schistes argileux du Jurassique et du Crétacé et se trouvent jusqu'à 3 milles de la masse intrusive principale.

3. *Le long de failles de chevauchement.* De nombreuses masses de percement apparaissent à l'endroit ou près de la trace des failles de chevauchement Swiss Range et Whitsunday Bay dans l'île Axel Heiberg, tandis qu'une vaste intrusion diapirique a été reconnue près de la bordure sud de la faille de chevauchement au nord du mont Blaa, dans l'île Ellesmere. Ces masses, comme celles le long des axes des anticlinaux, proviennent probablement en partie de compression tectonique et en partie du soulèvement provo-



PLANCHE X-8

Dôme Isachsen, île Ellef Ringnes. La partie centrale, d'un diamètre de 4 milles, formée d'évaporites du Carbonifère supérieur, est flanquée des formations d'Isachsen et de Christopher, fortement inclinées, du Crétacé.

qué par la différence de densité. Une topographie jeune caractérise toutes les structures de percement. Ces structures dominent le paysage et font penser à un récent soulèvement ou à un encore en cours. Il existe cependant quelques intéressantes exceptions, notamment la structure de percement de la partie est de l'île Axel Heiberg, adjacente au chevauchement Whitsunday Bay. Une zone d'évaporites, presque continue sur environ 15 milles, comprend trois masses de percement, caractérisées par une topographie jeune, et une région où les évaporites sont stratifiées et demeurées absolument au lieu de leur mise en place. S'y trouvent en outre des évaporites apparemment intrusives, mais biseautées à un niveau concordant avec celui des terrains environnants. Dans cette zone, d'après des critères physiographiques, la distinction semble possible entre les masses diapiriques actives, caractérisées par une topographie jeune, et les masses diapiriques inactives, en mouvement au cours des temps, mais non rajeunies postérieurement.

Failles normales du milieu du Cénozoïque

Des failles normales à direction nord caractérisent le soulèvement de Prince-Patrick, dans l'île Banks et la partie sud de l'île Prince-Patrick, et le soulèvement de Boothia, dans les îles Bathurst, Cornwallis, Devon et Somerset. Des failles à direction nord-ouest se rencontrent presque partout dans l'île Baffin. Le mouvement de ces failles reste difficile à dater, mais il remonte probablement au milieu du Cénozoïque. Certaines présentent des déplacements de la fin du Cénozoïque, comme indiqué plus loin.

Fin du Cénozoïque

Des dépôts alluvionnaires, renfermant des restes de bois et connus sous le nom de formation de Beaufort, recouvrent la plaine côtière de l'Arctique, de l'île Meighen à l'extrémité sud-ouest de l'île Banks. Des îlots de dépôts semblables s'étendent sur le sommet des collines plus à

l'est dans les îles Prince-Patrick, Ellef Ringnes, Banks et Melville et dans la partie ouest de l'île Ellesmere. Les couches de la formation de Beaufort recouvrent en discordance une surface à relief peu accentué formée de roches du Précambrien au début du Cénozoïque. Dans l'île Meighen, des silts contenant des coquillages bivalves très mal conservés, probablement d'origine marine, sont sous-jacents aux strates de Beaufort. Cette découverte indique la possibilité de dépôts marins sous les couches de la formation de Beaufort dans la plaine côtière de l'Arctique et du plateau continental. Vers l'est, là où les couches de base sont visibles, la formation de Beaufort est un dépôt alluvionnaire non marin. Son épaisseur, de 400 pieds dans l'île Banks, est inconnue plus au nord, mais elle dépasse 250 pieds. La formation de Beaufort est formée de sable, de gravier et de silt non consolidés, à stratification entrecroisée et débris de bois et parfois de la tourbe. Les sables sont bien classés et quartzeux et les graviers contiennent d'abondantes pierres dures bien arrondies, d'origine assez éloignée vers l'est et le sud-est. Il est courant d'y trouver des troncs d'arbre de plus de 10 pieds de long et jusqu'à un pied de diamètre. Le bois, généralement non altéré, est de l'épinette ou du pin et diffère du bois carboné et minéralisé provenant des formations plus anciennes du Cénozoïque et du Mésozoïque. Du fait qu'il s'agit d'un bois transporté, rien n'indique qu'il ait poussé là où il se trouve. Des échantillons de roche sont caractérisés par leur contenu de pollen de sapin, de pin, de bouleau et d'aulne, de diverses plantes herbacées et de spores de fougères et de mousses. Nombre de ces échantillons contiennent un peu de pollen de ciguë et d'arbres à bois dur de climat tempéré tels que des coudriers, des hêtres, des ormes, des charmes et des chênes. Les grains de pollen d'arbres à bois dur peuvent être secondaires et provenir d'anciennes couches du Cénozoïque.

L'âge de la formation de Beaufort est incertain; elle date probablement du Pliocène ou du début du Pléistocène, et est toutefois préglaciaire. La continuité de la formation entre les îles de l'Arctique, actuellement séparées par des détroits et chenaux, prouve que ces couches étaient en place avant que l'archipel Arctique ne prenne sa forme actuelle. Elle semble être la mince partie, située sur les terres, d'une masse de sédiments (dérivés de sources du sud-est et de l'est) qui s'étend en mer. Des parties de la formation résultent probablement des matériaux d'érosion de régions affectées par l'orogenèse de l'Eureka.

Structure de la plaine côtière de l'Arctique et du plateau continental

Les plus récents traits structuraux nettement définis de l'archipel Arctique sont ceux de la plaine côtière de l'Arctique. A l'affleurement, la formation de Beaufort semble horizontale, mais les photographies aériennes montrent que ses couches sont inclinées (J. G. Fyles). Dans l'île Prince-Patrick, à l'est de la pointe Discovery, les interfluves laissent apparaître une structure chevronnée qui indique un pendage nord-ouest suivant un angle supérieur à la pente douce de la plaine côtière en direction de la mer. Une série de basses cuestas dans la péninsule Isachsen, sur l'île Ellef Ringnes, révèle un pendage nord-est dans une direction opposée à l'océan Arctique.

Dans l'île Prince-Patrick, la plaine côtière de l'Arctique est traversée par plusieurs linéaments spectaculaires, jusqu'à 40 milles de long, qui forment les traces de failles en surface. Au nord-ouest de Mould Bay, la plupart ont une direction nord et sont parallèles aux failles antérieures à la formation de Beaufort. Au nord-ouest de l'inlet Intrepid, ils sont orientés nord-est. Ces linéaments n'ont par endroits aucune expression topographique, en d'autres, ils sont représentés par des escarpements au relief de 20 à 30 pieds. Au nord-ouest de l'inlet Intrepid, les escarpements orientés face à l'océan Arctique, suggèrent un affaissement des côtés nord-ouest. Bien que la plupart des mouvements le long des failles du soulèvement de Prince-Patrick soient antérieurs à la mise en place des strates de Beaufort, la présence de linéaments est l'indice de faibles mouvements postérieurs. L'île Prince-Patrick est généralement le siège de plus d'activité séismique que les régions adjacentes, ce qui fait supposer du mouvement le long de ces failles.

Formation de l'archipel Arctique

Les nombreux détroits et chenaux sont l'indice d'une topographie d'affaissements, mais la physiographie de la plupart des îles montre un affaissement récent. Dans les régions touchées par l'orogenèse de l'Eureka, le soulèvement est nettement postérieur à la pénéplanation qui a suivi l'orogenèse et est le résultat probable des mouvements de la fin du Cénozoïque le long de failles de gravité.

Ainsi que déjà mentionné, les failles normales du Cénozoïque sont largement répandues dans tout l'archipel Arctique. Outre celles reconnues sur la terre ferme, il existe de nombreuses lignes de côtes rectilignes et courbes, comportant souvent des falaises jusqu'à 3,000 pieds qui indiquent probablement des failles. De nombreuses îles semblent avoir été soulevées à divers degrés, à la suite de mouvements le long des failles en bordure des côtes. Le soulèvement le long de telles failles expliquerait la diversité des caractères physiographiques des îles voisines géologiquement semblables, par exemple les îles Ringnes comparées à l'île Axel Heiberg. Ces îles sont formées de roches du Mésozoïque et du début du Cénozoïque et plissées durant l'orogenèse de l'Eureka. Elles ont fait l'objet d'un rabotage après cette orogenèse. La pénéplaine de l'île Axel Heiberg est plus élevée que celle des îles Ringnes. Le raccordement linéaire entre les pointes de terre de la côte ouest de l'île Axel Heiberg marque l'emplacement probable de failles le long desquelles s'est soulevée l'île Axel Heiberg par rapport aux îles Ringnes. Une partie du soulèvement le long de

ces failles a probablement eu lieu après la mise en place de la formation de Beaufort et, bien qu'il soit un mouvement relativement récent, il ne faut pas le confondre avec le soulèvement postpléistocène, plus récent et largement étendu. Les régions qui ont subi un soulèvement important postérieur au Pléistocène n'avaient pas, en général, été soulevées d'une façon notable auparavant et vice versa. Par exemple, les côtés ouest des îles Axel Heiberg et Melville laissent apparaître des pénéplaines élevées, mais aucune ancienne ligne de rivage à des altitudes élevées. Au contraire, dans le sud-ouest de l'île Cornwallis, il existe de ces anciennes lignes de rivage élevées, tandis qu'il n'y a que très peu d'indications d'un soulèvement antérieur. Ces exemples montrent qu'il est très probable que l'archipel Arctique ait été le siège de deux périodes de soulèvement, l'une avant le Pléistocène, l'autre plus récemment. La plus ancienne est probablement liée à la formation des failles et la forme actuelle de l'archipel Arctique lui est probablement due; la seconde a simplement été provoquée par le rebondissement isostatique ultérieur à la déglaciation.

LA GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

A l'exception du charbon extrait en petites quantités pour usage local seulement, les roches du Phanérozoïque de l'archipel Arctique n'ont pas encore révélé de gisements de minéraux économiquement exploitables. On a fait certaines recherches pour des minéraux métalliques dans les îles, notamment dans les terrains du Précambrien dont il est question au chapitre IV. Du point de vue économique, le principal intérêt des îles de l'archipel Arctique réside dans son potentiel possible en pétrole.

Gypse et anhydrite. Des gîtes de gypse et d'anhydrite ont été trouvés dans des formations du Cambrien, de l'Ordovicien, du Silurien, du Carbonifère supérieur et du Permien. Les plus importants gisent dans l'Ordovicien et le Carbonifère supérieur. Également, il convient de noter les évaporites de l'Hadrynien des formations de Minto Inlet, de Wynniatt et de Kilian du groupe de Shaler de l'île Victoria.

Fer. De la magnétite massive gît dans un diapir de gypse situé au nord-ouest du fond du fjord Strand, dans l'île Axel Heiberg.

Soufre. Un diapir situé dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg contient du soufre natif associé à de la calcite.

Plomb et zinc. Des sulfures de plomb et de zinc ont été trouvés dans de la dolomie broyée de la formation de Cornwallis de l'Ordovicien dans la Petite île Cornwallis. Le calcaire de la formation de Blue Fiord, à l'est de la baie Weatherall dans l'île Melville, contient de petites quantités de galène.

Cuivre. On a observé de petits grains de cuivre natif dans les roches volcaniques de la formation de Natkusiak de l'Hadrynien, dans l'île Victoria et, d'après des Esquimaux, cette formation renfermerait de plus gros gîtes, mais ceci n'a pas été confirmé.

Charbon. Des couches de charbon reposent dans des formations du Dévonien, du Carbonifère inférieur, du Trias, du Jurassique, du Crétacé inférieur et du Cénozoïque. Les couches les plus épaisses atteignent 30 pieds et se trouvent dans la formation d'Eureka Sound du Cénozoïque. Des couches de 5 pieds d'épaisseur ont été observées dans la formation d'Isachsen du Crétacé inférieur. Les couches des formations plus anciennes sont minces, généralement épaisses de quelques pouces. Un charbon sous-bitumineux, ramollissant, non cokéfiant, probablement du Crétacé inférieur, a été extrait près du village de Pond Inlet, au nord de l'île Baffin. La production annuelle a atteint un peu plus de 100 tonnes, presque entièrement utilisée au village.

Pétrole et gaz naturel. L'énorme volume de sédimentation du Phanérozoïque et les nombreuses structures dans l'archipel Arctique ont attiré l'attention des géologues à la recherche de pétrole. Des missions géologiques sous la direction de différentes sociétés pétrolières prospectent ces îles depuis 1959 et, pour la première fois en 1961-1962, un forage d'exploration a été exécuté à Winter Harbour, dans l'île Melville. Depuis, d'autres puits ont été forés dans les îles Bathurst et Cornwallis. Ils ne se sont pas révélés commercialement productifs, malgré la présence d'indices de gaz dans les roches du Dévonien du puits à Winter Harbour. La formation de Bjorne, du Trias inférieur, dans l'île Melville, renferme des dépôts bitumineux (Trettin et Hills, 1966). Non exploitables économiquement, ils sont une indication de la présence de pétrole dans le bassin de Sverdrup. Plusieurs provinces pétrolières probables ont été délimitées (Douglas et coll., 1963). A différents niveaux du Paléozoïque, des roches carbonatées poreuses constituent des réservoirs possibles, notamment dans l'Ordovicien, le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère supérieur. Également, les grès dans le Dévonien, le Carbonifère supérieur, le Permien, ainsi dans l'ensemble du Mésozoïque, constituent des réservoirs possibles. A tous ces niveaux, des schistes marins peuvent être considérés aussi comme des roches sources possibles. Les structures anticlinales de l'orogenèse de l'Ellesmérien sont des éléments caractéristiques des zones de plissements des îles Parry et Ellesmere. Les structures de la partie nord du soulèvement de Boothia peuvent être aussi des pièges pour l'accumulation des hydrocarbures. Les plissements

d'Eureka du bassin de Sverdrup et les dômes de percement, formés d'évaporites déplacées vers le haut du Carbonifère supérieur, représentent également des trapps structuraux possibles pour le pétrole. A de nombreux niveaux de la coupe stratigraphique, des changements brusques de faciès, tant dans le miogéosynclinal franklinien que dans le bassin de Sverdrup, peuvent avoir formé des trapps stratigraphiques pour le pétrole.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

Blackadar, R. G.

1954: Geological reconnaissance, north coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 53–10.

Blackadar, R. G., et Christie, R. L.

1963: Geological reconnaissance, Boothia Peninsula, and Somerset, King William, and Prince of Wales Islands, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 63–19.

Christie, R. L.

1964: Geological reconnaissance of northwestern Ellesmere Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Mém. 331.

1967: Bache Peninsula, Ellesmere Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 347.

Feilden, H. W., et De Rance, C. E.

1878: Geology of the coasts of the Arctic lands visited by the late British Expedition under Captain Sir George Nares, R. N., K. C. B., R. R. S.; *Quart. J. Geol. Soc.*, vol. 34, pp. 556–567.

Fortier, Y.-O., Blackadar, R. G., Glenister, B. F., Greiner, H. R., McLaren, D. J., McMillan, N. J., Norris, A. W., Roots, E. F., Souther, J. G., Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.

1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); *Comm. géol., Can.*, Mém. 320.

Fricker, P. E.

1963: Geology of the expedition area, western central Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; Axel Heiberg Island Res. Repts., *Univ. McGill*, Geol. No. 1.

Fricker, P. E., et Trettin, H. P.

1962: Pre-Mississippian succession of northernmost Axel Heiberg Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–18.

Gould, D. B., et De Mille, G.

1964: Piercement structures in the Arctic islands; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 12, n° 3, pp. 719–753.

Greiner, H. R.

1963: Southern Goose Fiord, Ellesmere Island; *Comm. géol., Can.*, Mém. 320, pp. 292–303.

Harker, P., et Thorsteinsson, R.

1960: Permian rocks and faunas of Grinnell Peninsula, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 309.

Heywood, W. W.

1957: Isachsen area, Ellef Ringnes Island, District of Franklin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 56–8.

Kerr, J. W.

1967: Stratigraphy of Proterozoic and Cambrian rocks, central and eastern Ellesmere Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–27.

Kerr, J. W., et Christie, R. L.

1965: Tectonic history of the Boothia Uplift and Cornwallis Fold Belt; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 49, pp. 905–926.

Kerr, J. W., et Temple, R. G.

1965: Stratigraphy and structure of Bathurst Island; *dans* «Report of activities: Field, 1964», compilé par S. E. Jenness; *Comm. géol., Can.*, Étude 65–1, pp. 5–8.

Kerr, J. W., et Trettin, H. P.

1962: Mississippian rocks and mid-Palaeozoic earth movements in the Canadian Arctic Archipelago; *J. Atla. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 10, n° 5.

King, E. R., Zietz, I., et Alldridge, L. R.

1966: Magnetic data on the structure of central arctic region; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 70, pp. 619–646.

Kurtz, V. E., McNair, A. H., et Wales, D. B.

1952: Stratigraphy of the Dundas Harbour area, Devon Island, Arctic Archipelago; *Am. J. Sci.*, vol. 250, pp. 636–655.

Lemon, R. R. H., et Blackadar, R. G.

1963: Admiralty Inlet area, Baffin Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Mém. 328.

McLaren, D. J.

1963a: Goose Fiord to Bjorne Peninsula, Ellesmere Island; *Comm. géol., Can.*, Mém. 320, pp. 310–338.

1963b: Stuart River, Bathurst Island; *Comm. géol., Can.*, Mém. 320, pp. 596–620.

Nassichuk, W. W.

1965: Pennsylvanian and Permian rocks in the Parry Islands Group, Canadian Arctic Archipelago, *dans* «Report of activities: Field, 1964», compilé par S. E. Jenness; *Comm. géol., Can.*, Étude 65–1, pp. 9–12.

Sweet, Walter C., et Miller, A. K.

1957: Ordovician cephalopods from Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Bull. 38.

Thorsteinsson, R.

1959: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories: *Comm. géol., Can.*, Mém. 294.

1963: Prince Alfred Bay, Devon Island; *Comm. géol., Can.*, Mém. 320, pp. 221–232.

Thorsteinsson, R., et Glenister, B. F.

1963: Driftwood Bay, Bathurst Island; *Comm. géol., Can.*, Mém. 320, pp. 585–596.

Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.

1960: Summary account of structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time; *Comm. géol., Can.*, Étude 60–7.

1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, District of Franklin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Mém. 330.

Tozer, E. T.

1960: Summary account of Mesozoic and Tertiary stratigraphy, Canadian Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Étude 60–5.

1961: Triassic stratigraphy and faunas, Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 316.

1963: Mesozoic and Tertiary stratigraphy, western Ellesmere Island and Axel Heiberg Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 63–30.

Tozer, E. T., et Thorsteinsson, R.

1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 332.

Trettin, H. P.

1963: Caledonian movements in the Canadian Arctic Archipelago; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 11, n° 2, pp. 107-115.

1964: Pre-Mississipian rocks of Nansen Sound area, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 64–26.

1965: Lower Palaeozoic sediments of northwestern Baffin Island; *Comm. géol., Can.*, Étude 64–47.

Trettin, H. P., et Hills, L. V.

1966: Lower Triassic tar sands of northwestern Melville Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Étude 66–34.

Troelsen, J. C.

1950: Contribution to the geology of northwest Greenland, Ellesmere and Axel Heiberg Islands; *Medd. om Grønland,* vol. 147, n° 7, 85 pp.

XI. Biochronologie: succession type du Phanérozoïque

Introduction 662

Les faunes du Cambrien 664

Les faunes de l'Ordovicien et du Silurien 672

Les faunes du Dévonien 685

Les faunes du Carbonifère et du Permien 695

Les faunes marines du Trias 705

Les faunes marines du Jurassique 714

Les macrofaunes du Crétacé 723

La paléobotanique 738

Les faunes marines du Pléistocène 746



INTRODUCTION

D. J. McLaren

Le Phanérozoïque se distingue par des roches contenant d'abondants fossiles des parties dures des métazoaires. Le Phanérozoïque englobe toutes les périodes géologiques du Cambrien au Récent et suit immédiatement le Protérozoïque au cours duquel les organismes possédant des parties dures n'existaient pas ou étaient très rares. Les fossiles protérozoïques comprennent les microorganismes végétaux, des algues stromatolitiques, des moules, des traces et des empreintes. Les véritables corps ou restes d'organismes y ont inconnus comme fossiles; ils sont apparus soudainement dans les roches cambriennes.

La biochronologie s'appuie sur la loi de la superposition et sur l'évolution de la vie. Elle offre un moyen unique de mettre en corrélation des phénomènes survenus en des lieux très distants sur terre et d'ériger une échelle chronologique relative empirique, mais remarquablement précise. Par exemple, la corrélation d'un continent à un autre de certains phénomènes du Crétacé se fait au moyen d'une zonation de la faune fondée, en grande partie, sur les ammonites et vérifée dans plusieurs régions du monde. La durée moyenne de chaque zone, déterminée par radiodatation, s'étend entre 1.6 et 1.8 m.a. La même méthode de datation a permis d'estimer la durée des zones mondiales de graptolithes de l'Ordovicien et du Silurien à environ 2.5 m.a. Au sein d'un même continent ou d'une grande région, la zonation biostratigraphique permet une subdivision plus précise des temps géologiques et fréquemment les zones présentent une durée d'un million d'années ou moins. Il est intéressant de remarquer que l'exactitude de la méthode ne diminue pas avec le temps, qu'elle est constante selon le groupe d'organismes choisi pour la zonation. Le pourcentage d'erreur de la méthode en terme d'âge absolu diminue théoriquement avec l'augmentation d'âge jusqu'au Cambrien. Les zones biostratigraphiques, établies au moyen des stromatolites, et proposées jusqu'à maintenant pour le Protérozoïque, sont esquissées, puisque chaque zone correspond à plusieurs centaines de millions d'années. La délimitation du Protérozoïque en zones n'a pas encore été vérifiée au Canada.

Dans une certaine mesure, les fossiles dépendent des faciès et, par comparaison, ils revêtent tous une importance biochronologique. Par exemple, on ne trouve pas de trilobites dans les sédiments d'eau douce et les huîtres n'existaient pas au cours du Paléozoïque. Les fossiles d'importance biochronologique appartiennent aux groupes à évolution rapide qui ont donné naissance à des changements morphologiques reconnaissables du squelette ou de la coquille, et à des groupes très répandus, découverts dans différentes sortes de roches. Les organismes planktoniques et nektoniques, tels que les graptolithes, les ammonites ou certains foraminifères, se révèlent souvent les plus utiles, mais, dans quelques faciès, de tels organismes peuvent être rares. Les fossiles benthoniques, comme les brachiopodes, les bryozoaires ou les pélécypodes, peuvent être également utiles en tenant compte précisément des restrictions imposées par les faciès. Dans de nombreuses régions,

XI

Biochronologie: succession type du Phanérozoïque

E. W. Bamber, T. E. Bolton, M. J. Copeland, L. M. Cumming, H. Frebold, W. H. Fritz, J. A. Jeletzky, D. C. McGregor, D. J. McLaren, B. S. Norford, A. W. Norris, G. W. Sinclair, E. T. Tozer et F. J. E. Wagner

Eurypterus lacustris Harlan—arthropode de la formation de Bertie du Silurien supérieur du sud de l'Ontario.

notamment dans le cas de roches du Paléozoïque, il peut être possible de définir une zonation locale ou régionale plus précise que la zonation planktonique courante, utilisée pour la corrélation intercontinentale. Par exemple, on reconnaît, dans l'Ouest du Canada, 11 zones de trilobites dans les roches de l'Ordovicien inférieur et 8 zones de brachiopodes dans le Dévonien supérieur. Il semble de plus en plus vraisemblable qu'une zonation basée sur des organismes benthoniques puisse servir dans bien des cas à l'établissement d'une corrélation intercontinentale.

Le présent chapitre traite des éléments paléontologiques essentiels pour la corrélation des roches du Phanérozoïque décrites dans une autre partie du présent volume et énumérées dans les tableaux schématiques régionaux de corrélation géotectonique. Les unités de roches se trouvent disposées sur ces tableaux de telle manière que leur position relative indique l'âge géologique en fonction d'une succession normale. Mondialement reconnues pour le Mésozoïque et le Tertiaire, les successions mentionnées sont reconnues en Amérique du Nord et en Europe dans le cas du Paléozoïque. La paléontologie de chaque période y est traitée brièvement et les fossiles caractéristiques ou la zonation faunique figurent sur les tableaux schématiques de corrélation géotectonique en relation avec la succession normale. Quelques photographies de certains des fossiles les plus courants ou les plus importants y figurent également. Les commentaires et les tableaux schématiques de corrélation géotectonique, nécessairement brefs, ont dû être sélectionnés et ne donnent pas un tableau exact de la complexité et de la variété de la vie passée. Chaque période n'a pas reçu nécessairement le même développement. Les phylums et les classes d'animaux et de végétaux considérés comme les plus utiles de chaque période varient beaucoup, tout comme les roches dans la lithologie. Ceci reflète la complexité de la méthode biochronologique et fait ressortir la nécessité d'une adaptation aux besoins locaux et régionaux.

L'échelle chronologique géologique constitue le résultat d'une méthode empirique expérimentée au hasard, selon les observations effectuées pendant près de deux siècles dans des régions déterminées surtout par des facteurs d'ordre social et économique, entièrement étrangers au sujet. Les limites réelles stratigraphiques ne se trouvent pas toujours dans les régions à termes stratigraphiques entièrement créés. Elles doivent être recherchées ailleurs, aux endroits où une succession de roches peut former une continuité stratigraphique ou aux endroits où cette stratigraphie peut être complètement absente. De telles corrélations s'établissent à l'aide de fossiles. Il n'est donc pas surprenant que la corrélation des limites stratigraphiques soit parfois difficile à établir et, du point de vue strictement physique, ces limites ne représentent peut-être pas des manifestations réelles ou aisément identifiables. Ces commentaires s'appliquent actuellement au Canada où les observations sur de vastes étendues remontent à peine à plus de 20 ans. Le fait, que des échelles chronologiques d'une telle précision soient établies pour la plupart des périodes, constitue une justification remarquable des méthodes de la biochronologie; le présent chapitre traite sommairement de ces échelles chronologiques.

LES FAUNES DU CAMBRIEN

W. H. Fritz

Le Cambrien constitue le plus ancien système géologique contenant de nombreux et divers mégafossiles. Les strates, formées immédiatement avant le Cambrien, semblent être en général non fossilifères, car les organismes précambriens ne possédaient aucune des parties dures permettant leur conservation. Toutefois, les animaux à corps mou, tels que les pennes de mer et les méduses, ont rarement laissé des empreintes comme celles découvertes dans les strates les plus récentes du Précambrien d'Australie (Glaessner, 1962). Leurs empreintes forment des témoignages fossiles, d'une durée d'existence limitée, de formes étonnamment avancées. Les vers à corps mou, les algues, les éponges, les holothurides, les méduses et les arthropodes du Cambrien moyen, retrouvés dans le schiste argileux de Burgess de la Colombie-Britannique (Walcott, 1910-1912), ont présenté un état de conservation exceptionnel. Les fossiles de ces deux régions donnent un aperçu d'un large segment de la vie primitive qui autrement aurait disparue sans laisser de traces.

Si une certaine incertitude demeure, en ce qui concerne le rythme et l'ordre dans lesquels les parties dures des organismes ont connu leur premier développement, il ne fait aucun doute que ces parties ont constitué un avantage au cours de l'évolution. La preuve demeure dans l'abondant matériau squelettique conservé dans les strates formées du Cambrien au Récent. Ainsi que l'on peut s'y attendre, le nombre de fossiles diminue près de la base du Cambrien, et aucun accord général n'est encore intervenu sur le choix d'un horizon faunique ou stratigraphique qui constituerait la limite entre le Cambrien et le Précambrien. Toutefois, il existe depuis toujours une tendance à placer la base du Cambrien près ou aux premiers témoignages de vestiges fossiles d'organismes contenant des parties dures. On se rapprochera nettement d'une solution à cette question en étudiant davantage les animaux à squelette les plus anciens, comme les archæocyathidés (PL.I, FIG. 11), les gastéropodes (PL. II, FIG. 14), les hyolithides (PL. II, FIG. 2), les éponges et les trilobites.

Des divers fossiles du Cambrien, les trilobites forment de loin le groupe le plus abondant et le plus distinctif et servent de base au cadre biochronologique du Cambrien. Lochman-Balk et Wilson (1958) ont constitué ce cadre pour l'Amérique du Nord et y indiquent la durée de la vie ou la durée d'existence des genres de trilobites, ainsi que la manière dont la durée d'existence de ces genres a servi pour subdiviser le Cambrien en zones. Chaque zone porte le nom d'au moins un genre, mais en outre elles reposent en partie sur des genres supplémentaires considérés d'importance égale. Également, les genres dotés d'un nom peuvent avoir une durée d'existence plus longue ou plus courte que celle de la zone qu'ils représentent. Le tableau XI-1 présente une succession généralisée des zones stratigraphiques à trilobites du Cambrien extraite de l'importante compilation constituée par Lochman-Balk et Wilson.

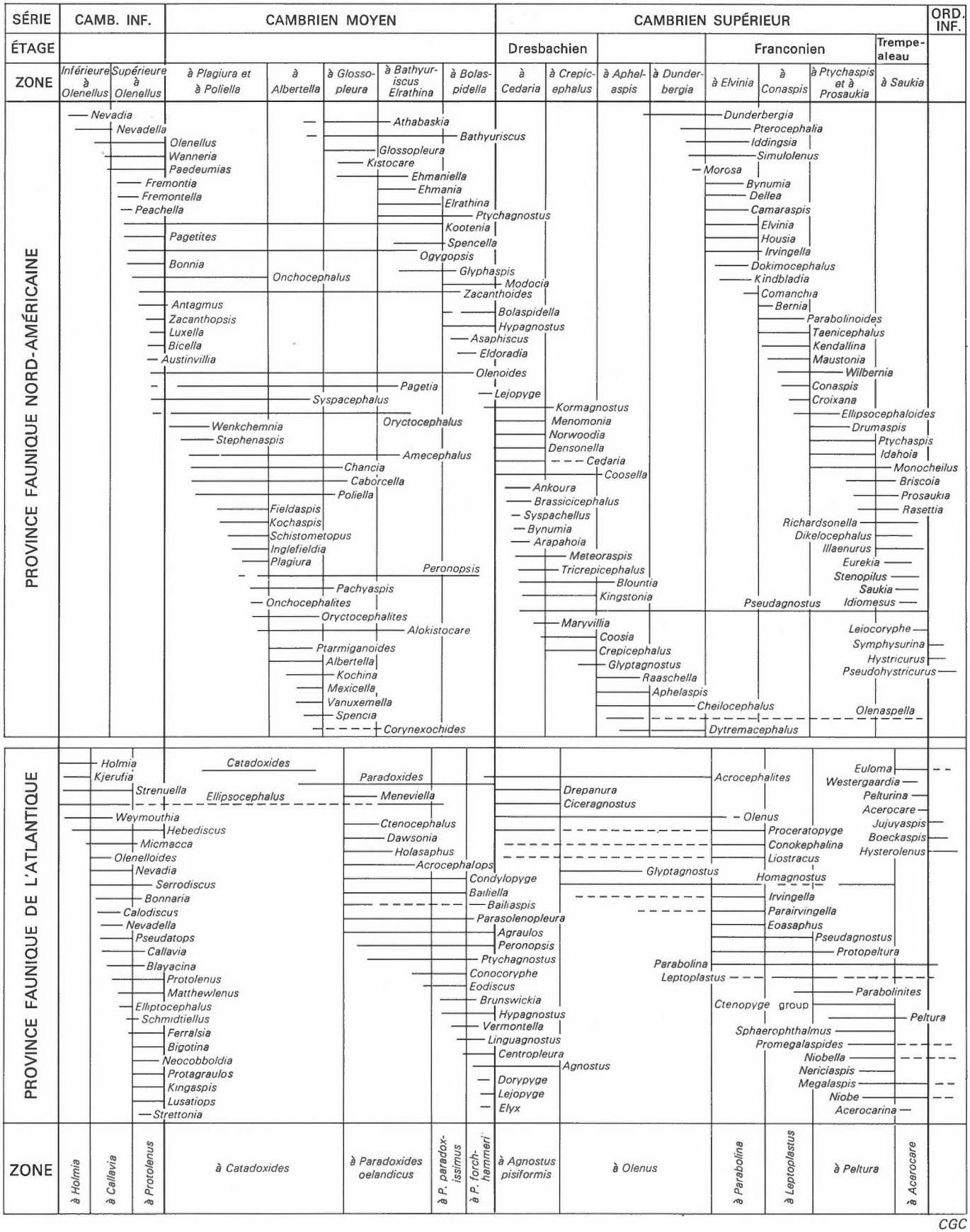
En fait, le tableau XI-1 contient non pas une mais deux successions, puisque les genres mentionnés proviennent des provinces fauniques distinctes, Nord-Américaine et Atlantique. Au sein d'une province, la distribution relative stratigraphique des divers genres repose sur des données détaillées et l'emploi de la zonation provinciale a connu un certain succès. Cependant, la difficulté de comparer l'âge des genres, ou même des zones, d'une province à l'autre, provient du très petit nombre de genres communs aux deux provinces.

Les deux provinces fauniques reconnues en Amérique du Nord ont une superficie inégale, la province Atlantique étant la plus petite et confinée au sud-est de Terre-Neuve, à la région est du Nouveau-Brunswick, à la Nouvelle-Écosse et à une petite partie du Nord-Est des États-Unis. Dans cette province, les trilobites ressemblent de très près à ceux de la province Atlantique qui englobe des parties de la Grande-Bretagne, de la Suède et de divers pays d'Europe. Certains trilobites dépourvus d'yeux ou presque aveugles, comme *Bailiaspis* (PL. III, FIG. 16) et *Conocoryphe* (PL. III, FIG. 17) et des formes gargantuesques comme *Paradoxides* (PL. III, FIG. 18), forment un groupe particulier à la province Atlantique. Hutchinson (1962) a donné la description de nombreux trilobites provenant du secteur canadien de la province Atlantique.

La province Nord-Américaine comprend toute l'Amérique du Nord, à l'exception de la province Atlantique. Sa superficie et le nombre de fossiles recueillis au Canada en font de loin la plus importante des deux provinces; la présente section portera donc plus précisément sur la paléontologie de la province Nord-Américaine.

Les fossiles cambriens de la province Nord-Américaine feront l'objet d'une étude en relation notamment de leurs zones de découverte. Une plus vaste étude en termes d'étages est impossible, puisque trois étages seulement du Cambrien supérieur demeurent établis. Ces trois étages, comprenant le Dresbachien, le Franconien et le Trempealeau, ont des coupes types dans la partie supérieure de la vallée du Mississippi où leur présence porte à croire que tout le Cambrien supérieur était représenté. Le besoin se fait actuellement sentir d'apporter des modifications à cette division en raison de la découverte d'une discordance stratigraphique importante au contact des étages du Dresbachien et du Franconien. Lochman-Balk et Wilson (1958) ont proposé d'établir un nouvel étage ailleurs qui représenterait les strates et les faunes absentes dans le Cambrien de la partie supérieure de la vallée du Mississippi, mais leur proposition n'a reçu encore aucune suite.

TABLEAU XI-1 *Répartition stratigraphique des genres de trilobites dans les provinces Nord-Américaine et Atlantique*



CGC

Des noms de séries se trouvent rarement utilisés pour le Cambrien, mais on reconnaît de façon générale des subdivisions de la grandeur des séries, le Cambrien inférieur, le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur. Les subdivisions dans la province Nord-Américaine correspondent sensiblement à l'équivalent du Cambrien inférieur, du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur de la province Atlantique. Généralement, on se reporte au Cambrien inférieur, au Cambrien moyen et au Cambrien supérieur ou aux diverses zones cambriennes lors du traitement des fossiles cambriens de la province Nord-Américaine. C'est la méthode adoptée ci-dessous.

Le Cambrien inférieur comporte deux zones reconnues, les zones inférieure et supérieure à *Olenellus.* Elles sont caractérisées par la présence d'olenellides à grands boucliers céphaliques semi-circulaires et aux yeux en forme de croissants. Dans la zone inférieure à *Olenellus,* les olenellides comme *Nevadella* (PL. I, FIG. 10) et *Nevadia* possèdent sur leur bouclier céphalique une région axiale conique qui n'atteint pas la bordure soulevée du céphalon. Dans la zone supérieure à *Olenellus,* la région axiale des boucliers céphaliques des olenellides s'étend davantage vers l'avant où elle s'élargit et prend une forme presque sphérique (*Olenellus,* PL. I, FIG. 1). Les exceptions de la zone supérieure à *Olenellus* comprennent quelques espèces d'*Olenellus* et la plupart des espèces de *Paedeumias* (PL. I, FIG. 2). De petits trilobites ptychoparioïdes, comme *Onchocephalus* (PL. I, FIG. 4), se rencontrent assez fréquemment dans la zone supérieure à *Olenellus,* mais demeurent absents ou rares dans la zone inférieure à *Olenellus. Bonnia* (PL. I, FIG. 8, 9) se trouve couramment dans la plus récente portion de la zone supérieure à *Olenellus.*

Outre les trilobites, des archæocyathidés (PL. I, FIG. 11) et *Salterella* (PL. I, FIG. 12) se rencontrent couramment dans certains horizons du Cambrien inférieur. Les hyolithides (PL. II, FIG. 2) et les brachiopodes inarticulés (PL. II, FIG. 9) forment un groupe très abondant, identifié durant tout le Cambrien et dans les systèmes plus récents. Les brachiopodes articulés (PL. I, FIG. 3), plutôt rares dans le Cambrien inférieur, ne deviennent courants qu'au milieu du Cambrien supérieur. Les ostracodes (PL. II, FIG. 13) et les gastéropodes (PL. II, FIG. 14) ont leurs empreintes dans les couches de l'âge du Cambrien inférieur, plutôt rares, bien que le nombre des gastéropodes ait augmenté vers la fin du Cambrien supérieur.

Au Cambrien moyen, les olenellides avaient disparu et les trilobites ptychoparioïdes à petites queues étaient courants. Les trilobites de la famille *Zacanthoididae,* comme le genre *Albertella* (PL. II, FIG. 19), prédominent au début du Cambrien moyen et diminuent en nombre dans les couches plus récentes. Les genres très répandus et dominants, mais restreints dans le temps au début du Cambrien moyen, comprennent le genre *Plagiura* (PL. II, FIG. 15, 16) dans la partie la plus récente de la zone à *Plagiura* et à *Poliella* et deux genres, *Albertella* et *Glossopleura* (PL. II, FIG. 4, 5) limités aux zones de leurs noms. Le genre *Bathyuriscus* (PL. II, FIG. 12) constitue un exemple d'un genre très abondant dans la zone de son nom et la chevauche. Des genres dont la répartition stratigraphique s'étend plus longuement, comme les genres *Ogygopsis* (PL. II, FIG. 8) et *Oryctocephalus* (PL. II, FIG. 3), présentent un intérêt particulier même s'ils n'ont que peu de valeur au point de vue datation. Abondants dans les roches d'une certaine lithologie, ces genres se révéleront peut-être des indices du milieu paléontologique. Vers la fin du Cambrien moyen, dans la zone à *Bolaspidella,* le nombre des trilobites ptychoparioïdes à lobes centraux convexes et lisses sur les boucliers céphaliques et à petites queues (*Modocia,* PL. III, FIG. 19, 20) a augmenté. Les rares trilobites des familles *Zacanthoididae* et *Bathyuriscidae* disparaissent dans la zone à *Bolaspidella,* et l'*Hypagnostus* (PL. III, FIG. 21, 22) devient abondant localement.

Au tout début du Cambrien supérieur, les trilobites des zones à *Cedaria* (PL. III, FIG. 24) et à *Crepicephalus* (PL. III, FIG. 23) ont aussi des céphalons du type trilobite ptychoparioïde, mais avec des queues beaucoup plus longues, atteignant presque la dimension des céphalons. De nombreux genres de grandeur moyenne et petite, à céphalon et queue lisses bas, accompagnent ces trilobites. On trouve aussi couramment dans la zone à *Cedaria* des *Kormagnostus* eodiscide (PL. III, FIG. 14, 15).

De nombreux genres, caractérisés par des lobes glabellaires rectangulaires au centre du bouclier céphalique, ont fait leur apparition dans les zones à *Aphelaspis,* à *Dunderbergia* et à *Elvinia.* La partie antérieure tronquée de ce lobe diffère de la partie arrondie constatée sur les boucliers céphaliques des trilobites des zones à *Cedaria* et à *Crepicephalus* (comparer *Aphelaspis,* PL. III, FIG. 12, 13 et *Dytremacephalus,* PL. III, FIG. 11, avec *Cedaria* et *Crepicephalus*). D'autres trilobites, comme *Irvingella* (PL. III, FIG. 10) identifié dans la zone à *Elvinia,* ont des formes distinctives et bien différentes et constituent l'un des meilleurs indices fossiles pour la corrélation cambrienne à l'échelle mondiale.

Vers la fin du Cambrien, dans les zones à *Conaspis,* à *Ptychaspis* et *Prosaukia* et dans la partie la plus ancienne de la zone à *Saukia,* on constate un accroissement du nombre des trilobites de grande taille, dont plusieurs possèdent une longue queue en éventail et des lobes rectangulaires au milieu du bouclier céphalique (*Briscoia,* PL. III, FIG. 1, 2). Dans la partie la plus récente du Cambrien supérieur, vers la fin de la zone à *Saukia,* le nombre des trilobites de grande taille diminue. *Eurekia* (PL. III, FIG. 7, 8) constitue un genre distinctif dans cette zone. *Leiocoryphe* (PL. III, FIG. 5, 6), abondant par endroits, est peut-être le plus typique des genres les plus récents du Cambrien.

Les genres de trilobites d'un côté ou de l'autre de la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien ont une petite taille et sont de formes diverses, sans changement brusque apparent. Les genres les plus courants en extinction vers la fin du Cambrien, comprennent *Eurekia, Idiomesus, Illaenurus* et *Leiocoryphe*. *Hystricurus* et *Symphysurina* constituent les genres les plus courants originaires du début de l'Ordovicien. De l'Ordovicien inférieur, *Bellefontia, Kainella, Leiostegium* et *Xenostegium* en forment les genres, légèrement plus jeunes, plus gros et, par conséquent, plus évidents.

Le changement le plus important près de la limite du Cambrien et de l'Ordovicien est peut-être la brusque augmentation du nombre et des types rares de graptolithes et de conodontes souvent considérés comme absents au Cambrien supérieur.

Choix d'ouvrages à consulter

Glaessner, M. F.

1962: Precambrian fossils; *Biol. Rev.*, vol. 37, n° 4, pp. 467–494.

Grant, R. E.

1965: Faunas and stratigraphy of the Snowy Range Formation (Upper Cambrian) in southwestern Montana and northwestern Wyoming; *Geol. Soc. Am.*, Mém. 96.

Hutchinson, R. D.

1952: The stratigraphy and trilobite faunas of the Cambrian sedimentary rocks of Cape Breton Island, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 263.

1962: Cambrian stratigraphy and trilobite faunas of southeastern Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Bull. 88.

Lochman-Balk, C., et Wilson, J. L.

1958: Cambrian biostratigraphy in North America; *J. Paleontol.*, vol. 32, pp. 312–350.

Moore, R. C. (éd.)

1959: Treatise on invertebrate paleontology. Part O—*Arthropoda* 1; *Univ. Kansas Press.*

Palmer, A. R.

1954: The faunas of the Riley Formation in central Texas; *J. Paleontol.*, vol. 28, pp. 709–789.

1965: Trilobites of the Late Cambrian pterocephaliid biomere in the Great Basin, United States; *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 493.

Rasetti, F.

1951: Middle Cambrian stratigraphy and faunas of the Canadian Rocky Mountains; *Smithsonian Inst. Misc. Collections*, vol. 116, n° 5.

Walcott, C. D.

1910–1912: Cambrian geology and paleontology II, *Smithsonian Inst. Misc. Collections*, vol. 57, n°s 2, 3, 5, 6, pp. 17–68, 109–228.

Planche I. Fossiles du Cambrien inférieur et moyen

Figure 1 — *Olenellus* sp. Tête x2, n° GSC 21348, zone supérieure à *Olenellus*, formation de Peyto, rivière Chaba (Alb.).

Figure 2 — *Paedeumias* sp. Moulage de latex d'une tête x2, n° GSC 21349, zone supérieure à *Olenellus*, formation d'Eager, près de St. Eugene Mission (C.-B.).

Figure 3 — *Nisusia* sp. Moulage de latex de valves brachiales et de valves de pédicules x2, n° GSC 21350, zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*, schiste argileux de Burgess, entre les monts Field et Wapta (C.-B.).

Figure 4 — *Onchocephalus* sp. Partie de tête x5, n° GSC 21351, zone supérieure à *Olenellus*, formation sans nom près du lac June (district de Mackenzie).

Figure 5 — *Fremontia*? sp. Moulage de latex d'un exosquelette x2, n° GSC 21352, Cambrien inférieur, formation de Mahto, pic Munn (Alb.).

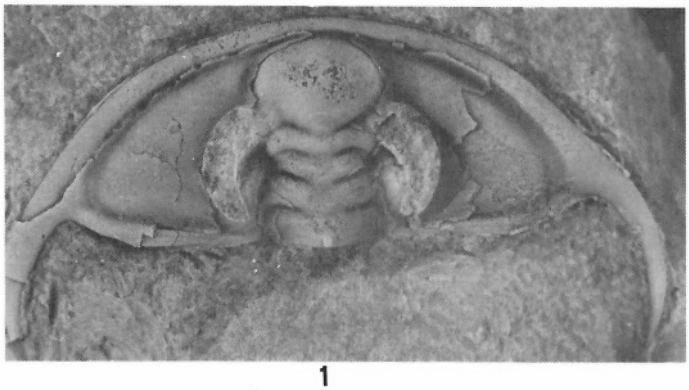
Figures 6, 7 — *Wanneria* sp. Tête x5, dont une partie x10 afin d'illustrer le modelé réticulé de la surface, n° GSC syntype 414b, Cambrien inférieur, L'Anse-au-Loup (Labrador).

Figures 8, 9 — *Bonnia* sp. 8, Partie de tête x3, n° GSC 21353. 9, Queue x6, n° GSC 21354. Zone supérieure à *Olenellus*, formation de Peyto, rivière Chaba (C.-B.).

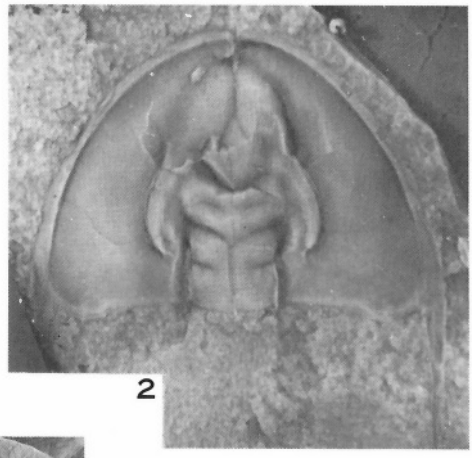
Figure 10 — *Nevadella* sp. Deux têtes x2, n° GSC 21355, zone inférieure à *Olenellus*; formation et localité inconnues.

Figure 11 — *Coscinocyathus* sp. Section mince d'une coupe transversale x2, n° GSC 13328, Cambrien inférieur, groupe d'Atan, près du point milliaire 702, autoroute de l'Alaska (Yukon).

Figure 12 — *Salterella* sp. Coquilles x2, n° GSC 410, Cambrien inférieur, conglomérat de Lévis, pointe de Lévy (Québec).



1



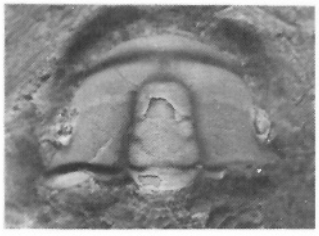
2



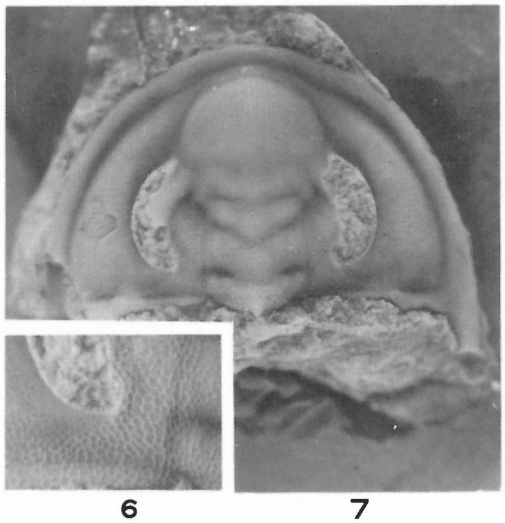
5



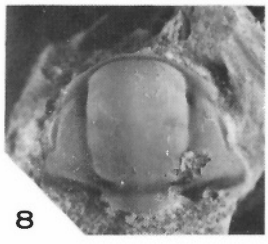
3



4



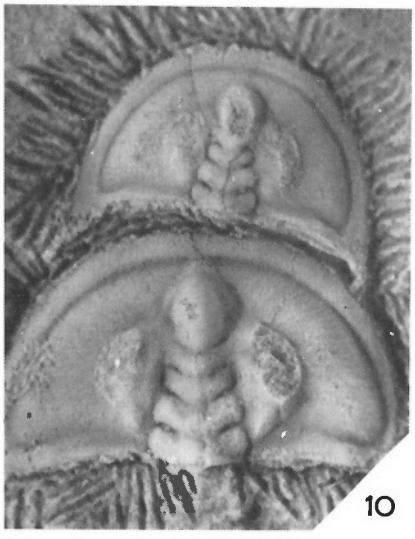
6 7



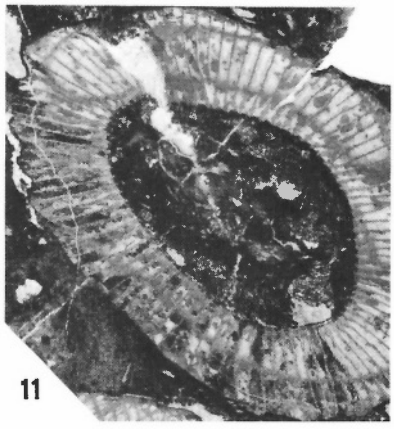
8



9



10



11



12

PLANCHE II. Fossiles du Cambrien moyen

Figure 1 *Elrathina* sp. Exosquelette x3, nº GSC 21356, zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*, schiste argileux à *Ogygopsis*, mont Stephen (C.-B.).

Figure 2 *Hyolithes* sp. Empreinte d'une coquille x1, nº GSC 21357, zone à *Albertella*, formation de Cathedral, mont Bosworth (Alb. et C.-B.).

Figure 3 *Oryctocephalus* sp. Exosquelette x2, nº GSC 21358, zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*, schiste argileux à *Ogygopsis*, mont Stephen (C.-B.).

Figures 4, 5 *Glossopleura* sp. 4, Partie de tête x3, nº GSC 21359. 5, Queue x2, nº GSC 21360. Formation de Cathedral, mont Assiniboine (Alb. et C.-B.).

Figures 6, 7 *Peronopsis* sp. 6, Tête x9, nº GSC 21361. 7, Queue x9, nº GSC 21362. Zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*?, formation inconnue, mont Field (C.-B.).

Figure 8 *Ogygopsis* sp. Exosquelette x1, nº GSC 21363, zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*, schiste argileux à *Ogygopsis*, mont Stephen (C.-B.).

Figure 9 *Micromitra* sp. Valve brachiale x5, nº GSC 21364, zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*?, formation inconnue, mont Field? (C.-B.).

Figures 10, 11 *Pagetia* sp. 10, Tête x8, nº GSC 21365. 11, Queue x8, nº GSC 21366. Zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*?, formation inconnue, mont Field (C.-B.).

Figure 12 *Bathyuriscus* sp. Moulage de latex d'un exosquelette x3, nº GSC 21395, zone à *Bathyuriscus* et à *Elrathina*, schiste argileux à *Ogygopsis*, mont Stephen (C.-B.).

Figure 13 *Bradoria*? sp. Valve gauche x6, nº GSC 21367, la fin de la zone à *Albertella* ou le début de la zone à *Glossopleura*, schiste argileux de Gordon, chaînon Flathead (Alb.).

Figure 14 «*Helcionella*». Coquille x7, nº GSC 21368, zone à *Bolaspidella*, formation inconnue, près du lac June (district de Mackenzie).

Figures 15, 16 *Plagiura* sp. 15, Partie de tête x2, nº GSC 21369. 16, Moulage de latex d'une queue x2, nº GSC 21370. Zone à *Plagiura* et à *Poliella*, formation de Whyte, mont Weed (Alb.).

Figures 17, 18 *Vanuxemella* sp. 17, Partie de tête x5, nº GSC 21371. 18, Queue x4, nº GSC 21372. Zone à *Albertella*, formation de Cathedral, mont Thompson (Alb.).

Figure 19 *Albertella* sp. Partie de tête et queue x5, nº GSC 21373, formation de Cathedral, mont Thompson (Alb.).

Figure 20 *Amecephalus* sp. Moulage de latex d'un exosquelette incomplet x3, nº GSC 21374, zone à *Plagiura* et à *Poliella* ou zone à *Albertella*, mont Assiniboine (Alb. et C.-B.).

PLANCHE III. Fossiles du Cambrien moyen et supérieur

Figures 1, 2 *Briscoia* sp. 1, Partie de tête x2, nº GSC 21375. 2, Queue x1, nº GSC 21376. Zone à *Ptychaspis* et à *Prosaukia* ou la partie inférieure de la zone à *Saukia*, formation de McKay, 3 milles à l'ouest de Donald (C.-B.).

Figures 3, 4 *Ptychaspis* sp. 3, Moulage de latex d'une partie de tête x2, nº GSC 21377. 4, Queue x3, nº GSC 21378. Zone à *Ptychaspis* et à *Prosaukia*, formation de Bison Creek, rivière Chaba (Alb.).

Figures 5, 6 *Leiocoryphe* sp. Tête (vue en plan et vue de l'arrière) x5, nº GSC 21379, zone à *Saukia*, formation de Mistaya, mont Wilson (Alb.).

Figures 7, 8 *Eurekia* sp. 7, Partie de tête x3, nº GSC 21380. 8, Queue x3, nº GSC 21381. Zone à *Saukia*, formation de Mistaya, mont Wilson (Alb.).

Figure 9 *Drumaspis* sp. Partie de tête x6, nº GSC 21382, zone à *Ptychaspis* et à *Prosaukia*, formation de Bison Creek, rivière Chaba (Alb.).

Figure 10 *Irvingella* sp. Partie de tête x3, nº GSC 21383, zone à *Elvinia*, formation de McKay, chaînon Hughes (C.-B. et Alb.).

Figure 11 *Dytremacephalus* sp. Partie de tête x5, nº GSC 21384, zone à *Aphelaspis* ou à *Dunderbergia*, formation de Lyell, rivière Chaba (Alb.).

Figures 12, 13 *Aphelaspis* sp. 12, Partie de tête x2, nº GSC 21385. 13, Queue x3, nº GSC 21386. Zone à *Aphelaspis*, route nº 1, point milliaire 15, à l'ouest de Field (C.-B.).

Figures 14, 15 *Kormagnostus* sp. 14, Tête x4, nº GSC 21387 15, Queue x10, nº GSC 21388. Zone à *Cedaria* ou à *Crepicephalus*, zone de contact entre la formation de Waterfowl et la formation de Sullivan, mont Brussilof (C.-B.).

Figure 16 *Bailiaspis*? sp. Tête x3, nº GSC paratype 12033, Cambrien moyen, Highland Cove, baie de la Trinité (T.-N.).

Figure 17 *Conocoryphe*? sp. Tête x2, nº GSC 12025, Cambrien moyen, Highland Cove, baie de la Trinité (T.-N.).

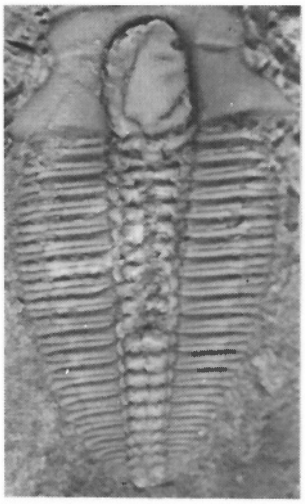
Figure 18 *Paradoxides* sp. Partie de tête x2, nº GSC 13069, Cambrien moyen, première petite baie à l'est de la pointe McLeod, baie de la Trinité (T.-N.).

Figures 19, 20 *Modocia* sp. 19, Partie de tête x4, nº GSC 21389. 20, Queue x6, nº GSC 21390. Zone à *Bolaspidella*, formation de Pika, ruisseau Beauty, parc Jasper (Alb.).

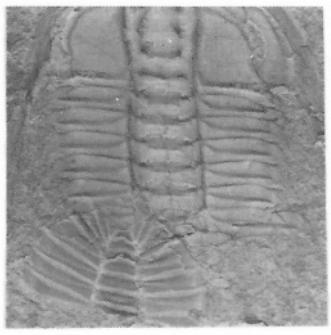
Figures 21, 22 *Hypagnostus* sp. 21, Tête x9, nº GSC 21391. 22, Tête x6, nº GSC 21392. Zone à *Bolaspidella*, formation sans nom près du lac June (district de Mackenzie).

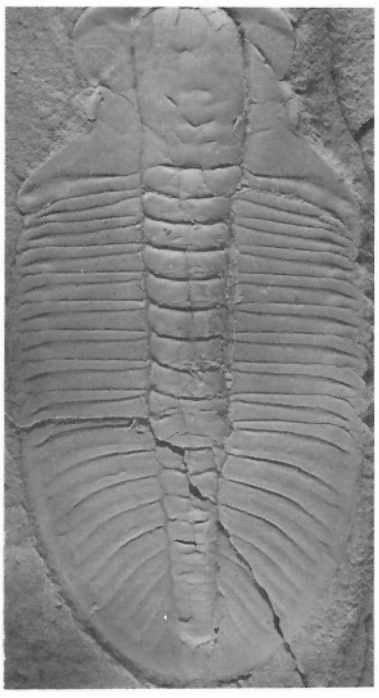
Figure 23 *Crepicephalus* sp. Moulage de latex d'une partie de tête et queue x2, nº GSC 28393, zone à *Crepicephalus*, formation de Sullivan?, chaînon Ram (Alb.).

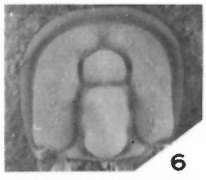
Figure 24 *Cedaria* sp. Partie de tête et queue x2, nº GSC 21394, zone à *Cedaria*, partie supérieure de la formation de Chancellor ou partie inférieure de la formation d'Ottertail, passe Wolverine (C.-B.).

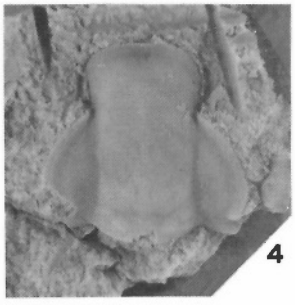

1


2

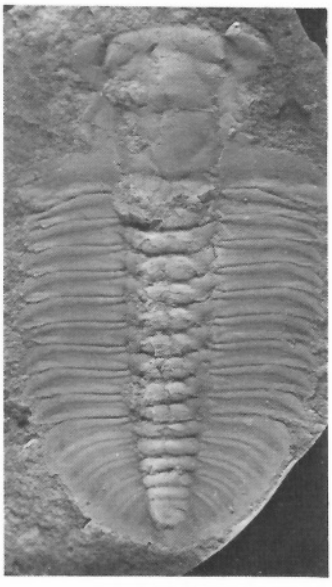

3

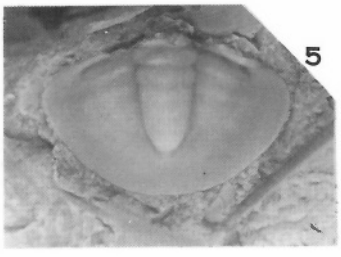

8

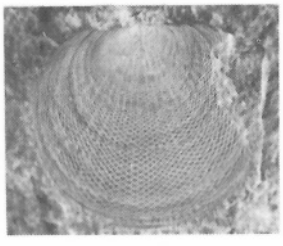

6

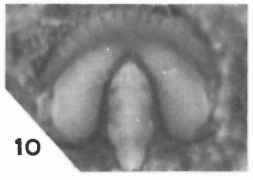

4

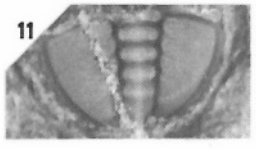

7

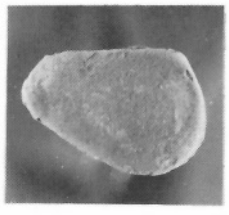

12


5

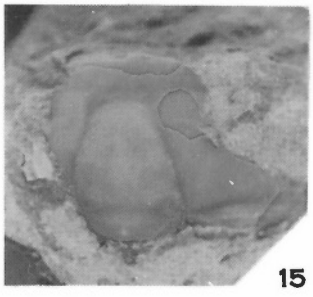

9

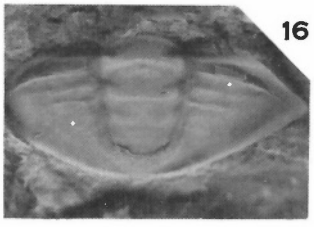

10

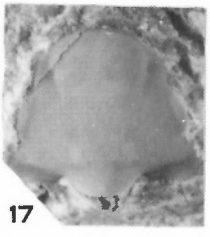

11

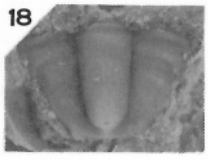

13

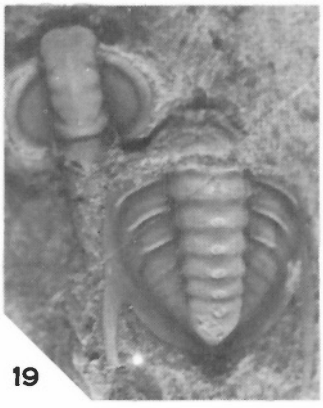

14

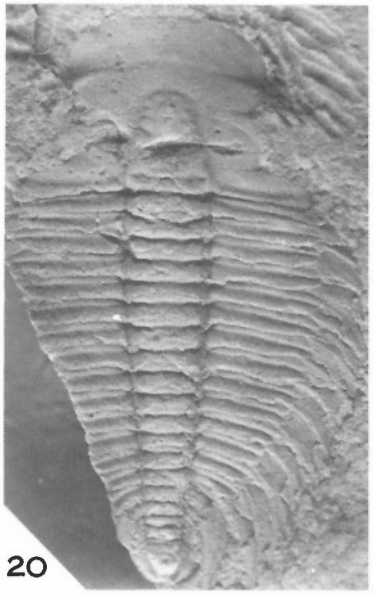

15

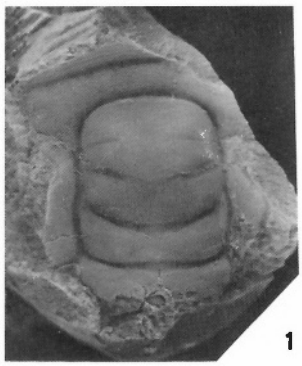

16

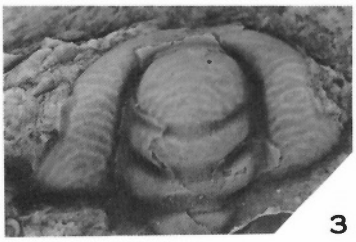

17

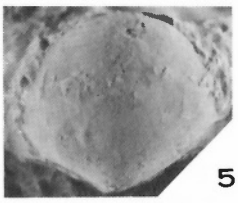

18

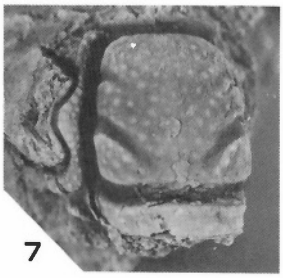

19

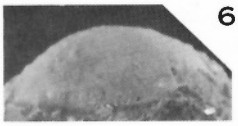

20


1

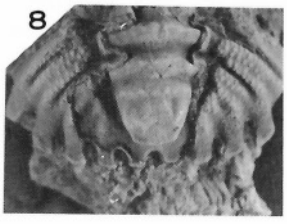

3

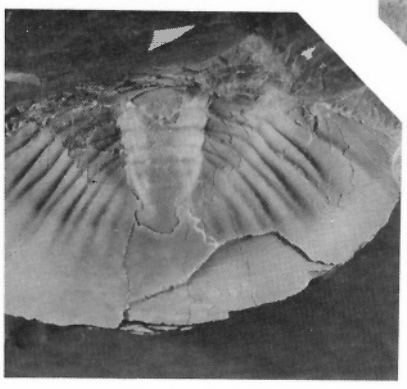

5


7

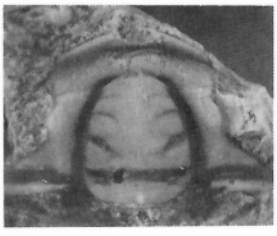

6


4

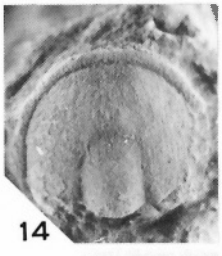

8

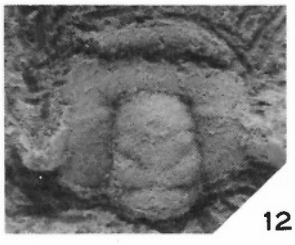

2

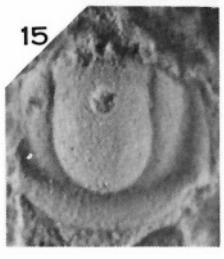

9


11

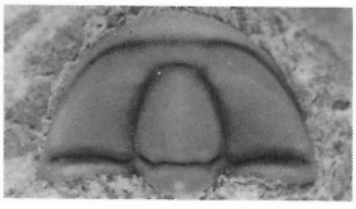


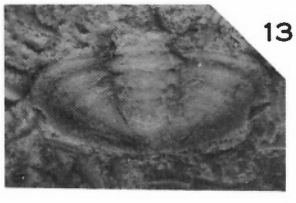

14

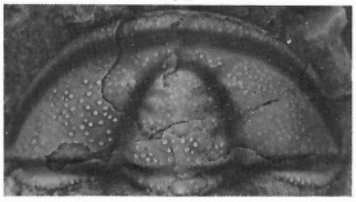

12

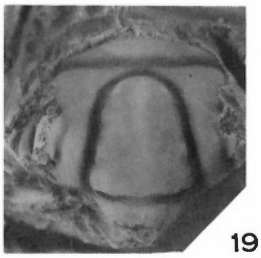

15

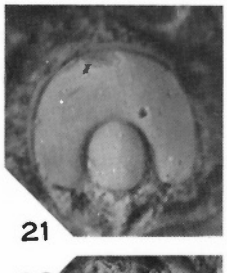

10

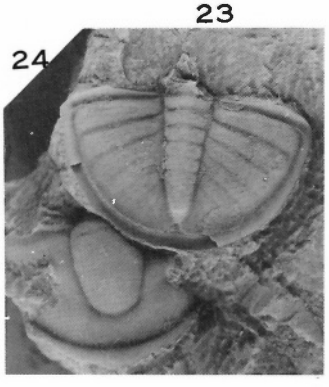


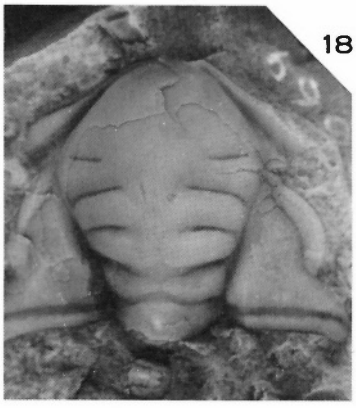

13

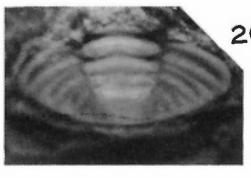

16

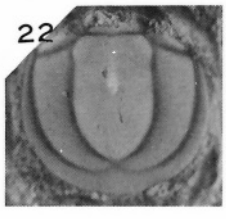

19


21


23


17
18


20


22

24

LES FAUNES DE L'ORDOVICIEN ET DU SILURIEN

B. S. Norford, T. E. Bolton, M. J. Copeland,
L. M. Cumming et G. W. Sinclair

Faunes pélagiques de l'Ordovicien et du Silurien

La corrélation à l'échelle mondiale des systèmes ordovicien et silurien repose sur les graptolithes. Les graptolithes étaient des animaux pélagiques, dont les restes constituent les indices les plus abondants et les mieux conservés dans les roches déposées en eau profonde. Les roches du faciès graptolithique se sont déposées, vers et dans la mer, à partir des plates-formes de carbonates, de grès et de siltstones qui bordaient le continent nord-américain au début du Paléozoïque. Certaines successions de roches graptolithiques semblent indiquer un dépôt presque continu au cours de l'Ordovicien et du Silurien. La datation établie d'après la désintégration radio-active permet de supposer une durée combinée de l'Ordovicien et du Silurien d'environ 100 m.a. Cet intervalle a formé 39 zones graptolithiques.

La succession généralisée des zones illustrées aux tableaux XI-2 et XI-3 a été établie d'après les successions des faunes de graptolithes dans diverses parties du Canada (Jackson, 1964; Jackson et Lenz, 1962; Thorsteinsson, 1958). Les successions zonales les mieux développées se situent dans les unités Road River, Kechika et Glenogle de la région de la Cordillère, et dans les formations d'Ibbett Bay et de Cape Phillips de l'archipel Arctique (fig. XI-1), successions dans des géosynclinaux, mais proches de régions de sédimentation caractéristique des plates-formes. Les quelques graptolithes trouvés aident à établir la corrélation entre les faunes benthoniques associées et la zonation typique des graptolithes. L'nterdigitation de roches à graptolithes avec des roches contenant des faunes benthoniques existe dans quelques localités des montagnes Rocheuses, du nord du Yukon et des îles de l'Arctique.

Bulman (1958) a démontré que la succession des zones à graptolithes peut être groupée en quatre grandes faunes successives caractérisées par des ensembles de genres, en contraste avec les ensembles d'espèces qui forment les zones. *Anisograptus, Bryograptus, Clonograptus, Dictyonema, Staurograptus* et *Triograptus* constituent les genres prédominants de la faune anisograptide du Trémadocien. La faune dichograptide de l'Arénigien comprend surtout les genres *Dichograptus, Didymograptus, Isograptus, Oncograptus, Phyllograptus* et *Tetragraptus*. La faune diplograptide a existé du Llanvirnien au début du Llandovérien et se caractérise par la diversité des formes bisériées. Les genres courants comprennent *Amplexograptus, Climacograptus, Cryptograptus, Dicellograptus, Dicranograptus, Didymograptus, Diplograptus, Glossograptus, Glyptograptus, Leptograptus, Nemagraptus* et *Orthograptus*. La faune monograptide possède en revanche le genre dominant *Monograptus*. Les genres secondaires comprennent *Cyrtograptus, Linograptus, Rastrites* et *Retiolites*. La faune s'étendait du début du Llandovérien au début du Dévonien.

Faunes benthoniques de l'Ordovicien et du Silurien

Les faunes benthoniques des roches carbonatées et détritiques de la plate-forme se composaient surtout de coraux, d'échinodermes, de brachiopodes, de mollusques, de trilobites, de stromatoporoïdes, de bryozoaires et d'ostracodes. Les graptolithes étaient extrêmement rares. La présence de coraux ne s'est pas révélée dans les faunes du Canadien et du Whiterock; ils avaient cependant une très grande importance dans les faunes de la partie récente de l'Ordovicien et du Silurien.

Ordovicien benthonique de l'Est du Canada

En Ontario et dans l'ouest du Québec, la série du Canadien se compose de dolomies contenant quelques fossiles. Le gastéropode *Ophileta* y est présent. On trouve une faune du Canadien étendue et variée dans les calcaires et schistes argileux fossilifères plus à l'est dans le Québec (Cantons de l'Est, Lévis et îles de Mingan) et dans l'ouest de Terre-Neuve. Les formes courantes et caractéristiques sont les brachiopodes *Clarkella* et *Finkelnburgia,* les gastéropodes *Ceratopea* et *Euconia,* les céphalopodes *Kirkoceras* et *Piloceras* et les trilobites *Leiostegium, Pilekia* et *Shumardia.*

On a récemment révisé aux États-Unis les étages de l'intervalle entre le Canadien et le Wilderness, mais on n'a pas encore déterminé leur représentation exacte au Canada. La succession de Table Head de l'ouest de Terre-Neuve correspond au Whiterock et contient les trilobites *Ectenonotus, Eorobergia, Galbagnostus, Miracybele* et *Xystocrania.* On estime que les formations du Chazien datent du Marmor (Cooper, 1956); ce type de roches affleurent près d'Ottawa et de Montréal, sur les îles de Mingan et à Terre-Neuve. Les bryozoaires, les échinodermes et les coraux apparaissent pour la première fois en grand nombre, dans l'échelle géologique, à l'étage du Marmor. Les échinodermes *Blastoidocrinus, Bolboporites* et *Malocystites,* les coraux *Billingsaria* et *Lamottia,* les brachiopodes *Mimella* et *Rostricellula,* le gastéropode *Scalites* et le conulariide *Conularina* en constituent les genres courants. Certaines strates des îles de Mingan et de Terre-Neuvre, considérées jusqu'ici comme du Chazien, peuvent être post-Marmor.

Des couches du Wilderness, généralement très riches en fossiles, se rencontrent partout dans le sud de l'Ontario et du Québec. La faune ordovicienne la plus ancienne dans la succession stratigraphique se trouve dans la formation

TABLEAU XI-2 | ***Successions des faunes de l'Ordovicien***

ÉTAGE EUROPÉEN	ZONE BENTHONIQUE Ouest et Nord du Canada	ZONE PÉLAGIQUE	FOSSILES BENTHONIQUES COMMUNS Est du Canada, nord et ouest de la ligne Logan	ÉTAGE NORD-AMÉRICAIN
ASHGILLIEN	*Bighornia - Thaerodonta*	*Dicellograptus complanatus ornatus*	*Grewingkia rusticum* *Schuchertoceras* *Rhombopora quadrata* *Catazyga headi* *Billingsites* *Beatricea*	RICHMONDIEN
		Orthograptus n. sp. A		
CARADOCIEN	Faune du type Red River	*Orthograptus quadrimucronatus*	*Leptaena moniquensis* *Whitella complanata* *Byssonychia radiata* *Cryptolithus bellulus* *Isotelus maximus* *Proetus chambliensis*	MAYSVILLIEN
			Cyclospira bisulcata *Lambeoceras* *Triarthrus spinosus* *Paleschara beani* *Pseudogygites* *Probillingsites primus*	ÉDÉNIEN
			Platystrophia Vellamo *Onniella whittakeri* *Lebetodiscus dicksoni* *Prasopora selwyni* *Ceraurus dentatus* *Cryptolithus tessellatus*	BARNEVELD
	Les faunes de la formation de Sunblood couvre cet intervalle probablement	*Orthograptus truncatus intermedius*	*Sowerbyella curdsvillensis* *Amecystis laevis* *Doleroides Opikina* *Hesperorthis tricenaria* *Gonioceras* *Tetradium cellulosum*	WILDERNESS
		Climacograptus bicornis	*Receptaculites occidentalis* *Bathyurus extans* *Raymondites ingalli*	
		Nemagraptus gracilis		PORTERFIELD
LLAN-DEILIEN		*Glyptograptus euglyphus*		ASHBY
			Lamottia *Pliomera* *Mimella* *Sigmacystis* *Rostricellula plena* *Scalites* *Blastoidocrinus* *Malocystites* *Bolboporites americanus*	MARMOR
LLAN-VIRNIEN	*Anomalorthis*	*Paraglossograptus etheridgei*	*Miracybele* *Xystocrania* *Ampyxoides* *Eoleperditia "bivia"*	WHITEROCK
	Orthidiella			
ARÉNIGIEN	*Hesperonomia*	*Isograptus caduceus*		CANADIEN
	J *(Pseudocybela)*	*Didymograptus protobifidus*		
	I *(Presbynileus)*			
	H *(Trigonocerea)*			
	G_2 *(Protopliomerella)*	*Tetragraptus fruticosus*	*Finkelnburgia, Tritoechia*	
		Tetragraptus approximatus	*Lingula quebecensis*	
	G_1 *(Hintzea)*		*Ecculiopteris planidorsalis*	
TRÉMADOCIEN	F *(Rossaspis)*	*Adelograptus-Clonograptus*	*Ellesmeroceras Piloceras*	
	E *(Tesselacauda)*		*Shumardia Euconia*	
	D *(Leiostegium-Kainella)*		*Ceratopea Ophileta*	
	C *("Paraplethopeltis")*			
	B *(Bellefontia-Xenostegium)*			
		Staurograptus		
	A *(Symphysurina-Euloma)*	*Dictyonema*		

CGC

Faunes peu connues ou inconnues

de Gull River en Ontario et comprend d'abondants *Cryptophragmus* et mollusques pratiquement non étudiés. La faune de la formation de Lowville et ses équivalents, caractérisée par *Bathyurus extans* et plusieurs espèces de céphalopodes, est présente dans tout le sud de l'Ontario, et près de Montréal et du lac Saint-Jean. On trouve les faunes de la partie la plus récente du Wildnerness dans les formations de Chaumont et de Rockland et dans leurs équivalents, sis dans les vallées de l'Outaouais et du Saint-Laurent, depuis le lac Témiscamingue jusqu'à La Malbaie, dans la vallée du Saguenay et à Terre-Neuve. Ces faunes comprennent les échinodermes *Amecystis, Carabocrinus huronensis* et *Foerstediscus*; le corail *Lambeophyllum*; les brachiopodes *Doleroides, Hesperorthis, Opikina* et *Strophomena filitexta*; les trilobites *Raymondites ingalli* et *Thaleops*; les ostracodes *Eoleperditia* et *Pteroleperditia* et l'éponge *Receptaculites.*

L'étage du Barneveld, le mieux connu et le plus riche en fossiles des étages ordoviciens de l'Amérique du Nord, renferme en fait les formations de l'ancien groupe de Trenton. Les fossiles caractéristiques comprennent le corail *Protaraea vetusta*; les éponges *Brachiospongia* et *Steliella*; les échinodermes *Cleiocrinus, Edrioaster, Glyptocrinus, Lebetodiscus* et *Pleurocystites*; les brachiopodes *Parastrophina, Platystrophia, Rafinesquina trentonensis, Sowerbyella «sericea»* et *Vellamo*; les gastéropodes *Fusispira, Hormotoma trentonensis* et *Trochonema*; le céphalopode *Endoceras proteiforme*; les trilobites *Calliops, Ceraurus pleurexanthemus, Cryptolithus tesselatus* et *Flexicalymene senaria* et les bryozoaires *Arthroclema* et *Prasopora.*

La limite entre les étages de l'Édénien et du Maysvillien n'est pas fermement établie au Canada et il pourrait se révéler utile de considérer en bloc l'intervalle des roches non encore bien définies. Dans l'Est du Canada,

les roches considérées de l'Édénien et constituées surtout de schistes et de calcaires argileux (telles les unités Hillier, Collingwood et Terrebonne) contiennent des fossiles comme l'échinoderme *Cheirocrinus;* les brachiopodes *Cyclospira, Oxoplecia* et *Plectatrypa*; les céphalopodes *Ephippiorthoceras* et *Probillingsites* et les trilobites *Pseudogygites, Triarthrus eatoni, T. glaber* et *T. spinosus.* Au contraire, des couches arénacées forment surtout l'étage du Maysvillien où abondent les pélécypodes *Byssonychia, Rhytimya* et *Whitella,* les brachiopodes *Leptaena moniquensis* et *Zygospira modesta* et des trilobites (y compris *Proetus chambliensis*).

L'étage du Richmondien apparaît dans des régions très dispersées de l'Est du Canada, telles que l'île Manitoulin, le sud de l'Ontario, les Cantons de l'Est, le lac Saint-Jean, Gaspé et l'île d'Anticosti. Les fossiles courants comprennent le corail *Grewingkia*; les brachiopodes *Catazyga headi* et *Strophomena fluctuosa*; le gastéropode *Lophospira beatrice* et les céphalopodes *Apsidoceras, Manitoulinoceras* et *Schuchertoceras.*

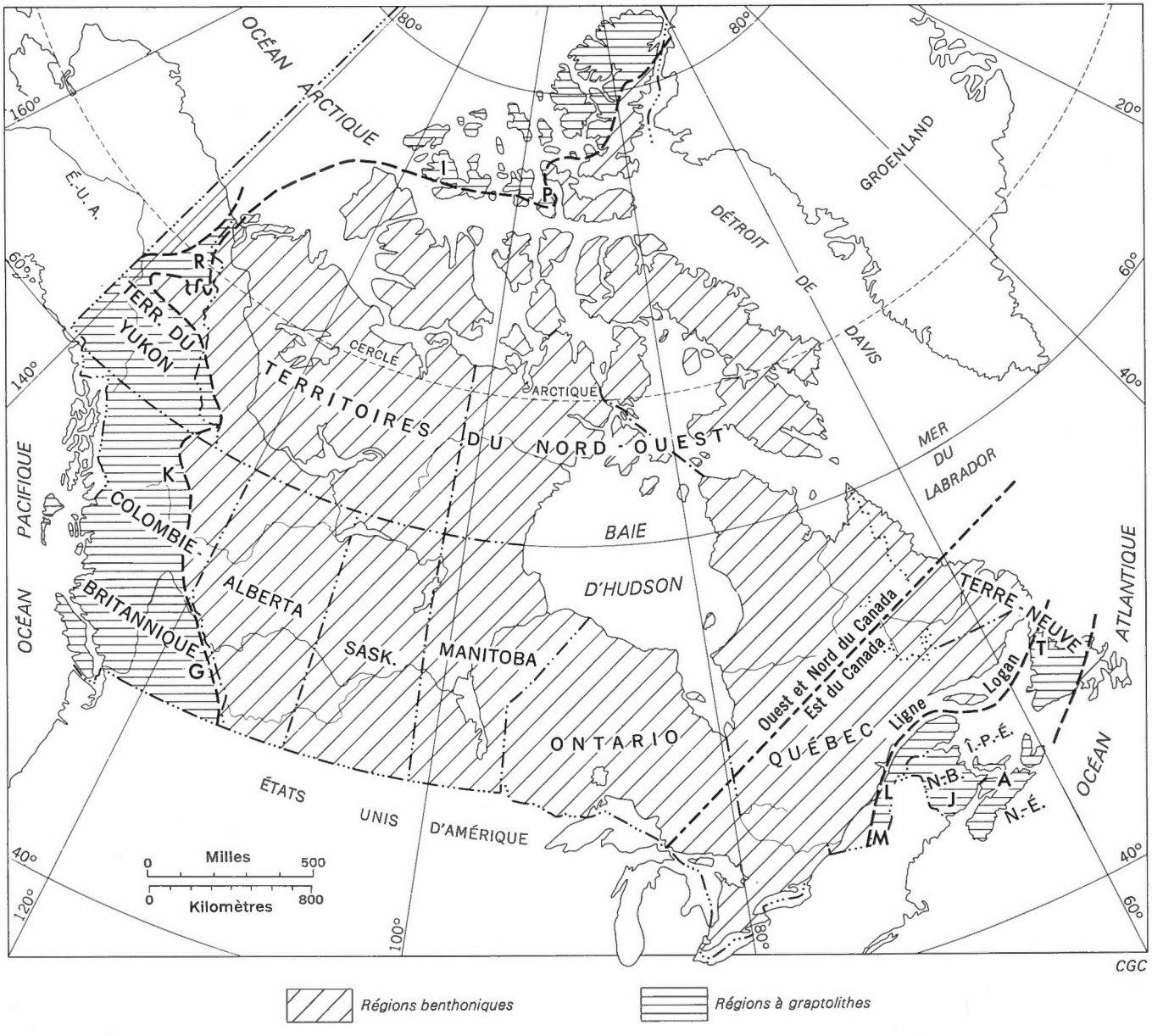


FIGURE XI-1. Répartition des faunes de l'Ordovicien et du Silurien.

TABLEAU XI-3 *Successions des faunes du Silurien*

ÉTAGE EUROPÉEN	ZONE BENTHONIQUE Ouest et Nord du Canada	ZONE PÉLAGIQUE	FOSSILES BENTHONIQUES COMMUNS, Ontario	FOSSILES BENTHONIQUES COMMUNS, Est du Canada	SÉRIE ET ÉTAGE NORD-AMÉRICAINS
DOWNTONIEN ?—?—		*Monograptus* n. sp. T		*Kloedenia wilckensiana*	CAYUGIEN
LUDLOVIEN		*Monograptus* n. sp. P			
		Monograptus ultimus			
		Monograptus tumescens minor	*Schuchertella hydraulica*		
	Atrypella scheii	*Monograptus* n. sp. O		*Eatonioides, Orthoceras bullatum* var., *Sphaerirhynchia wilsoni*	
		Monograptus n. sp. N	*Leperditia scalaris Eurypterus*		
		Monograptus bohemicus			
		Monograptus nilssoni	*Megalomus canadensis Trimerella grandis* *Conchidium occidentalis* *Fletcheria guelphensis*	*Conchidium knighti* *Salopina lunata*	Lockportien
WENLOCKIEN		*Monograptus testis* and *Cyrtograptus trilleri*			NIAGARIEN
		Cyrtograptus lundgreni	*Cheirurus niagarensis Scutellum acamas*	*Scutellum pompilius*	
		Cyrtograptus perneri			
		Cyrtograptus n. sp. G			
		Cyrtograptus n. sp. F			Tonawandien
		Cyrtograptus n. sp. C			
		Cyrtograptus rigidus	*Caryocrinites ornatus Paraechmina spinosa*		
		Monograptus riccartonensis	*Stephanocrinus angulatus* *Dicoelosia acutilobus*		
		Cyrtograptus murchisoni			
LLANDOVÉRIEN	*Eophacops-Cheirurus*	*Monograptus spiralis*		*Costistricklandia brevis, Costistricklandia gaspéensis*	
				Eocoelia sulcata	
			Costistricklandia canadensis *Pentameroides*		
	Pentamerus		*Zygobolba* *Bolbineossia*	*Zygobolba* *Bolbineossia* *Ehlersella davidsoni* *Eocoelia hemisphaerica*	Ontarien
		Monograptus turriculatus			
		Monograptus sedgwicki	*Virgiana decussata Hyattidina congesta*	*Virgiana anticostiensis, Hyattidina congesta* var.	
		à			
		Monograptus convolutus	*Phaenopora expansa Lingula clintoni*	*Phaenopora superba, Camarotoechia fringilla*	ALEXANDRIEN
	Eostropheodonta	*Monograptus millepeda*	*Resserella eugeniensis* *"Coelospira" planoconvexa*		
		Monograptus gregarius	*Brockocystis tecumseth*	*"Coelospira" planoconvexa*	
		Monograptus cyphus			
		Diplograptus modestus			

CGC

Faunes peu connues ou inconnues

Ordovicien benthonique de l'Ouest et du Nord du Canada

On trouve de nombreuses unités de roches fossilifères dans l'Ouest du Canada et dans l'Arctique canadien, mais seuls quelques fossiles de l'Ordovicien et du Silurien ont fait l'objet d'une étude. La plupart des zones de trilobites, définies dans l'étage du Canadien de l'Utah et du Nevada, peuvent également se retrouver dans les unités de McKay, de Survey Peak et d'Outram du sud des montagnes Rocheuses du Canada. Certaines de ces zones existent également dans la formation de Chushina près de Jasper et près du mont Robson, dans le groupe de Kechika du nord de la Colombie-Britannique, dans des roches non dénommées du nord du Yukon et dans le sud-ouest du district de Mackenzie et probablement dans les formations de Mingo River et de Nadlo Point de l'île Devon.

L'espèce *Hesperonomia* de la partie supérieure de l'étage du Canadien et les ensembles de brachiopodes des zones à *Orthidiella* et à *Anomalorthis* de l'étage du Whiterock présentent un bon développement dans la formation de Skoki du sud-ouest de l'Alberta. La zone à *Orthidiella* est probablement présente dans l'est de la Colombie-Britannique au lac Cecilia et près de la rivière de la Paix. La zone *Hesperonomia* comprend les brachiopodes *Diparelasma, Leptella, Syntrophopsis, Taffia* et *Tritoechia.* On trouve les espèces des genres *Diparelasma, Orthambonites* et *Petroria* dans la zone à *Orthidiella.* Les

genres de la zone à *Anomalorthis* comprennent *Receptaculites,* les gastéropodes *Maclurites* et *Palliseria* et le brachiopode *Syntrophopsis.*

Les roches fossilifères du Marmor au Maysvillien apparaissent rares dans l'Ouest du Canada. Il semble que la succession la plus complète se trouve dans le sud-ouest du district de Mackenzie où la formation de Sunblood contient une succession de brachiopodes et de trilobites bien conservés. Cette succession couvre probablement tout l'intervalle, mais sa faune n'a fait encore l'objet d'aucune étude. La faune de la partie supérieure du groupe de Kechika du nord de la Colombie-Britannique, des unités d'Admiralty et de Cornwallis des îles de l'Arctique et des unités de Bad Cache Rapids et de Red River du Manitoba constituent probablement les équivalents de la faune de la partie supérieure de la formation de Sunblood. A la faune ordovicienne de l'Arctique, on a rattaché de nombreuses faunes de l'Arctique canadien; la plupart sont en corrélation avec la faune de la formation de Red River, mais certains éléments rappellent ceux de la zone plus récente à *Bighornia* et à *Thaerodonta.* La faune de la formation de Red River comprend des espèces du genre *Receptaculites*; les coraux, *Calapoecia, Catenipora, Tollina, Palaeofavosites, Palaeophyllum, Grewingkia* et *Favistina*; les brachiopodes *Rafinesquina* et *Rhynchotrema*; les gastéropodes *Fusispira, Hormotoma* et *Maclurites* et les céphalopodes *Diestoceras, Cyrtogomphoceras, Lambeoceras* et *Winnipegoceras.*

Les faunes du Richmondien se trouvent réparties sur une grande étendue de l'Ouest du Canada et peuvent dans l'ensemble être considérées comme les équivalents de la faune de la zone à *Bighornia* et à *Thaerodonta* au développement prononcé dans la partie inférieure de la formation de Beaverfoot du sud des montagnes Rocheuses. Les coraux *Catenipora, Favistina, Lobocorallium, Palaeofavosites, Palaeophyllum, Sarcinula* et *Streptelasma* et les brachiopodes *Dinorthis* et *Rhynchotrema* constituent d'autres genres typiques. On les trouve dans la partie inférieure du groupe de Sandpile du nord de la Colombie-Britannique, dans la formation de Chedabucto Lake du district de Mackenzie, dans des roches non dénommées du nord-est de la Colombie-Britannique, au Yukon et dans le district de Mackenzie, et dans les unités de Stony Mountain, de Stonewall et de Churchill River, au Manitoba.

Silurien benthonique de l'Est du Canada

En Ontario, les séries de l'Alexandrien se composent des formations de Whirlpool, Power Glen, Manitoulin, Cabot Head et Grimsby. Les espèces caractéristiques comprennent le corail *Palaeofavosites asper;* l'échinoderme *Brockocystis tecumseth;* les brachiopodes *Resserella eugeniensis,* «*Coelospira*» *planoconvexa* et *Lingula clintoni;* les bryozoaires *Helopora fragilis* et *Phaenopora expansa;* le trilobite *Liocalymene clintoni* et la trace *Arthrophycus alleghaniensis.* Sur l'île d'Anticosti, les 15 pieds de la formation de Becscie sous-jacente aux couches *Virgiana* représentent peut-être le côté oriental de l'Alexandrien. La faune comprend «*Coelospira*» *planoconvexa* et *Phaenopora superba.* Les faunes de l'Alexandrien ont leurs empreintes dans la formation de Beechhill (qui contient le brachiopode *Eostropheodonta*) et dans la partie inférieure de la formation de Ross Brook d'Arisaig, en Gaspésie, dans la formation de Cabano (qui elle aussi contient *Eostropheodonta*) et peut-être dans la formation sus-jacente de Pointe-aux-Trembles qui contient *Eocoelia quebecensis.*

Les fossiles caractéristiques de l'étage de l'Ontarien comprennent les brachiopodes *Virgiana, Hyattidina, Pentameroides, Camarotoechia winiskensis, Plectatrypa lowi, Costistricklandia canadensis, Eocoelia hemisphaerica* et *Ehlersella davidsoni* et les ostracodes *Zygobolba* et *Bolbineossia.* On les rencontre également dans les formations de Reynales, Dyer Bay, Wingfield, St. Edmund, Wabi et Thornloe de l'Ontario; dans les formations de Becscie, Gun River et Jupiter de l'île d'Anticosti; dans une partie de la formation de Whitehead à Percé; dans les formations d'Awantjish, Burnt Jam Brook et Clemville en Gaspésie; dans la formation de Quoddy au Nouveau-Brunswick; dans le niveau moyen de la formation de Ross Brook en Nouvelle-Écosse et dans la formation de Pike Arm à Terre-Neuve.

Les brachiopodes *Dicoelosia acutilobus, D. biloba, Eocoelia sulcata, Costistricklandia brevis* et *C. gaspéensis;* les échinodermes *Stephanocrinus angulatus, Caryocrinites ornatus* et l'ostracode *Paraechmina spinosa* sont présents dans les faunes de l'étage du Tonawandien. Ils se trouvent également dans les formations de Rochester du sud de l'Ontario, de Val Brillant, La Vieille et Laforce de la Gaspésie et de Long Reach du Nouveau-Brunswick et dans le niveau supérieur de la formation de Ross Brook de la Nouvelle-Écosse.

Les espèces benthoniques de l'étage du Lockportien comprennent le corail *Fletcheria guelphensis;* le pélécypode *Megalomus canadensis;* les brachiopodes *Salopina lunata, Trimerella grandis, Conchidium knighti* et *C. occidentalis* et les trilobites *Scutellum acamas, S. pompilius* et *Cheirurus niagarensis.* Les faunes du Lockportien gisent dans les formations de Lockport, Amabel et Guelph en Ontario; dans celles de Sayabec, Gascons, Bouleaux, West Point, Robitaille, Mont Wissick et Sargent Bay au Québec; de Jones Creek et de Pembroke au Nouveau-Brunswick; et dans la formation de Kentville et le niveau supérieur de la formation de McAdam en Nouvelle-Écosse.

Les faunes peu répandues de la série du Cayuganien comprennent généralement quelques espèces, dont les formes typiques comme l'ostracode *Leperditia scalaris,* le brachiopode *Schuchertella hydraulica* et les euryptérides dans la succession de Bertie-Akron en Ontario; les brachiopodes *Eatonioides* et *Sphaerirhynchia wilsoni* et une variété du céphalopode *Orthoceras bullatum* dans la formation de Moydart et l'ostracode *Kloedenia wilckensiana* dans la formation de Stonehouse, toutes deux en Nouvelle-Écosse.

Silurien benthonique de l'Ouest et du Nord du Canada

Une succession de zones benthoniques du Llandovérien repose dans la formation de Beaverfoot dans le sud des montagnes Rocheuses. La zone à *Eostropheodonta* contient le brachiopode *Hesperorthis*; les coraux *Catenipora, Favosites* et *Streptelasma* et les trilobites *Eophacops* et *Encrinurus*. Les genres de la zone à *Pentamerus* comprennent les coraux *Cystihalysites, Favosites* et *Streptelasma* et les ostracodes *Aparchites, Bythocypris* et *Tubulibairdia*. La zone à *Eophacops* et à *Cheirurus* contient *Encrinurus,* les brachiopodes *Glassia* et *Atrypa* et *Favosites*. Les faunes correspondent à l'intervalle entre la zone à *Pentamerus* et celle à *Eophacops* et à *Cheirurus* et demeurent très répandues dans l'Ouest du Canada, dans les formations siluriennes du nord de la Colombie-Britannique; dans une bonne partie de la formation d'Allen Bay des îles de l'Arctique; dans la zone à *Aulacopleura socialis* de la formation de Road River du nord du Yukon; dans la majeure partie des formations siluriennes des basses-terres de la baie d'Hudson et de la baie James; et dans les formations de Cedar Lake et d'East Arm du sud du Manitoba. Les faunes de l'intervalle entre les formations de Fisher Branch et d'Atikameg Lake au Manitoba et des calcaires des formations de Port Nelson et de Severn River des basses-terres de la baie d'Hudson peuvent être les équivalents de la zone à *Eostropheodonta*. La formation d'Attawapiskat des basses-terres de la baie d'Hudson peut être le Llandovérien supérieur ou le Wenlockien inférieur. Les îles de l'Arctique renferment des poissons du Llandovérien supérieur et du Wenlockien inférieur.

On ne trouve aucune roche du Wenlockien et du Ludlovien dans la majeure partie de l'Ouest du Canada, probablement en raison de l'érosion vers la fin du Silurien ou au début du Dévonien. On en trouve au Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest, mais leurs faunes benthoniques demeurent peu connues. La zone à *Atrypella scheii* existe dans les unités de Read Bay, Douro, Gossage et Cape Rawson et de roches non dénommées près de la frontière de l'Alaska et du Yukon. Les genres identifiés comprennent les brachiopodes *Conchidium* et *Howellella,* les coraux *Favosites, Parafavosites, Striatopora* et *Syringopora;* les trilobites *Encrinurus* (*Frammia*) et *Hemiarges*; le mollusque *Megalomus* et des euryptérides. Des vestiges de poissons du Ludlovien reposent dans la formation de Read Bay et des restes de poissons et de graptolithes du Ludlovien et du Downtonien dans la formation de Delorme.

Choix d'ouvrages à consulter

Bolton, T. E.
1957: Silurian stratigraphy and palaeontology of the Niagara Escarpment in Ontario; *Comm. géol., Can.,* Mém. 289.
1966: Illustrations of Canadian fossils; Silurian faunas of Ontario; *Comm. géol., Can.,* Étude 66–50.

Boucot, A. J., Harper, C., Johnson, J. G., et Walmsley, V. G.
1966: Silurian brachiopods and gastropods of southern New Brunswick; *Comm. géol., Can.,* Bull. 140.

Bulman, O. M. B.
1950: Graptolites from the Dictyomena Shales of Quebec; *Geol. Soc. London, Quart. J.,* vol. 106, pp. 63–99.
1958: The sequence of graptolite faunas; *Palaeontology,* vol. 1, pp. 159–173.

Cooper, G. A.
1956: Chazyan and related brachiopods; *Smithsonian Inst. Misc. Collections,* vol. 127.

Copeland, M. J., et Bolton, T. E.
1960: The Eurypterida of Canada; *Comm. géol., Can.,* Bull. 60, pp. 13–48.

Foerste, A. F.
1924: Upper Ordovician faunas of Ontario and Quebec; *Comm. géol., Can.,* Mém. 138.

Hintze, L. F.
1953: Lower Ordovician trilobites from western Utah and eastern Nevada; *Utah Geol. Mineral. Sur.,* Bull. 48.

Jackson, D. E.
1964: Observations on the sequence and correlation of Lower and Middle Ordovician graptolites faunas of North America; *Bull. Geol. Soc. Amer.,* vol. 75, pp. 523–534.

Jackson, D. E., et Lenz, A. C.
1962: Zonation of Ordovician and Silurian graptolites of northern Yukon; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* vol. 46, pp. 30–45.

McLearn, F. H.
1924: Palaeontology of the Silurian rocks of Arisaig, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 60.

Nelson, S. J.
1964: Ordovician stratigraphy of northern Hudson Bay Lowland, Manitoba; *Comm. géol., Can.,* Bull. 108.

Norford, B. S.
1962: Illustrations of Canadian fossils; Cambrian, Ordovician and Silurian of the Western Cordillera; *Comm. géol., Can.,* Étude 62–14.

Stearn, C. W.
1956: Stratigraphy and palaeontology of the Interlake Group and Stonewall Formation of southern Manitoba; *Comm. géol., Can.,* Mém. 281.

Thorsteinsson, R.
1958: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.,* Mém. 294.

Whittington, H. B.
1965: Trilobites of the Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland; *Bull. Museum Comp. Zool., Harvard Univ.,* vol. 152, n° 4.

Wilson, A. E.
1946: Geology of the Ottawa-St. Lawrence Lowlands, Ontario and Quebec; *Comm. géol., Can.,* Mém. 241 (aussi, *Comm. géol., Can.,* Bull. 4, 8, 9, 11, 17, 28, 42, 67).

Planche IV. Fossiles de l'Ordovicien de l'Est du Canada

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Bathyurus superbus* Raymond. Wilderness; Ontario; 7422a.

Figure 2 *Tetradium clarki* Okulitch; x5.5; Wilderness; Ontario; 7397c.

Figure 3 *Ophileta compacta* (Salter). Canadien; Ontario; 17088.

Figure 4 *Receptaculites occidentalis* Salter. Wilderness; Ontario; 1125p.

Figure 5 *Malocystites murchisoni* Billings. Marmor; Québec; 1012a.

Figure 6 *Selenoharpes ottawaensis* (Billings). Barneveld; Ontario; 329.

Figure 7 *Hesperorthis tricenaria* (Conrad). Wilderness; Ontario; 1151.

Figure 8 *Lingula cobourgensis* Billings. Édénien; Ontario; 1635a.

Figure 9 *Amecystis laevis* (Raymond). Wilderness; Ontario; 7936.

Figure 10 *Onniella whittakeri* (Raymond); x2; Barneveld; Ontario; 3240a.

Figure 11 *Pleurocystites* cf. *P. filitextus* Billings. Barneveld; Ontario; 17696.

Figure 12 *Cupulocrinus jewetti* (Billings). Wilderness; Ontario; 7784z.

Figure 13 *Edrioaster* sp. x2; Barneveld; Ontario; 17087.

Figure 14 *Probillingsites cobourgensis* Flower. Édénien; Ontario; 11092.

Figure 15 *Fusispira angusta* Ulrich et Scofield. Barneveld; Québec; 13247.

Figure 16 *Flexicalymene granulosa* (Foerste); x4; Maysvillien; Ontario; 18667.

Figure 17 *Catazyga erratica* (Hall). Maysvillien; Ontario; 18670.

Figure 18 *Cryptolithus bellulus* (Ulrich). Édénien; Ontario; 18669.

Figure 19 *Platystrophia clarksvillensis* Foerste. Richmondien; Ontario; 18672.

Figure 20 *Glyptorthis insculpta manitoulinensis* Foerste. Richmondien; Ontario; 6784.

Figure 21 *Pseudogygites latimarginatus* (Hall). Édénien; Ontario; 18666.

Figure 22 *Rafinesquina sardesoni* Salmon. Édénien; Ontario; 3256.

Figure 23 *Triarthrus spinosus* Billings. Édénien; Ontario; 18668.

Figure 24 *Byssonychia grandis* Ulrich. Richmondien; Ontario; 2120.

Planche V. Fossiles de l'Ordovicien de l'Ouest et du Nord du Canada

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Lobocorallium prolongatum* (Wilson). Richmondien; Alberta; 16917.

Figure 2 *Dinorthis rockymontana* Wilson. Richmondien; Alberta; 16885.

Figures 3, 11 *Bighornia parva* Duncan. Richmondien; Wyoming; USNM 127574 (x3) et 124801.

Figures 4, 10 *Dinorthis columbia* Wilson. Richmondien; Alberta; 16892.

Figures 5, 8, 18 *Rhynchotrema kananaskia* Wilson. Richmondien; Colombie-Britannique; 6749.

Figures 6, 7, 9 *Rhynchotrema windermeris* Wilson. Richmondien; Alberta; 16895 et 16896.

Figures 12, 13, 14 *Thaerodonta* sp. aff. *T. saxea* (Sardeson). Richmondien; Alberta; 16887, 16888 et 16889.

Figures 15, 16 *Calyptaulax* sp. Wilderness; Mackenzie; 16872 et 16873.

Figure 17 *Tollina* sp. Richmondien; Mackenzie; 16915.

Figures 19, 20 *Palaeophyllum* sp. Richmondien; Mackenzie; 16910 et 16911.

Figures 21, 22 *Leiostegium* sp. x2, Canadien; Mackenzie; 20432 et 20433.

Figure 23 *Oistodus lanceolatus* Pander. x50; Whiterock; Alberta; 20434.

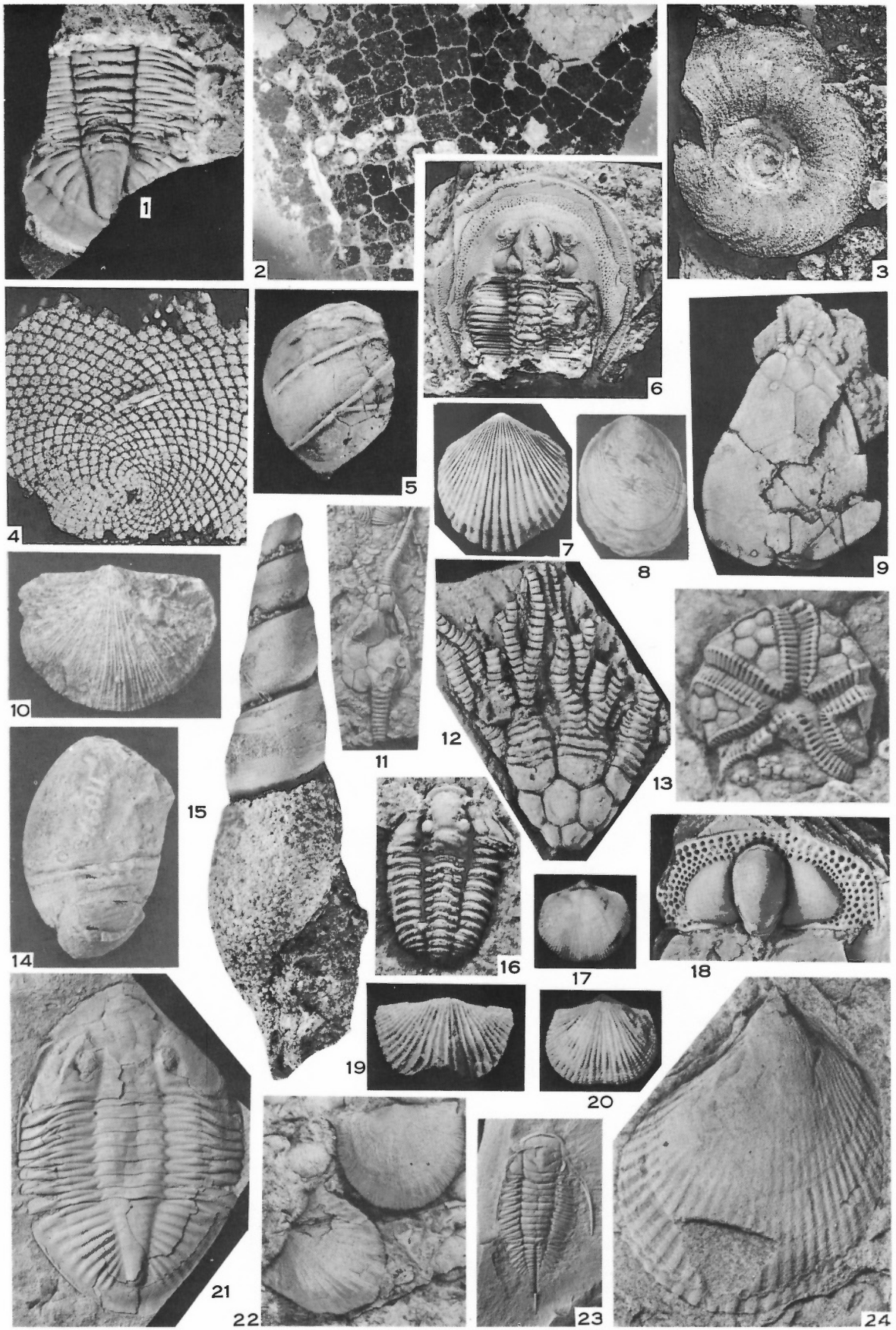
Figure 24 *Catenipora robustus* (Wilson). Richmondien; Alberta; 16907.

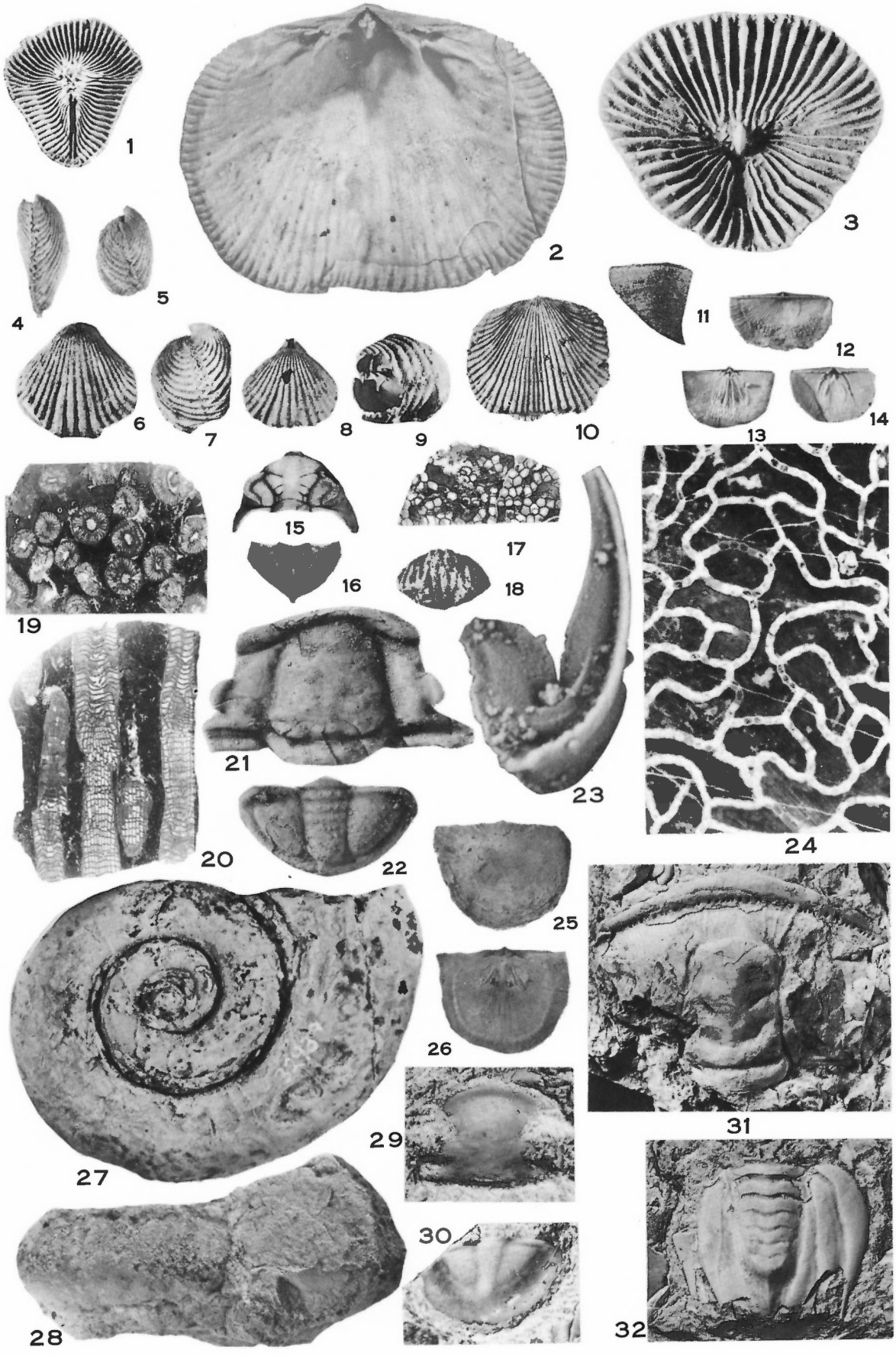
Figures 25, 26 *Öpikina* sp. Wilderness; Mackenzie; 16876 et 16875.

Figures 27, 28 *Maclurites* sp. cf. *M. magnus* Lesueur. Whiterock; Mackenzie; 16883 et 16884.

Figures 29, 30 *Bellefontia* sp. Canadien; Colombie-Britannique; 20435 et 20436.

Figures 31, 32 *Kainella billingsi* Walcott. Canadien; Colombie-Britannique; USNM 70334 et 70336.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

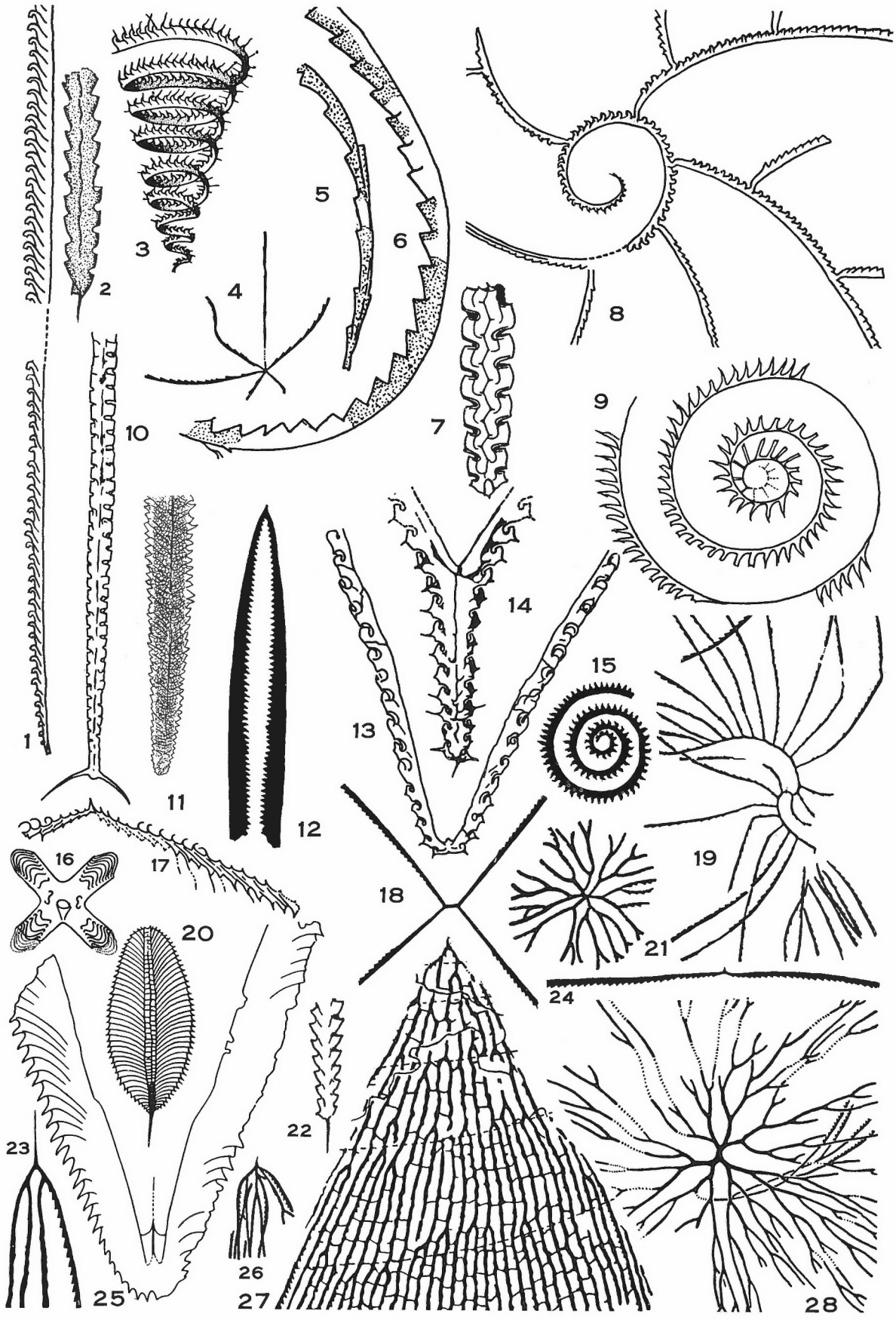

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28

PLANCHE VI. Graptolithes de l'Ordovicien et du Silurien

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 — *Monograptus priodon* (Bronn). x2; Llandovérien; Écosse; figure d'après Bulman (1955).

Figure 2 — *Diplograptus* cf. *D. modestus* Lapworth. x5; Llandovérien; Iowa; figure d'après Ross (1964).

Figure 3 — *Monograptus turriculatus* (Barrande). x2; Llandovérien; Bohème; figure d'après Bulman (1955).

Figure 4 — *Linograptus* sp. x3; Ludlovien; Silésie; figure d'après Bulman (1955).

Figures 5, 6 — *Monograptus bohemicus* (Barrande). x4; Ludlovien; Illinois; figures d'après Ross (1962).

Figure 7 — *Climacograptus scharenbergi* Lapworth. x6; Llandeilien-Caradocien; Écosse; figure d'après Bulman (1955).

Figure 8 — *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers. x2; Wenlockien; Bohème; figure d'après Bulman (1955).

Figure 9 — *Monograptus convolutus* (Hisinger). x2; Llandovérien; Suède; figure d'après Bulman (1955).

Figure 10 — *Climacograptus bicornis* (Hall). x2; Caradocien; Écosse; figure d'après Bulman (1955).

Figure 11 — *Retiolites* (*Stomatograptus*) *grandis grandis* Suess. x2; Llandovérien; Bohème; figure d'après Bouček et Münch (1943).

Figure 12 — *Didymograptus* sp., espèce pendante. Llanvirnien; Galles; figure d'après Bulman (1955).

Figure 13 — *Dicellograptus morrisi* Hopkinson. x4; Caradocien; Suède; figure d'après Bulman (1955).

Figure 14 — *Dicranograptus nicholsoni* Hopkinson. x4; Caradocien; Écosse; figure d'après Bulman (1955).

Figure 15 — *Monograptus spiralis spiralis* (Geinitz). Llandovérien; Bohème; figure d'après Přibyl (1944).

Figure 16 — *Phyllograptus angustifolius* Hall. Face ventrale, x4; Arénigien; Suède; figure d'après Bulman (1955).

Figure 17 — *Didymograptus spinosus* Ruedemann. x2; Llanvirnien; Yukon; figure d'après Jackson (1964).

Figure 18 — *Tetragraptus quadribrachiatus* (Hall). Arénigien; Québec; figure d'après Bulman (1955).

Figure 19 — *Nemagraptus gracilis* (Hall). Caradocien; Écosse; figure d'après Bulman (1955).

Figure 20 — *Phyllograptus typus* Hall. Arénigien; Québec; figure d'après Bulman (1955).

Figure 21 — *Staurograptus dichotomus* Emmons. Trémadocien; New York; figure d'après Bulman (1955).

Figure 22 — *Glyptograptus dentatus* (Brongniart). x4; Arénigien; Suède; figure d'après Bulman (1955).

Figure 23 — *Tetragraptus fruticosus* (Hall). Arénigien; Québec; figure d'après Bulman (1955).

Figure 24 — *Didymograptus extensus* (Hall). Arénigien; Québec; figure d'après Bulman (1955).

Figure 25 — *Isograptus caduceus maximo-divergens* Harris. x2; Arénigien; Colombie-Britannique; figure d'après Jackson (1964).

Figure 26 — *Bryograptus* sp. Trémadocien; Suède; figure d'après Bulman (1955).

Figure 27 — *Dictyonema flabelliforme* (Eichwald). Trémadocien; Angleterre; figure d'après Bulman (1955), les lignes en tirets indiquent les zones approximatives d'embranchement.

Figure 28 — *Clonograptus rigidus* (Hall). x½; Arénigien; Québec; figure d'après Bulman (1955).

PLANCHE VII. Fossiles du Silurien de l'Est du Canada

Figure 1 — *Zygobolba decora* (Billings). x16; Niagarien; Québec; 2547.

Figure 2 — «*Coelospira*» *planoconvexa* (Hall). x1; Alexandrien; Ontario; 17959.

Figure 3 — *Mendacella* sp. x1; Alexandrien; Ontario; 17955.

Figures 4, 5 — *Entelophyllum pennanti* (Billings). x4; Niagarien; Québec; 3040m.

Figure 6 — *Eocoelia hemispherica* (Sowerby). x3; Niagarien; Québec; 17090.

Figure 7 — *Caryocrinites ornatus* Say. x1; Tonawandien; Ontario; 2656d.

Figure 8 — *Dizygopleura symmetrica* (Hall). x15; Tonawandien; Ontario; 15196b.

Figure 9 — *Dicoelosia acutilobus* (Ringueberg). x5. Tonawandien; Ontario; 17965.

Figure 10 — *Pentameroides* sp. x1; Ontarien; Ontario; 17973.

Figure 11 — *Paraechmina spinosa* (Hall). x15; Tonawandien; Ontario; 15192a.

Figure 12 — *Costistricklandia gaspéensis* Billings. x1; (suivant Northrop, 1939); Niagarien; Québec.

Figure 13 — *Kloedenia wilckensiana* (Jones). x15; Downtonien; Nouvelle-Écosse; 14514.

Figure 14 — *Cheirurus niagarensis* (Hall). x1; Lockportien; Ontario; 17969.

Figure 15 — *Janius* sp. x2; (suivant Boucot, 1963); Niagarien; Nouveau-Brunswick; 15152.

Figure 16 — *Eophacops orestes* (Billings). x3; Niagarien; Québec; 17091.

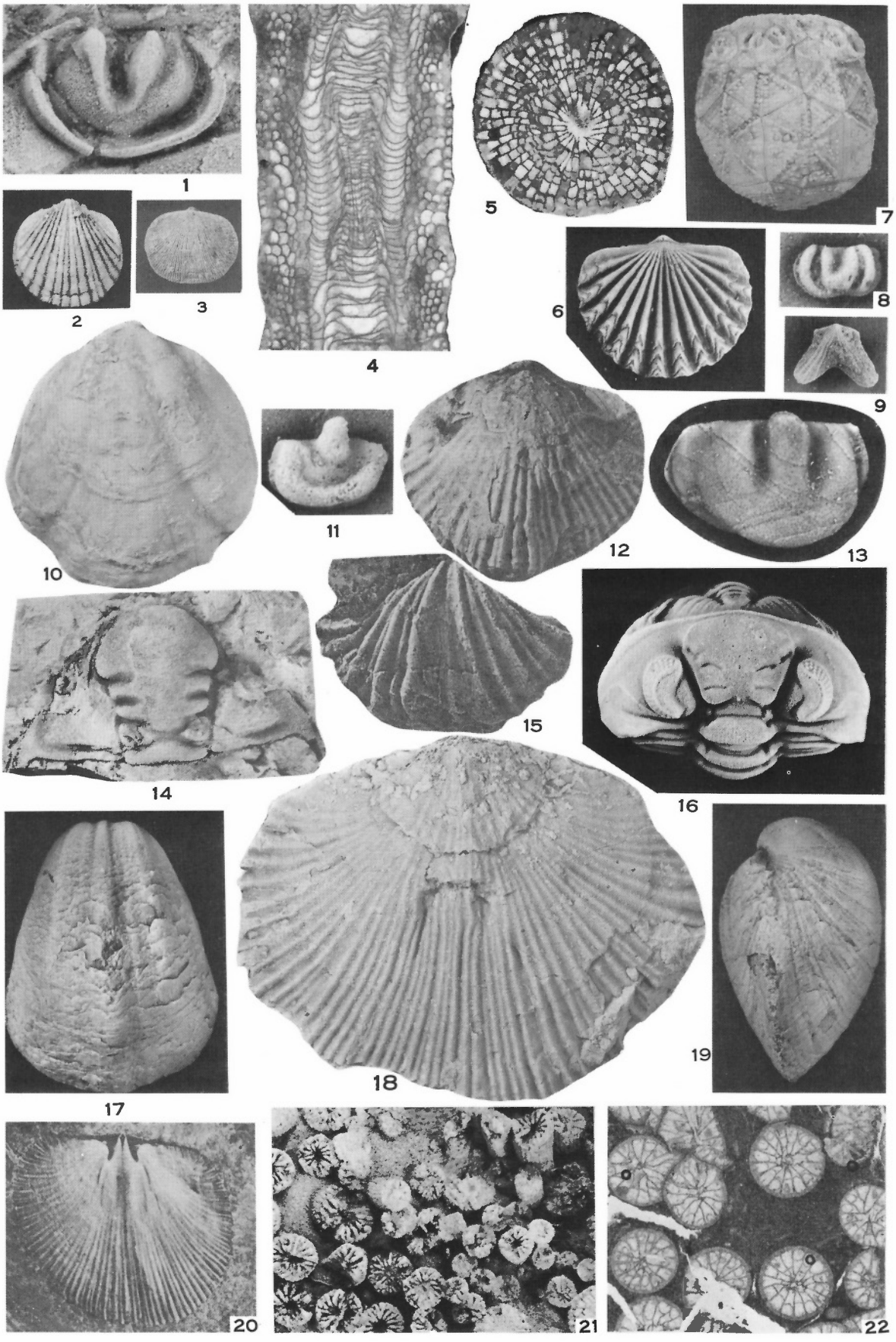
Figures 17, 19 — *Virgiana barrandei* (Billings). x1; Niagarien; Québec; 2372b.

Figure 18 — *Costistricklandia canadensis* Billings. x1; Ontarien; Ontario; 17972.

Figure 20 — *Salopina lunata* (Sowerby). x2; (suivant Boucot *et al.*, 1960); Niagarien; Nouveau-Brunswick; 14962.

Figure 21 — *Palaeophyllum williamsi* Chadwick. x4; Alexandrien; Ontario; 4508.

Figure 22 — *Palaeophyllum multicaule* (Hall). x4; Lockportien; Ontario; 17092.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

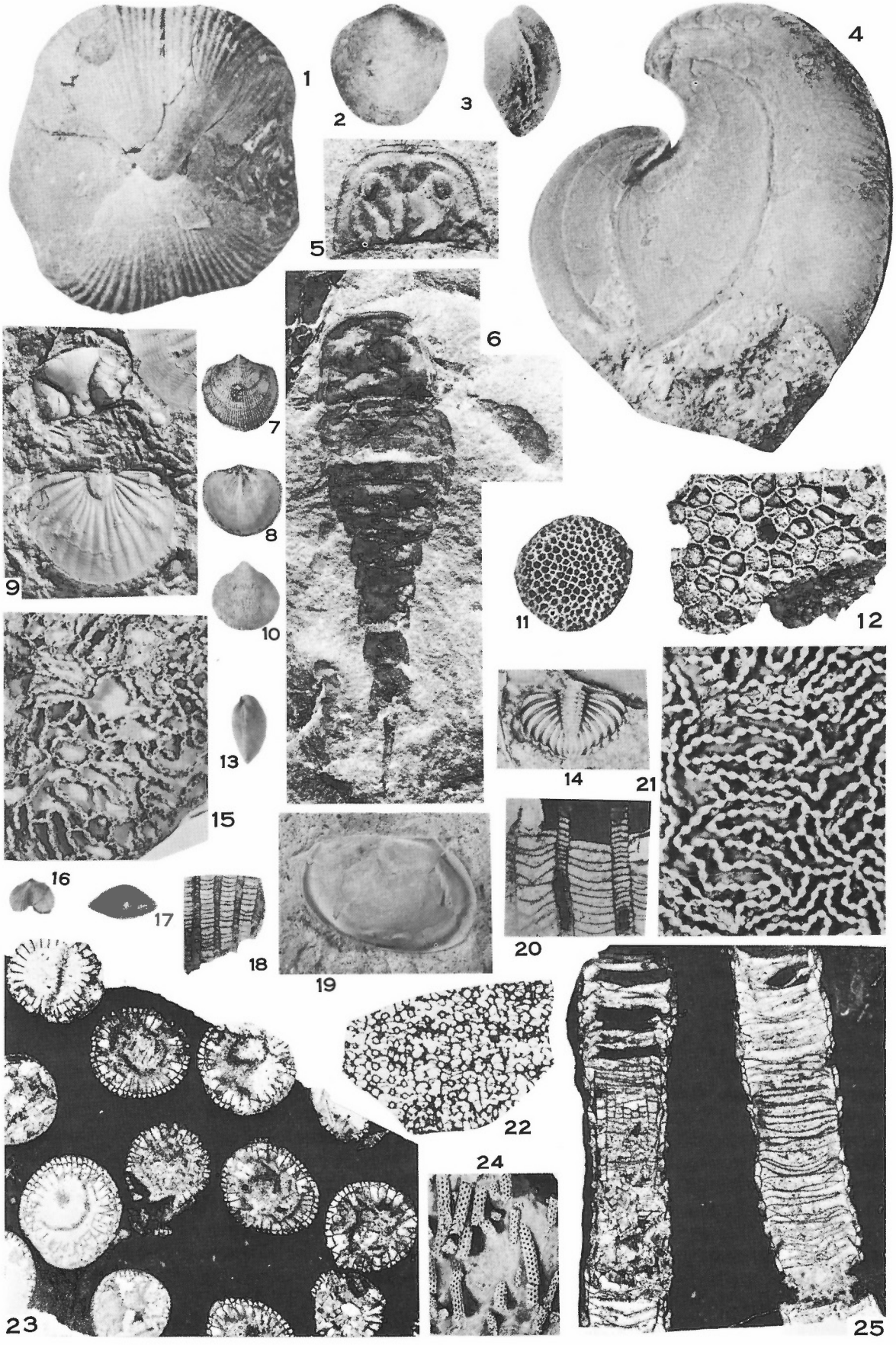

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

PLANCHE VIII. Fossiles du Silurien de l'Ouest du Canada

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figures 1, 4 *Conchidium alaskense* Kirk et Amsden. Ludlovien; sud-est de l'Alaska; USNM 116563 et 116566; figures d'après Kirk et Amsden (1952).

Figures 2, 3 *Atrypella scheii* (Holtedahl)? Ludlovien; sud-est de l'Alaska; USNM 116578 et 116573; figures d'après Kirk et Amsden (1952).

Figures 5, 6 *Eurypterus fischeri* Eichwald. Wenlockien supérieur ou Ludlovien inférieur; île Cornwallis; 13997 et 14003.

Figures 7, 8 *Atrypa gabrielsi* Norford. Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 16918a et 16918b.

Figure 9 *Scutellum borealis* (Poulsen). Llandovérien supérieur; territoire du Yukon; 15411.

Figures 10, 13 17 *Glassia variabilis* Whiteaves. x2; Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 16900.

Figure 11 *Favosites discoideus* (Roemer). Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 15822.

Figure 12 *Favosites favosus* (Goldfuss). Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 15850.

Figure 14 *Encrinurus* cf. *E. princeps* Poulsen. Llandovérien supérieur; territoire du Yukon; 16903.

Figure 15 *Halysites occidens* Norford. Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 14484.

Figure 16 *Dicoelosia* cf. *D. biloba* (Linnaeus). x2; Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 15788.

Figure 18 *Cystihalysites magnitubus* (Buehler). Section longitudinale; Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 15757c.

Figure 19 *Dihogmochilina latimarginata* (Jones). Llandovérien; Manitoba; 17089.

Figures 20, 21 *Halysites nitida* Lambe. x4; (section longitudinale) et x1; Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 15825a et 15825.

Figure 22 *Multisolenia tortuosa* Fritz. Section longitudinale x3; Llandovérien; Manitoba; 10485.

Figures 23, 25 *Columnaria columbia* Norford. Sections transversale et longitudinale x2; Llandovérien; Colombie-Britannique; 16524a et 16524b.

Figure 24 *Coenites rectilineatus* (Simpson). Llandovérien supérieur; Colombie-Britannique; 15821.

LES FAUNES DU DÉVONIEN

D. J. McLaren, A. W. Norris et L. M. Cumming

Le Dévonien est caractérisé par une transgression marine progressive au cours de la période. Pendant le Dévonien supérieur, la majeure partie du continent était submergée sous des mers peu profondes contenant des faunes riches et variées. Les faunes conservées dans les roches de l'Ouest du Canada et dans celles de l'Arctique canadien sont nettement différentes de celles des roches de l'Est du Canada. Dans ces deux divisions, on compte diverses sous-provinces fondées surtout sur les faciès de roches.

Les fossiles pélagiques, notamment les ammonoïdes, se trouvent seulement dans des localités dispersées et permettent rarement d'établir une corrélation avec les étages courants européens. On espère pouvoir se servir des conodontes pour la corrélation sur une grande répartition stratigraphique, mais leur étude débute. La présence de graptolithes dans des roches du Dévonien inférieur dans les régions du Nord, de l'Ouest et de l'Est du Canada est connue, mais leur étude n'est que fragmentaire. Les faunes benthoniques à coquilles, représentées typiquement par des coraux, des brachiopodes et des trilobites, étaient très répandues dans les mers peu profondes à bancs et récifs de carbonate, particulièrement au cours du Dévonien moyen et au début du Dévonien supérieur. La succession de zones établie dans quelques régions de l'Ouest du Canada permet, dans certains cas, une corrélation intercontinentale. En Ontario, des roches de faciès semblables contiennent des faunes très différentes de coraux et de brachiopodes, ce qui rend leur corrélation difficile avec les faunes de l'Ouest et de l'Arctique; toutefois, un certain chevauchement de faunes se rencontre au Manitoba. Les faciès de grès dans les Appalaches et dans certaines parties de l'Arctique canadien contiennent aussi des faunes différentes, tant marines que non marines.

Le tableau XI-4 énumère certains fossiles courants à succession limitée qui, par conséquent, ont une valeur corrélative. Ils y sont placés en relation avec les étages courants européens et les zones américaines d'ammonoïdes, bien qu'une corrélation précise ne soit pas établie dans chaque cas. Les PLANCHES IX à XI montrent certains fossiles caractéristiques du Dévonien.

Ouest du Canada

Dévonien inférieur

Des fossiles du Dévonien inférieur ont pu être recueillis seulement en quelques endroits de l'Ouest du Canada, car les couches de cet âge se trouvent généralement dolomitisées ou ont formé des évaporites. Dans les plaines méridionales de l'Alberta et de la Saskatchewan, quelques ostracodes du Dévonien inférieur ou moyen gisent dans la partie inférieure de groupe d'Elk Point d'évaporites. A partir de la formation de Delorme sur le mont Cathedral, au sud des monts Mackenzie, G. A. Cooper (Lenz et Jackson, 1964, p. 896) a identifié les brachiopodes *Gypidula pelagica, Atrypa* aff. *A. reticularis nieczlawiensis, Cyrtina praecedens, Camarotoechia* cf. *C. squamifera* et autres, estimés approximativement du début du Dévonien inférieur (Gédinnien).

Dans le nord du Yukon, dans la partie supérieure de la formation de Road River, on trouve *Monograptus yukonensis* couramment associé à *M.* cf. *M. praehercynicus* et *Nowakia* cf. *N. acuaria.* La faune de *M. yukonensis* s'échelonne de la fin du Siegenien au début de l'Emsien. Une faune à coquilles, qui comprend des brachiopodes et des coraux, se rencontre en quelques endroits dans des couches calcaires interstratifiées avec des schistes argileux à graptolithes. Dans la partie centre-ouest du Yukon, une masse de schiste argileux et de roches carbonatées interstratifiées, superposant en discordance la formation de Road River, contient une riche faune à coquilles caractérisée par *Dechenellurus* sp. B, approximativement située à la fin du Dévonien inférieur (Emsien) en se fondant sur des trilobites et des goniatites.

Dévonien moyen

L'ostracode *Moelleritia canadensis* se rencontre dans la moitié supérieure d'une unité de roches carbonatées dolomitiques généralement non fossilifère. L'unité correspond *grosso modo* à l'équivalent des quatre cinquièmes inférieurs de la formation de Bear Rock de la région centrale du fleuve Mackenzie. *M. canadensis,* largement répandu dans la partie nord du Yukon, apparaît également sur l'île Victoria, dans le district de Franklin. Il est caractéristique de l'Eifélien.

On trouve des ossicules d'échinodermes distinctifs comportant des canaux axiaux doubles et cruciformes dans divers faciès dans des couches immédiatement susjacentes à la zone à *Moelleritia canadensis,* mais chevauchant cette zone et sous-jacentes à la formation de Hume ou de strates équivalentes. On trouve ces ossicules dans la formation de Manetoe et les couches équivalentes près des chutes Virginia dans la première gorge de la rivière Nahanni-Sud, dans la partie inférieure d'un calcaire dans le nord-est de la Colombie-Britannique et ailleurs. Généralement associés à une grande variété de fossiles, on estime qu'ils sont caractéristiques de la fin de l'Eifélien.

Deux ensembles de fossiles très répandus, probablement du début du Givétien et caractérisés l'un par *Schuchertella adoceta* et l'autre par *Carinatina dysmorphostrota,* se trouvent respectivement dans les couches inférieures et les couches supérieures de la formation de Hume de la région centrale du Mackenzie. Des fossiles ressemblant à *Carinatina dysmorphostrota* reposent dans les couches de dolomie près du centre de la formation de Chinchaga d'évaporites, à l'ouest de la rivière des Esclaves, ce qui laisse supposer une corrélation avec la partie supérieure de la formation de Hume de la région centrale du Mackenzie.

Le *Stringocephalus,* fossile caractéristique du Givétien, apparaît dans une section de 1,000 pieds d'épaisseur dans la région du mont Burgess au Yukon et dans de nombreux endroits de la région centrale du Mackenzie. Dans cette région, il apparaît surtout dans la formation de Kee Scarp, mais également dans les lits supérieurs de la formation de Hume. Les espèces du genre *Stringocephalus* existent dans les formations de *Winnipegosis* et de Dawson Bay du Manitoba, dans la formation de Methy du nord-est de l'Alberta, dans les deux tiers supérieurs de la formation de Pine Point, dans la partie inférieure des formations de Sulphur Point et de Presqu'île de la région du Grand lac des Esclaves, dans le groupe de McDame du nord de la Colombie-Britannique et ailleurs.

Le gastéropode non enroulé *Mastigospira* se trouve associé en certains endroits au *Stringocephalus* et se rencontre avec d'autres mollusques bizarres dans la formation de Dawson Bay, au Manitoba, et dans les formations de Methy (partie inférieure), La Butte et Little Buffalo du nord-est de l'Alberta. *Desquamatia arctica* et les formes étroitement liées reposent en abondance dans la formation d'Elm Point, au Manitoba, dans la partie inférieure de la formation de Methy, en Alberta, dans la partie inférieure de la formation de Pine Point de la région du Grand lac des Esclaves et dans les formations de Hume et de Hare Indian de la région du Mackenzie.

Les brachiopodes caractéristiques des deux tiers supérieurs de la formation de Pine Point comprennent «*Chonetes*» *aurora, Devonoproductus* sp. E, *Emanuella meristoides, Warrenella* cf. *W. franklini, Warrenella kirki, Leiorhynchus awokanak, Leiorhynchus castanea* et *Hadrorhynchia sandersoni.* Certaines de ces formes apparaissent dans la formation de Horn River sur la rive nord-ouest du Grand lac des Esclaves, dans la partie inférieure de la formation de Hare Indian de la région centrale du Mackenzie. *Leiorhynchus castanea* se présente généralement dans les couches de base de la formation de Hare Indian, mais, par endroits, comme à Carcajou Ridge, on peut le retrouver à un niveau aussi élevé que le milieu de la formation de Kee Scarp.

Les mégafaunes post-*Stringocephalus* du Dévonien moyen, sauf quelques exceptions, sont peu abondantes dans l'Ouest du Canada. *Atrypa* cf. *A. independensis, Emanuella* sp. C et *Emanuella* sp. F en constituent les formes principales, outre les stromatoporoïdes présentes dans la formation de Slave Point de la région du Grand lac des Esclaves, dans le nord-est de l'Alberta et de la région des montagnes Rocheuses dans le nord-est de la Colombie-Britannique. Une faune unique de coraux et de brachiopodes de la fin du Givétien gît dans la formation de Horn Plateau, à récifs locaux développés au nord-ouest du Grand lac des Esclaves. Les brachiopodes caractéristiques comprennent *Pholidostrophia*? sp., *Longispina whittakeri, Hypothyridina cameroni, Atrypa nasuta, Spinatrypa hornensis, Eleutherokomma implana* et *Trematospira* sp., et les principaux coraux sont *Cylindrophyllum gruensis, Heliophyllum borealis* et *Sociophyllum redactum.* Deux des brachiopodes précités, *Hypothyridina cameroni* et *Atrypa nasuta,* se présentent dans des couches étroitement associées ailleurs au *Stringocephalus* sp.

Dévonien supérieur

Les roches du Frasnien de l'Ouest du Canada peuvent être divisées à l'aide des brachiopodes en une série de zones remarquablement étendues et continues. Les couches les plus inférieures de la formation de Waterways contiennent une faune nettement différente de celle du Dévonien moyen sous-jacent, y compris les productellides *Ladogioides pax, Leiorhynchus russelli, Cyrtina billingsi* et *Atrypa.* Une faune semblable, éparse dans les montagnes Rocheuses de l'Alberta, caractérise la base des couches transgressives du Dévonien supérieur. Succèdent, les faunes comme le corail *Tabulophyllum athabascense* et les brachiopodes des genres *Devonoproductus, Allanaria* et *Eleutherokomma.*

Le Frasnien moyen se caractérise par l'apparition d'abondants coraux rugueux *Cyrtospirifer* et, après une brève transgression, par la disparition d'*Eleutherokomma.* Dans la succession argileuse de la région de Hay River et des montagnes Rocheuses, les zones suivantes de rhynchonellides, en ordre ascendant, *Calvinaria athabascensis, C. insculpta* et *C. albertensis* constituent les équivalents chronologiques des concentrations de bancs de carbonates récifaux et massifs contenant des stromatoporoïdes, des tabulés et des coraux rugueux, y compris les espèces des

TABLEAU XI-4 *Répartition et succession des faunes du Dévonien*

SÉRIE	ÉTAGE EUROPÉEN	ZONE NORD-AMÉRICAINE D'AMMONOÏDES (House, 1962, p. 265)	TERRITOIRE DU YUKON ET BASSIN CENTRALE DU MACKENZIE	MONTAGNES ROCHEUSES ET PLAINES INTÉRIEURES	ÎLES DE L'ARCTIQUE	ONTARIO	APPALACHES (Invertébrés)	APPALACHES (Vertébrés et plantes)
DÉVONIEN SUPÉRIEUR	FAMENNIEN	? *Cyrtoclymenia strigata* ? *Falciclymenia bowsheri* *Platyclymenia americana* *Sporadoceras milleri* *Sporadoceras pompeckji* *Cheiloceras ambylobum*	*Basilicorhynchus* *Cyrtospirifer*	*Gastrodetoechia utahenis* *Evanescirostrum seversoni* *Eoparaphorhynchus walcotti*	*Acanthatia* *Basilicorhynchus* et *Cyrtospirifer*			
	FRASNIEN	*Manticoceras cataphractum* *Manticoceras rhynchostoma* *Probeloceras lutheri* *Manticoceras styliophylum* *Ponticeras perlatum* *Pharciceras amplexum*	*Theodossia scopulorum* *Calvinaria albertensis* *Ponticeras*	*Theodossia scopulorum* *Adolphia* *Calvinaria albertensis* *Calvinaria insculpta* *Calvinaria athabascensis* *Allanaria allani* *Ladogioides kakwaensis*	*Cyrtospirifer* *Eleutherokomma* *Allanaria* *Devonoproductus*	Conodontes, et *Tasmanites huronensis*		*Archaeopteris gaspensis,* et *Bothriolepis canadensis*
DÉVONIEN MOYEN	GIVÉTIEN	*Wedekindelia brilonense* ou *Tornoceras uniangulare* *Sobolewia virginiana (?)* *Cabrieroceras plebeiforme*	*Emanuella* sp. F *Stringocephalus* *Leiorhynchus castanea* *Carinatina dysmorphostrota*	*Eletherokomma implana* *Emanuella* sp. F *Stringocephalus* *Leiorhynchus castanea* *Carinatina dysmorphostrota*	*"Camarotoechia princeps"* *Emanuella* *Leiorhynchus castanea*	*Spinocyrtia carinata* *Leiorhynchus laura,* *Mucrospirifer thetfordensis* *Fimbrispirifer divaricatus,* *Gallipleura nobilis* *Mucrospirifer arkonensis,* *Leiorhynchus kelloggi*		Spores de la Gaspésie et des monts Cobequid
	EIFÉLIEN	*Foordites buttsi*	*Schuchertella nevadensis* Ossicules d'échinodermes avec canaux doubles et cruciformes *Moellerilla canadensis*	Ossicules d'echinodermes avec canaux doubles et cruciformes	*Cortezorthis,* *"Reticularia curvata"* et *Indospirifer*	*Martiniopsis maia* *Rhipidonella vanuxemi* *Paraspirifer acuminatus* *Prosserella lucasi*		
DÉVONIEN INFÉRIEUR	EMSIEN		*Dechenellurus* sp. B		*Cortezorthis* et *Dalejina*	*Amphigenia* cf. *A. curta* *Aemulophyllum exiguum*	*Amphigenia* *Etymothyris-Eodevonaria*	*Prototaxites,* et *Drepanophycus spinaeformis*
	SIEGENIEN		? *Monograptus yukonensis* ?		*Monograptus hercynicus* et *M.* n. sp. A	*Costispirifer arenosus* *Hipparionyx proximus*	*Rensselaeria* *Costispirifer arenosus,* *Murchisonia,* et *Meristella* *Globithyris*	
	GÉDINNIEN			*Gypidula* cf. *pelagica*	*Monograptus uniformis* et *M. angusitidens*		*Tubulibairdia,* et *Zygobeyrichia Podolella* et *Howellella*	*Traquairaspis*

CGC

genres *Hexagonaria, Phillipsastraea* et *Thamnophyllum.* Les roches carbonatées de l'extrême fin du Frasnien contiennent différentes espèces de coraux et les brachiopodes des genres *Hypothyridina* et *Theodossia.*

Le temps de régression et d'érosion de la fin du Frasnien constitue un étage caractérisé par la disparition des stropheodontides, des pentamérides, des atrypides et par une réduction considérable des stromatoporoïdes. Les couches typiques du Famennien inférieur et moyen renferment des formes distinctives de productellides et de rhynchonellides, et l'espèce *Cyrtospirifer.* Les rhynchonellides typiques, en ordre ascendant, comprennent *Eoparaphorhynchus walcotti, Evanescirostrum seversoni* et *Gastrodetoechia utahensis.* On ne connaît pas de faunes du Famennien supérieur.

Îles de l'Arctique

De nombreuses roches du Dévonien inférieur étaient antérieurement considérées du Silurien d'après les graptolithes. Une révision de la corrélation entre les séquences des faunes graptolithiques et celles des faunes à coquilles européennes laisse supposer que plusieurs zones de graptolithes du Dévonien existent dans les îles de l'Arctique. Sur l'île Bathurst, la partie supérieure de la formation de Cape Phillips contient *Monograptus ultimus* du Silurien ou du Dévonien, auquel a succédé *M. uniformis,* probablement du Gédinnien. La formation sus-jacente à la formation de Bathurst contient *M. hercynicus* et une espèce caractéristique nouvelle de *Monograptus,* rattachée actuellement au Siegenien.

Les faunes à coquilles du Dévonien inférieur conservées généralement dans les roches graptolithiques sont limitées et se présentent dans des successions très variables difficiles à mettre en corrélation précise entre les îles. Sur l'île Bathurst, la formation de Stuart Bay contient des brachiopodes qui semblent indiquer soit le Siegenien soit l'Emsien. Ailleurs, les autres faunes n'ont pas encore fait l'objet d'études. Une faune abondante et variée de poissons gît dans les roches du Dévonien inférieur sur les îles Somerset et Prince-de-Galles.

Les roches du Dévonien moyen détiennent une riche faune fossilifère et la formation de Blue Fiord, en grande partie de l'Eifélien, contient d'abondants coraux rugueux, les brachiopodes *Cortezorthis,* «*Reticularia* cf. *R. curvata*», *Indospirifer* et une grande variété de trilobites à prédominance de déchenellides. Dans certaines régions, la formation de Blue Fiord s'étend peut-être vers le bas dans l'étage de l'Emsien. La formation sus-jacente à la formation de Bird Fiord remonte au Givétien et possède une faune relativement restreinte; les coraux plutôt rares peuvent être abondants localement; les brachiopodes comprennent «*Camarotoechia princeps*», *Emanuella* et d'abondants *Atrypa;* les trilobites existent en grand nombre. Des schistes argileux et des grès formés en eaux saumâtres détiennent, vers le haut de la succession stratigraphique, des faunes riches en pélécypodes et en gastéropodes avec quelques brachiopodes et très peu de trilobites. Sur l'île Melville, une succession de schistes argileux et de grès renferme le brachiopode *Leiorhynchus castanea* du Givétien, très commun dans la vallée du Mackenzie. Il convient de noter l'absence du genre *Stringocephalus* du Givétien, vraisemblablement due à la carence de roches carbonatées.

Le Dévonien supérieur des îles arctiques de l'Est renferment des roches à prédominance clastique non marine, contenant des fossiles de plantes, des spores et des fragments de poissons. Certains endroits dispersés sur les îles Banks, Melville et Prince-Patrick renferment des faunes marines et des roches de la base du Frasnien avec *Eleutherokomma, Allanaria* et *Spinatrypa,* auxquelles succèdent des couches renfermant *Cyrtospirifer.* Des récifs de coraux ont pris forme au début du Frasnien moyen dans le nord-est de l'île Banks. Sur les îles Melville et Bathurst on trouve largement répandus des brachiopodes du début du Famennien, ainsi que *Acanthatia, Basilicorhynchus* et *Ptychomaletoechia.*

Est du Canada

Ontario

Le grès d'Oriskany du Dévonien inférieur, à vestiges de brachiopodes *Costispirifer arenosus* et *Hipparionyx,* se trouve sporadiquement dans la péninsule de Niagara. Lui succède, une mince unité sous-jacente à la formation d'Onondaga, probablement du Dévonien inférieur, à teneur de coraux *Acrophyllum oneidense, Aemulophyllum exiguum,* et «*Cystiphyllum*» et de brachiopodes *Amphigenia* cf. *A. curta, Centronella* et *Eodevonaria.*

Les couches sus-jacentes, qui s'étendent de Niagara à la région de Woodstock et correspondent à l'Onondaga de New York, comprennent le groupe de Detroit River et renferment les brachiopodes *Prosserella lucasi* et *Paraspirifer acuminatus.* Les coraux, abondants dans cet intervalle, comprennent *Acinophyllum, Bethanyphyllum, Blothrophyllum, Cystiphylloides, Eridophyllum, Siphonophrentis* et *Synaptophyllum.*

Le calcaire de Delaware venant ensuite repose en discordance et contient les brachiopodes «*Martiniopsis*» *maia* et *Rhipidonella vanuxemi* et le pélécypode *Paracyclas proava.* Les schistes calcaires du groupe d'Hamilton qui lui succèdent renferment de riches coraux solitaires et des brachiopodes, y compris *Heliophyllum, Cystiphylloides, Mucrospirifer, Fimbrispirifer divaricatus, Leiorhynchus laura* et *Spinocyrtia carinata* et les trilobites *Greenops* et *Phacops.* Le schiste argileux de Kettle Point repose en discordance sur les couches sous-jacentes et représente une bonne partie du Dévonien supérieur. Les concrétions au sein de ce schiste argileux contiennent des spores végétales, des radiolaires, des conodontes et des arêtes de poissons.

En quelques endroits des basses-terres de la baie d'Hudson, des dépôts clastiques de la formation de Sextant

reposent sus-jacents aux roches précambriennes et contiennent des restes de végétaux, y compris *Drepanophycus spinaeformis* Geoppert, du Dévonien inférieur. La formation sus-jacente d'Abitibi River, composée surtout de calcaire, contient en abondance des coraux, des stromatoporoïdes, des bryozoaires, des brachiopodes, des pélécypodes, des céphalopodes et des trilobites du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen. La formation de Williams Island, formée de calcaires, schistes argileux, grès et gypse, contient des fossiles de la formation d'Hamilton dans sa partie inférieure et *Hypothyridina* sp. dans ses couches les plus hautes, et fait supposer une corrélation avec le Tully de New York. Les schistes argileux noirs de la formation de Long Rapids forment les roches les plus récentes du Dévonien des basses-terres de la baie d'Hudson contenant des spores végétales semblables à celles de la formation de Kettle Point du sud-ouest de l'Ontario.

Appalaches

Les fossiles du Dévonien inférieur se trouvent largement répartis à Terre-Neuve, en Nouvelle-Écosse, au Nouveau-Brunswick et au Québec. On y trouve plusieurs faciès distincts.

La région de Nictaux—Torbrook en Nouvelle-Écosse renferme une faune marine du Gédinnien, caractérisée par les brachiopodes *Howellela* et *Podolella.* Ce faciès sans calcaire se trouve associé à des quartzites et à la formation de fer sédimentaire et correspond au faciès européen Rhenish. A 175 milles à l'est, la région d'Arisaig renferme un faciès de vieux grès rouge, d'origine continentale et contenant *Traquairaspis.*

Au centre de la péninsule de Gaspé, au Québec, un faciès marin de bassin de bordure, caractérisé par les brachiopodes *Meristella, Rensselaeria, Etymothyris* et *Amphigenia,* représente un faciès calcaire benthonique du Siegenien et de l'Emsien typique des Appalaches. Cette faune abondante repose dans le calcaire de Gaspé et dans la partie inférieure calcaire du grès de Gaspé sus-jacent. Le schiste argileux de Dalhousie, calcaire et marin du Nouveau-Brunswick est caractérisé par des ostracodes (p. ex. *Tubulibairdia* et *Zygobeyrichia*) et des coraux.

Également en Gaspésie, un faciès de transition, caractérisé par *Globithyris* et *Rhenorensselaeria,* est latéralement associé à du grès contenant des fossiles de végétaux, d'euryptérides et de poissons y compris *Psilophyton, Drepanophycus* et *Prototaxites.* Le changement à Gaspé dans la sédimentation du Dévonien inférieur de dépôts de calcaire à grès reflète l'orogenèse de l'Acadien au soulèvement principal au sud de l'affaissement du bassin de bordure de Gaspé. Les faunes marines du Dévonien moyen et supérieur demeurent inconnues dans les Appalaches canadiennes par suite du soulèvement général de la partie est des Appalaches au cours de l'orogenèse. La présence de fossiles de végétaux du Dévonien moyen reste probable dans la partie supérieure du grès de Gaspé et en d'autres dépôts continentaux des monts Cobequid. Les dépôts les mieux connus du Dévonien supérieur contenant *Bothriolepis* et *Archaeopteris* se trouvent à Escuminac, au Québec. On trouve des grès et des schistes argileux semblables postorogéniques, d'origine continentale, à Terranceville à Terre-Neuve et dans le comté de Charlotte au Nouveau-Brunswick.

Choix d'ouvrages à consulter

Copeland, M. J.
1962: Some leperditiid ostracods from northern Canada; *Comm. géol., Can.,* Bull. 91, pp.1–8, pl. 1, fig. 1, 2.
1962: Ostracoda from the Lower Devonian Dalhousie beds, northern New Brunswick; *Comm. géol., Can.,* Bull. 91, pp. 18–49.

Crickmay, C. H.
1952: Discrimination of the late Upper Devonian; *J. Paleontol.,* vol. 26, n° 4, pp. 585–609, pl. 70–78.
1960a: The older Devonian faunas of the Northwest Territories; publié par l'auteur, Imperial Oil Ltd., Calgary (Alb.), 21 pp.
1960b: Studies of western Canada Stringocephalinae; *J. Paleontol.,* vol. 34, n° 5, pp. 874-890.
1963: Significant new Devonian brachiopods from western Canada; Imperial Oil Ltd., Calgary (Alb.).

Fagerstrom, J. A.
1961: The fauna of the Middle Devonian Formosa Reef Limestone of southwestern Ontario; *J. Paleontol.,* vol. 35, pp. 1–48, 14 pl.

House, M. R., et Pedder, A. E. H.
1963: Devonian goniatites and stratigraphical correlations in western Canada; *Palaeontology,* vol. 6, part. 3, pp. 491–539, pl. 70–77.

Jackson, D. E., et Lenz, A. C.
1963: A new species of *Monograptus* from the Road River Formation, Yukon; *Palaeontology,* vol. 6, part. 4, pp. 751–753.

Kerr, J. W., McGregor, D. C., et McLaren, D. J.
1965: An unconformity between Middle and Upper Devonian rocks on Bathurst Island, with comments on Upper Devonian faunas and microfloras of the Parry Islands; *Bull. Can. Petrol. Geol.,* vol. 13, n° 3, pp. 409–431, 2 fig., 4 pl.

Klovan, J. E.
1966: Upper Devonian stromatoporoids from the Redwater reef complex, Alberta; *Comm. géol., Can.,* Bull. 133.

Lenz, A. C.
1961: Devonian rugose corals of the lower Mackenzie Valley, Northwest Territories; *dans* Raasch, G. O. (éditeur), Geology of the Arctic, vol. 1, *Alta. Soc. Petrol. Geol.,* et *Univ. Toronto Press,* pp. 481-495.

Lenz, A. C., et Jackson, D. E.
1964: New occurrences of graptolites from south Nahanni region, Northwest Territories and Yukon; *Bull. Can. Petrol. Geol.,* vol. 12, n° 4, pp. 892–900.

Loewe, S.
1913: Die devonischen Korrallen von Ellesmereland. Report of the Second Norwegian Arctic Expedition in the *Fram,* 1898-1902; *Vidensk.-Selsk. i Kristiania,* vol. 4, n° 30, pp. 1–23, 1 pl.

McCammon, H.
1960: Fauna of the Manitoba Group in Manitoba; *min. Mines et Rich. nat., Man.,* Dir. des mines, Publ. 59–6.

McLaren, D. J.
1954: Upper Devonian rhynchonellid zones in the Canadian Rocky Mountains; Western Canada Sedimentary Basin; Symp., *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 159–181.
1962: Middle and early Upper Devonian rhynchonelloid brachiopods from western Canada; *Comm. géol., Can.*, Bull. 86.

McLaren, D. J., et Norris, A. W.
1964: Fauna of the Devonian Horn Plateau Formation, District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 114.

McLaren, D. J., Norris, A. W., et McGregor, D. C.
1962: Illustrations of Canadian fossils, Devonian of western Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 62–4.

Meek, F. B.
1867: Remarks on the geology of the valley of the Mackenzie River, with figures and descriptions of fossils from that region, in the Museum of the Smithsonian Institution, —chiefly collected by the late Robert Kennicott, Esq.; *Chicago Acad. Sci.*, vol. 1, part. 1, art. 3, pp. 61–113, pl. 11-15.

Meyer, O. E.
1913: Die devonischen brachiopoden von Ellesmereland. Report of the Second Norwegian Arctic Expedition in the *Fram*, 1898–1902; *Vidensk.-Selsk. i Kristiania*, vol. 4, n° 29, pp. 1–43, 8 pl.

Ormiston, A. R.
1967: Lower and Middle Devonian trilobites of the Canadian Arctic islands; *Comm. géol., Can.*, Bull. 153.

Sartenaer, P.
1961: Late Upper Devonian (Famennian) rhynchonelloid brachiopods; *Inst. roy. Sci. nat. de Belgique*, Bull., t. 37, n° 24, pp. 1–10, 2 pl.
1965: Trois nouveaux genres de brachiopodes rhynchonellidés du Famennien; *Inst. roy. Sci. nat. de Belgique*, Bull., t. 41, n° 3, pp. 1–12, 2 pl.
1969: Late Upper Devonian (Famennian) rhynchonellid brachiopods from western Canada; *Comm. géol., Can.*, Bull. 169.

Smith, S.
1945: Upper Devonian corals of the Mackenzie River region, Canada; *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. n° 59.

Stearn, C. W.
1966: Upper Devonian stromatoporoids from southern Northwest Territories and northern Alberta; *Comm. géol., Can.*, Bull. 133.

Warren, P. S.
1944: Index brachiopods of the Mackenzie River Devonian; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. 4, sér. 3, vol. 38, pp. 105–135, 3 pl.

Warren, P. S. et Stelck, C. R.
1956: Devonian faunas of western Canada; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 1.

Whiteaves, J. F.
1891: Description of some new or previously unrecorded species of fossils from the Devonian rocks of Manitoba; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. 4, sér. 3, vol. 8, pp. 93–110, pl. 4–10.
1891: Fossils of the Devonian rocks of the Mackenzie River basin; *Comm. géol., Can.*, Contrib. Can. Palaeontology, vol. 1, part. 3, pp. 197–253, pl. 27–32.
1892: The fossils of the Devonian rocks of the islands, shores or immediate vicinity of Lakes Manitoba and Winnipegosis; *Comm. géol., Can.*, Contrib. Can. Palaeontology, vol. 1, part. 4, pp. 255–359, pl. 33–47.

PLANCHE IX. Fossiles du Dévonien, territoire du Yukon et partie centrale du bassin du Mackenzie

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figures 1, 2 *Monograptus yukonensis* Jackson et Lenz. x3; partie supérieure de la formation de Road River; Siegenien; territoire du Yukon (d'après Jackson et Lenz, 1963).

Figure 3 *Moelleritia canadensis* Copeland. Eifélien; territoire du Yukon; 20690.

Figures 4, 5 *Gasterocoma? bicaula* Johnson et Lane. x10; Eifélien; territoire du Yukon; 20691a.

Figures 6, 7 *Carinatina dysmorphostrota* Crickmay. Partie supérieure de la formation de Hume; Givétien; territoire du Yukon; 16695.

Figure 8 *Spinatrypa coriacea* Crickmay. Partie supérieure de la formation de Hume; Givétien; district de Mackenzie, 16694.

Figures 9, 10 *Desquamatia arctica* (Warren). Partie supérieure de la formation de Hume; Givétien; district de Mackenzie; 16691.

Figures 11, 12 *Mesophyllum* (*Digonophyllum*) *rectum* (Meek). x2; partie supérieure de la formation de Hume; Givétien; district de Mackenzie; 16529.

Figures 13, 14 *Utaratuia laevigata* Crickmay. x2; formation de Nahanni; Givétien; district de Mackenzie; 16541.

Figures 15, 16 *Grypophyllum* cf. *G. wedekindi* Middleton. x2; formation de Kee Scarp; Givétien; district de Mackenzie; 16532.

Figures 17, 18 *Sociophyllum glomerulatum* (Crickmay). Unité calcaire du Dévonien moyen; Givétien; territoire du Yukon; 16551.

Figures 19, 20 *Xystriphyllum hyperbolicum* Crickmay. x2; groupe de McDame; Givétien; Colombie-Britannique; 16539.

Figures 21, 22, 23 *Leiorhynchus castanea* (Meek). Partie supérieure de la formation de Hume; Givétien; district de Mackenzie; 15361.

Figures 24, 25 *Hadrorhynchia sandersoni* (Warren). Formation de Kee Scarp; Givétien; district de Mackenzie; 15331.

Figure 26 *Stringocephalus* sp. Formation de Kee Scarp; Givétien; district de Mackenzie; 20683.

Figure 27 *Cyrtospirifer thalattodoxa* Crickmay. Formation de Hay River; Frasnien; district de Mackenzie; 16563.

Figures 28, 29 *Basilicorhynchus basilicus* (Crickmay). Famennien; district de Mackenzie; holotype de Crickmay, 1952.

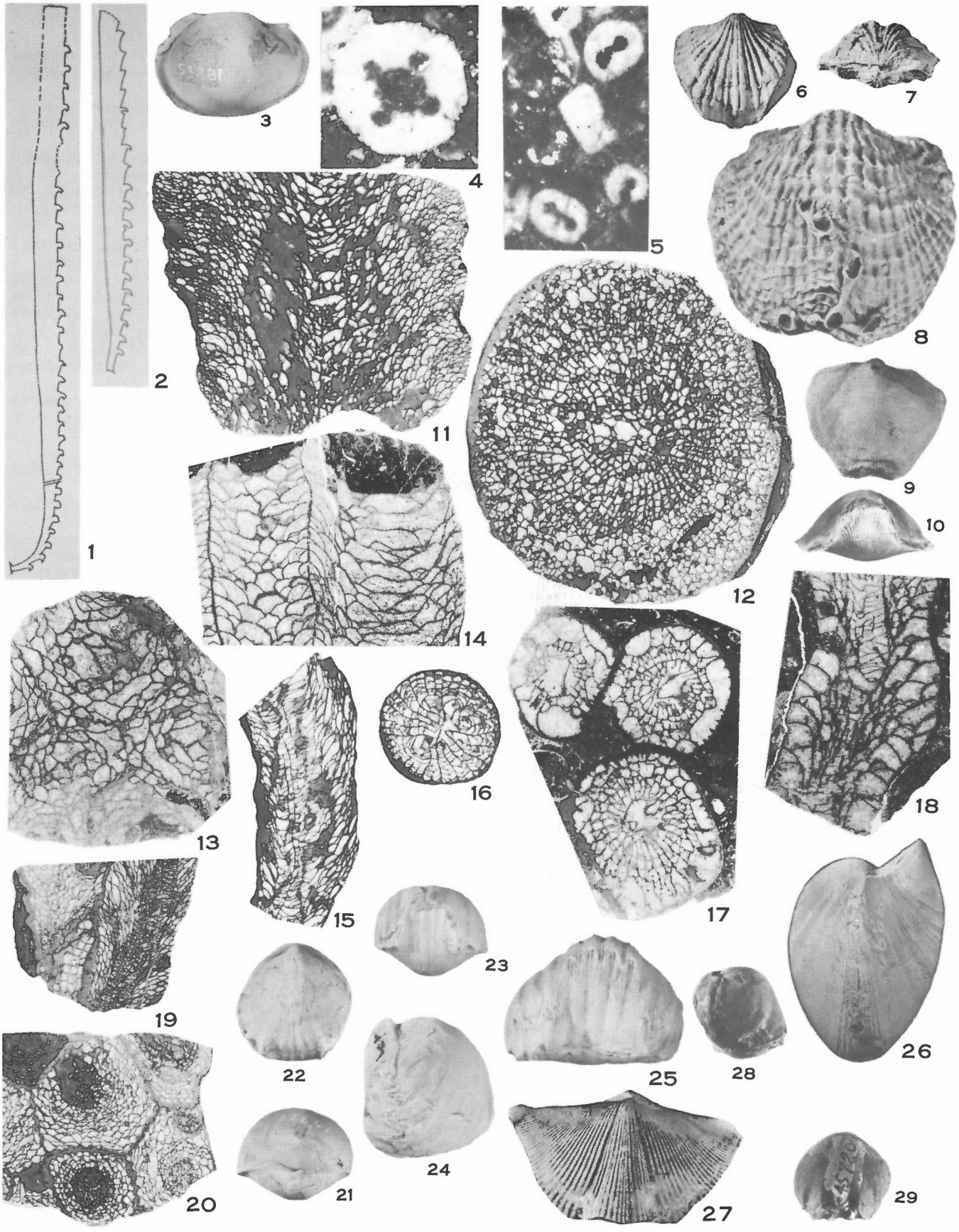

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29

PLANCHE X. Fossiles du Dévonien, montagnes Rocheuses, partie sud des plaines Intérieures, et l'Ontario

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

MONTAGNES ROCHEUSES ET PLAINES INTÉRIEURES

Figures 1, 2 *Gypidula pelagica* (Barrande); formation de Delorme; Dévonien inférieur; mont Cathedral, district de Mackenzie; 16688.

Figure 3 *Atrypa* cf. *A. reticularis nieczlawiensis* Kozlowski; mêmes horizon et localité que ci-dessus; 16689.

Figures 4, 5, 6 *Emanuella meristoides* (Meek); formation de Pine Point; Givétien; Grand lac des Esclaves, district de Mackenzie; 16701.

Figures 7, 8 *Dentrosdella trigemme* (Quenstedt); formation de Nahanni; Givétien; chaînon Nahanni, district de Mackenzie; nº GSC loc. 32125.

Figure 9 *Mastigospira alata* (Whiteaves); formation de Dawson Bay; Givétien; lac Winnipegosis, Manitoba; 4099a.

Figure 10 *Emanuella* sp. F; x2; formation de Sulphur Point; Givétien; Grand lac des Esclaves, district de Mackenzie; 16707.

Figures 11, 12 *Eleutherokomma implana* Norris; formation de Horn Plateau; Givétien; plateau Horn, district de Mackenzie; 16106.

Figures 13, 14 *Ladogioides kakwaensis* (McLaren); formation de Flume; Frasnien; Colombie-Britannique; 13819.

Figures 15, 16 *Calvinaria variabilis athabascensis* (Kindle); formation de Maligne; Frasnien; parc national Jasper; 11232.

Figure 17 *Polygnathus asymmetrica ovalis* Ziegler et Klapper; x45; niveau de Moberly?, formation de Waterways; Frasnien; Alberta; 20693.

Figures 18, 19 *Allanaria allani* (Warren); niveau de Moberly, formation de Waterways; Frasnien; Alberta; 16714.

Figure 20 *Eleutherokomma* cf. *E. hamiltoni* Crickmay; niveau de Moberly, formation de Waterways; Frasnien; Alberta; 16715.

Figure 21 *Ancyrodella gigas* Youngquist; x45; niveau de Moberly, formation de Waterways; Frasnien; Alberta; 20694.

Figures 22, 23, 24 *Calvinaria variabilis insculpta* (McLaren); formation de Cairn; Frasnien; Alberta; 14939.

Figures 25, 26 *Calvinaria albertensis albertensis* (Warren); formation de Mount Hawk; Frasnien; Alberta; 11237.

Figures 27, 28 *Indospirifer orestes* (Hall et Whitfield); formation de Mount Hawk; Frasnien; Alberta; 13811.

Figures 29, 30 *Pterorrhiza proteus* (Smith); formation de Hay River; Frasnien; district de Mackenzie; 16540.

Figures 31, 32, 33 *Theodossia scopulorum* (Crickmay); formation de Kakisa; Frasnien; district de Mackenzie; 16562.

Figures 34, 35 *Tabulophyllum mcconnelli* (Whiteaves); formation de Hay River; Frasnien; district de Mackenzie; 16531.

Figures 36, 37 *Evanescirostrum seversoni* (McLaren); formation de Palliser; Famennien; Alberta; 10016.

ONTARIO

Figures 38, 39, 40 *Rensselaeria ovalis* Hall; formation d'Oriskany; Dévonien inférieur; Ontario; 3366.

Figures 41, 42 «*Martinia*» maia (Billings); formation d'Onondaga; Eifélien; Ontario; 3496b.

Figures 43, 44 *Aemulophyllum exiguum* (Billings); formation de Bois Blanc; Dévonien inférieur; Ontario; 3424.

Figures 45, 46, 47 *Leiorhynchus laura* (Billings); groupe d'Hamilton; Givétien; Ontario; 3705h.

Figures 48, 49 *Macrospirifer thedfordensis* (Shimer et Grabau); groupe d'Hamilton; Givétien; Ontario; 20689.

PLANCHE XI. Fossiles du Dévonien, îles de l'Arctique et les Appalaches

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

ÎLES DE L'ARCTIQUE

Figure 1 *Spyroceras thoas* (Hall); x2; formation d'Eids; Emsien ou Eifélien; île Ellesmere, nº GSC loc. 57730.

Figures 2, 3 *Indospirifer* sp.; formation de Blue Fiord; Eifélien; île Ellesmere; 20688.

Figures 4, 5 «*Reticularia*» ex gr. *curvata* (Schlotheim); formation de Blue Fiord; Eifélien; île Ellesmere; 20686.

Figures 6, 7 «*Eatonia medialis* var.» Meyer 1913; formation de Blue Fiord; Eifélien; île Ellesmere; 20687.

Figures 8, 9, 10 *Cupularostrum*? sp.; formation de Bird Fiord; Givétien; île Bathurst; 20685.

Figures 11, 12 *Gypidula recurrens* (Meyer); formation de Blue Fiord; Eifélien; île Ellesmere; 20684.

APPALACHES

Figure 13 *Octonaria foordi* Copeland; x30; couches supérieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; Nouveau-Brunswick; 14525.

Figure 14 *Octonaria* cf. *O. typicus* (Bassler); x30; couches supérieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; Nouveau-Brunswick; 14524.

Figure 15 *Zygobeyrichia dalhousiensis* Copeland; x15; couches supérieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; Nouveau-Brunswick; 14536.

Figure 16 «*Amphissites*(?)» *concentricus* (Ulrich et Bassler); x15; couches inférieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; Nouveau-Brunswick; 14530d.

Figure 17 *Dizygopleura chaleurensis* Copeland; x15; couches supérieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; Nouveau-Brunswick; 14531c.

Figure 18 *Kloedenia retifera* Ulrich et Bassler; x15; couches supérieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; 14540f.

Figure 19 *Mesomphalus magnificus* Copeland; x15; couches supérieures de la formation de Dalhousie; Gédinnien; Nouveau-Brunswick; 14537k.

Figure 20 *Billingsastraea affinis* (Billings); formation de Grande Grève; Siegenien; baie de Gaspé, Québec; 3270.

Figures 21, 22 «*Spirifer*» *arenosus* var. *unicus* Hall; formation de Grande Grève; Siegenien; baie de Gaspé; 3301.

Figure 23 *Strophonella planulata* (Hall); calcaire du groupe de Gaspé; Gédinnien; Québec; 3210.

Figure 24 *Rensselaeria ovoides* var. *gaspensis* Clarke et *Spirifer gaspensis* Billings; moules internes; grès du groupe de Gaspé; Siegenien; baie de Gaspé; 3307.

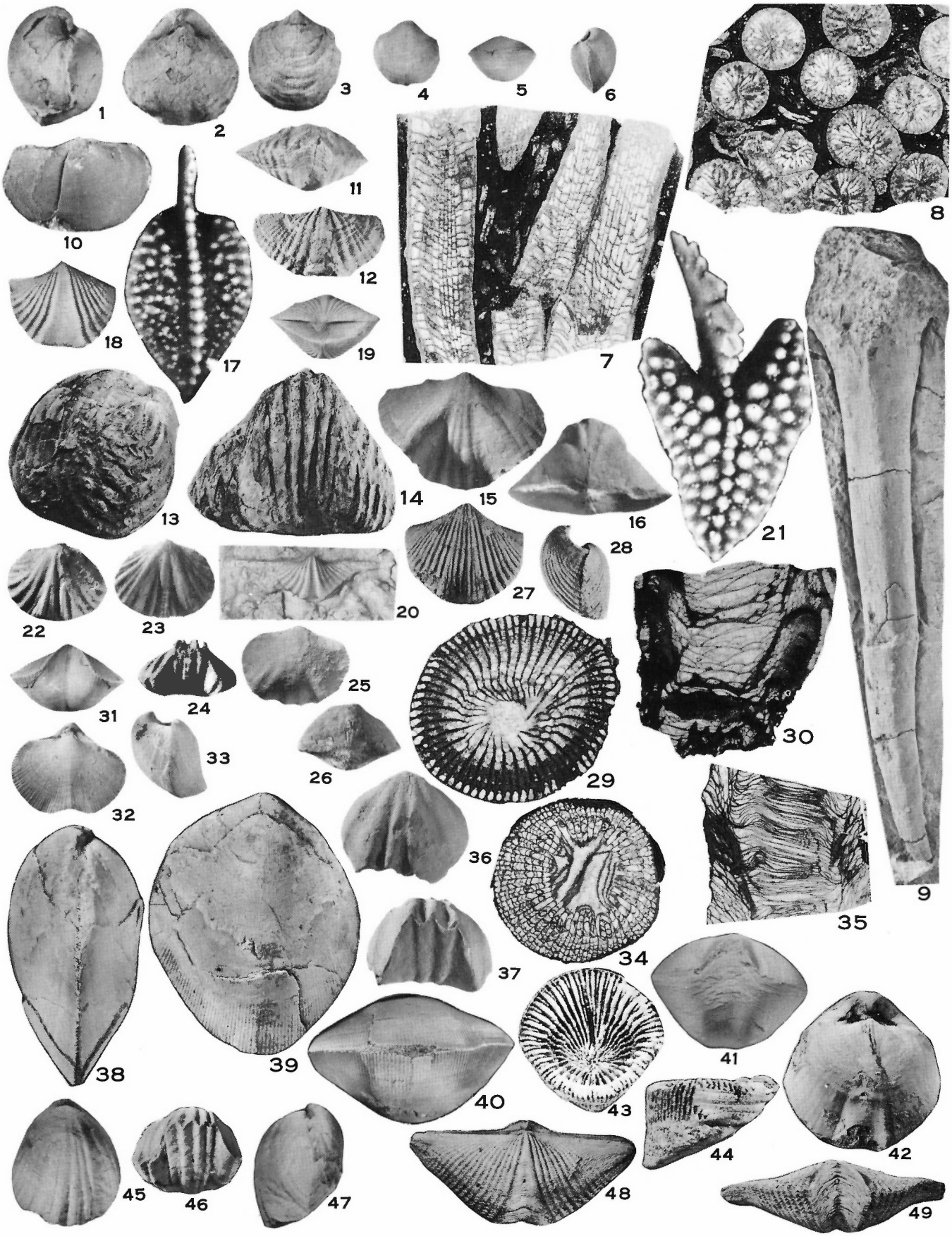
Figure 25 *Proteus phocion* Billings; formation de Grande Grève; Siegenien; baie de Gaspé; 3337.

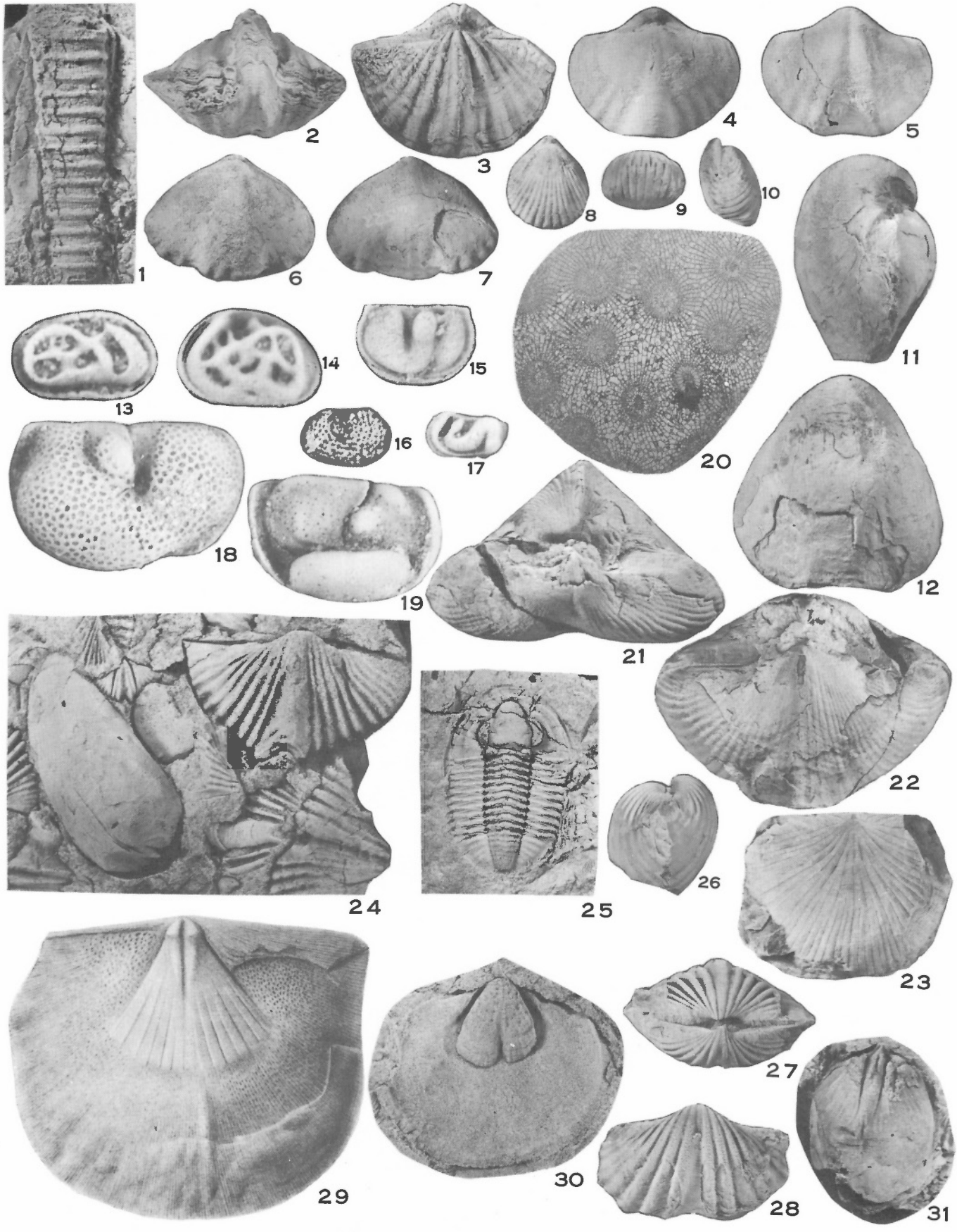
Figures 26, 27, 28 «*Spirifer*» *cyclopterus* Hall; formation de Grande Grève; Siegenien; Québec; 3303.

Figure 29 *Leptostrophia magnifica* var. *tullia* (Billings); formation de Mont-Joli; Gédinnien; Québec; 3285.

Figure 30 *Proschizophoria* sp.; formation de Torbrook; Gédinnien; Nouvelle-Écosse; 14761b.

Figure 31 *Etymothyris gaspensis* Boucot; formation de York River; Siegenien; Gaspé; 20692.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

LES FAUNES DU CARBONIFÈRE ET DU PERMIEN

E. W. Bamber et M. J. Copeland

La plupart des groupes majeurs de fossiles invertébrés marins sont présents dans les roches du Carbonifère et du Permien. Les brachiopodes productoïdes et spiriférides, les bryozoaires fénestrates, les coraux rugueux et les foraminifères constituent les fossiles les plus caractéristiques de ces systèmes.

Ouest et Nord du Canada

Mississippien

Des brachiopodes, des coraux, de rares ammonoïdes et, plus récemment, des foraminifères et des ostracodes ont servi d'éléments de base à la datation des roches mississippiennes au Canada. Le reste de la faune, trop rare ou trop peu connue actuellement, ne peut être utile stratigraphiquement. Les ammonoïdes, employés à la corrélation intercontinentale, se trouvent surtout dans le faciès de schiste argileux noir. La difficulté réside dans l'intégration des dates fournies par les ammonoïdes à celles des autres faunes conservées surtout dans les roches calcaires.

Plusieurs successions de zones ont fait l'objet de propositions pour la Cordillère de l'Est, fondées surtout sur des brachiopodes, des coraux et des foraminifères (Nelson, 1961, pp. 16, 17; McKay et Green, 1963, p. 5). On ne traite ici que de la macrofaune. La succession de cette faune la plus complète se trouve dans les montagnes Rocheuses, dans la région comprise entre Banff et la frontière des États-Unis au sud. Ces macrofossiles ont des affinités plus étroites avec ceux de la région de la vallée du Mississippi, de l'Ouest des États-Unis et du Nord du Mexique qu'avec la faune du Carbonifère inférieur européen. Leur âge est donc indiqué en relation avec la succession type de la vallée du Mississippi. Plusieurs espèces très répandues servent à la corrélation en Amérique du Nord. Le tableau XI-5 donne la succession stratigraphique de quelques-uns des macrofossiles les plus utiles du Mississippien de l'Ouest et du Nord du Canada, mais il ne donne pas une succession définie des zones.

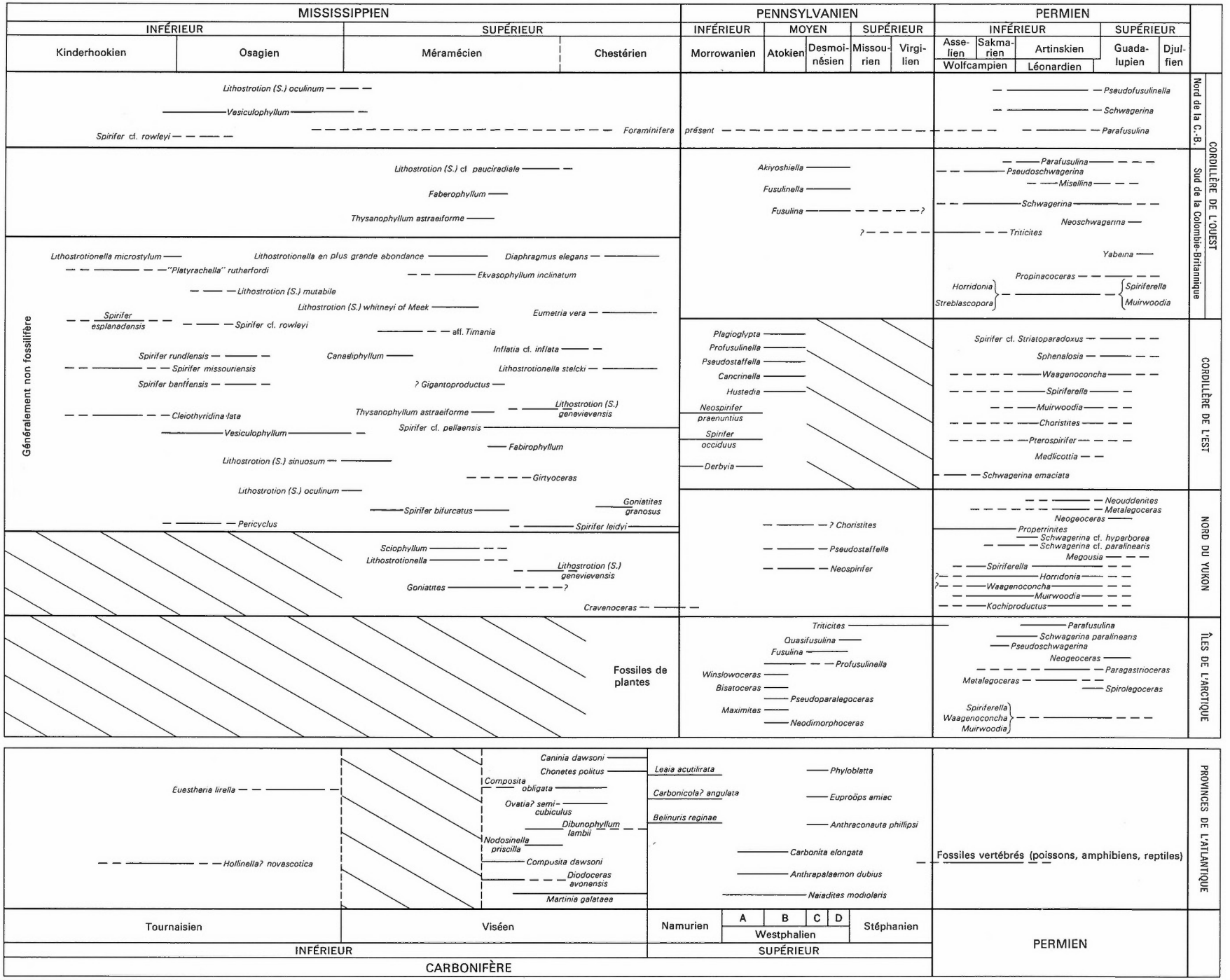
Les fossiles du Mississippien inférieur sont très répandus dans la Cordillère de l'Est et en profondeur dans la région entre la frontière nord des États-Unis et le sud-ouest du district de Mackenzie, et localement dans le centre-nord de la Colombie-Britannique.

Les roches du Kinderhookien renferment surtout des brachiopodes, comme le brachiopode distinctif «*Platyrachella*» *rutherfordi* (Warren) ainsi que *Spirifer esplanadensis* Brown à plis fendus et *Spirifer missouriensis* Swallow. Ce dernier brachiopode et plusieurs autres espèces apparentées se rencontrent aussi dans le Kinderhookien de la région de la vallée du Mississippi. Le coral du type lithostrotionide le plus ancien au Canada est *Lithostrotionella microstylum* (White) et apparaît vers la limite du Kinderhookien et de l'Osagien. Cette espèce constitue un fossile caractéristique utile, du fait qu'il est très répandu dans la région de la vallée du Mississippi et dans la région de la Cordillère des États-Unis dans une position stratigraphique semblable à celle de l'Ouest du Canada.

Au nombre des fossiles les plus courants dans les roches de l'Osagien inférieur des montagnes Rocheuses on compte les brachiopodes spiriférides comme *Spirifer* cf. *rowleyi* Weller et *Spirifer minnewankensis* Shimer. Cette dernière espèce comprend cependant un groupe plutôt hétérogène de brachiopodes et a pu être identifiée dans des roches aussi récentes que la fin de l'Osagien. Les deux espèces peuvent avoir une répartition stratigraphique remontant jusqu'au Kinderhookien supérieur. Le *Lithostrotion* (*S.*) *mutabile* (Kelly), corail du type phacéloïde lithostrotionide le plus bas stratigraphiquement, est rare dans l'Osagien inférieur et moyen. Aux brachiopodes spiriférides du début de l'Osagien succèdent les brachiopodes *Spirifer banffensis* Warren, *S. rundlensis* Warren et plusieurs autres, plutôt rares, les roches du milieu de l'Osagien à la fin de l'Osagien étant généralement non fossilifères dans l'Ouest du Canada. Le corail phacéloïde L. (*S.*) *sinuosum* (Kelly) se rencontre de la fin de l'Osagien au début du Méramécien, mais à ce niveau on trouve très peu de fossiles autres que cette espèce. Le corail corné *Vesiculophyllum* existe dans les roches de la fin du Kinderhookien au début du Méramécien et constitue l'une des espèces le plus abondantes.

Les macrofossiles du début du Méramécien dans l'Ouest du Canada forment une faune restreinte, peu étudiée jusqu'ici. Il demeure donc difficile de déterminer la limite entre le Mississippien inférieur et le Mississippien supérieur. Des roches, probablement du début du Méramécien, se trouvent caractérisées par les vestiges de coraux cornés sans nom, les deux coraux de formes coloniales *Lithostrotion* (*S.*) *oculinum* et *L.* (*S.*) *sinuosum* et les rares coraux cornés du genre *Ekvasophyllum*. *L.* (*S.*) *oculinum* forme une espèce très répandue identifiée dans la région de la Cordillère et en sous-sol depuis l'Arizona jusqu'au nord de la Colombie-Britannique; elle semble restreinte aux roches du Méramécien inférieur. Le Méramécien moyen et supérieur se caractérise par une abondante faune variée de coraux où les espèces *Lithostrotionella, Lithostrotion* (*Siphonodendron*) et *Ekvasophyllum* dominent. Plusieurs productoïdes et autres brachiopodes s'y trouvent conservés. Au-dessus de l'intervalle principal à coraux, gît une faune distinctive comprenant le corail corné *Faberophyllum* et nombre de ?*Gigantoproductus* et autres brachiopodes. Très répandue dans le sud des montagnes Rocheuses, cette faune semble absente au nord de la région de Banff. Le brachiopode *Spirifer* cf. *pellaensis* Weller fait son apparition vers la fin du Méramécien et s'étend au cours du Chesterien. *Lithostrotion (S.) gene-*

TABLEAU XI-5 | *Répartition géographique et stratigraphique des fossiles invertébrés du Carbonifère et du Permien*



vievensis Easton constitue un élément très utile à la mise en corrélation, du fait qu'il se trouve dans les montagnes Rocheuses, dans le nord du Yukon (monts Britanniques) et dans le calcaire Ste-Geneviève de la vallée du Mississippi (fin du Méramécien supérieur). Dans la vaste succession stratigraphique au Canada, il peut se trouver depuis la fin du Méramécien supérieur jusque dans le Chesterien.

Les roches du Chesterien dans l'Ouest du Canada renferment divers brachiopodes et relativement peu de coraux. *Spirifer leidyi* Norwood et Pratten, fossile caractéristique et abondant de la fin du Méramécien supérieur et au cours du Chesterien dans les montagnes Rocheuses, se présente dans les roches du Chesterien de la région de la vallée du Mississippi. Les roches du Chesterien inférieur contiennent *Inflatia* cf. *Inflata* McChesney, ainsi que les genres *Girtyella, Dielasma, Rhipidomella, Orthotetes* et autres. Plusieurs brachiopodes dont *Diaphragmus elegans* Norwood et Pratten, *Eumetria vera* (Hall) et *Punctospirifer transversa* (McChesney), identifiés dans le Chesterien des États-Unis, caractérisent le Chesterien moyen et supérieur. Les couches les plus récentes considérées du Chesterien dans l'Ouest du Canada renferment peu de fossiles, autres que les brachiopodes spiriférides, et leur âge est imprécis au sein du Chesterien. Une lacune existe peut-être entre ces couches et les roches sus-jacentes du Morrowien, mais la faune ne fournit pas une preuve concluante.

Les fossiles du Mississippien supérieur constituent une faune abondante dans la Cordillère de l'Est jusque dans la région septentrionale de la vallée de la rivière Nahanni-Sud, ainsi que dans le nord du Yukon. On n'a pas encore découvert cette faune dans le centre-nord de la Colombie-Britannique, mais des coraux de formes coloniales et des coraux cornés du Méramécien et du Chesterien gisent dans le groupe de Milford de la région de Lardeau à l'ouest du fossé des montagnes Rocheuses, dans le sud de la Colombie-Britannique. Certaines parties de l'Alberta et du nord-est de la Colombie-Britannique ne renferment pas de fossiles du Chesterien et de la fin du Méramécien supérieur du fait de l'érosion. Dans le secteur montagneux de la rivière de la Paix en direction nord jusque dans le sud-est du Yukon, les roches les plus occidentales du Mississippien de la formation de Besa River, constituées surtout de schiste argileux noir, ne renferment que de rares ammonoïdes, nautiloïdes et pélécypodes. Les ammonoïdes, identifiés dans certains endroits dans le nord du Yukon, comprennent *Goniatites* et *Cravenoceras,* ce qui laisse supposer une corrélation avec le Viséen d'Europe. Ils n'apparaissent pas associés à l'abondante faune de coraux et de brachiopodes de l'est de la Colombie-Britannique.

Dans les îles de l'Arctique, les végétaux du Chesterien forment les seuls fossiles mississippiens connus.

Pennsylvanien

On connaît très peu de fossiles du Pennsylvanien dans l'Ouest et le Nord du Canada. La datation des âges la plus certaine a comme base les ammonoïdes et les foraminifères fusulinides, bien que plusieurs autres phylums soient présents.

Les fossiles du Pennsylvanien inférieur (Morrowien) se trouvent dans la région des montagnes Rocheuses qui s'étend de la région de Jasper à la frontière des États-Unis au sud. Ils comprennent surtout des brachiopodes, comme *Neospirifer praenuntius* Easton, *Spirifer occiduus* Sadlick et *Antiquatonia?* cf. *hermosana* Girty. La dernière espèce demeure confinée à un intervalle étroit dans les couches inférieures de la succession. A Barrow Dome, dans l'île Melville, on trouve des ammonoïdes du Morrowien, ainsi que des brachiopodes et des coraux.

Les roches du Pennsylvanien moyen sont assez répandues dans le Nord et l'Ouest du Canada et sont les plus anciennes à fusulinides bien développés, outre de rares ammonoïdes, plusieurs brachiopodes, coraux, et bryozoaires et autres phylums. La faune en demeure très peu connue et la principale étude traite des fusulinides et des ammonoïdes; les fusulinides du Pennsylvanien moyen constituent la faune la plus abondante dans les îles de l'Arctique où l'on trouve plusieurs genres, y compris *Profusulinella* et *Fusulinella,* fossiles typiques de zone répandus dans le monde entier dans les roches de cet âge. Des fossiles spécifiquement du Pennsylvanien moyen ne sont connus qu'en un seul endroit dans les monts Ogilvie au nord du Yukon où se trouve *Pseudostaffella.* Les fusulinides du Desmoinésien, trouvés par endroits dans le centre-sud de la Colombie-Britannique, comprennent *Fusulina, Fusulinella* et autres. Les montagnes Rocheuses du sud de l'Alberta et de la Colombie-Britannique recèlent des brachiopodes, des scaphopodes, des pélécypodes, des bryozoaires et des fusulinides du Pennsylvanien moyen. Cette faune et celle sous-jacente du Morrowien paraissent étroitement reliées à celles de l'Ouest et du Centre des États-Unis.

L'Ouest du Canada n'a révélé aucun fossile spécifique du Pennsylvanien supérieur. Leur absence provient, au moins dans certaines régions, d'une lacune d'érosion sous les couches sus-jacentes du Permien et indique peut-être une vaste lacune dans la succession faunique. Dans les îles de l'Arctique, plusieurs genres de fusulinides, y compris *Triticites* et *Quasifusulina,* ont servi de base à la datation des roches du Pennsylvanien supérieur.

Permien

La détermination de l'âge des roches permiennes du Nord et de l'Ouest du Canada a comme base principale les foraminifères fusulinides, les ammonoïdes et les brachiopodes, mais les coraux, les bryozoaires et les autres phylums constituent une faune abondante localement.

Les fossiles du Wolfcampien existent dans une grande partie de la Cordillère de l'Est, dans l'ouest et le centre de la Colombie-Britannique et dans l'Arctique. On a étudié seulement les fusulinides. Le reste de la faune n'a fait l'objet d'aucune description. Dans le nord-est de la

Colombie-Britannique et le sud-ouest du district de Mackenzie, une faune du Permien inférieur renferme surtout des brachiopodes, probablement du Wolfcampien, peut-être du Léonardien. Elle comprend *Spiriferella, Pterospirifer, Choristites, Waagenoconcha* et autres brachiopodes. Une faune semblable gît sous les fusulinides *Schwagerina* cf. *paralinearis* Thorsteinsson du Wolfcampien dans les monts Ogilvie du nord du Yukon.

Au-dessus des faunes du Wolfcampien, une faune boréale très répandue se trouve conservée dans les îles de l'Arctique, au nord du Yukon, dans le centre et l'ouest de la Colombie-Britannique et dans les montagnes Rocheuses dans une région aussi méridionale que le pas du Nid-de-Corbeau, en Colombie-Britannique. La majeure partie comprend des brachiopodes, ainsi que quelques coraux et autres groupes. Des fusulinides et des ammonoïdes, datant surtout du Léonardien ou du début du Guadalupien, ont servi de base en plusieurs endroits à l'établissement de l'âge de cette faune. Toutefois, l'âge limite supérieur de la faune dans l'Arctique demeure douteux, car elle renferme plusieurs des genres existant également dans les roches sus-jacentes ne contenant pas de fusulinides. Des éléments de la faune boréale gisent dans une région aussi au sud que l'Oregon, aux États-Unis, mais cette faune se trouve surtout dans une zone circumpolaire englobant les régions arctiques de l'Amérique du Nord, de l'Europe et de l'Asie. La faune septentrionale ressemble très peu à celle de la succession type du Sud-Ouest des États-Unis et sa position dans la succession demeure douteuse.

La faune permienne la plus récente du centre de la Colombie-Britannique, très distincte des autres faunes permiennes au Canada, renferme des fusulinides comme *Yabeina* et autres néoschwagérinides qui semblent être sus-jacents à la faune boréale. *Yabeina* est le fossile le plus élevé dans la succession et sa position porte à croire qu'il constitue la forme permienne la plus récente en Amérique du Nord. Ces néoschwagérinides existent également dans la région méditerranéenne, dans le Sud et l'Est de l'Asie et dans le Nord-Ouest des États-Unis. Leur absence des faunes de l'Arctique et du Sud-Ouest des États-Unis entraîne une incertitude quant à la relation d'âge entre le Permien le plus récent de ces régions et celui du centre de la Colombie-Britannique.

Provinces de l'Atlantique

Les roches carbonifères des provinces de l'Atlantique se divisent en six unités, soit en ordre ascendant, les groupes de Horton, Windsor, Canso, Riversdale, Cumberland et Pictou. Leur faune ressemble étroitement à celle de la succession de type européen; on a donc appliqué à ces roches la terminologie européenne.

Carbonifère inférieur

Le groupe de Horton renferme d'abondants végétaux et une faune non marine du Tournaisien caractérisée par des arthropodes (*Hollinella*?, *Euestheria, Eoleaia*) et des poissons. Des strates du Viséen du groupe de Windsor, contenant des fossiles marins, reposent en discordance sur ces roches. Bell (1929) a subdivisé le groupe de Windsor en cinq sous-zones:

Windsor supérieur: zone à *Martinia galataea*
- Sous-zone E: *Caninia dawsoni, Chonetes politus*
- Sous-zone D: *Ovatia? semicubiculus*
- Sous-zone C: *Dibunophyllum lambii* et *Nodosinella priscilla*

Windsor inférieur: zone à *Composita dawsoni*
- Sous-zone B: *Diodoceras avonensis*
- Sous-zone A: Faune éparse.

Carbonifère supérieur

Le groupe de Canso contient une flore du Namurien et une faune distincte et locale d'arthropodes (*Leaia, Euestheria, Belinurus, Dithyrocaris, Beyrichiopsis*) et de pélécypodes (*Anthracomya, Carbonicola*) d'origine non marine ou formés en eau saumâtre.

La faune sus-jacente des groupes de Riversdale et de Cumberland s'étend au Westphalien A et B. Les éléments distinctifs de cette faune comprennent les arthropodes *Anthrapaloemon, Carbonita, Xylobius,* le gastéropode *Pupa* et les pélécypodes *Anthracomya* et *Naiadites.*

Le groupe de Pictou, unité la plus récente du Carbonifère supérieur, renferme d'abondants insectes (*Blattoidea*), d'autres arthropodes (*Carbonita, Euproops*) et des pélécypodes (*Anthraconauta*). Cette faune constitue la caractéristique des roches du Westphalien C et D, tant en Europe qu'en Nouvelle-Écosse.

Permien

En certains endroits, l'Île-du-Prince-Édouard recèle des vertébrés du Permien (Langston, 1963) et une flore limitée. Déposés dans un milieu non marin, ces fossiles sont considérés du début du Permien.

Choix d'ouvrages à consulter

Bell, W. A.
1929: Horton-Windsor district, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 155.

Brown, R. A. C.
1952: Carboniferous stratigraphy and palaeontology in the Mount Greenock area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 264.

Copeland, M. J.
1957: The arthropod fauna of the Upper Carboniferous rocks of the Maritime Provinces; *Comm. géol., Can.*, Mém. 286.
1957: The Carboniferous genera *Palaeocaris* and *Euproöps* in the Canadian Maritime Provinces; *J. Paleontol.*, vol. 31, n° 3, pp. 595–599.

Harker, P., et Raasch, G. O.
1958: Megafaunal zones in the Alberta Mississippian and Permian, *dans* Jurassic and Carboniferous of western Canada; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 216–231.

Harker, P., et Thorsteinsson, R.
1960: Permian rocks and faunas of Grinnell Peninsula, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 309.
Langston, W., Jr.
1963: Fossil vertebrates and the late Palaeozoic red beds of Prince Edward Island; *Musée nat., Can.*, Bull. 187.
Lewis, H. P.
1935: The Lower Carboniferous corals of Nova Scotia; *Ann. Mag. Nat. Hist.*, sér. 10, vol. 16, pp. 118–142.
Mamet, B. L., et Gabrielse, H.
1969: Foraminiferal zonation and stratigraphy of the type section of the Nizi Formation (Carboniferous System, Chesteran Stage), British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 69–16.
McGugan, A., Roessingh, H. K., et Danner, W. R.
1964: Permian, *dans* Geological history of western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, pp. 103–112.
McKay, W., et Green, R.
1963: Mississippian Foraminifera of the southern Canadian Rocky Mountains, Alberta; *Cons. rech., Alb.*, Bull. 10.
Nassichuk, W. W., Furnish, W. M., et Glenister, B. F.
1965: The Permian ammonoids of arctic Canada; *Comm. géol., Can.*, Bull. 131.
Nelson, S. J.
1960: Mississippian lithostrotionid zones of the southern Canadian Rocky Mountains; *J. Paleontol.*, vol. 34, n° 1, pp. 107–126.
1960: Permo-Carboniferous of the northern Yukon Territory; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 9, n° 1, pp. 1–9.
1961: Mississippian faunas of western Canada; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 2.
Sellers, D. H. A., et Furnish, W. M.
1960: Mississippian ammonoids from northwestern Canada; *J. Paleontol.*, vol. 34, n° 6, pp. 1124–1128.
Shimer, H. W.
1926: Upper Palaeozoic faunas of the Lake Minnewanka section, near Banff, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Musée, Bull. 42, pp. 1–84.
Sutherland, P. K.
1958: Carboniferous stratigraphy and rugose coral faunas of northeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 295.
Warren, P. S.
1927: Banff area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 153.
Yole, R. W.
1963: An Early Permian fauna from Vancouver Island, British Columbia; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 11, n° 2, pp. 138–149.

Planche XII. Fossiles du Mississippien de l'Ouest du Canada

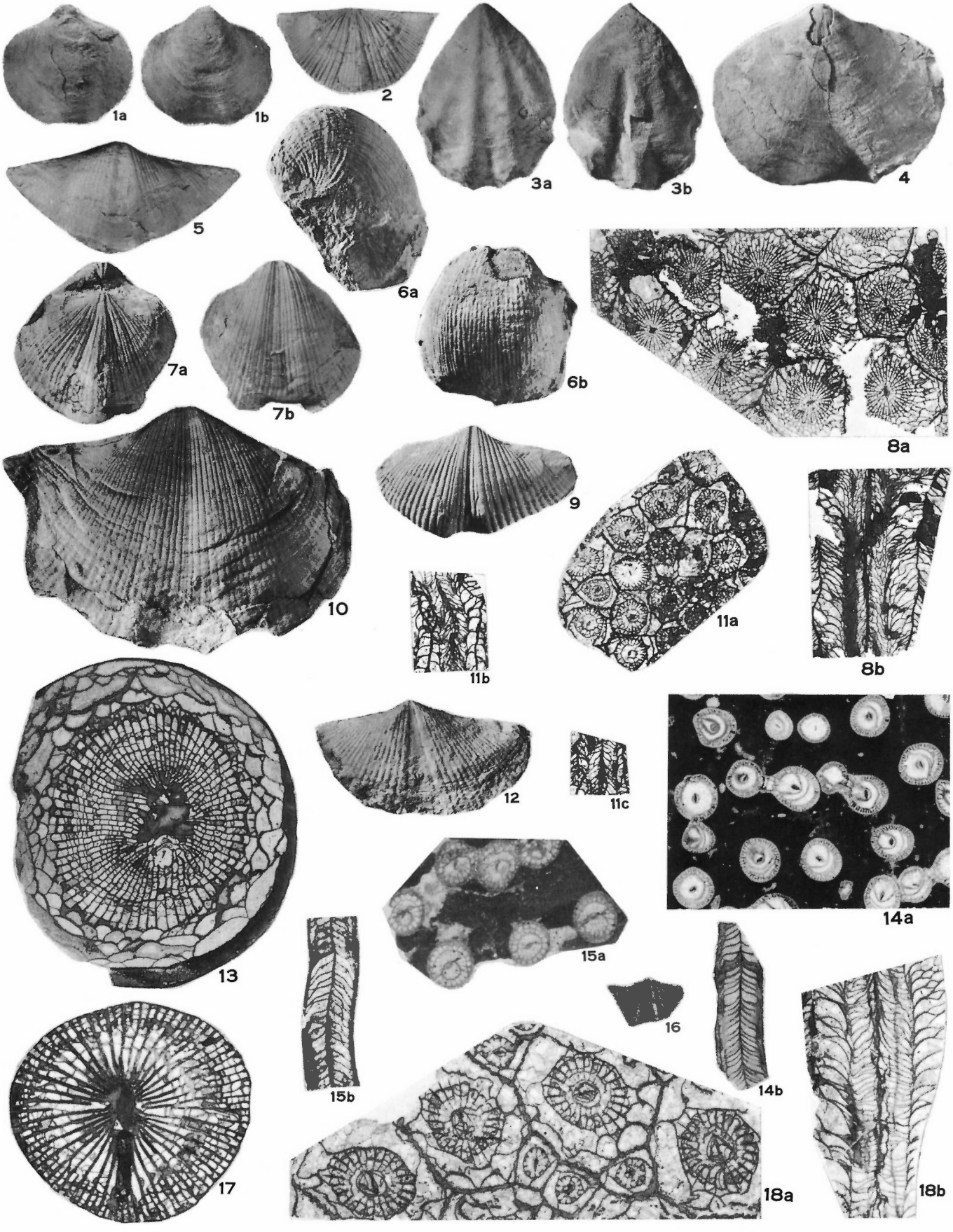
(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Cleiothyridina lata* Shimer. Kinderhookien; Alberta; 21735.
Figure 2 *Spirifer missouriensis* Swallow. Kinderhookien; Alberta; 21736.
Figure 3 *Rhynchotetra usheri* Brown. Kinderhookien; Alberta; 21737.
Figure 4 *Cleiothyridina* cf. *obmaxima* (McChesney). Kinderhookien; Alberta; 21738.
Figure 5 «*Platyrachella*» *rutherfordi* (Warren). Kinderhookien; Alberta; 21739.
Figure 6 *Marginatia jasperensis* (Warren). Kinderhookien; Alberta; 10081.
Figure 7 *Spirifer esplanadensis* Brown. Kinderhookien; Alberta; 21741.
Figure 8 *Lithostrotionella microstylum* (White). x2; de la fin du Kinderhookien au début de l'Osagien; Alberta; 16840.
Figure 9 *Spirifer minnewankensis* Shimer. Du Kinderhookien au début de l'Osagien; Alberta; 21742.
Figure 10 *Spirifer* cf. *rowleyi* Weller. Osagien; Alberta; 21743.
Figure 11 *Lithostrotionella micra* Kelly. x2; Osagien; Alberta; 9648.
Figure 12 *Spirifer rundlensis* Warren. Osagien; Alberta; 8921.
Figure 13 *Vesiculophyllum* sp. Osagien; Mackenzie; 10570.
Figure 14 *Lithostrotion* (*Siphonodendron*) *oculinum* Sando. x2; Méramécien, en profondeur; Colombie-Britannique; 21744.
Figure 15 *L.* (*S.*) *sinuosum* (Kelly). x2; de la fin de l'Osagien au Méramécien; Alberta; 16843.
Figure 16 *Spirifer bifurcatus* Hall. Méramécien; Alberta; 21745.
Figure 17 *Ekvasophyllum inclinatum* Parks. x2; Méramécien; Alberta; 21746.
Figure 18 *Lithostrotionella pennsylvanica* (Shimer). x2; Méramécien; Alberta; 16829.

Planche XIII. Fossiles du Mississippien et du Pennsylvanien de l'Ouest du Canada

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Lithostrotion* (*Siphonodedron*) *whitneyi* de Meek. x2; Méramécien; Alberta; 16832.
Figure 2 *Thysanophyllum astraeiforme* (Warren). x2; Méramécien; Alberta; 8911.
Figure 3 *Goniatites crenistria* Phillips. x2½; Viséen; nord du Yukon, de Sellers et Furnish, 1960, pl. 141, fig. 4.
Figure 4 *Spirifer* cf. *pellaensis* Weller. Méramécien; Alberta; 21747.
Figure 5 *Faberophyllum* sp. x2; Méramécien; Alberta; 21748.
Figure 6 ?*Gigantoproductus* sp. Méramécien; Alberta; 21749.
Figure 7 *Lithostrotion* (*Siphonodendron*) cf. *pauciradiale* (McCoy). x2; Chesterien; Alberta; 21750.
Figure 8 *L.* (*S.*) *genevievensis* Easton. x2; Chesterien; Alberta; 16844.
Figure 9 *Spirifer leidyi* Norwood et Pratten. Chesterien; Alberta; 21751.
Figure 10 *Punctospirifer transversa* (McChesney). Chesterien; Alberta; 21752.
Figure 11 *Neospirifer* cf. *triplicatus* (Hall). Morrowien; Alberta; 21753.
Figure 12 *Spirifer occiduus* Sadlick. Morrowien; Alberta; 21754.
Figure 13 *Rhynchopora* cf. *magnicosta* Mather. Morrowien; Alberta; 21755.
Figure 14 ?*Reticulariina* sp. Morrowien; Alberta; 21756.
Figure 15 *Antiquatonia*? cf. *hermosana* (Girty). Morrowien; Alberta; 21757.
Figure 16 *Neospirifer praenuntius* Easton. Morrowien; Alberta; 21758.
Figure 17 *Plagioglypta* sp. Atokien; Alberta; 21759.


1a
1b
2
3a
3b
4
5
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9
10
11a
11b
11c
12
13
14a
14b
15a
15b
16
17
18a
18b

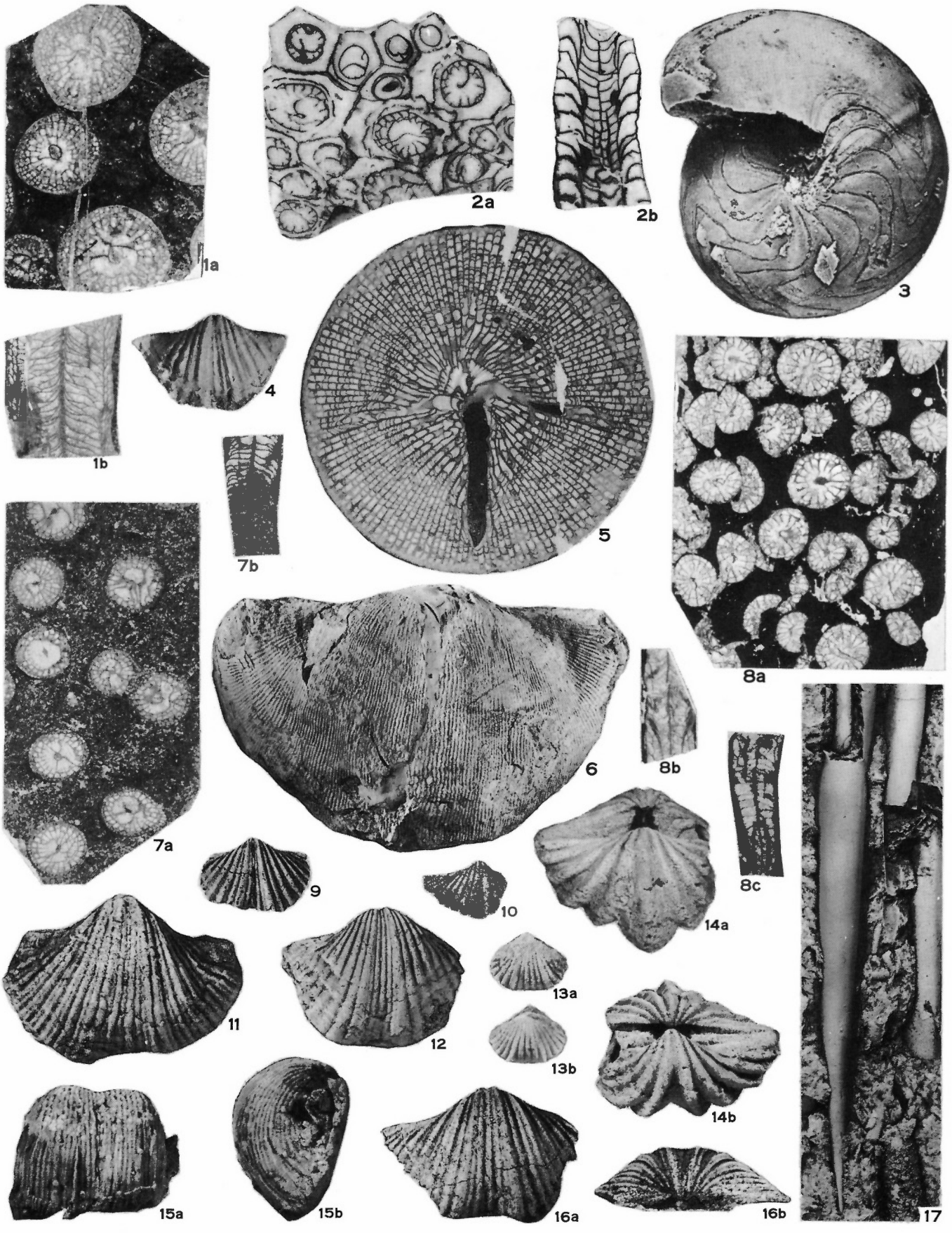

1a
2a
2b
3
1b
4
5
7b
8a
7a
6
8b
8c
9
10
14a
11
12
13a
13b
14b
15a
15b
16a
16b
17

PLANCHE XIV. Fossiles du Permien de l'Ouest et du Nord du Canada

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Parafusulina belcheri* Thorsteinsson. x5; Léonardien; presqu'île Grinnell; 13977.

Figure 2 *Neospirifer* sp. Début du Permien; nord du Yukon; 21760.

Figure 3 *Antiquatonia* cf. *neoninflatus* Licharew. Léonardien; presqu'île Grinnell; 13527.

Figure 4 *Waagenoconcha* sp. Début du Permien; nord du Yukon; 21761.

Figure 5 *Horridonia* sp. Début du Permien; nord du Yukon; 21762.

Figure 6 *Pterospirifer* cf. *alatus* (Schlotheim). Léonardien; presqu'île Grinnell; 13752.

Figure 7 *Daubichites fortieri* (Harker). Léonardien; presqu'île Grinnell; 13773.

Figure 8 *Streptorhynchus kempei* Andersson. Léonardien ou Guadalupien; presqu'île Grinnell; 13517.

Figure 9 *Spirifer striato-paradoxus* Toula. Léonardien ou Guadalupien; presqu'île Grinnell; 13748.

Figure 10 «*Stenoscisma*» *plicatum* (Kutorga). Léonardien ou Guadalupien; presqu'île Grinnell; 13737.

Figure 11 *Spiriferella* sp. Wolfcampien ou Léonardien; nord du Yukon; 21763.

Figure 12 *Muirwoodia* sp. Wolfcampien ou Léonardien; nord du Yukon; 21764.

Figure 13 *Megousia* sp. Guadalupien; nord du Yukon; 21765.

Figure 14 *Megousia* sp. Guadalupien; nord du Yukon; 21766.

Figure 15 *Caninophyllum belcheri* (Harker). Léonardien; presqu'île Grinnell; 13503a.

Figure 16 *Kochiproductus freboldi* (Stepanow). Léonardien ou Guadalupien; presqu'île Grinnell; 13534.

PLANCHE XV. Fossiles du Carbonifère de l'Est du Canada

Figure 1 *Composita dawsoni* (Hall et Clarke). x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7501a.

Figure 2 *Diodoceras avonensis* (Dawson). x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 4373.

Figure 3 *Conularia planicostata* Dawson. x1; Viséen; Irish Cove, N.-É.; 21767.

Figure 4 *Aviculopecten lyelli* Dawson. x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7553.

Figure 5 *Dibunophyllum lambii* Bell. x2; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 13589g.

Figure 6 *Cypridina acadica* Bell. x4; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7742.

Figure 7 *Koninckophyllum* sp. x2; Viséen; comté de Hants, N.-É.; d'après Lewis, 1935, pl. VII, fig. 2a, b.

Figure 8 *Spirifer adonis* Bell. x1; Viséen; Nouvelle-Écosse; holotype; musée Peabody, Univ. Yale.

Figure 9 *Ovatia lyelli* (de Verneuil). x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7952.

Figure 10 *Martinia galataea* Bell. x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7523.

Figure 11 *Schellwienella kennetcookensis* Bell. x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7654.

Figure 12 *Diaphragmus avonensis* (Bell). x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7953.

Figure 13 *Amplexizaphrentis enniskilleni* var. *minas* (Dawson). x2; Nouvelle-Écosse; d'après Lewis, 1935, pl. V, fig. 1a.

Figure 14 *Spirifer nox* Bell, x1; Viséen; comté de Hants, N.-É.; 7532.

Figure 15 *Euproops thompsoni* Raymond. x2½; Viséen; comté de Cumberland, N.-É.; d'après Copeland, 1957, pl. 67, fig. 9.

Figure 16 *Beyrichiopsis lophota* Copeland. x30; Namurien; comté du Cap-Breton, N.-É.; 10387.

Figure 17 *Leaia baentschiana* (Beyrich). x2; Namurien; comté de Richmond, N.-É.; 12793.

Figure 18 *Belinurus grandaevus* Jones et Woodward. x3; Namurien; comté de Cumberland, N.-É.; 12804b.

Figure 19 *Leaia acutilirata* Copeland. x5½; Namurien; comté de Pictou, N.-É.; 10396.

Figure 20 *Asmussia tenella* (Bronn). x6½; Westphalien; comté de Pictou, N.-É.; 12853.

Figure 21 *Anthrapalaemon dubius* (Milne-Edwards). x1½; Westphalien; comté de Cumberland, N.-É.; 12821.

Figure 22 *Carbonita agnes* (Jones). x30; Westphalien; comté d'Inverness, N.-É.; 12841.

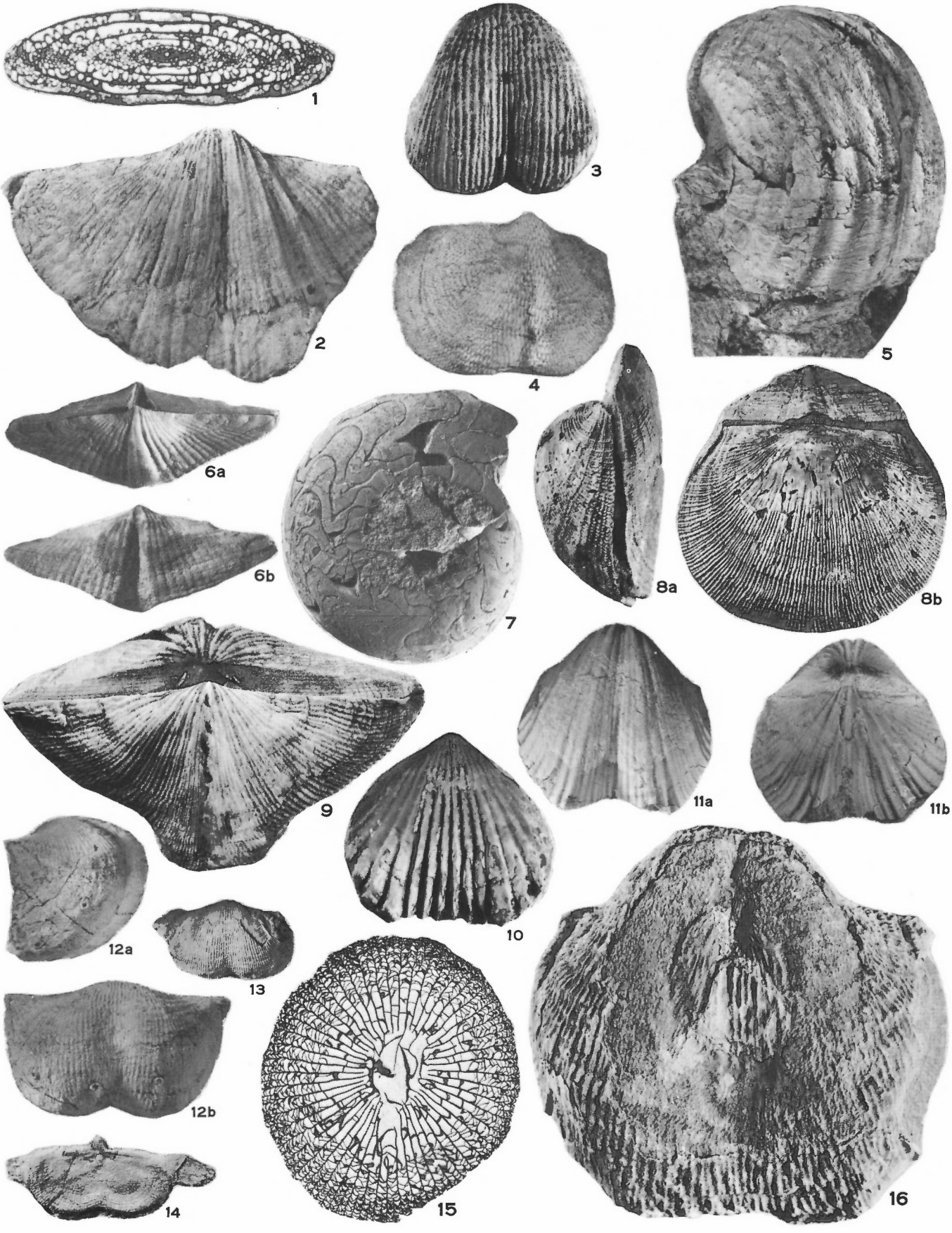
Figure 23 *Hilboldtina evelinae* (Jones). x30; Westphalien; comté de Cumberland, N.-É.; 12832.

Figure 24 *Gutschickia bretonensis* Copeland. x30; Westphalien; comté d'Inverness, N.-É.; 12836b.

Figure 25 *Phylloblatta*? sp. x1½; Westphalien; comté de Pictou, N.-É.; 12847e.

Figure 26 *Archimylacris morienensis* Copeland. x2½; Westphalien; comté du Cap-Breton, N.-É.; 10394.

Figure 27 *Euproops amiae* Woodward. x2; Westphalien; comté du Cap-Breton, N.-É.; 12808e.


1
2
3
4
5
6a
6b
7
8a
8b
9
10
11a
11b
12a
12b
13
14
15
16


1a
1b
2
3
4
7a
8a
5
8b
9
6
7b
10a
10b
14a
11
12a
12b
13
14b
15
16a
16b
19
17
18
20
21
22
24
23
25
26
27

LES FAUNES MARINES DU TRIAS

E. T. Tozer

On trouve des roches triasiques à vestiges de faunes marines dans les îles de l'Arctique et dans l'Ouest du Canada. Dans l'Ouest, les affleurements se limitent à la région de la Cordillère, mais les roches triasiques se prolongent également sous les plaines du nord de l'Alberta et dans la région nord-est de la Colombie-Britannique. Les groupes d'organismes marins identifiés dans les roches triasiques au Canada comprennent des éponges, des coraux scléractiniens; des hydrozoaires; des crinoïdes (ceux en forme de colonne seulement); des échinoïdes; des ophiuroïdes, des bryozoaires, des térébratulides, des brachiopodes rhynchonellides et spiriférides; une grande variété de mollusques bivalves; des gastéropodes, des ammonoïdes, des nautoloïdes; des bélemnoïdes; des poissons ganoïdes et des ichthyosaures. Les ammonoïdes et les bivalves ont servi à la datation des roches et ont reçu une étude approfondie. Les coraux, un bryozoaire, les brachiopodes, les nautiloïdes et les poissons ont reçu quelque attention, mais bon nombre de fossiles triasiques n'ont pas encore fait l'objet d'études en détail.

Dans l'étude de la répartition des faunes triasiques au Canada, il convient de distinguer quatre régions principales: la région des îles de l'Arctique, et les régions est, ouest et nord de la Cordillère. La région des îles de l'Arctique englobe les dépôts triasiques du bassin de Sverdrup. La région de la Cordillère de l'Est comprend les formations triasiques des foothills et des chaînes orientales des montagnes Rocheuses dans le nord-est de la Colombie-Britannique et dans l'ouest de l'Alberta. La région de la Cordillère de l'Ouest comprend les formations des régions de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon situées à l'ouest et au sud du sillon de Tintina et de celui des montagnes Rocheuses. La région de la Cordillère du Nord qui, en fait, représente la partie nord de la Cordillère de l'Est, englobe les régions du Yukon et des Territoires du Nord-Ouest sises au nord-est du sillon de Tintina.

Limites du système triasique

Le Trias canadien est formé presque entièrement de dépôts marins; toutefois, aucune région n'a révélé une succession complète de la faune. Les faunes les plus anciennes, découvertes seulement dans les îles de l'Arctique, correspondent aux couches à *Otoceras* de l'Himalaya utilisé généralement à l'identification du socle du système triasique. Les couches à *Otoceras* du Canada reposent en discordance sur des roches permiennes. Comme déjà mentionné, ces roches permiennes ne représentent pas les couches les plus récentes du Permien. Au Canada, ainsi que dans la plupart et probablement dans toutes les parties du globe, une lacune de sédimentation marine a existé entre le Permien et le Trias.

Dans la plupart des régions du Canada, des roches marines ne représentent pas la phase la plus récente du Trias. Des roches marines du Norien supérieur se rencontrent dans toutes les régions, mais des couches marines du Rhétien existent seulement à Tyaughton Creek, en Colombie-Britannique, dans la Cordillère de l'Ouest. Des roches de l'Hettangien, du début du Jurassique inférieur, s'y trouvent également et aucune lacune stratigraphique discernable n'apparaît entre les roches du Trias et du Jurassique. Dans les îles de l'Arctique, des couches non marines, entre les couches marines du Norien supérieur et du Sinémurien, forment la partie supérieure de la formation de Heiberg. Elles peuvent comprendre des couches du Rhétien.

Les limites du Trias se trouvent donc marquées par l'évidence d'une régression marine générale. A la base du Trias, l'intervalle de régression se situe surtout ou entièrement dans le Permien. Au sommet du Trias, cependant, l'intervalle de régression couvre généralement la fin du Trias et le début du Jurassique, mais à un endroit au moins des sédiments marins comblent ce vide.

Faciès de la faune

Aux fins de la présente étude, deux types de faunes peuvent être sélectionnés parmi les ensembles connus au Canada.

Le premier type comprend les faunes à fossiles dominants de céphalopodes, surtout des ammonoïdes, et des bivalves à coquille mince, comme *Claraia, Posidonia, Daonella, Halobia* et *Monotis.* On ignore le milieu exact dans lequel vivaient ces animaux, mais il est certain qu'ils ne représentent pas un ensemble benthonique normal ayant vécu en eau peu profonde. Il est probable qu'ils ne vivaient pas au fond de la mer, on les désigne donc, faunes pélagiques.

Le second faciès de la faune marine, nettement benthonique, comprend des éponges, des coraux, des échinodermes, des bivalves et des brachiopodes. Les faunes bivalves comprennent les trigoniides et autres groupes dimyaires, les ostréides, les limides, les pernides, les pectinides, etc., généralement en grande variété. Ces faunes bivalves ont un type très différent du groupe monotone des *Pectinacea* (*Claraia,* etc.) qui caractérise le faciès pélagique. Des ammonoïdes et des bivalves pélagiques gisent parfois, associés aux espèces benthoniques, mais, en général, sont plutôt rares. A certains niveaux, les ammonoïdes sont relativement abondantes dans les ensembles benthoniques et pélagiques. Le genre *Nathorstites* (Ladinien supérieur) constitue un exemple et se trouve couramment joint aux brachiopodes et aux bivalves ostréides, mais ses vestiges les plus nombreux se trouvent dans le faciès pélagique. Dans le Norien supérieur, *Rhab-*

doceras se trouve dans les ensembles benthoniques et pélagiques.

Provinces fauniques

Les faunes pélagiques du Trias comprennent de nombreux genres et même d'espèces cosmopolites. Il s'ensuit que la corrélation des roches à fossiles de faunes pélagiques constitue une opération relativement facile. Les faunes pélagiques des basses latitudes, comme en Colombie-Britannique, semblent montrer une plus grande diversité taxonomique que les ensembles contemporains des îles de l'Arctique. Ainsi, dans le Ladinien supérieur des îles de l'Arctique, on connaît seulement trois genres d'ammonoïdes, tandis que dans le nord-est de la Colombie-Britannique, environ une douzaine d'espèces se présentent dans chacune des trois zones de cet étage. Ces différences ne sont manifestement pas reliées aux conditions de sédimentation et indiquent plus probablement un gradient de diversité taxonomique associé aux variations de la température des mers triasiques. La diminution apparente en diversité, vers le nord, semble indiquer que les mers triasiques submergeant les îles de l'Arctique étaient plus froides que celles de la région de la Cordillère. Des différences comparables entre les faunes de la Cordillère de l'Est et celles des îles de l'Arctique se présentent au Diénérien, au Spathien, à l'Anisien, au Carnien et au Norien. Malgré ces gradients apparents, il existe à tous les niveaux quelques genres ou espèces cosmopolites qui assurent les besoins de corrélation. Parmi les faunes pélagiques, rien n'indique l'existence de provinces zoogéographiques isolées au cours du Trias.

Sous certains aspects, les faunes benthoniques de la Cordillère de l'Ouest diffèrent des faunes des autres régions et semblent former une province zoogéographique distincte. Ces faunes appartiennent toutes au Trias supérieur. Elles comprennent les seules faunes triasiques coralliennes connues au Canada, ainsi que des bivalves mégalodons, et une faune riche mais peu connue de brachiopodes et de gastéropodes. Les faunes coralliennes se présentent à plusieurs niveaux du Carnien et du Norien et s'étendent jusqu'au 61° de latitude Nord dans le sud du Yukon. Sans aucun doute, ces faunes témoignent de l'existence de mers chaudes. A plusieurs niveaux, particulièrement dans les zones Dilleri et Welleri du Carnien, ainsi que dans les zones Columbianus et Suessi du Norien, des faunes pélagiques, identiques à celles de la Cordillère de l'Est, existent dans la Cordillère de l'Ouest. Quels que soient le facteur ou la particularité qui ont interdit aux coraux triasiques d'atteindre les régions est et nord de la Cordillère et les îles de l'Arctique, ils n'ont pas constitué un barrage similaire aux faunes pélagiques.

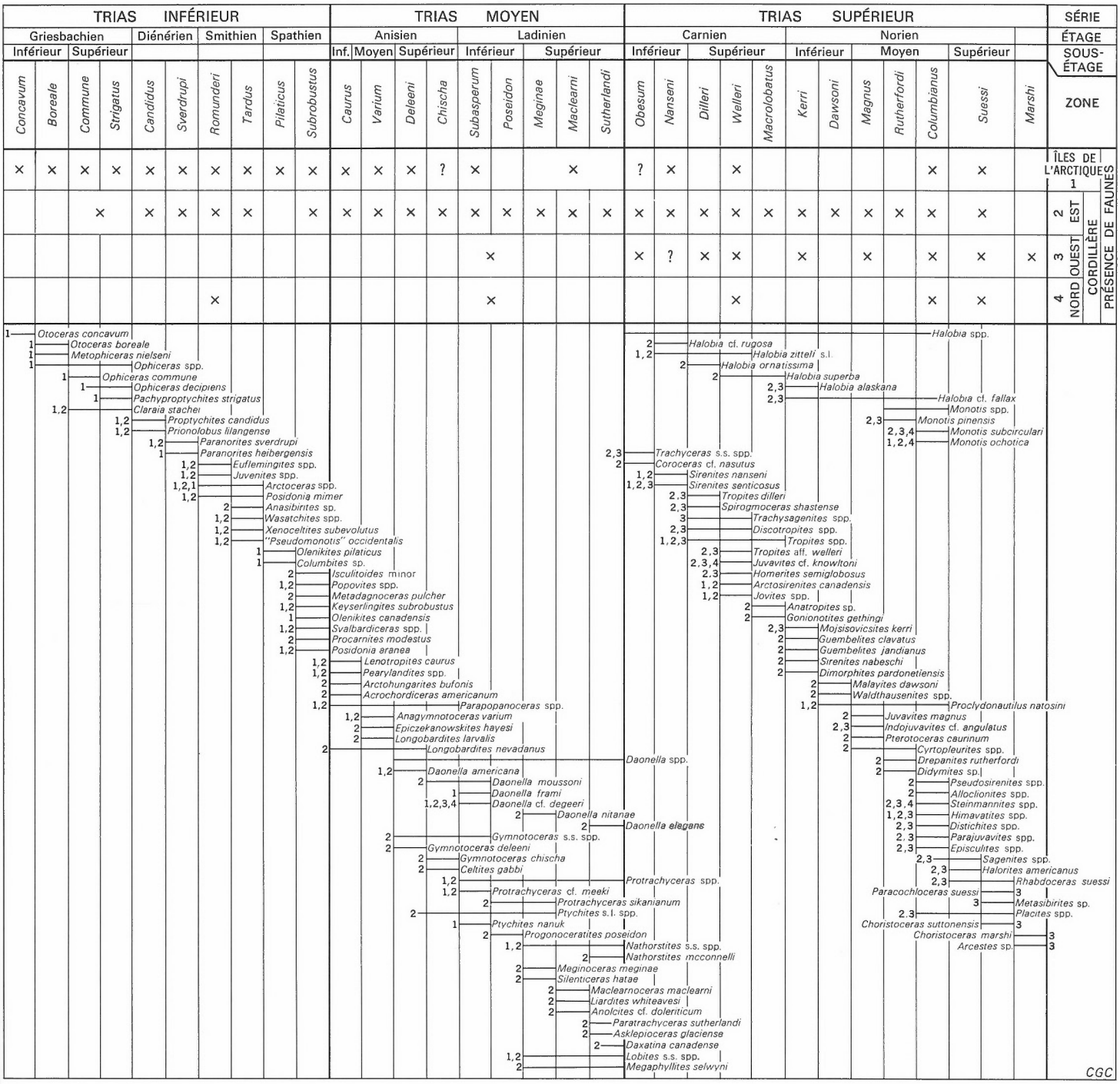
Comme déjà mentionné, la présence des faunes pélagiques fait supposer que les dépôts triasiques de la Cordillère de l'Est se sont formés dans des eaux plus chaudes que celles des îles de l'Arctique. Ce fait ne constitue aucun problème, les îles de l'Arctique étant actuellement à une latitude plus élevée que la Cordillère de l'Est et les données paléomagnétiques confirment cette situation au cours du Trias. Les roches triasiques de la Cordillère de l'Ouest ont de toute évidence formé des dépôts dans des eaux plus chaudes que celles de la Cordillère de l'Est. Ce phénomène se trouve spécifiquement démontré par la présence, dans le sud du Yukon, de formations bioclastiques épaisses à faunes coralliennes du Carnien au Norien supérieur. Des roches comparables n'existent pas dans les dépôts contemporains de la Cordillère de l'Est, situés actuellement à une latitude plus basse. Les ressemblances étroites entre les faunes pélagiques de la Cordillère de l'Est et de l'Ouest, et la représentation extrêmement riche des faunes pélagiques cosmopolites de la Cordillère de l'Est démontrent, sans l'ombre d'un doute, que la Cordillère de l'Est n'était, entre le Griesbachien et le Norien supérieur, en aucun temps isolée des routes de migration ouvertes aux faunes pélagiques. Il n'existe donc aucune faune qui permette de soutenir la théorie d'un barrage de terre entre les dépôts triasiques actuels de la Cordillère de l'Est et de l'Ouest. La succession incomparable de faunes d'ammonoïdes du Norien, conservées dans la formation de Pardonet de la rivière de la Paix, montre des liens étroits avec les faunes des Alpes, de l'île de Timor et de l'Himalaya. Aucun indice laisse supposer que ces faunes soient parvenues dans la région de la rivière de la Paix par l'Arctique, pas plus, que par le sud ou l'est. La région de la rivière de la Paix débouchait sans doute sur les mers circumpacifiques et sur la mer Téthys au cours du Trias supérieur.

Il demeure possible que les particularités de la faune de la Cordillère de l'Ouest puissent s'expliquer par des phénomènes tectoniques post-triasiques. Dans diverses parties de la Cordillère de l'Ouest, il est évident qu'un déplacement post-triasique à décrochement horizontal vers la droite, de l'ordre de 250 milles, a fragmenté cette cordillère. Le sillon de Tintina, selon Roddick, peut délimiter un des segments de cette cordillère. De telles interprétations mènent à supposer qu'à l'origine les dépôts triasiques formés en eau chaude de la Cordillère de l'Ouest se sont amoncelés au sud de la latitude où reposent actuellement les roches triasiques dans la Cordillère de l'Est. Leur juxtaposition actuelle à des latitudes comparables serait donc le résultat d'un déplacement post-triasique des roches de la Cordillère de l'Ouest vers le nord. Ce phénomène, plutôt qu'un barrage écologique à l'emplacement du fossé des montagnes Rocheuses et du sillon de Tintina, semble donner une explication plus satisfaisante aux anomalies observées dans la répartition de la faune.

Succession des faunes triasiques

Au Canada, les roches triasiques fournissent une succession assez continue de strates à faunes pélagiques. Dans ces roches, la succession stratigraphique des faunes peut être déterminée de façon empirique et une succession

TABLEAU XI-6 *Répartition stratigraphique et géographique des faunes pélagiques du Trias (Les numéros se rapportent à la présence de faunes dans la région concernée.)*



de zones formant une échelle chronologique peut être établie. Tel n'est pas le cas avec les faunes benthoniques. Les ensembles benthoniques ne forment pas de successions continues de plus de deux étages au maximum. La succession stratigraphique des diverses faunes benthoniques demeure donc très peu connue. Les fossiles des faunes pélagiques permettent une observation presque continue pendant tout le Trias. Par contraste, les fossiles des groupes benthoniques ne fournissent qu'un aperçu intermittent de la vie au cours du Trias.

Dans la succession pélagique, on a identifié au Canada 31 zones d'ammonoïdes, groupées en huit étages (tabl. XI-6). Les quatre étages du Trias inférieur sont définis dans l'Arctique canadien. Les étages du Trias moyen et supérieur l'ont été en Europe alpine. Ce tableau montre également la succession stratigraphique et la répartition géographique des principaux fossiles pélagiques caractéristiques. La succession faunique des îles de l'Arctique et de la Cordillère de l'Est forme une suite beaucoup plus complète que celle de la Cordillère de l'Ouest et du Nord. La succession fragmentaire de la Cordillère du Nord provient d'une carence de données. Dans la Cordillère de l'Ouest, l'absence de faunes du Trias inférieur et la rareté de celles du Trias moyen ressortent probablement de données exactes car, comme indiqué au chapitre VIII, la vaste activité volcanique et orogénique de cet intervalle peut expliquer la rareté des faunes.

Les données sur les faunes benthoniques constituent une documentation très fragmentaire. Cependant, quelques-unes doivent être mentionnées car elles servent en certains endroits à établir la stratigraphie. Dans les faciès en eau peu profonde, les roches du Diénérien des îles de l'Arctique contiennent par endroits des lumachelles à *Myalina. Arcticopora christiei* de l'île Ellesmere constitue l'un des rares bryozoaires tréposomes connus, postérieur au Paléozoïque, probablement du Diénérien. Les faunes benthoniques de l'Anisien ne sont pas très bien représentées, mais on a trouvé *Spiriferina stracheyi* dans la Cordillère de l'Est.

Au cours du Ladinien, les faunes benthoniques ont formé des colonies assez abondantes dans la Cordillère de l'Est et les îles de l'Arctique. Les brachiopodes spiriférides et les bivalves se rencontrent en abondance dans les roches du faciès de grès et siltstone calcaires, comme dans les «couches Grises» de la Cordillère de l'Est et dans la formation de Schei Point des îles de l'Arctique. Les faunes benthoniques du Ladinien et du Carnien ne sont pas très dissemblables et, en l'absence de faunes pélagiques, ces ensembles benthoniques du Ladinien et du Carnien comprennent généralement une ou deux espèces de brachiopodes spiriférides et térébratuloïdes, et jusqu'à 12 espèces de bivalves, y compris des représentants de *Meleagrinella, Oxytoma, Gervillia, Hoernesia, Entolium, Pecten, Ostrea, Lopha, Gryphaea, Plagiostoma, Mysidioptera, Mytilus, Modiola, Myophoria, Cardinia* et *Pleuromya.*

Une faune carnienne, probablement du Carnien supérieur, caractérisée par *Mysidioptera poyana* forme une colonie assez répandue dans la Cordillère de l'Est et peut exister également dans le sud du Yukon. Une autre faune locale notable, probablement elle aussi du Carnien supérieur, et caractérisée par *Gryphaea* cf. *arcuatiformis, Plicatula* et autres bivalves, repose dans les lits supérieurs de la formation de Schei Point sise en bordure du bassin de Sverdrup.

Dans la Cordillère de l'Est, le Norien inférieur, caractérisé surtout par des faunes pélagiques, renferme en quelques endroits dans les couches du Norien inférieur les espèces *Pleuromya* et *Gryphaea chakii.* La faune *Meleagrinella antiqua,* conservée dans la partie inférieure de la formation de Heiberg des îles de l'Arctique, date probablement du Norien inférieur ou moyen, mais des ensembles quelque peu similaires gisent dans les couches sous-jacentes de la formation de Blaa Mountain de l'étage Carnien. *Oxytoma kiparisovae* fait partie de cette faune et des spécimens de *Halobia* s'y trouvent également. On n'y trouve pas de bivalves dimayariens typiques et il demeure possible que cet ensemble représente un genre de faune pélagique; quoi qu'il en soit, il ne s'agit pas d'une faune benthonique typique. De gros bivalves mégalodontes (*Megalodon canadensis*) gisent dans du calcaire corallien, directement sous *Monotis subcircularis,* à Tyaughton Creek, dans la Cordillère de l'Ouest. Ces fossiles datent probablement du Norien moyen ou supérieur.

La plus riche faune benthonique triasique connue au Canada est celle du Norien dans la Cordillère de l'Ouest où elle se trouve dans le groupe de Lewes River au Yukon, dans le groupe de Tyaughton du sud de la Colombie-Britannique, dans les groupes de Sutton et de Bonanza sur l'île Vancouver, et dans d'autres formations sans nom. Elle comprend des coraux, des éponges, des échinoïdes, des brachiopodes, des bivalves et gastéropodes, et des céphalopodes. Les espèces très répandues comprennent *Spondylospira lewesensis, Pecten tyaughtonae, «Pecten» yukonense,* au moins neuf espèces de trigoniides (*«Myophoria» suttonensis, «Myophoria» cairnesi, «Trigonia» textilis,* etc.) *Cassianella lingulata, Plicatula perimbricata.* On trouve également des représentants de *Plagiostoma, Rhaetavicula, «Astarte», Modiolus,* etc. Il y a certainement plus de 30 espèces de bivalves. Les ammonoïdes, y compris *Rhabdoceras* et *Paracochloceras,* se rencontrent en certains endroits à côté de plusieurs fossiles benthoniques et, presque toujours, elles datent du Norien supérieur. Il faut toutefois noter l'existence d'au moins certaines espèces comme (*«Myophoria» suttonensis*), qui atteignent la zone à Marshi du Rhétien.

Choix d'ouvrages à consulter

Logan, A.

1967: Middle and Upper Triassic spiriferinid brachiopods from the Canadian Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.,* Bull 155.
(Comprend la plupart des références d'études sur les brachiopodes triasiques de la Cordillère de l'Est.)

McLearn, F. H.

1960: Ammonoid faunas of the Upper Triassic Pardonet Formation, Peace River Foothills, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 311.

Tozer, E. T.

1967: A standard for Triassic time; *Comm. géol., Can.,* Bull. 156. (Comprend les références de tous les rapports publiés antérieurement sur les faunes pélagiques, ainsi que plusieurs références d'études sur les faunes benthoniques.)

PLANCHE XVI. Ammonoïdes et bivalves du Trias inférieur

(figures de grandeur naturelle)

Figures 1a, b *Otoceras boreale* Spath. Griesbachien inférieur; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14015.

Figures 2a, b *Ophiceras commune* Spath. Griesbachien supérieur; formation de Blind Fiord; île Axel Heiberg; 14030.

Figures 3a, b *Pachyproptychites strigatus* (Tozer). Griesbachien supérieur; formation de Blind Fiord; île Axel Heiberg; 14035.

Figure 4 *Claraia clarai* (Emmrich). Griesbachien; formation de Sulphur Mountain; Alberta; 14196.

Figure 5 *Claraia stachei* Bittner. Griesbachien; formation de Grayling; nord-est de la Colombie-Britannique; 14228.

Figures 6a, b *Prionolobus lilangense* (Krafft). Dienérien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 21768.

Figures 7a, b *Paranorites sverdrupi* Tozer. Diénérien; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14277.

Figures 8a, b *Arctoceras blomstrandi* (Lindstrom). Smithien; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14067.

Figure 9 *Posidonia mimer* Oeberg. Smithien; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14201.

Figures 10a, b *Prosphingites spathi* Frebold. Smithien; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14085.

Figures 11a, b *Juvenites needhami* Tozer. Smithien; formation de Toad, nord-est de la Colombie-Britannique; 14290.

Figures 12a, b *Anakashmirites borealis* Tozer. Smithien; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14073.

Figures 13a, b *Euflemingites romunderi* Tozer. Smithien; formation de Blind Fiord; île Ellesmere; 14050.

Figures 14a, b *Wasatchites tardus* (McLearn). Smithien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 9470.

Figures 15a, b *Xenoceltites subevolutus* Spath. Smithien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 14303.

Figure 16 «*Pseudomonotis*» *occidentalis kindli* McLearn. Smithien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 9478, 9598.

Figure 17 «*Pseudomonotis*» *occidentalis* Whiteaves. Smithien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 4728.

Figure 18 *Posidonia aranea* Tozer. Spathien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 14230.

Figures 19a, b *Olenikites canadensis* Tozer. Spathien; formation de Blaa Mountain; île Ellesmere; 14094.

PLANCHE XVII. Ammonoïdes et bivalves du Trias moyen

(figures de grandeur naturelle)

Figures 1a, b *Lenotropites caurus* (McLearn). Anisien inférieur; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 9585.

Figures 2a-c *Ptychites* cf. *trochlaeformis* (Lindström). Anisien supérieur; formation de Schei Point; île Exmouth; 14186, 14187.

Figures 3a, b «*Anagymnotoceras*» *helle* (McLearn). Anisien moyen; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 9592.

Figures 4a, b *Parapopanoceras selwyni* McLearn. Anisien moyen; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 9580, 9579.

Figures 5a, b *Longobardites nevadanus* Hyatt et Smith. Anisien; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 6450.

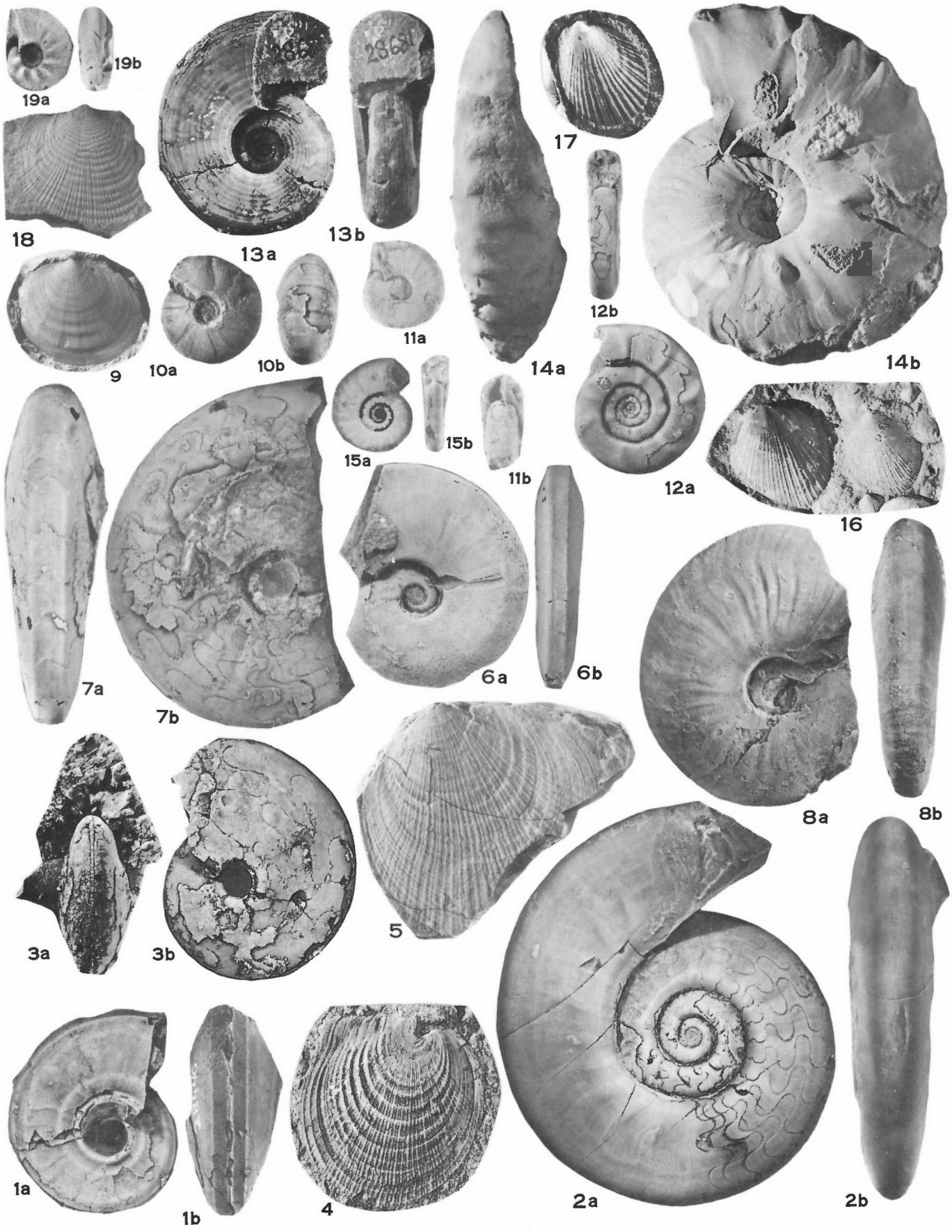
Figures 6a, b *Gymnotoceras deleeni* McLearn. Anisien supérieur; formation de Toad; nord-est de la Colombie-Britannique; 21707.

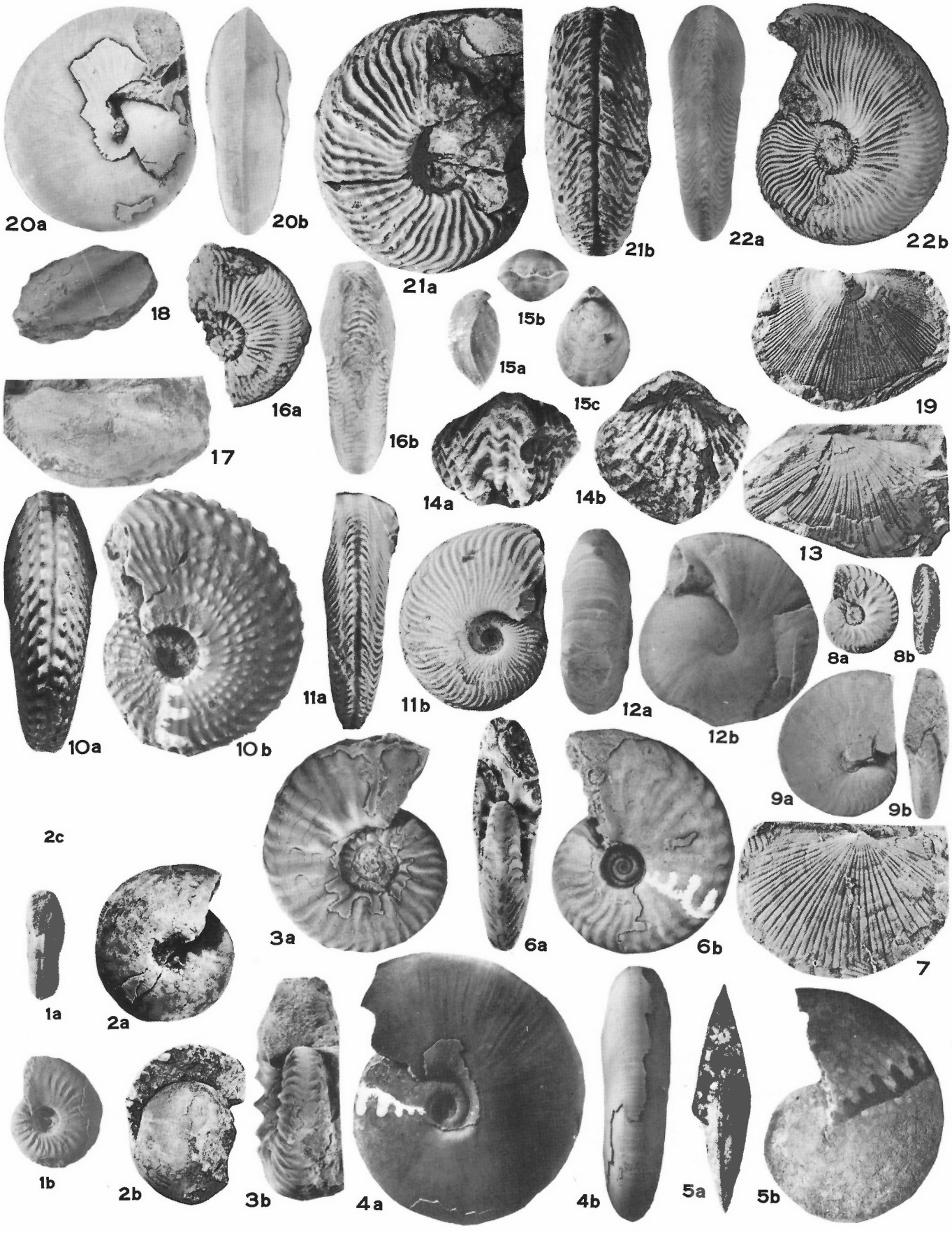
Figure 7 *Daonella frami* Kittl. Ladinien inférieur; formation de Blaa Mountain; île Ellesmere; 14205.

Figures 8a, b
9a, b *Progonoceratites poseidon* Tozer. Ladinien inférieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 18887, 18888.

Figures 10a, b *Protrachyceras sikanianum* McLearn. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 9044.

Figures 11a, b *Meginoceras meginae* McLearn. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 8811, 9042.


19b
19a
18
13a
13b
17
14a
12b
14b
9
10a
10b
11a
15a
15b
11b
12a
16
7a
7b
6a
6b
8a
8b
3a
3b
5
2a
2b
1a
1b
4


20a
20b
21a
21b
22a
22b
18
16a
15b
15a
15c
19
17
16b
14a
14b
13
10a
10b
11a
11b
12a
12b
8a
8b
9a
9b
2c
3a
6a
6b
7
1a
2a
1b
2b
3b
4a
4b
5a
5b

Figures 12a, b *Lobites pacianus* McLearn. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 9525, 8789.

Figure 13 *Daonella nitanae* McLearn. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 8773.

Figures 14a, b *Spiriferina abichi* Oppel. Ladinien; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 4733.

Figures 15a-c «*Terebratula*» *liardensis* Whiteaves. Ladinien; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 4734.

Figures 16a, b *Maclearnoceras maclearni* Tozer. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 14296, 14298.

Figure 17 *Hœrnesia woyoniana* McLearn. Ladinien supérieur; «couches Grises»; nord-est de la Colombie-Britannique; 8768.

Figure 18 *Modiolus ahsisi* McLearn. Ladinien supérieur; «couches Grises»; nord-est de la Colombie-Britannique; 8767.

Figure 19 *Daonella elegans* McLearn. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 9537.

Figures 20a, b *Nathorstites mcconnelli* (Whiteaves). Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 21769.

Figures 21a, b *Daxatina canadensis* (Whiteaves). Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 4718.

Figures 22a, b *Paratrachyceras sutherlandi* McLearn. Ladinien supérieur; formation de Liard; nord-est de la Colombie-Britannique; 18903.

Planche XVIII. Ammonoïdes, bivalves et coraux du Trias supérieur

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figures 1a, b *Sirenites nanseni* Tozer. Carnien inférieur; formation de Blaa Mountain; île Ellesmere; 14158.

Figure 2 *Mysidioptera poyana* (McLearn). Carnien; «couches Grises»; nord-est de la Colombie-Britannique; 8772.

Figure 3 *Halobia zitteli* Lindstrom. Carnien; formation de Schei Point; île Ellesmere; 14208.

Figures 4a, b *Discotropites* sp. Carnien supérieur; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 14239.

Figures 5a, b *Tropites johnsoni* Smith. Carnien supérieur; nord-ouest de la Colombie-Britannique; 14243.

Figures 6a, b *Homerites semiglobosus* (Hauer). Carnien supérieur; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 14235.

Figures 7a, b *Juvavites* cf. *knowltoni* Smith. Carnien supérieur; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 14244.

Figures 8a, b *Mojsisovicsites kerri* (McLearn). Norien inférieur; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 9048, 18911.

Figures 9a, b *Malayites dawsoni* McLearn. Norien inférieur; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 8836, 12604.

Figures 10a, b *Himavatites columbianus* McLearn. Norien moyen; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 9265.

Figure 11 *Meleagrinella antiqua* Tozer. Probablement du Norien inférieur; formation de Heiberg; île Axel Heiberg; 14212.

Figure 12 *Gryphaea chakii* McLearn. Norien; formation de Pardonet; nord-est de la Colombie-Britannique; 8770.

Figure 13 *Elysastraea profunda* (Reuss). x1.5; Norien supérieur; formation de Sutton; île Vancouver; 7807.

Figure 14 *Thecosmilia dawsoni* (Clapp et Shimer). x1.5; Norien supérieur; formation de Sutton; île Vancouver; 7806.

Figures 15a-c *Spondylospira lewesensis* (Lees). Norien supérieur; groupe de Lewes River; Yukon; 14259, 14260, 14261.

Figures 16a, b «*Myophoria*» *suttonensis* Clapp et Shimer. Norien supérieur; formation de Sutton; île Vancouver; 14256.

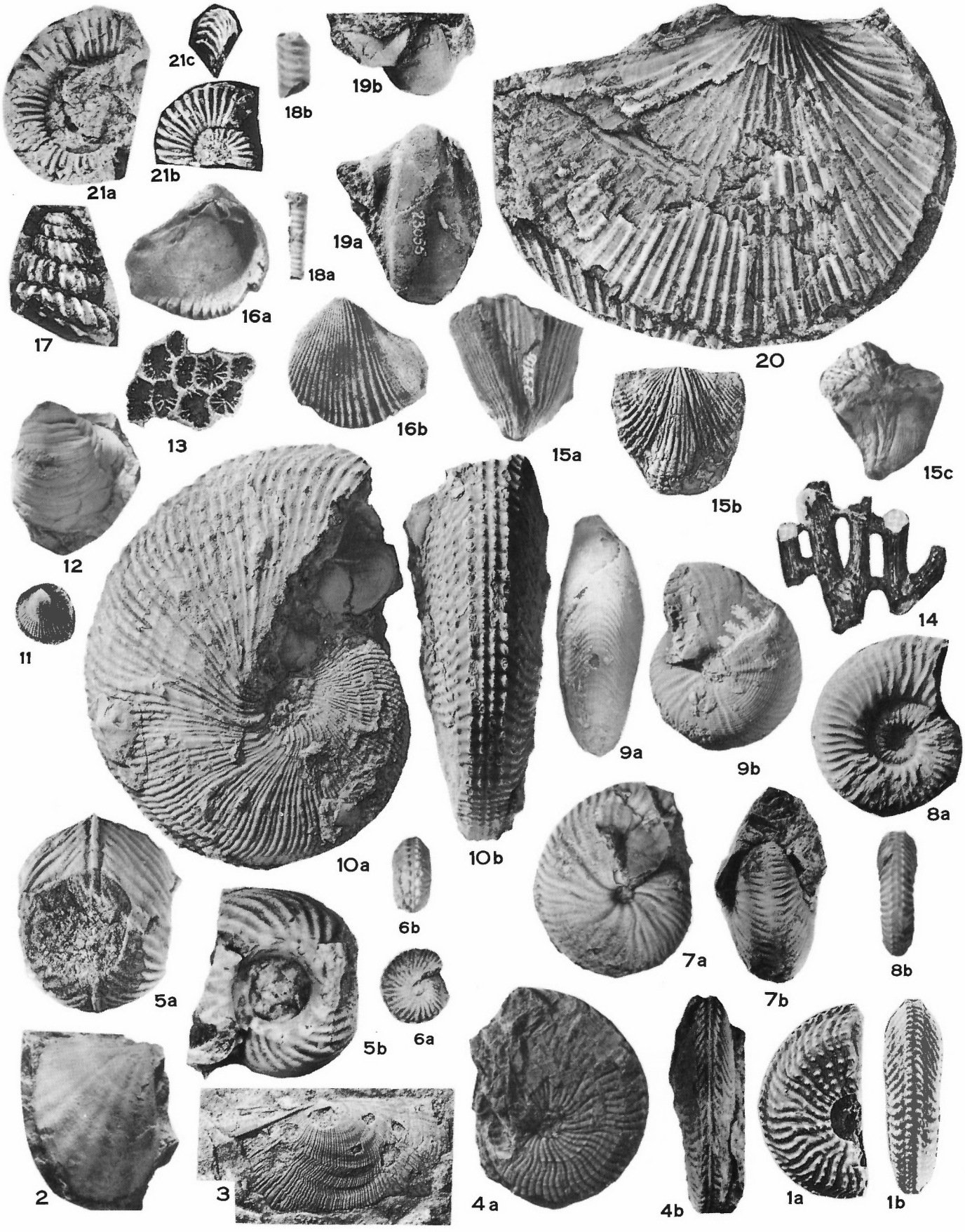
Figure 17 *Paracochloceras suessi* Mojsisovics. x2; Norien supérieur; groupe de Bonanza; île Vancouver; 17016.

Figures 18a, b *Rhabdoceras suessi* Hauer. Norien supérieur; groupe de Lewes River; Yukon; 14265, 14264.

Figures 19a, b *Cassianella lingulata* Gabb. Norien supérieur; groupe de Bonanza; île Vancouver; 14249.

Figure 20 *Monotis subcircularis* Gabb. Norien supérieur; sud-ouest du Yukon; 14265.

Figures 21a-c *Choristoceras marshi* Hauer. Rhétien; groupe de Tyaughton; sud de la Colombie-Britannique; 18912, 18913.


21a
21c
21b
18b
19b
19a
18a
16a
17
13
16b
15a
20
15b
15c
12
14
11
10a
10b
9a
9b
8a
6b
7a
8b
5a
5b
6a
7b
2
3
4a
4b
1a
1b

LES FAUNES MARINES DU JURASSIQUE

Hans Frebold

Répartition et caractéristiques

Des faunes du Jurassique gisent dans l'Arctique et dans l'Ouest du Canada. Ces régions représentent deux provinces zoogéographiques distinctes (tabl. XI-7). L'Arctique comprend la partie nord des îles de l'Arctique canadien, les parties nord-ouest des Territoires du Nord-Ouest, et le nord et le centre du Yukon. L'Ouest du Canada comprend la roche en place en profondeur dans la partie méridionale des provinces des Prairies, Manitoba, Saskatchewan et l'est de l'Alberta, les montagnes Rocheuses et leurs foothills, diverses parties du centre et de l'ouest de la Colombie-Britannique, y compris l'île Vancouver et les îles Reine-Charlotte.

La subdivision du Jurassique en zones et en étages s'appuie sur les ammonites et, pour le Jurassique supérieur, sur des représentants du genre *Buchia* des pélécypodes. Les ammonites délimitent également les provinces zoogéographiques. Parmi les autres invertébrés, on trouve des bélemnites, des pélécypodes, des gastéropodes, des coraux, quelques brachiopodes, des échinodermes, des arthropodes et des microfaunes, plus quelques vestiges de vertébrés marins. Parmi les macrofossiles invertébrés, les pélécypodes et les gastéropodes ont également fourni d'utiles spécimens. Les microfaunes revêtent une importance particulière pour la roche en place en profondeur car les macrofossiles y sont rarement présents.

Un grand nombre de lacunes fauniques caractérisent le Jurassique au Canada et coïncident souvent avec l'absence de sédiments. L'évidence de ce phénomène apparaît lorsqu'on compare les faunes jurassiques de l'Ouest du Canada avec celles du Nord-Ouest de l'Europe ou celles provenant d'autres parties du monde. L'absence dans certaines zones de nombreuses ammonites caractéristiques s'étend parfois à la presque totalité d'un étage.

Zoogéographie

Au Canada, les ammonites du Jurassique inférieur ne présentent aucune différence zoogéographique. Fondamentalement, leur caractère ne diffère pas de celui des ammonites des autres parties du monde, et la plupart ont des affinités au même niveau spécifique avec les ammonites du Jurassique inférieur du Nord-Ouest de l'Europe. Des similitudes existent, surtout au niveau générique, entre les ammonites de l'Hettangien de la Colombie-Britannique et les ammonites du nord-est des Alpes. Par exemple, le caractère cosmopolite bien connu des ammonites du Jurassique inférieur se présente aussi clairement dans l'Ouest du Canada et dans l'Arctique canadien. Les pélécypodes du Jurassique inférieur semblent répartis uniformément dans l'Ouest du Canada et dans l'Arctique canadien, et présentent même une importante différence de faciès. Les coraux demeurent toutefois restreints à la région du sud-ouest de la Colombie-Britannique, où ils gisent dans des roches étroitement associées aux successions de roches volcaniques et de grauwackes.

Les conditions zoogéographiques du Jurassique inférieur existent également au Bajocien inférieur, étage le plus bas du Jurassique moyen. Au Bajocien moyen, au Bathonien et au Callovien inférieur, représentant la majeure partie du Jurassique moyen étant donné qu'au Canada le Callovien moyen et le Callovien supérieur ne sont pas reconnus, des différences zoogéographiques nettes apparaissent chez les ammonites, surtout entre celles de l'Ouest du Canada et celles de l'Arctique canadien. Les genres suivants, classés par ordre ascendant, caractérisent la province arctique: *Arkelloceras* (probablement du Bajocien moyen), *Cranocephalites* (Bajocien supérieur et Bathonien inférieur), *Arctocephalites* (surtout du Bathonien moyen), *Arcticoceras* (Bathonien supérieur), et diverses espèces arctiques du genre *Cadoceras* (Bathonien supérieur et Callovien inférieur). Sauf quelques exceptions, ces faunes apparaissent, plus ou moins représentées, dans la partie est du Groenland, au Spitsberg, dans l'archipel François-Joseph, à la Nouvelle-Zemble et dans le Nord de la Sibérie, mais demeurent totalement absentes dans l'Ouest du Canada. Dans cette région, les genres: *Stephanoceras, Stemmatoceras, Teloceras, Chondroceras* et autres, absents dans la province arctique, caractérisent uniformément le Bajocien moyen. Dans les provinces de l'Ouest, on n'a découvert aucune ammonite du Bathonien typique de l'Arctique canadien. Les genres d'ammonites du Callovien inférieur, conservés dans l'Ouest canadien comme *Paracephalites, Warrenoceras, Paracadoceras, Lilloettia, Imlayoceras* et *Kepplerites,* n'apparaissent pas dans l'Arctique canadien, mais il semble exister dans l'Ouest du Canada des différences dans les ammonites du Callovien inférieur. Les genres *Paracephalites, Warrenoceras* et *Imlayoceras* du groupe de Fernie des foothills et des montagnes Rocheuses paraissent absents en Colombie-Britannique, tandis que les genres *Lilloettia* et *Paracadoceras,* découverts en Colombie-Britannique, n'apparaissent pas dans le groupe de Fernie. D'autre part, des liens fauniques et stratigraphiques étroits existent entre les ammonites du Callovien du groupe de Fernie et celles de la région intérieure occidentale des États-Unis. Une faune *Cadoceras* assez riche, différente de celle de régions de l'Ouest du Canada et de l'Arctique canadien, se trouve sur l'île Vancouver.

TABLEAU XI-7 | ***Répartition et succession des fossiles caractéristiques du Jurassique***

ÉPOQUE	ÉTAGE	ÎLES DE L'ARCTIQUE	CHAÎNONS RICHARDSON ET MONTS BRITANNIQUES	CENTRE DU YUKON	SUD DU YUKON	ÎLES REINE-CHARLOTTE	ÎLE VANCOUVER	OUEST ET INTÉRIEUR DE LA COLOMBIE-BRITAN.	MONTAGNES ROCHEUSES	SUD DES PLAINES INTÉRIEURES
JURASSIQUE SUPÉRIEUR	Tithonien — Purbeckien s. st. (Aquilonien, Volgien supérieur)	*Buchia fischeriana*	*Buchia fischeriana*	Inconnu	Absent	Absent		*B. terebratuloides*	*Buchia* cf. *fischeriana*	Présent
		Buchia piochii	*Buchia piochii*					*B. fischeriana*	*Titanites occidentalis*, *Buchia piochii*	
	Portlandien ou Volgien inférieur	*Buchia mosquensis* *Buchia* spp. (Dorsoplanites phique incertaine) (Position stratigra-	*Buchia mosquensis* *Buchia* spp.				*Buchia* cf. *blandfordiana*	*Buchia* cf. *blandfordiana*		
	Kimmeridgien supérieur						*Buchia mosquensis*	*Buchia mosquensis*	*Buchia mosquensis*	
	Kimmeridgien moyen									
	Kimmeridgien inférieur — Oxfordien supérieur	*Amoeboceras* sp., *Buchia concentrica*	*Amoeboceras* sp., *Buchia concentrica*				*Buchia concentrica*	*Amoeboceras* spp., *Buchia concentrica*	*Amoeboceras* spp., *Buchia concentrica*	
	Oxfordien inférieur	*Cardioceras* aff. *mirum*	*Cardioceras* spp.	*Cardioceras* spp.			*Cardioceras* spp.	*Cardioceras* spp.	*Cardioceras* spp., *Goliaticeras* cf. *crassum*	
JURASSIQUE MOYEN	Callovien supérieur	Inconnu	Inconnu	Inconnu			Inconnu	Inconnu	Inconnu	Inconnu
	Callovien moyen	Inconnu	Inconnu	Inconnu		Inconnu	*Cadoceras* spp.	*Lilloettia lilloettensis* *Stenocadoceras* spp. *Pseudocadoceras* spp.	Inconnu	Inconnu
	Callovien inférieur	*Cadoceras septentrionale*	*Cadoceras septentrionale*			*Kepplerites* spp.	Inconnu	*Kepplerites* spp. *Cadoceras* sp. *Paracadoceras* sp. etc.	*Imlayoceras miettense*	*K. mclearni*
		Cadoceras bodylevskyi							*Kepplerites mclearni*	
		Kepplerites	*Kepplerites*						*Kepplerites* aff. *K. tychonis*	
		Cadoceras spp.	*Cadoceras* spp	*Cadoceras?* sp					*Warrenoceras henryi*	
			Cadoceras spp.						*Paracephalites glabrescens P. hashimotoi*	
	Bathonien	*Arcticoceras ishmae*	*Arcticoceras kochi*			Inconnu		Inconnu	Inconnu	
		Arctocephalites spp.	*Cadoceras crassum?*							
			Arctocephalites elegans	*Arctocephalites?* sp						
		Cranoc. vulgaris	Inconnu	Inconnu						
	Bajocien supérieur	Inconnu	*Cranocephalites borealis*							
	Bajocien moyen	*Arkelloceras* spp. *Inoceramus lucifer*	*Arkelloceras elegans*, *Inoceramus lucifer*		Peut-être présent en partie	*Stephanoceras* spp. *Chondroceras* spp.		*Stephanoceras* spp., *Chondroceras* spp.	*Stephanoceras* spp., *Stemmatoceras* spp., *Teloceras* spp., *Chondroceras* spp.	Présent
	Bajocien inférieur	*Leioceras opalinum*, *Pseudolioceras m'clintocki* *O. jacksoni*	*Erycites* cf. *howelli* et *Pseudolioceras* sp.			Inconnu		*Tmetoceras regleyi*	Inconnu	
JURASSIQUE INFÉRIEUR	Toarcien	*Pseudolioceras compactile*, *Catacoeloceras spinatum*	*Pseudolioceras* sp.		*Grammoceras* aff. *G. fallaciosum*	*Harpoceras* spp. *Dactylioceras* spp.	*Harpoceras* spp.	*Grammoceras* *Phymatoceras* sp.	*Grammoceras boreale* *Phymatoceras* sp.	Absent
		Dactylioceras commune *Harpoceras* cf. *exaratum*	*Dactylioceras commune* *Harpoceras* sp.		?			*Dactylioceras* spp., *Harpoceras* cf. *exaratum*,	*Dactylioceras* sp., *Harpoceras* cf. *exaratum*	
	Pliensbachien	Inconnu	Inconnu	Inconnu	Inconnu	Inconnu		?	*Pleuroceras* ?	
			Amaltheus stokesi		*Amaltheus stokesi*, *Arieticeras* spp., *Leptaleoceras* sp.			*Amaltheus stokesi*, *Arieticeras* spp., *L. pseudoradians*	*Amaltheus* spp. *Amaltheus stokesi*	
			Inconnu		*Prodactylioceras* sp.	Peut-être présent		*Becheiceras* cf. *bechei*		
					Probablement absent	*Fanninoceras* spp. *Tropidoceras*	*Fanninoceras* spp., *Acanthopleuroceras*	*Platypleuroceras* sp.	*Phricodoceras* sp.	
	Sinémurien	*Echioceras* s.l.	*Echioceras* s.l.			*Echioceras*	*Echioceras*	*Echioceras* sp.	*Eoderoceras* sp.	
		Gleviceras sp.	*Arctoasteroceras jeletzkyi*, *Oxynoticeras oxynotum*, *Gleviceras* sp.							
						Asteroceras ?	*Asteroceras* sp.	*Asteroceras* sp.		
		Arietites s.l.	*Arietites* s.l.		*Arnioceras* sp. *Paracoroniceras* cf. *gmündense*	*Arnioites* spp.	*Arnioites* spp.	*Arnioites* spp. *Coroniceras*	*Arietites* spp. *Arnioceras* spp.	
	Hettangien	Inconnu	Inconnu		Inconnu	Inconnu	Inconnu	*Psil. (Curv.) columbiae* *Psiloceras canadense* *Psil. aff. planorbis*	Inconnu	
					Psiloceras cf. *erugatus*					

CGC

A partir de l'Oxfordien inférieur du Jurassique supérieur, reconnaître les différences entre la province faunique de l'Arctique canadien et celle de l'Ouest du Canada devient impossible, du moins en se basant sur les connaissances actuelles. Les genres d'ammonites *Cardioceras* et *Amoeboceras,* datant respectivement de l'Oxfordien inférieur et supérieur et du Kimmeridgien inférieur, se trouvent répartis uniformément dans l'Arctique canadien et dans l'Ouest du Canada ainsi que *Buchia concentrica,* spécimen de pélécypodes de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien inférieur. En outre, dans les couches plus récentes du Jurassique supérieur, les diverses espèces du genre *Buchia* semblent très répandues dans les régions septentrionales et occidentales du Canada. Cependant, les ammonites de ces couches étant extrêmement rares, il demeure difficile de certifier qu'il n'a pas existé au Canada des provinces fauniques différentes durant la fin du Jurassique supérieur.

A l'exception des coraux qui paraissent limités à la Colombie-Britannique, aucun autre groupe ne paraît être restreint. Cette incertitude provient en partie du fait que les autres groupes n'ont pas fait l'objet d'études aussi étendues que les ammonites.

Succession des faunes

Le tableau XI-7 montre la succession des ammonites et des buchias, ces derniers ont fait l'objet d'études par J. A. Jeletzky. La succession des ammonites dans le Jurassique inférieur et dans le Bajocien inférieur, telle qu'établie dans diverses régions du Canada, correspond aux successions types du Nord-Ouest de l'Europe et, dans l'étage Hettangien, elle ressemble jusqu'à un certain point à celle de la région du nord-est des Alpes. Au Canada, partout où une coupe continue a pu être étudiée, elle correspond à la succession type européenne et à celle des autres parties du monde; la succession des zones à ammonites établie en Europe peut donc être appliquée au Jurassique inférieur du Canada. Il faut cependant souligner une lacune locale ou régionale dans la succession zonale du Jurassique inférieur au Canada. L'absence, des régions occidentales et septentrionales du Canada, des faunes de l'Hettangien, si abondamment représentées en certaines régions de la Colombie-Britannique, correspond à l'absence des couches sédimentaires de cet âge. Le Pliensbachien inférieur et supérieur, reconnus maintenant dans l'Ouest du Canada, sont considérés en principe, absents en d'autres régions.

La succession des faunes d'ammonites et celle des zones à ammonites du Bajocien supérieur, du Bathonien et du Callovien (tabl. XI-7) dans l'Arctique canadien ressemblent de très près à celles de l'Est du Groenland, établies par Callomon (1959). Au cours du Bajocien moyen dans l'Ouest du Canada, les faunes d'ammonites ressemblent également à celles du Nord-Ouest de l'Europe, tandis que la succession des faunes d'ammonites du sommet du Bathonien supérieur et du Callovien inférieur du groupe de Fernie dans les montagnes et les foothills des Rocheuses correspond sensiblement à celle de la partie occidentale de la zone centrale des États-Unis. L'absence d'ammonites du Callovien moyen et supérieur dans l'Ouest du Canada et dans la partie occidentale de la zone centrale des États-Unis indique une importante lacune dans la succession. Dans l'Oxfordien et le Kimmeridgien inférieur, la succession des faunes d'ammonites ressemble à celle établie en d'autres parties du monde, mais dans les étages récents du Jurassique supérieur les ammonites demeurent très rares et mal conservées lorsqu'elles existent. La subdivision de ces couches a comme base principale diverses espèces du genre *Buchia.* Elles donnent une disposition zonale semblable à celle des autres régions.

Choix d'ouvrages à consulter

Une liste complète d'ouvrages de référence, y compris les publications de S. S. Buckman, C. H. Crickmay, H. Frebold, F. H. McLearn, P. S. Warren et J. F. Whiteaves apparaît dans: Frebold, H.

1964: Illustrations of Canadian fossils. Jurassic of western and arctic Canada; *Comm. géol., Can.,* Étude 63–4.

Frebold, H., et Tipper, H. W.

1970: Status of the Jurassic in the Canadian Cordillera of British Columbia, Alberta, and southern Yukon; *Can. J. Earth Sci.,* vol. 7, pp. 1–22.

Autres publications:

Callomon, J. H.

1959: The ammonite zones of the Middle Jurassic beds of East Greenland; *Geol. Mag.,* vol. 96, n° 6.

Copeland, M. J.

1960: *Erymastacus bordenensis* a new Mesozoic decapod from the Canadian Arctic; *Comm. géol., Can.,* Bull. 60.

Jeletzky, J. A.

1964: Illustrations of Canadian fossils. Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary Basins of western and arctic Canada; *Comm. géol., Can.,* Étude 64–11.

1965: Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Bull. 103.

PLANCHE XIX. Ammonites du Jurassique inférieur

(figures de grandeur naturelle)

Figure 1 *Eolytoceras tasekoi* Frebold. Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 20059.

Figure 2 *Psiloceras* ex aff. *planorbis* (Sowerby). Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 20053.

Figures 3a, b *Psiloceras canadense* Frebold. Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 62504.

Figure 4 *Discamphiceras*? *tipperi* Frebold. Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 19926.

Figure 5 *Psiloceras* (*Curviceras*) *columbiae* Frebold. Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 19921.

Figure 6 *Psiloceras* (*Curviceras*) *columbiae* Frebold. Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique.

Figure 7 *Charmasseiceras marmoreum* (Oppel). Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 20056.

Figures 8a, b *Charmasseiceras marmoreum* (Oppel). Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 20052.

Figure 9 *Paracaloceras multicostatum* Frebold. Hettangien; lacs Taseko; Colombie-Britannique; 19939.

Figure 10 *Paracoroniceras* cf. *gmündense* (Oppel). Groupe de Laberge; Sinémurien; Atlin; Colombie-Britannique; 15969.

Figure 11 *Oxynoticeras oxynotum* (Quenstedt). Sinémurien supérieur; chaîne Aklavik; T.N.-O.; 14631.

Figure 12 *Arctoasteroceras jeletzkyi* Frebold. Sinémurien supérieur; chaîne Aklavik; T.N.-O.; 14623.

Figure 13 *Amaltheus stokesi* (Sowerby). Pliensbachien supérieur; sud du Yukon; 15974.

Figure 14 *Arieticeras* cf. *A. algovianum* (Oppel). Pliensbachien supérieur; ruisseau Telegraph; Colombie-Britannique; 15989.

Figure 15 *Fanninoceras kunae* var. *latum* McLearn. Formation de Maude; Pliensbachien; îles Reine-Charlotte; 9058.

Figure 16 *Fanninoceras fannini* McLearn. Formation de Maude; Pliensbachien; îles Reine-Charlotte; 6493.

Figure 17 *Catacoeloceras spinatum* (Frebold). Formation de Wilkie Point; Toarcien; île Prince-Patrick; 13361.

Figure 18 *Dactylioceras commune* (Sowerby). Formation de Wilkie Point; Toarcien; île Prince-Patrick; 13355.

Figure 19 *Harpoceras* cf. *H. exaratum* (Young et Bird); Toarcien; Tulsequah; Colombie-Britannique; 16003.

Figure 20 *Grammoceras boreale* (Whiteaves). Groupe de Laberge; Toarcien; sud du Yukon; 9703.

PLANCHE XX. Ammonites et pélécypodes du Jurassique moyen

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Stephanoceras yakounense* McLearn. Formation de Yakoun; Bajocien moyen; îles Reine-Charlotte; 9057.

Figure 2 *Normannites canadensis* McLearn. Formation de Yakoun; Bajocien moyen; îles Reine-Charlotte; 9019.

Figure 3 *Zemistephanus funteri* McLearn. Formation de Yakoun; Bajocien moyen; îles Reine-Charlotte; 9007.

Figure 4 *Chondroceras allani* (McLearn). Bajocien moyen; Tulsequah; Colombie-Britannique; 16024.

Figure 5 *Warrenoceras rierdonense* (Imlay). Groupe de Fernie; Callovien inférieur; Alberta; 14693.

Figure 6 *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *knechteli* Imlay. Callovien inférieur; puits de la mine Esterhazy; Saskatchewan; 14696.

Figure 7 *Torricellites*? *spinosum* Frebold. Groupe de Fernie; Callovien inférieur; Alberta; 14710.

Figure 8 *Kepplerites newcombii* (Whiteaves). Formation de Yakoun; Callovien inférieur; îles Reine-Charlotte; 5990.

Figure 9 *Cobbanites* sp. indet. aff. *engleri* Frebold. Groupe de Fernie; Callovien inférieur; Alberta; 12908.

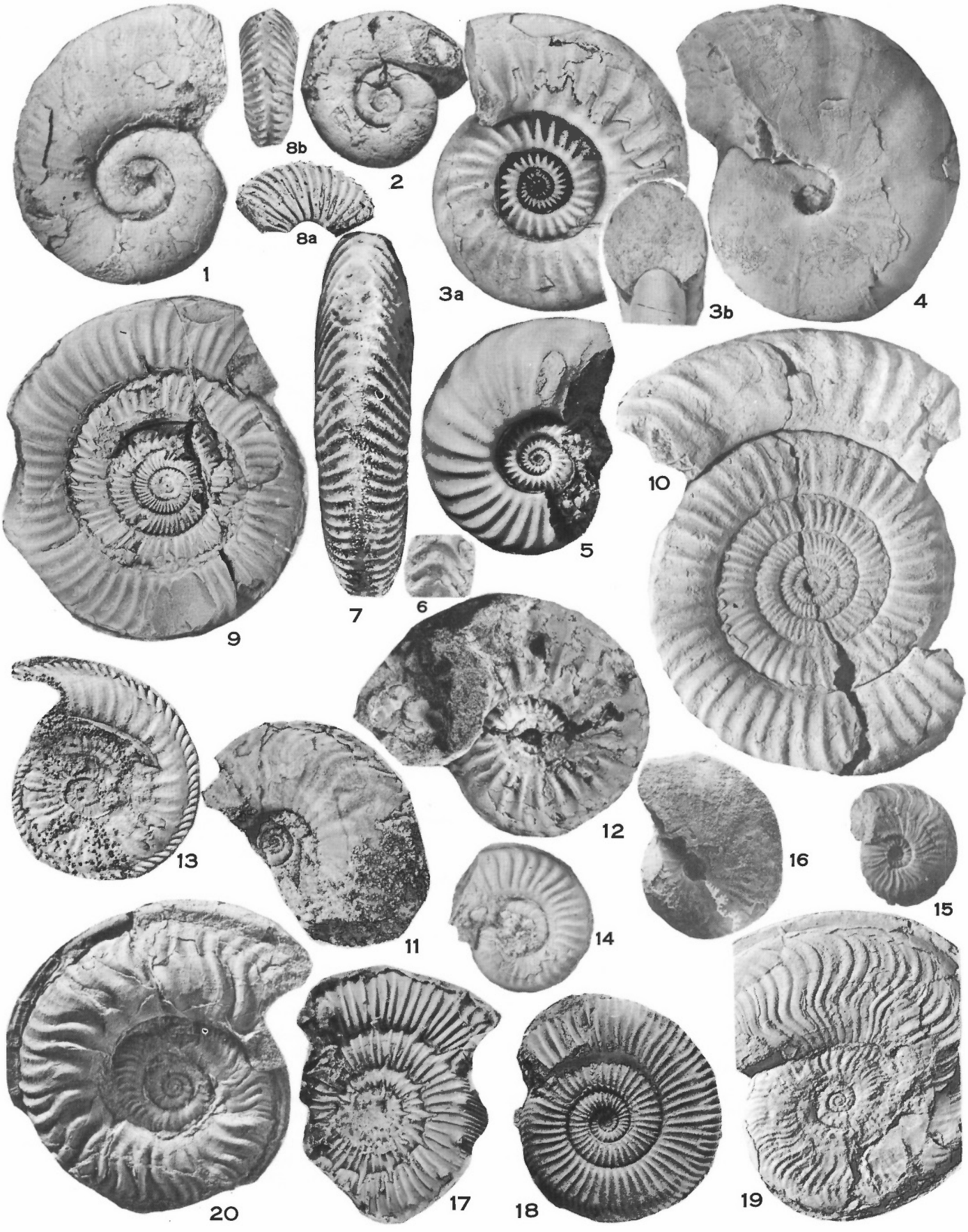
Figure 10 *Kepplerites mcevoyi* (McLearn). Groupe de Fernie; Callovien inférieur; Alberta; 5018.

Figure 11 *Paracephalites glabrescens* Buckman. Groupe de Fernie; Bathonien supérieur ou Callovien inférieur; Alberta; 14705.

Figure 12 *Imlayoceras miettense* Frebold. Groupe de Fernie; Callovien inférieur; Alberta; 14707.

Figure 13 *Lima albertensis* McLearn. Groupe de Fernie; Bathonien supérieur ou Callovien inférieur; Alberta; 6075.

Figure 14 *Corbula munda* McLearn. x3; groupe de Fernie; Bathonien supérieur ou Callovien inférieur; Alberta; 6092.


1
8b
2
8a
3a
3b
4
9
7
6
5
10
13
12
16
15
11
14
20
17
18
19

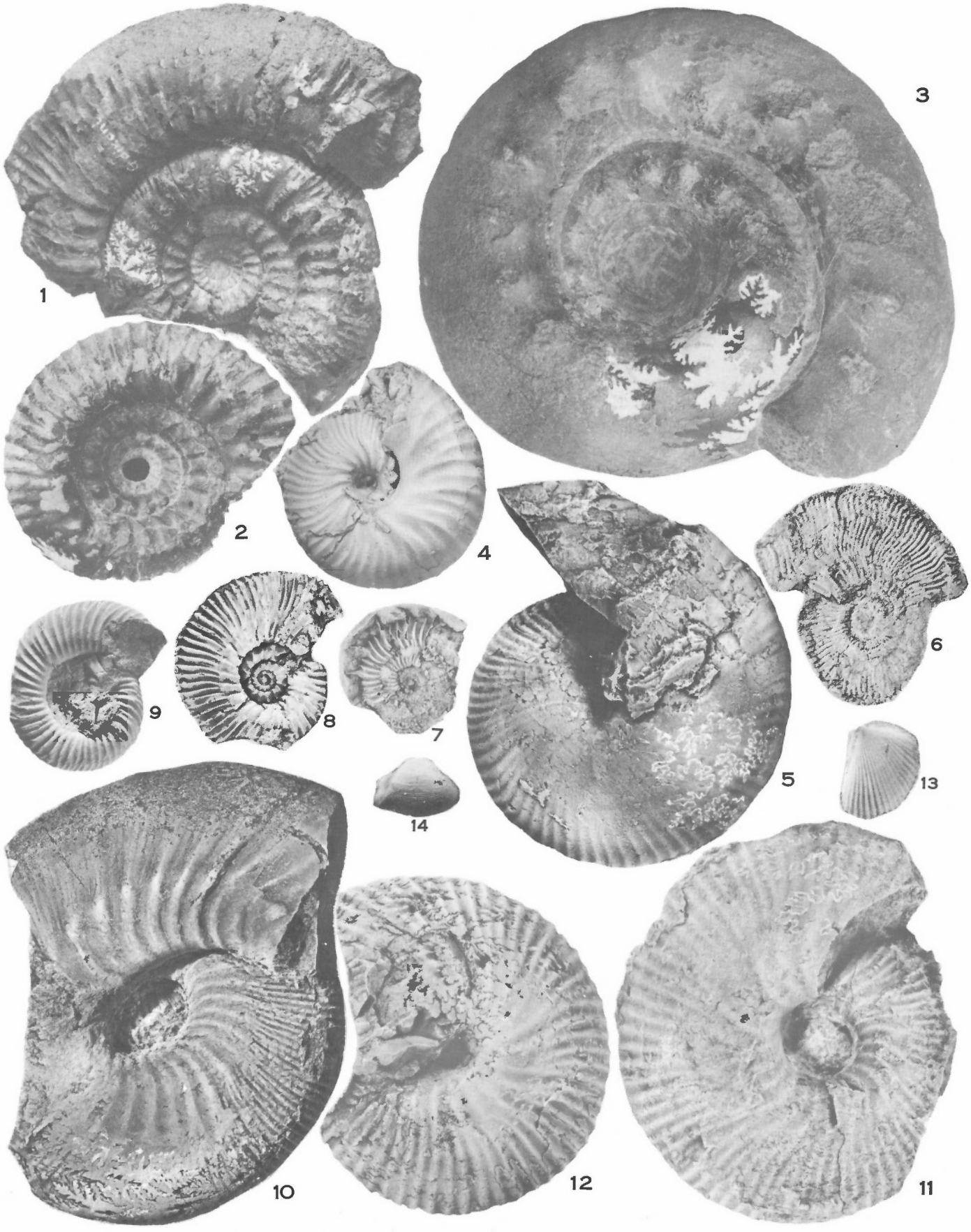

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

PLANCHE XXI. Ammonites et pélécypodes du Jurassique moyen

(figures de grandeur naturelle)

Figure 1 *Pseudolioceras m'clintocki* (Haughton). Formation de Wilkie Point; Bajocien inférieur; île Mackenzie King; 14658.

Figure 2 *Leioceras opalinum* (Reinecke). Formation de Wilkie Point; Bajocien inférieur; île Prince-Patrick; 13379.

Figure 3 *Oxytoma jacksoni* (Pompeckj). Formation de Wilkie Point; Bajocien inférieur; île Prince-Patrick; 13390.

Figures 4a-c *Arkelloceras tozeri* Frebold. Formation de Wilkie Point; probablement du Bajocien moyen; île Prince-Patrick; 13404.

Figure 5 *Cranocephalites borealis* (Spath). Formation de Bug Creek; Bajocien supérieur; chaîne Aklavik; T.N.-O.; 15103.

Figure 6 *Cranocephalites vulgaris* Spath. Formation de Wilkie Point; Bathonien inférieur; île Prince-Patrick; 13398.

Figure 7 *Arctocephalites elegans* Spath. Bathonien; chaînons Richardson; 15108.

Figure 8 *Arcticoceras kochi* Spath. Bathonien; rivière Porcupine; Yukon; 15117.

Figure 9 *Arcticoceras ishmae* (Keyserling). Formation de Wilkie Point; Bathonien; île Prince-Patrick; 15120.

Figure 10 *Cadoceras septentrionale* Frebold. Formation de Savik; Callovien; île Axel Heiberg; 17657.

Figure 11 *Cadoceras* cf. *falsum* Voronets. Formation de Savik; Callovien; île Axel Heiberg; 17659.

Figure 12 *Cadoceras canadense* Frebold. Callovien; chaîne Aklavik; T.N.-O.; 17664.

PLANCHE XXII. Ammonites et pélécypodes du Jurassique supérieur et moyen

(figures de grandeur naturelle)

Figure 1 *Titanites occidentalis* Frebold. Grès du Kootenay inférieur; Portlandien; Fernie; Colombie-Britannique.

Figure 2 *Buchia* cf. *blanfordiana* (Stoliczka). Le plus haut du Portlandien supérieur?; île Vancouver; 16584.

Figures 3a, b *Buchia fischeri* (d'Orbigny). Aquilonien; chaîne Aklavik; T.N.-O.; 17991.

Figure 4 *Buchia piochii* (Gabb) var. *mniovnikensis* (Pavlow). Formation de Mould Bay; Portlandien supérieur; île Prince-Patrick; 17120.

Figure 5 *Buchia mosquensis* (von Buch) sensu lato. Kimmeridgien moyen au Portlandien inférieur; crête Dave Lord; Yukon; 17990.

Figure 6 *Buchia mosquensis* (von Buch) sensu lato. Kimmeridgien moyen au Portlandien inférieur; chaînons Richardson; Yukon; 17989.

Figures 7a, b *Buchia concentrica* (Sowerby) var. *erringtoni* (Gabb). Lac Tyaughton; Colombie-Britannique; 17012.

Figure 8 *Pleuromya postculminata* McLearn. Groupe de Fernie; Bathonien supérieur ou Callovien inférieur; Alberta; 6089.

Figure 9 *Oxytoma blairmorensis* McLearn. Groupe de Fernie; Callovien inférieur; Alberta; 6050.

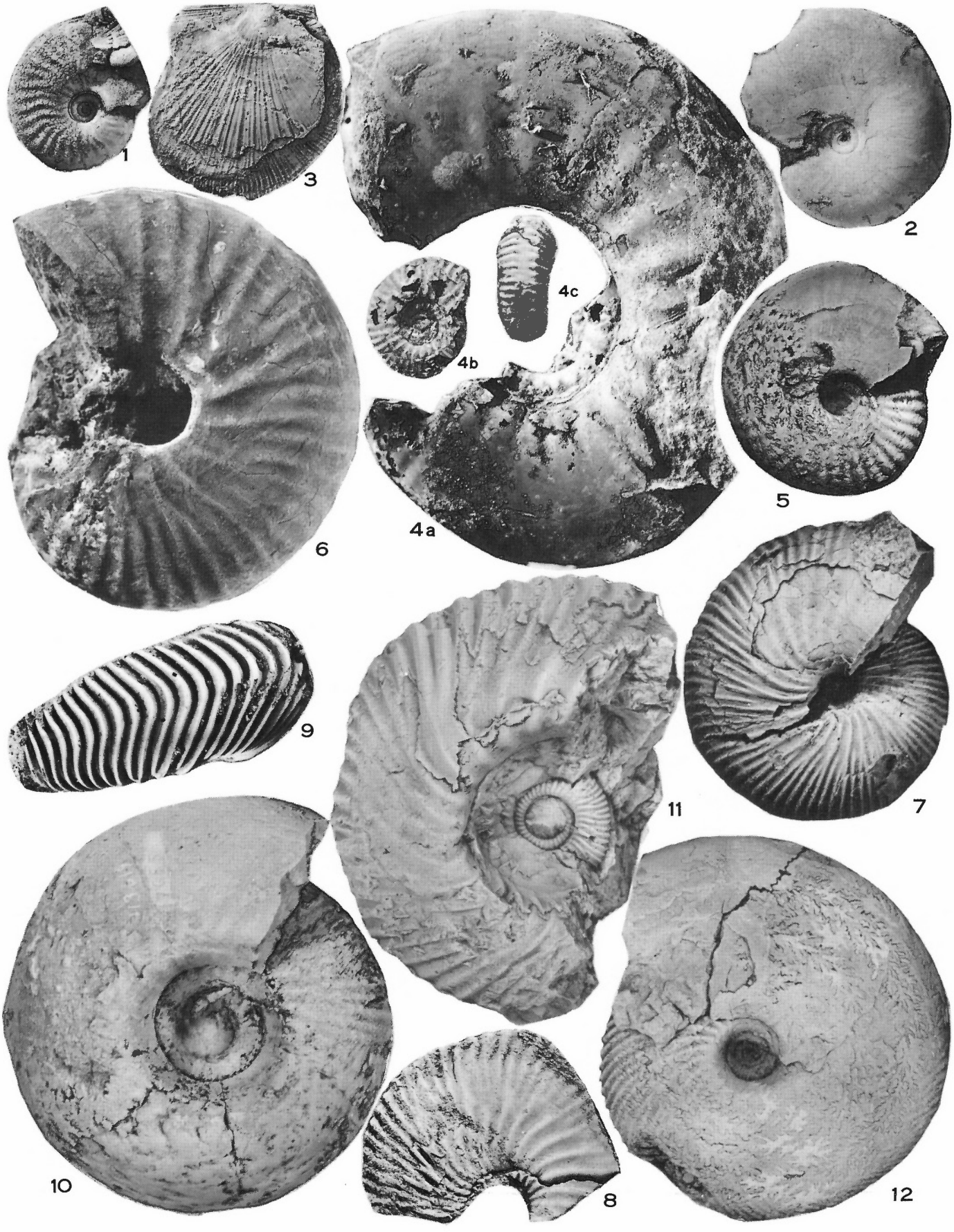
Figure 10 *Sonninia gracilis* (Whiteaves). Groupe de Fernie; Bajocien moyen; Alberta; 4809.

Figure 11 *Inoceramus lucifer* Eichwald. Formation de Wilkie Point; probablement du Bajocien moyen; île Prince-Patrick; 13417.

Figure 12 *Cardioceras canadense* Whiteaves. Groupe de Fernie; Oxfordien; Colombie-Britannique; 7437.

Figure 13 *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *alphacordatum* Spath. Groupe de Fernie; Oxfordien; Alberta; 13892.

Figure 14 *Amoeboceras* sp. indet. Formation de Mould Bay; Oxfordien supérieur ou Kimmeridgien inférieur; île Mackenzie King; 15131.

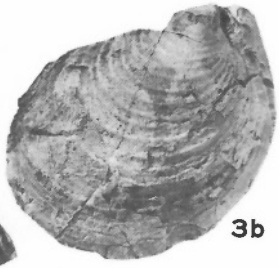

1
3
2
4c
4b
4a
5
6
9
11
7
10
8
12



1



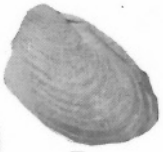
2



3b



4



5



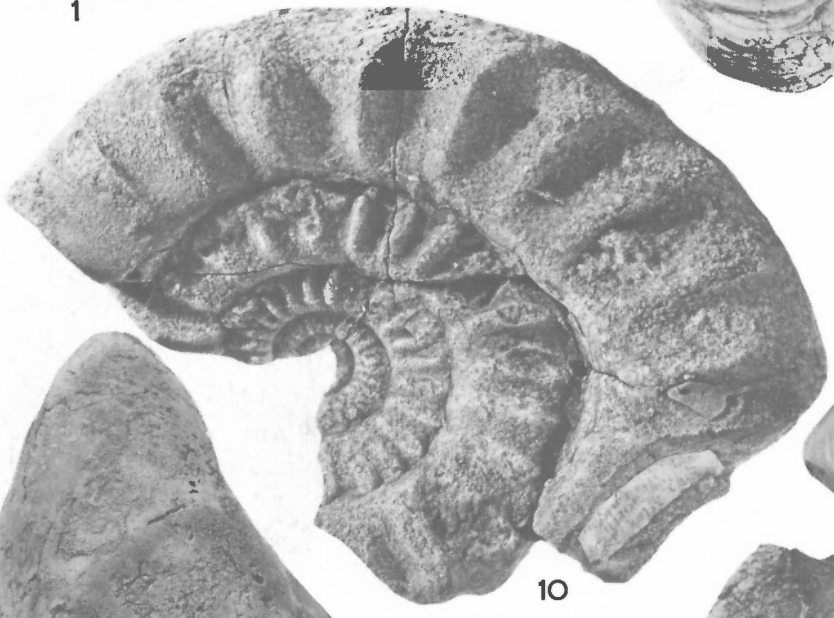
3a



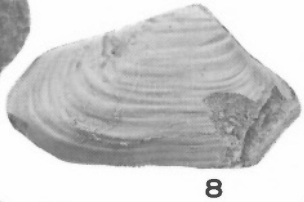
6



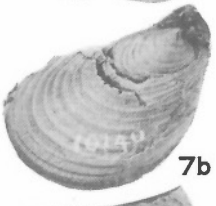
7a



10



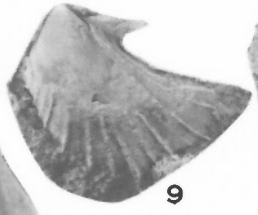
8



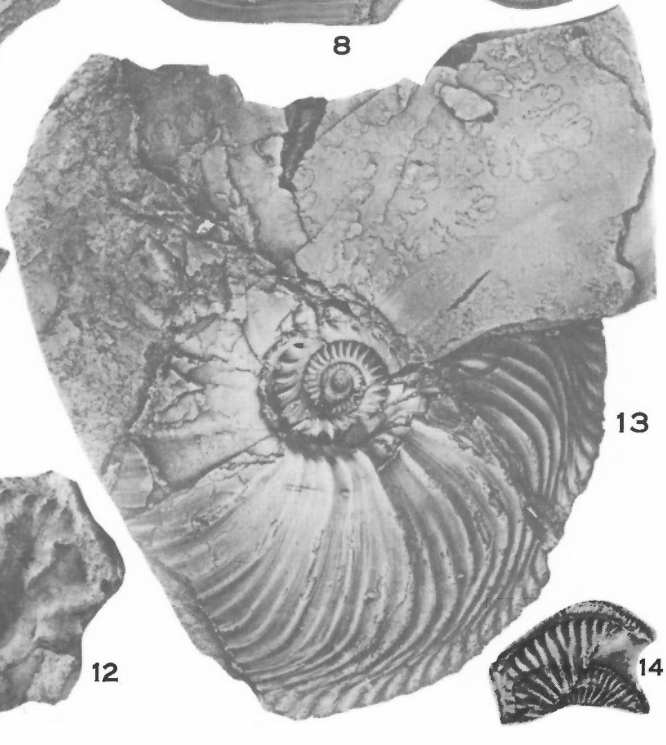
7b



11



9



13



12

14

LES MACROFAUNES DU CRÉTACÉ

J. A. Jeletzky

De vastes zones du Crétacé s'étendent dans l'Ouest du Canada et l'Arctique canadien. Les successions fauniques du Crétacé apparaissent au tableau XI-8. Cependant, aucune de ces successions fauniques n'est complète et l'absence de zones et d'étages types varient largement d'une région à l'autre.

En pratique, quelques groupes seulement de macrofossiles servent à la subdivision des roches du Crétacé canadien. Comme pour d'autres systèmes, les ammonites constituent les fossiles caractéristiques les plus utiles, mais leur répartition est plutôt inégale. Dans le Néocomien (du Berriasien à l'Aptien), les ammonites peuvent être absentes ou extrêmement rares et des fossiles caractéristiques moins sûrs, comme les espèces des genres *Inoceramus* et *Buchia* (connu également sous le nom d'*Aucella*) doivent être utilisés. Ces deux genres de pélécypodes existent en abondance et en grande variété dans la plupart des faciès marins. Les autres pélécypodes, y compris les *Trigoniidae*, n'ont aucune utilité en raison d'une trop longue succession stratigraphique ou d'une limitation à un seul faciès. Même s'ils constituent une valeur pour établir une corrélation intercontinentale, les crinoïdes et les bélemnites demeurent trop rares et de répartition trop restreinte pour servir de fossiles caractéristiques de zones, à l'échelle régionale ou interrégionale. Les éponges, les échinodermes, les coraux, les brachiopodes, les gastéropodes et les crustacés constituent des espèces très rares et peu connues.

Les roches non marines renferment des restes de reptiles, surtout de dinosaures, qui constituent les meilleurs fossiles caractéristiques disponibles, mais de répartition plutôt inégale et rare en général. Les mollusques non marins, les plantes et les ostracodes forment une faune plus abondante, mais souvent peu sûre.

Limites et grandes divisions

Le Crétacé a comme limite inférieure la base de l'étage Berriasien qui comprend la zone à *Berriasella grandis* et comme limite supérieure le sommet de l'étage Maestrichtien, où les ammonites, les bélemnites, les inocérames, les dinosaures et autres fossiles caractéristiques du Mésozoïque semblent disparaître complètement (Jeletzky, 1962; Jeletzky et Clemens, 1965). On suit ici la double subdivision du Crétacé. Muller et Schenck (1943), Cobban et Reeside (1952, p. 104), et Jeletzky (1968) ont défini la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, entre l'Albien et le Cénomanien. Dans la partie occidentale de la zone centrale du continent américain, on place approximativement cette limite entre la zone à *Neogastroplites mclearni* et celle à *N. septimus*.

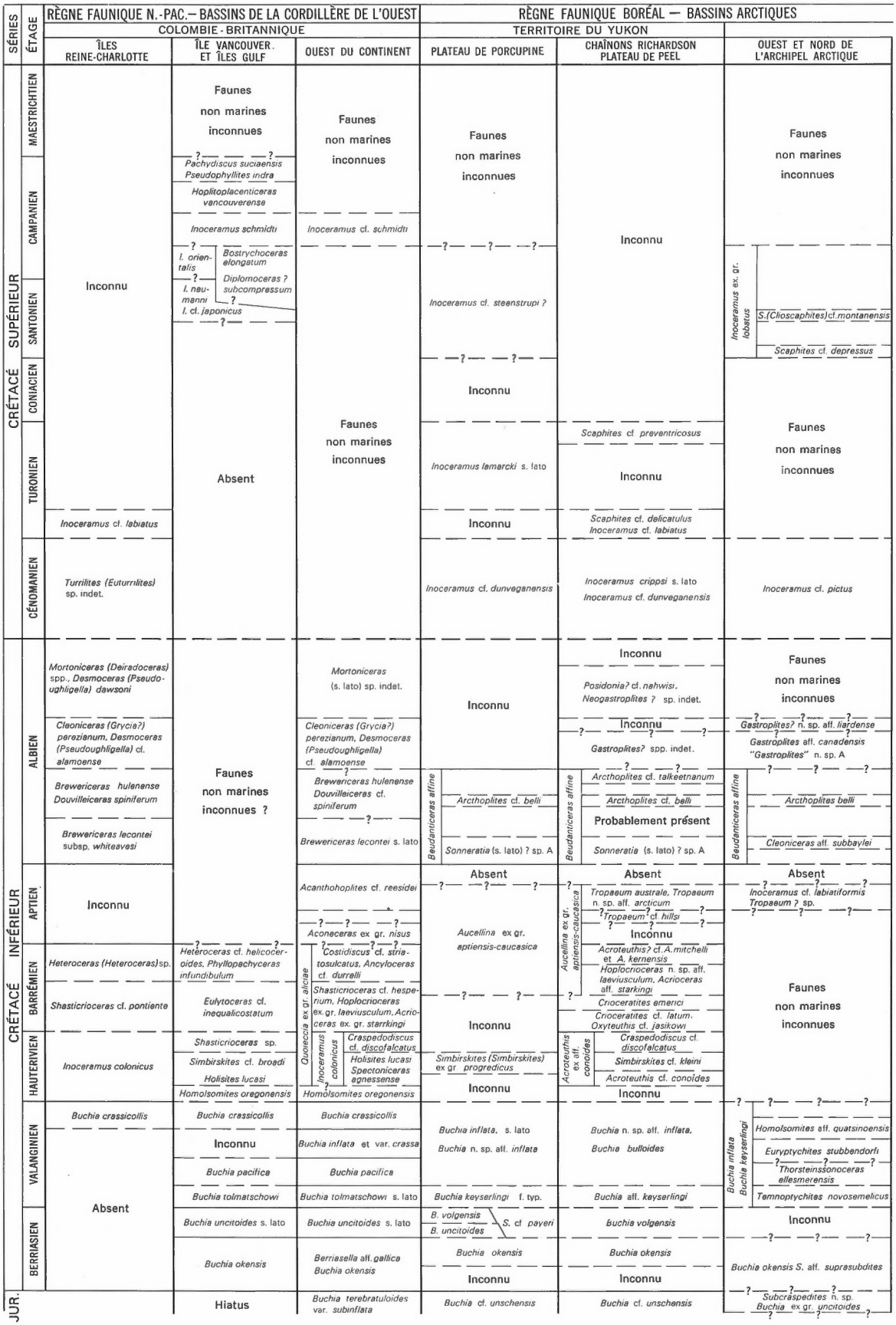
L'étroite ressemblance de l'ensemble des faunes marines boréales du Canada avec celles de l'Eurasie septentrionale permet généralement d'utiliser les étages types internationaux basés sur les zones de fossiles de l'Europe occidentale et les localités types. En outre, ces étages peuvent être facilement utilisés dans les successions non marines, car elles présentent une interdigitation générale avec les roches marines. Russell (1964) a récemment proposé une échelle distincte pour déterminer les étages du Crétacé non marin de la partie occidentale de la zone centrale du continent américain. Ces étages servent de zones régionales.

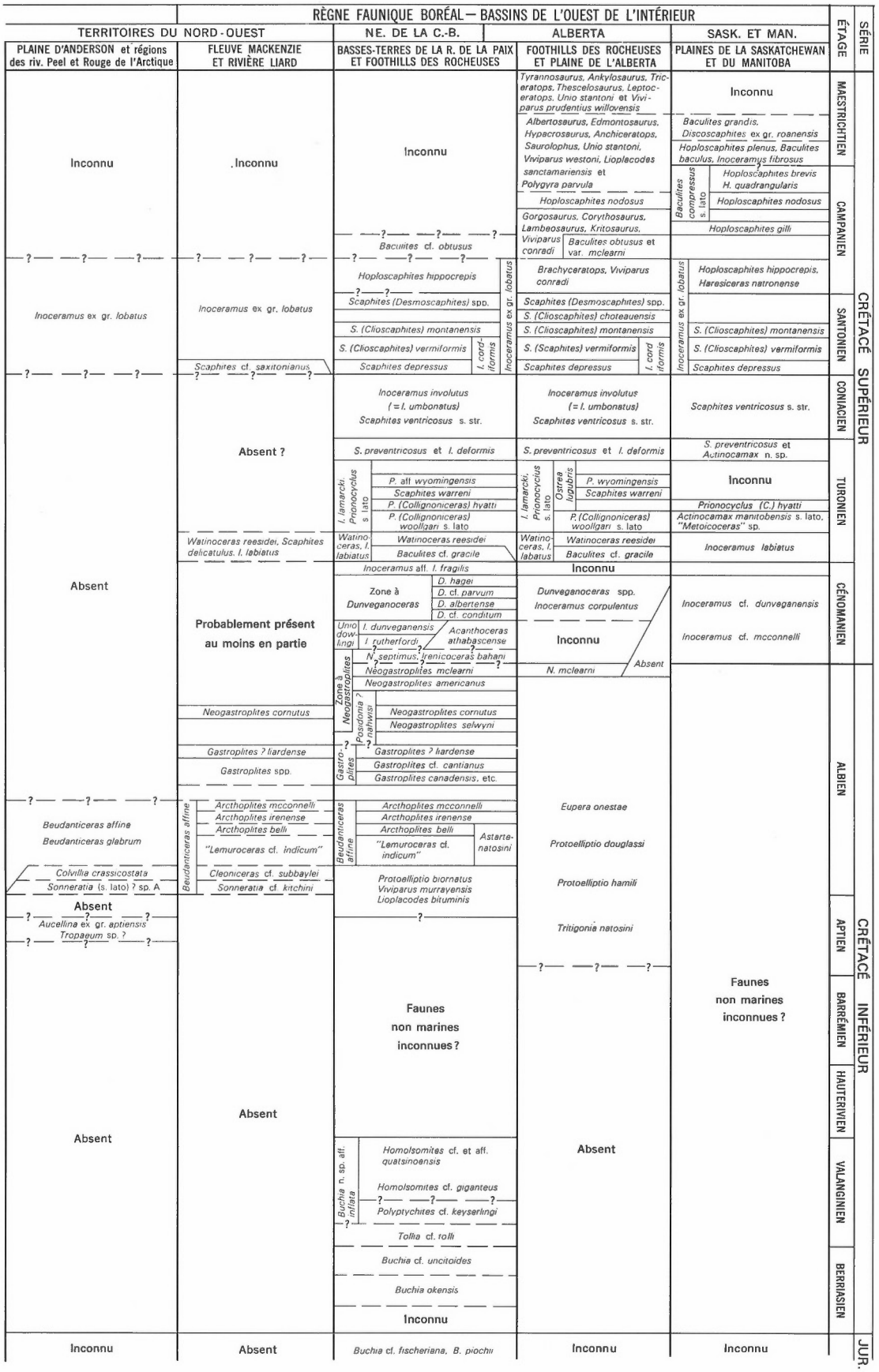
Les étages types internationaux peuvent également servir pour le règne faunique Nord-Pacifique. Cependant, la corrélation des faunes canadiennes du Nord-Pacifique avec les faunes mixtes de l'Amérique du Sud, de l'Inde et de Madagascar doit être effectuée avant de les comparer avec les étages et les zones types internationaux (Popenoe et coll., 1960) et les zones régionales d'autres parties du Canada.

Règnes fauniques marins

Dans l'ensemble, le Crétacé a constitué une période de différenciation progressive des provinces ou règnes fauniques paléozoogéographiques marins. Cette différenciation provient d'une redistribution graduelle, mais néanmoins importante, des terres et des mers dans l'Ouest du Canada et l'Arctique canadien au cours du Crétacé inférieur, suivie d'une régression graduelle des mers au-delà du littoral actuel à la fin du Crétacé supérieur et apparemment terminée avant la fin du Maestrichtien.

Deux règnes fauniques principaux ont existé pendant le Crétacé. Le règne Nord-Pacifique où dominaient surtout des faunes marines étroitement apparentées à celles de la région indo-pacifique, et à celles des géosynclinaux de la mer Téthys et des Andes (Jeletzky, 1965). Les faunes de ce règne ont ceci de particulier qu'elles renferment les groupes endémiques, *Homolsomites, Shasticrioceras, Shastoceras, Buchia tolmatschowi, Buchia pacifica,* ainsi que d'autres groupes caractéristiques de la pente continentale du Pacifique sur les côtes de la Sibérie, du Japon, de l'Alaska et de la région littorale de la Californie à l'Oregon, tels que *Inoceramus* ex. gr. *naumanni-orientalis-schmidti, Inoceramus colonicus,* les fossiles caractéristiques du règne boréal, *Tollia, Subcraspedites, Simbirskites, Hoplocrioceras, Tropaeum,* et diverses espèces du genre *Buchia.* Le règne Nord-Pacifique se limitait à la région de la Cordillère de l'Ouest et à la région de la rivière de la Paix, du Berriasien au Barrémien. Par la suite, ce règne est demeuré confiné à la seule région de la Cordillère de l'Ouest.


SÉRIES
ÉTAGE
RÈGNE FAUNIQUE N.-PAC.– BASSINS DE LA CORDILLÈRE DE L'OUEST
COLOMBIE-BRITANNIQUE
ÎLES REINE-CHARLOTTE
ÎLE VANCOUVER. ET ÎLES GULF
OUEST DU CONTINENT
RÈGNE FAUNIQUE BORÉAL — BASSINS ARCTIQUES
TERRITOIRE DU YUKON
PLATEAU DE PORCUPINE
CHAÎNONS RICHARDSON PLATEAU DE PEEL
OUEST ET NORD DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
JUR.
MAESTRICHTIEN
CAMPANIEN
SANTONIEN
CONIACIEN
TURONIEN
CÉNOMANIEN
ALBIEN
APTIEN
BARRÉMIEN
HAUTERIVIEN
VALANGINIEN
BERRIASIEN
Faunes non marines inconnues
Inconnu
Absent
Hiatus
Pachydiscus suciaensis
Pseudophyllites indra
Hoplitoplacenticeras vancouverense
Inoceramus schmidti
Inoceramus cf. schmidti
I. orientalis
I. neumanni
I. cf. japonicus
Bostrychoceras elongatum
Diplomoceras ? subcompressum
Inoceramus steenstrupi ?
Inoceramus ex. gr. lobatus
S.(Cliosaphites) cf. montanensis
Scaphites cf. depressus
Scaphites cf. preventricosus
Inoceramus lamarcki s. lato
Inoceramus cf. labiatus
Scaphites cf. delicatulus
Inoceramus cf. labiatus
Turrilites (Euturrilites) sp. indet.
Inoceramus cf. dunveganensis
Inoceramus cripsi s. lato
Inoceramus cf. pictus
Mortoniceras (Deiradoceras) spp., Desmoceras (Pseudoughligella) dawsoni
Mortoniceras (s. lato) sp. indet.
Posidonia? cf. nahwisi, Neogastroplites ? sp. indet.
Cleoniceras (Grycia?) perezianum, Desmoceras (Pseudoughligella) cf. alamoense
Gastroplites? spp. indet.
Gastroplites? n. sp. aff. liardense
Gastroplites aff. canadensis
"Gastroplites" n. sp. A
Brewericeras hulenense
Douvilleiceras spiniferum
Brewericeras hulenense
Douvilleiceras cf. spiniferum
Beudanticeras affine
Archtoplites cf. talkeetnanum
Archtoplites cf. belli
Probablement présent
Archtoplites belli
Brewericeras leconteï subsp. whiteavesi
Brewericeras leconteï s. lato
Sonneratia (s. lato) ? sp. A
Cleoniceras aff. subbaylei
Acanthohoplites cf. reesidei
Aconeceras ex gr. nisus
Tropaeum australe, Tropaeum n. sp. aff. arcticum
Tropaeum? cf. hillsi
Inoceramus cf. labiatiformis
Tropaeum ? sp.
Aucellina ex gr. aptiensis-caucasica
Heteroceras (Heteroceras) sp.
Heteroceras cf. helicoceroides, Phyllopachyceras infundibulum
Costidiscus cf. striatosulcatus, Ancyloceras cf. durrelli
Acroteuthis? cf. A. mitchelli et A. kernensis
Hoplocrioceras n. sp. aff. laeviusculum, Acrioceras aff. starkingi
Shasticrioceras cf. pontiente
Eulytoceras cf. inequalicostatum
Shasticrioceras cf. hesperium, Hoplocrioceras ex gr. laeviusculum, Acrioceras ex. gr. starrkingi
Crioceratites emerici
Crioceratites cf. latum, Oxyteuthis cf. jasikowi
Quoieccia ex gr. alicae
Inoceramus colonicus
Shasticrioceras sp.
Craspedodiscus cf. discofalcatus
Simbirskites cf. broadi
Holisites lucasi
Spectoniceras agnessense
Simbirskites (Simbirskites) ex gr. progredicus
Acroteuthis ex aff. conoides
Acroteuthis cf. conoides
Homolsomites oregonensis
Buchia crassicollis
Buchia inflata, s. lato
Buchia n. sp. aff. inflata
Buchia n. sp. aff. inflata, Buchia bulloides
Homolsomites aff. quatsinoensis
Buchia inflata
Buchia keyserlingi
Euryptychites stubbendorfi
Thorsteinssonoceras ellesmerensis
Buchia pacifica
Buchia tolmatschowi
Buchia tolmatschowi s. lato
Buchia keyserlingi f. typ.
Buchia aff. keyserlingi
Temnoptychites novosemelicus
Buchia uncitoides s. lato
B. volgensis
B. uncitoides
S. cf payeri
Buchia volgensis
Berriasella aff. gallica
Buchia okensis
Buchia okensis S. aff. suprasubdites
Buchia cf. unschensis
Subcraspedites n. sp.
Buchia ex gr. uncitoides


RÈGNE FAUNIQUE BORÉAL — BASSINS DE L'OUEST DE L'INTÉRIEUR
TERRITOIRES DU NORD-OUEST
NE. DE LA C.-B.
ALBERTA
SASK. ET MAN.
PLAINE D'ANDERSON et régions des riv. Peel et Rouge de l'Arctique
FLEUVE MACKENZIE ET RIVIÈRE LIARD
BASSES-TERRES DE LA R. DE LA PAIX ET FOOTHILLS DES ROCHEUSES
FOOTHILLS DES ROCHEUSES ET PLAINE DE L'ALBERTA
PLAINES DE LA SASKATCHEWAN ET DU MANITOBA
ÉTAGE
SÉRIE
MAESTRICHTIEN
CAMPANIEN
SANTONIEN
CONIACIEN
TURONIEN
CÉNOMANIEN
ALBIEN
APTIEN
BARRÉMIEN
HAUTERIVIEN
VALANGINIEN
BERRIASIEN
JURASSIQUE
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
Inconnu
Absent
Faunes non marines inconnues?

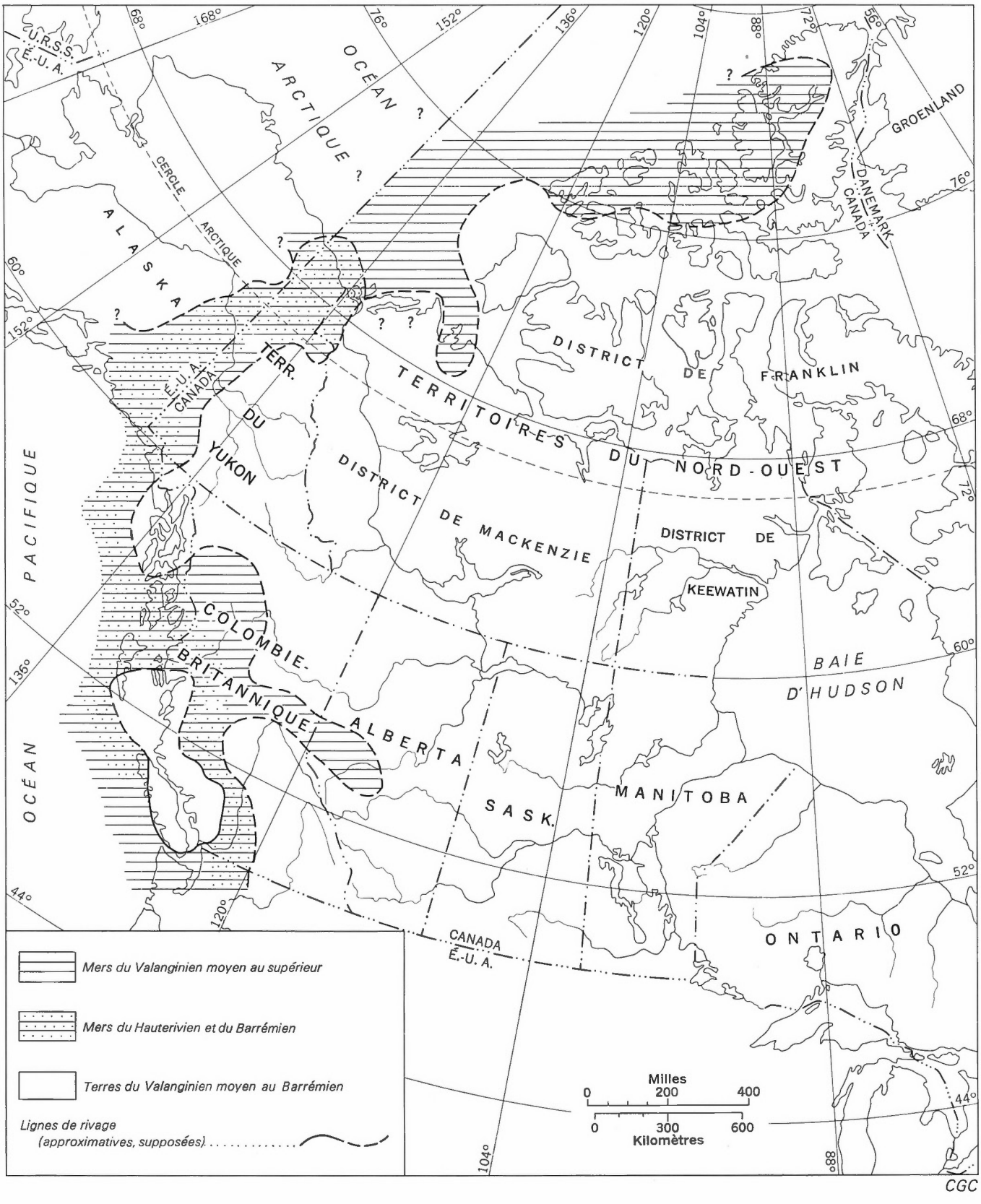


FIGURE XI-2. Étendue maximale supposée des mers du Crétacé inférieur (du Berriasien au Barrémien) dans l'Ouest et dans l'Arctique.

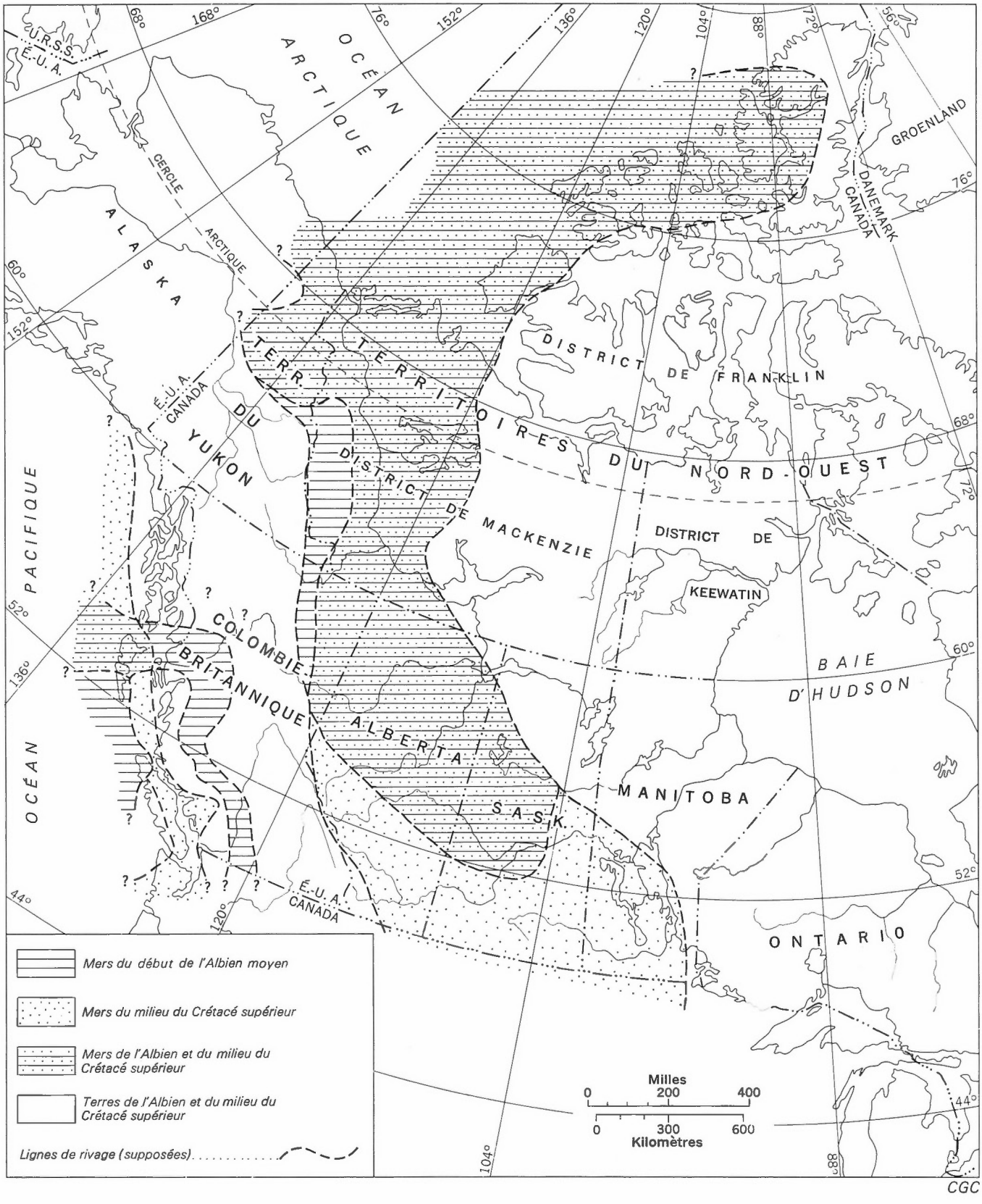


FIGURE XI-3. Étendue maximale supposée des mers du début de l'Albien (moyen) et du milieu du Crétacé supérieur dans l'Ouest et dans l'Arctique.

Du Berriasien à l'Aptien, le règne faunique boréal, caractérisé par des faunes marines presque identiques à celles de l'Eurasie septentrionale, se limitait à l'archipel Arctique et à certaines régions du Yukon septentrional sur le continent nord-américain. Au cours de l'Albien et du Crétacé supérieur, ce règne s'étendait à la plus grande partie des plaines Intérieures et de la Cordillère de l'Est. D'après les différences généralement mineures entre les faunes marines de l'Albien et du Crétacé supérieur de la partie occidentale de la zone centrale du continent américain et celles de l'Arctique canadien, deux groupes de bassins marins ont pu être distingués dans ce règne.

L'absence de diversité caractérise la plupart des faunes boréales du Crétacé au Canada; en général, quelques espèces seulement dominent voire même une seule espèce de mollusques conservés en grande abondance. La température relativement froide de l'eau et l'abondance de particules de silt et d'argile ont probablement causé ce massif appauvrissement faunique, par comparaison aux régions plus méridionales de l'Amérique du Nord et au règne Nord-Pacifique.

Les faunes marines du règne Nord-Pacifique comprennent une grande variété d'espèces et genres d'ammonites, de pélécypodes et de gastéropodes. Ceci est particulièrement vrai des faunes du groupe de Nanaïmo du milieu à la fin du Crétacé supérieur (Usher, 1952; Whiteaves, 1876-1903) sur l'île Vancouver.

Même les faunes marines du Berriasien du tout début du Crétacé, de la Cordillère de l'Ouest et de la région de la rivière de la Paix, diffèrent d'une façon marquée des faunes marines d'âge correspondant de l'Arctique même là où existent des ammonites caractéristiques de la mer Téthys comme *Berriasella, Spiticeras, Neocomites* et là où gisent les espèces du genre *Buchia* (Jeletzky, 1964, 1965). Cependant, la restriction de certains organismes est fortement amoindrie par la présence d'un certain nombre d'espèces et de genres communs aux règnes boréal et Nord-Pacifique, lesquels permettent d'établir une corrélation assez précise des zones où gisent les faunes du Berriasien. Les mêmes conditions ont prévalu au cours du Valanginien, du Hauterivien et du Barrémien.

L'existence d'au moins deux bras de mers, en apparence plus ou moins étroits comme le montre la figure XI-2, ont facilité la migration relativement aisée des faunes marines durant le Berriasien et le Barrémien entre les régions de la Cordillère de l'Ouest et de la rivière de la Paix et la région de l'Arctique canadien. Le détroit Dawson s'étendait apparemment de la région du lac Klouane et du massif St-Élie à la région de Dawson City et, de là, vers le nord du Yukon et le nord des chaînons Richardson. Le détroit Vanderhoof s'étendait à partir du cours supérieur de la rivière Skeena jusqu'à la région du ruisseau Carbon et reliait les bassins des rivières Bowser et de la Paix (fig. XI-2). L'étendue maximale inférée et la configuration générale des mers du Berriasien au Valanginien dans l'Ouest du Canada et l'Arctique canadien sont basées sur celles des mers du milieu à la fin du Valanginien; les mers du Berriasien et du Valanginien inférieur étaient réparties de la même façon, mais de moindre étendue. Une régression prononcée, apparemment complète des mers du Hauterivien de la région de la rivière de la Paix, a réduit ces mers aux bassins de sédimentation de la Cordillère de l'Ouest, du nord du Yukon et du nord des chaînons Richardson. Il semble que les mers du Barrémien aient couvert les mêmes étendues que les mers de l'Hauterivien, sauf qu'elles pénétraient parfois jusque dans la région de la rivière de la Paix par le détroit Vanderhoof (Jeletzky et Tipper, 1968).

Dans la Cordillère de l'Ouest, les mers de l'Aptien étaient encore plus limitées que les mers du Hauterivien et du Barrémien. D'importants soulèvements des détroits Vanderhoof et Dawson au début de l'Aptien auraient restreint les mers de cet étage. Cependant, dans le nord du Yukon et dans les chaînons Richardson, les mers de l'Aptien étaient presque aussi étendues que celles du Barrémien. Elles s'étendaient probablement le long des côtes de l'Arctique canadien jusqu'aux mers de l'Aptien de l'Arctique européen. Cette configuration radicalement nouvelle des terres et des mers de l'Aptien (Warren et Stelck, 1961) ressemblait à celle du début de l'Albien moyen (fig. XI-3), sauf qu'au sud les mers arctiques de l'Aptien étaient apparemment limitées à la région de Dawson City, à la partie sud des chaînons Richardson et à une étroite zone de la côte arctique entre le delta du Mackenzie et la région de la baie Darnley. L'isolement total au cours de l'Aptien des bassins marins de la Cordillère de l'Ouest, de l'Arctique et des parties occidentales de la zone centrale du continent américain a duré l'ensemble de l'étage de l'Albien et de la période du Crétacé supérieur et est reflété par une dissimilitude presque totale des faunes. A part la présence extrêmement rare d'*Arcthoplites* ex gr. *belli* parmi la faune *Brewericeras hulenense* des îles Reine-Charlotte (Jones, Murphy et Packard, 1965; McLearn, *sous presse*) et de la présence d'*Inoceramus* cf. *labiatus* dans les formations de Honna et de Skidegate de la même région, les règnes boréal et Nord-Pacifique, au Canada, n'ont aucune espèce de faune commune après le Barrémien, tandis que les bassins de la Cordillère de l'Ouest ont un grand nombre d'espèces semblables à celles du Japon, de l'Inde, de la côte pacifique de la Sibérie, de la Californie, etc.

Dès l'Albien moyen (Warren et Stelck, 1961), les bassins boréaux de la partie occidentale de la zone centrale du continent américain étaient reliés aux mers Téthys du golfe du Mexique. Cette jonction a duré au moins jusqu'à la fin du Santonien et le début du Campanien et peut-être même jusqu'au Maestrichtien. La transgression plutôt limitée du Crétacé supérieur le long du Pacifique a probablement commencé au Santonien, sauf dans les îles Reine-Charlotte, mais la transgression du Crétacé supérieur

dans la région occidentale de la zone centrale du continent américain semble avoir atteint son maximum durant le Turonien inférieur (*Inoceramus labiatus*).

Choix d'ouvrages à consulter

La plupart des anciens ouvrages de référence ne sont pas indiqués, mais se trouvent énumérés dans les bibliographies annexées aux rapports de McLearn et Kindle (1950) ou à ceux de l'auteur.

Cobban, W. A., et Reeside, J. B., Jr.
1952: Correlation of the Cretaceous formations of the western Interior of the United States; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 63, pp. 1011–1044, 2 fig., 1 pl.

Jeletzky, J. A.
1962: The allegedly Danian dinosaur-bearing rocks of the globe and the problem of the Mesozoic-Cenozoic Boundary; *J. Paleontol.*, vol. 36, n° 5, pp. 1005–1018, 2 fig., 1 pl.
1964: Illustrations of Canadian fossils. Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of western and arctic Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 64–11, 100 pp., 36 pl., 1 tabl.
1965: Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Bull. 103, 70 pp., 22 pl., 3 fig.
1968: Macrofossil zones of the marine Cretaceous rocks of the Canadian western Interior and their correlation with the European and the United States western interior zones and stages; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–72.

Jeletzky, J. A., et Clemens, W. A.
1965: Comments on Cretaceous Eutheria, Lance *Scaphites*, and *Inoceramus?* ex gr. *tegulatus; J. Paleontol.*, vol. 39, n° 5, pp. 952–959.

Jeletzky, J. A., et Tipper, H. W.
1968: Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Étude 67–54.

Jones, D. L., Murphy, M. A., et Packard, E. L.
1965: The Lower Cretaceous (Albian) ammonite genera *Leconteites* and *Brewericeras; U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper 503–F, pp. F1–F21, 11 pl., 17 fig.

McLearn, F. H.
1972: Ammonoids of the Lower Cretaceous Sandstone Member of the Haida Formation, Skidegate Inlet, Queen Charlotte Islands; *Comm. géol., Can.*, Bull. 188.

McLearn, F. H., et Kindle, E. D.
1950: Geology of northeastern British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 259, 236 pp., 8 pl., 1 carte, 16 fig., 6 tabl.

Muller, S. W., et Schenck, H. G.
1943: Standard of Cretaceous System; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 27, n° 3, pp. 262–278, 7 fig.

Popenoe, W. P., Imlay, R. W., et Murphy, M. A.
1960: Correlation of the Cretaceous formations of the Pacific Coast (United States and northwestern Mexico); *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 1491–1540, 5 fig., 1 pl.

Russell, L. S.
1964: Cretaceous non-marine faunas of northwestern North America; *Roy. Ont. Museum, Univ. Toronto*, Contrib. 61, 24 pp.

Usher, J. L.
1952: Ammonite faunas of the Upper Cretaceous rocks of Vancouver Island, British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Bull. 21, 182 pp., 31 pl., 4 fig., 3 tabl.

Warren, P. S., et Stelck, C. R.
1961: Pacific floodings of the Canadian Rocky Mountain area; *Proc. Pacific Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc. 8th*, vol. 12, Geol. and Geophys., pp. 50–57, 8 cartes (sur 4 pl.).

Significance of the Cretaceous fossil succession of western Canada *dans* Cretaceous Symposium; *20e Congrès géol. intern.*, Mexico City, vol. III.

Whiteaves, J. F.
1876-1903: On invertebrate fossils of the coal-bearing deposits of the Queen Charlotte, Vancouver, and Gulf Islands; *Comm. géol., Can.*, Mesozoic Fossils, vol. 1, part. 1–5, 415 pp., 51 pl., 27 fig. dans le texte.

PLANCHE XXIII. Fossiles du début du Crétacé inférieur (Berriasien et Valanginien), règnes boréal et Nord-Pacifique
(figures de grandeur naturelle)

Figures 1a, b *Acroteuthis subquadratus* (Roemer). Valanginien supérieur; Territoires du Nord-Ouest; 17253.

Figures 2a-c *Buchia inflata* (Toula) var. *crassa* (Pavlow). Valanginien moyen; Colombie-Britannique; 17333.

Figures 3a-d *Buchia tolmatschowi* (Sokolov) f. typ. Valanginien inférieur; Colombie-Britannique; 16623.

Figures 4a-c *Buchia crassicollis* (Keyserling) f. typ. Valanginien supérieur; Colombie-Britannique; 16659.

Figures 5a, b *Buchia volgensis* (Lahusen) s. str. Berriasien supérieur; Territoires du Nord-Ouest; 16601.

Figures 6a-c *Neocomites* (*Neocomites*) aff. *indomontanus* Uhlig. Valanginien moyen; Colombie-Britannique; 17223.

Figures 7a, b *Spiticeras* (*Spiticeras*) sp. indet. Juven. Berriasien supérieur; Colombie-Britannique; 16608.

Figures 8a, b *Tollia* (*Tollia*) *paucicostata* (Donovan) var. Valanginien inférieur; Colombie-Britannique; 16626.

Figures 9a-c *Buchia uncitoides* (Pavlow) var. *acutistriata* (Crickmay). Berriasien supérieur; Colombie-Britannique; 16603.

Figures 10a, b *Tollia* (*Subcraspedites*) aff. *analogus* (Bogoslovsky). Berriasien supérieur; Yukon; 17138.

Figures 11a-c *Buchia keyserlingi* (Lahusen) f. typ. Valanginien inférieur; Territoires du Nord-Ouest; 17163.

Figures 12a, b *Tollia* (*Tollia*) *tolli* (Pavlow) var. *latelobata* Pavlow. Valanginien inférieur; Territoires du Nord-Ouest; 17167.

Figures 13a-c *Buchia okensis* (Pavlow). Berriasien inférieur; Territoires du Nord-Ouest; 17122.

Figures 14a, b *Berriasella* aff. *gallica* Mazenot. Berriasien inférieur; Colombie-Britannique; 21835.

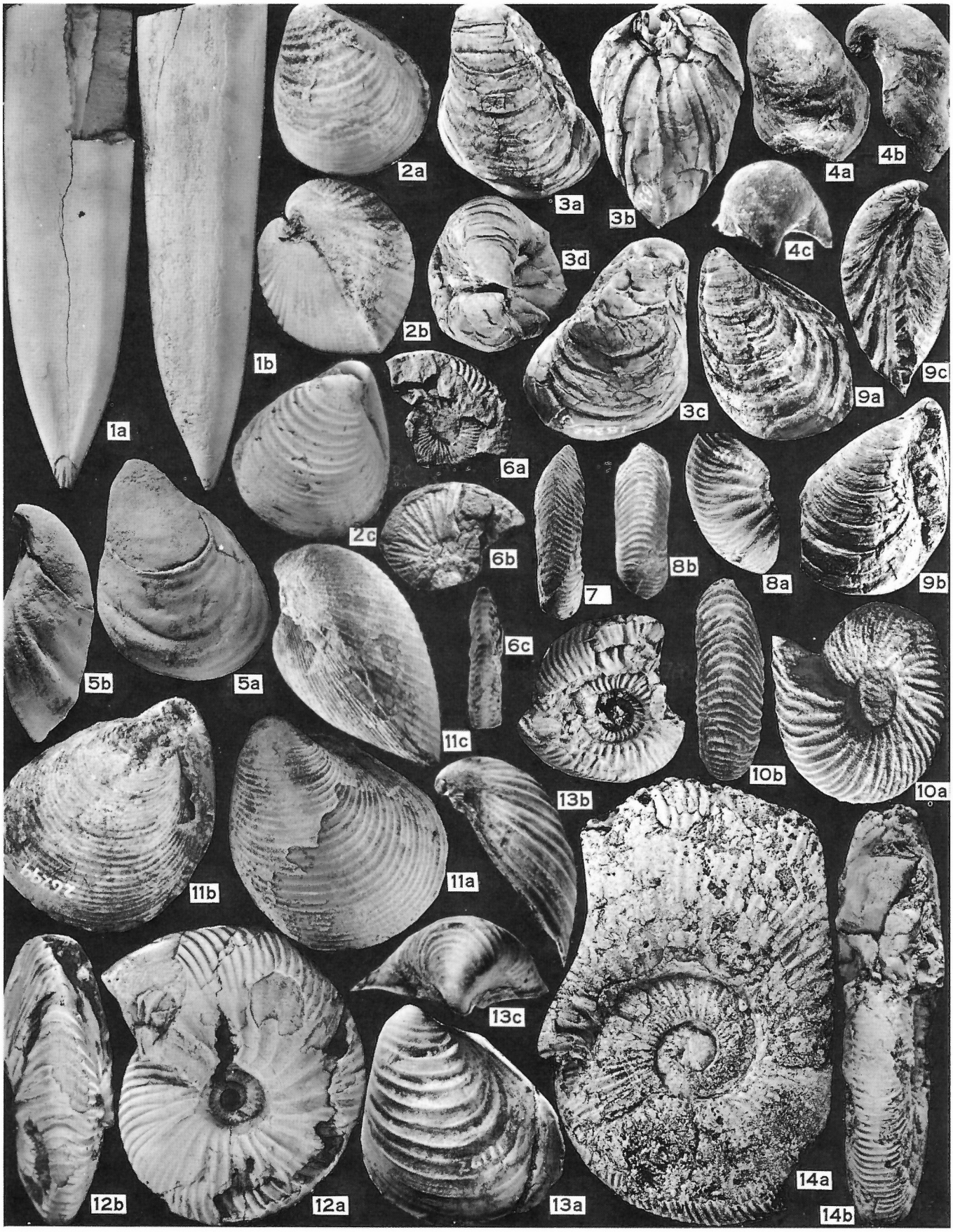

1a
1b
2a
2b
2c
3a
3b
3c
3d
4a
4b
4c
5a
5b
6a
6b
6c
7
8a
8b
9a
9b
9c
10a
10b
11a
11b
11c
12a
12b
13a
13b
13c
14a
14b

PLANCHE XXIV. Fossiles du milieu du Crétacé inférieur (Hauterivien et Barrémien), règne Nord-Pacifique

(figures de grandeur naturelle)

Figures 1a-c *Speetoniceras agnessense* Imlay. Hauterivien inférieur; Colombie-Britannique; 21821.

Figures 2a-d *Inoceramus colonicus* Anderson. Hauterivien et Barrémien inférieur; Colombie-Britannique; 21822.

Figures 3a, b *Costididiscus* cf. *striatisulcatus* (d'Orbigny). Barrémien supérieur; Colombie-Britannique; 21823.

Figures 4a, b *Crioceratites* (*Hemihoplites*) n. sp. ex aff. *C.* (*H.*) *soulieri* (Matheron). Barrémien; Colombie-Britannique; 21824.

Figures 5a, b *Heteroceras* (*Heteroceras*) cf. *heliceroides* (Karsten). Barrémien supérieur; Colombie-Britannique; 21825.

Figures 6a-c *Homolsomites oregonensis* (Anderson). Hauterivien inférieur; Colombie-Britannique; 21826.

Figure 7 *Eulytoceras* n. sp. ex aff. *E. inaequalicostatus* (d'Orbigny). Barrémien; Colombie-Britannique; 21827.

Figures 8a, b *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orbigny). Barrémien; Colombie-Britannique; 21828.

Figures 9a-c *Shasticrioceras* aff. *hesperium* Anderson. Barrémien; Colombie-Britannique; 21829.

Figures 10a-c *Heteroceras* (*Heteroceras*) cf. *heliceroides* (Karsten). Barrémien supérieur; Colombie-Britannique; 21830.

Figures 11a, b *Simbirskites* (*Hollisites*) *lucasi* Imlay. Hauterivien inférieur; Colombie-Britannique; 21831.

PLANCHE XXV. Fossiles du milieu à la fin du Crétacé inférieur (du Barrémien à l'Albien), du règne Nord-Pacifique au règne boréal

(figures de grandeur naturelle)

Figures 1a, b *Douvilleiceras spiniferum* (Whiteaves). Début de l'Albien moyen; Colombie-Britannique; 21240.

Figures 2a, b *Cleoniceras* (*Grycia*?) *perezianum* (Whiteaves). Albien moyen; Colombie-Britannique; 21233.

Figures 3a-c *Gabbioceras*? ex gr. *wintunium* Anderson. Aptien inférieur ou Barrémien supérieur; Colombie-Britannique; 21818.

Figures 4a-c *Douvilleiceras spiniferum* (Whiteaves). Début de l'Albien moyen; Colombie-Britannique; 5993.

Figures 5a, b *Ancyloceras* (*Dissimilites*) n. sp. ex aff. *A.* (*D.*) *dissimile* (d'Orbigny). Barrémien; Colombie-Britannique; 21819.

Figure 6 *Argonauticeras* aff. *argonautarum* Anderson. Aptien inférieur ou Barrémien supérieur; Colombie-Britannique; 21820.

Figures 7a, b *Brewericeras hulenense* (Anderson). Début de l'Albien moyen; Colombie-Britannique; 4984.

Figures 8a, b *Aucellina gryphaeoides* (J. deC. Sowerby). Albien; Colombie-Britannique; 17396.

Figures 9a, b *Arcthoplites belli* (McLearn). Début de l'Albien moyen; Colombie-Britannique; 17407.

Figures 10a, b *Gastroplites canadensis* (Whiteaves). Fin de l'Albien moyen; Colombie-Britannique; 7430.

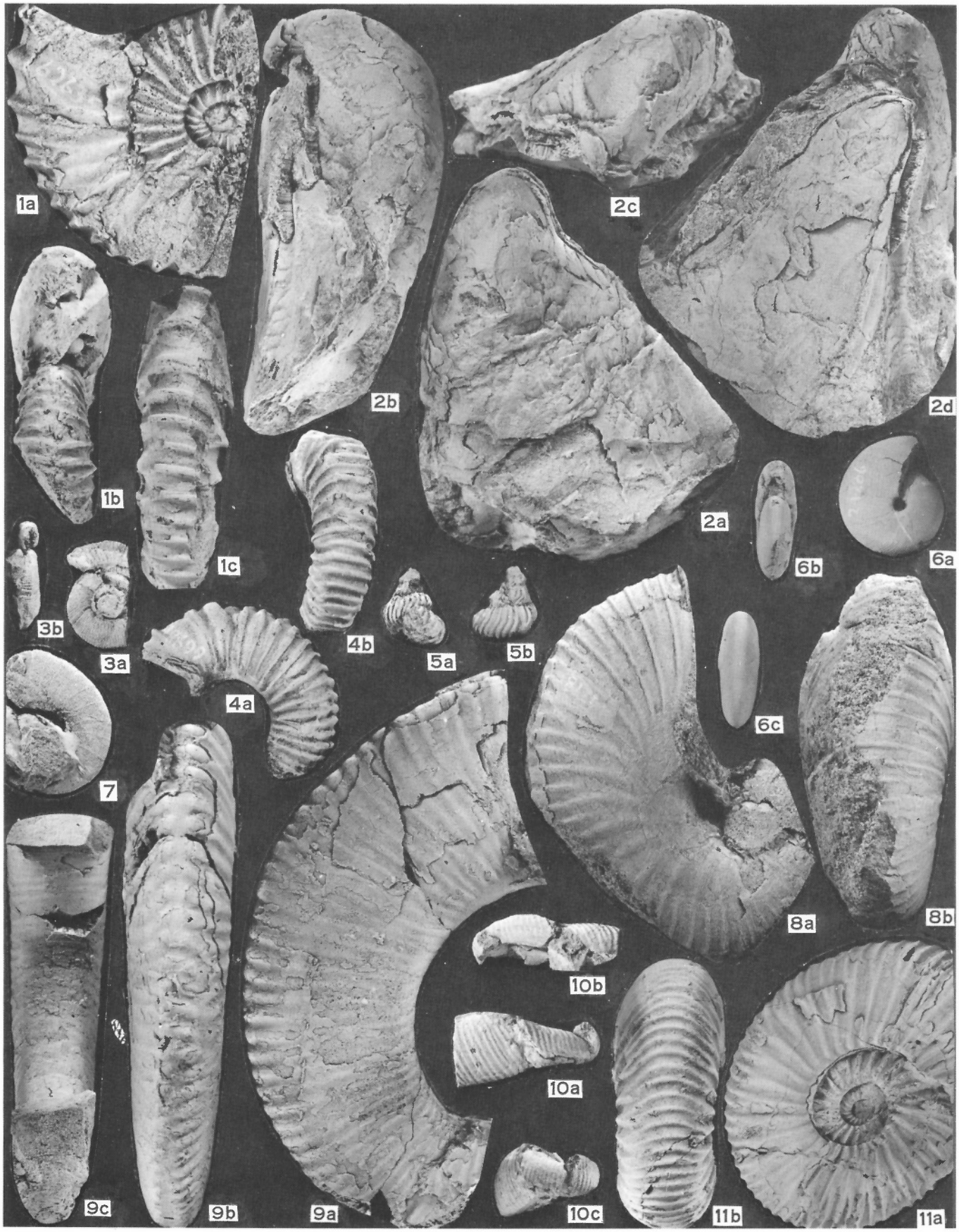
Figures 11a, b *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny) Pompeckj, 1901, var. *nassibianzi* Sokolov, 1908. Aptien; district de Mackenzie, T.N.-O.; 17319.

Figures 12a, b *Tropaeum* n. sp. aff. *arcticum* (Stolley). Début de l'Aptien supérieur; district de Mackenzie, T.N.-O.(?); 17322.

Figures 13a, b *Beudanticeras affine* (Whiteaves). Albien inférieur et début de l'Albien moyen; Alberta; 17400.

Figures 14a, b *Neogastroplites maclearni* Reeside et Cobban. Fin de l'Albien supérieur; Alberta; 13658.

Figure 15 *Posidonia*? *nahwisi* (McLearn) var. *goodrichensis* (McLearn). Début de l'Albien supérieur; Colombie-Britannique; 8943.


1a
1b
1c
2b
2c
2d
2a
3b
3a
4b
5a
5b
6b
6a
4a
6c
7
8a
8b
10b
10a
9c
9b
9a
10c
11b
11a

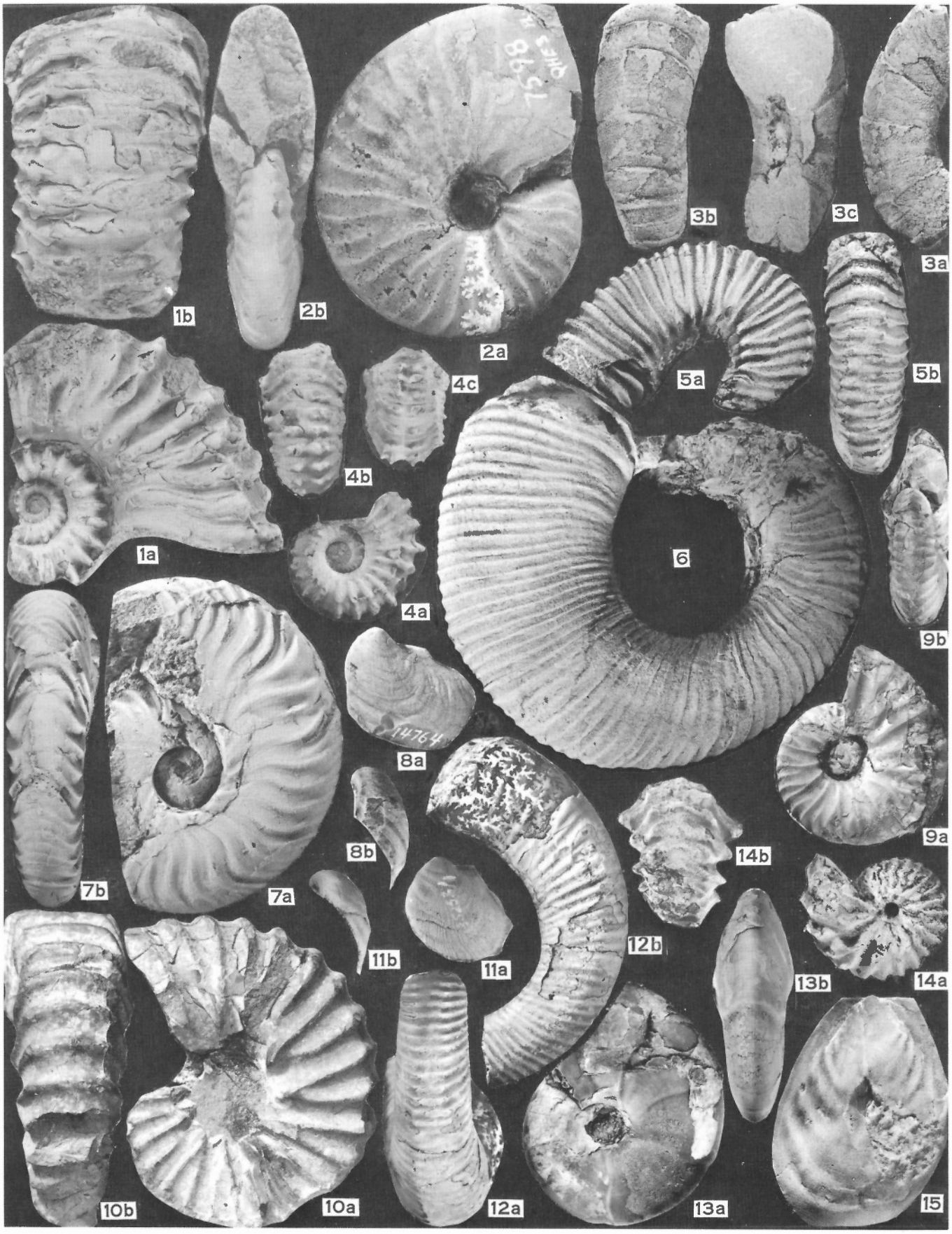

1b
2b
2a
3b
3c
3a
4c
5a
5b
4b
1a
6
4a
9b
8a
9a
8b
14b
7b
7a
12b
11b
11a
13b
14a
10b
10a
12a
13a
15

PLANCHE XXVI. Fossiles du Crétacé supérieur (du Turonien au Campanien inférieur), règne boréal

(figures de grandeur naturelle)

Figures 1a-c *Inoceramus lamarcki* Parkinson. Turonien supérieur; Alberta; 21836.

Figures 2a, b *Scaphites depressus* Reeside. Bas du Santonien; Alberta; 21837.

Figure 3 *Prionocyclus* (*Prionocyclus*) *wyomingensis* Meek var. *robusta* Haas. Fin du Turonien supérieur; Alberta; 21838.

Figures 4a, b *Watinoceras* cf. *coloradoense* (Henderson). Turonien inférieur; Colombie-Britannique; 21839.

Figures 5a, b *Haresiceras natronense* Reeside. Début du Campanien inférieur; Manitoba; 21840.

Figure 6 *Inoceramus labiatus* (Schlotheim). Turonien inférieur; Alberta; 21841.

Figures 7a, b *Scaphites carlilensis* Morrow. Milieu du Turonien supérieur; Manitoba; 21842.

Figures 8a, b *Prionocyclus* (*Prionocyclus*) *wyomingensis* Meek var. *elegans* Hass. Fin du Turonien supérieur; Alberta; 21843.

Figures 9a, b *Prionocyclus* (*Collignoniceras*) *woolgari* (Mantell). Début du Turonien supérieur; Colombie-Britannique; 21844.

Figure 10 *Desmoscaphites* aff. *bassleri* Reeside. Extrême fin du Santonien supérieur; Alberta; 21845.

PLANCHE XXVII. Fossiles du Crétacé supérieur (du Cénomanien au Maestrichtien), règne boréal

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figures 1a, b *Ponteixites robustus* (Warren). Extrême fin du Campanien supérieur ou ?bas du Maestrichtien; Saskatchewan; 21846.

Figures 2a, b *Inoceramus coulthardi* McLearn. Bas du Santonien; Colombie-Britannique; 6104.

Figure 3 *Inoceramus patootensis* de Loriol. Du Santonien supérieur au début du Campanien inférieur; Alberta; 21847.

Figures 4a, b *Baculites compressus eliasi* Cobban. Extrême fin du Campanien supérieur; Saskatchewan; 21848.

Figure 5 *Inoceramus corpulentus* McLearn. Cénomanien supérieur; Colombie-Britannique; 6109.

Figure 6 *Scaphites hippocrepis* de Kay. Début du Campanien inférieur; Saskatchewan; 21849.

Figures 7a, b *Scaphites nodosus* Owen. Milieu du Campanien supérieur; Saskatchewan; 5369.

Figure 8 *Inoceramus steenstrupi* de Loriol. x½; début du Campanien inférieur et ?Santonien supérieur; Territoires du Nord-Ouest; 21851.

Figures 9a, b *Scaphites brevis* Meek. Extrême fin du Campanien supérieur ou ?bas du Maestrichtien; Saskatchewan; 21852.

Figures 10a, b *Scaphites* (*Discoscaphites*) ex gr. *roanensis* Stephenson Maestrichtien inférieur?; Saskatchewan; 21853.

PLANCHE XXVIII. Fossiles du milieu à la fin du Crétacé supérieur (du Santonien au Campanien), règne Nord-Pacifique

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figures 1a, b *Inoceramus schmidti* Michael s. str. Début du Campanien supérieur?; Colombie-Britannique; 5832.

Figures 2a, b *Inoceramus naumanni* Yokoyama s. str. Santonien? supérieur; Colombie-Britannique; 21832.

Figures 3a, b *Epigoniceras epigonum* (Kossmat). Du Santonien supérieur au début du Campanien inférieur; Colombie-Britannique; 10015.

Figures 4a, b *Neophylloceras ramosum* (Meek). Extrême fin du Campanien? supérieur; Colombie-Britannique; 5811.

Figures 5a-c *Inoceramus elegans* Sokolov. Début du Campanien? supérieur; Colombie-Britannique; 21833.

Figure 6 *Nostoceras hornbyense* (Whiteaves). Extrême fin du Campanien? supérieur; Colombie-Britannique; 10069.

Figure 7 *Bostrychoceras elongatum* (Whiteaves). x½; du Santonien supérieur au début du Campanien inférieur; Colombie-Britannique; 10062.

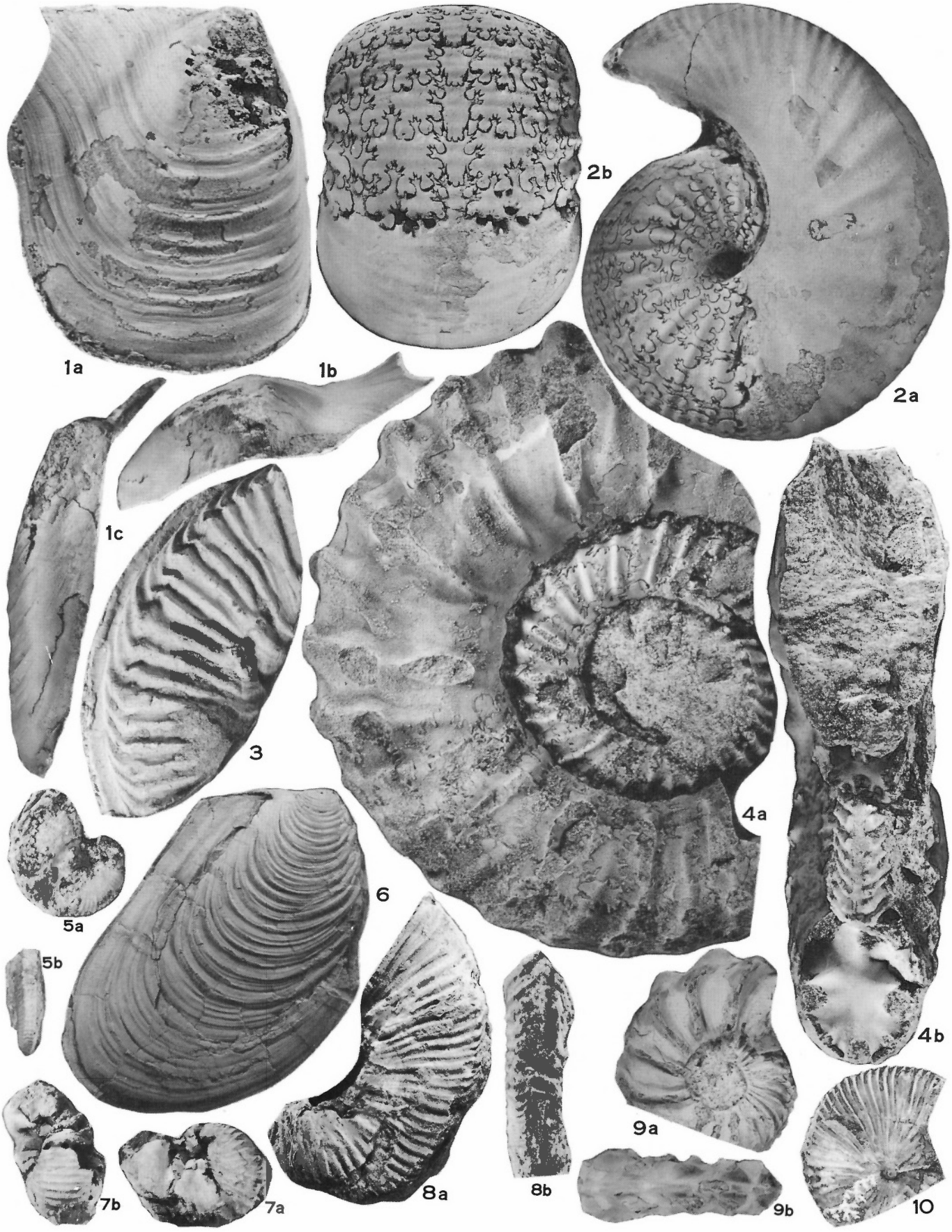
Figure 8 «*Hamites*» *obstrictus* Jimbo. Extrême fin du Campanien? supérieur; Colombie-Britannique; 5958.

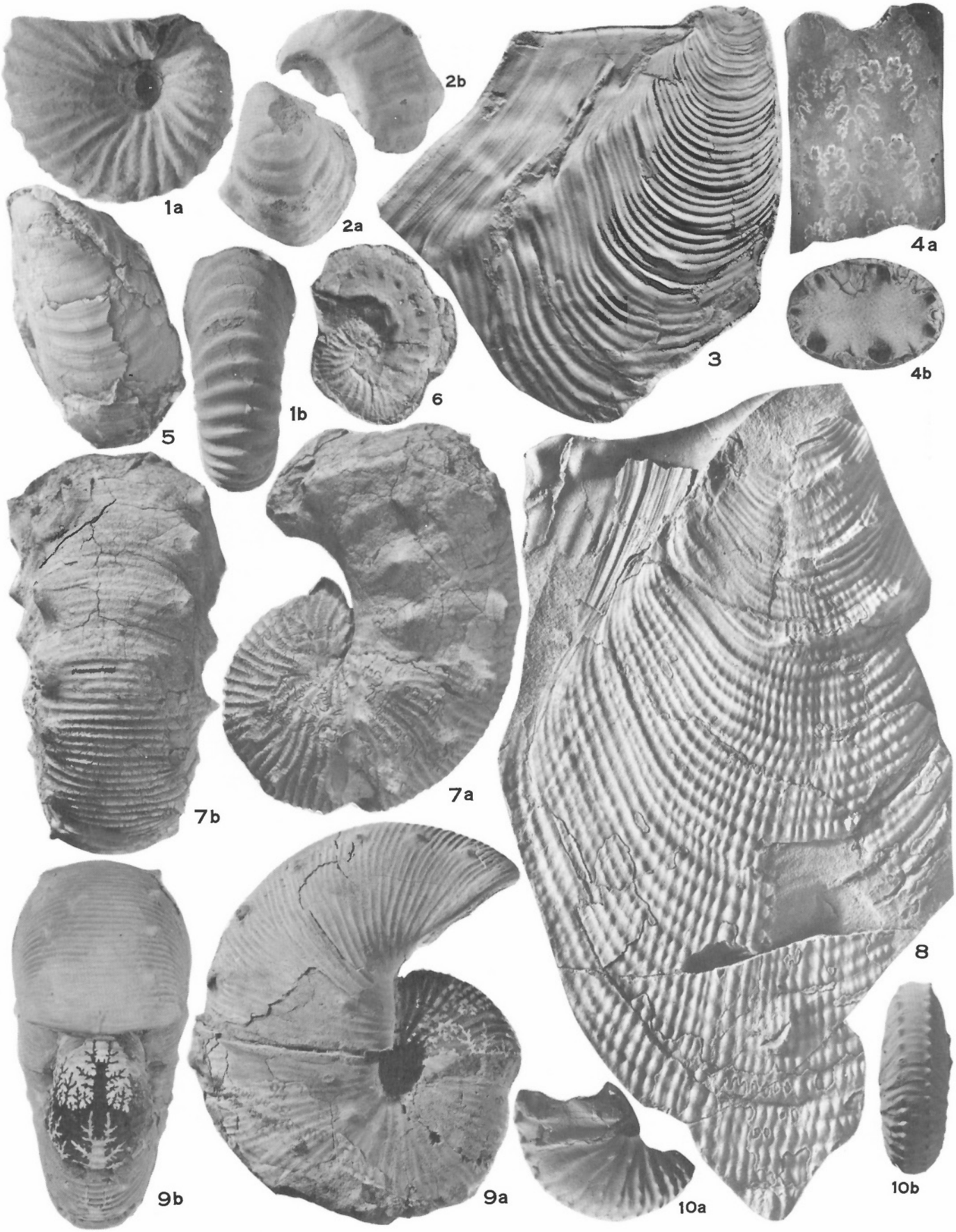
Figures 9a-c *Inoceramus* cf. *sachalinensis* Sokolov. Début du Campanien? supérieur; Colombie-Britannique; 21834.

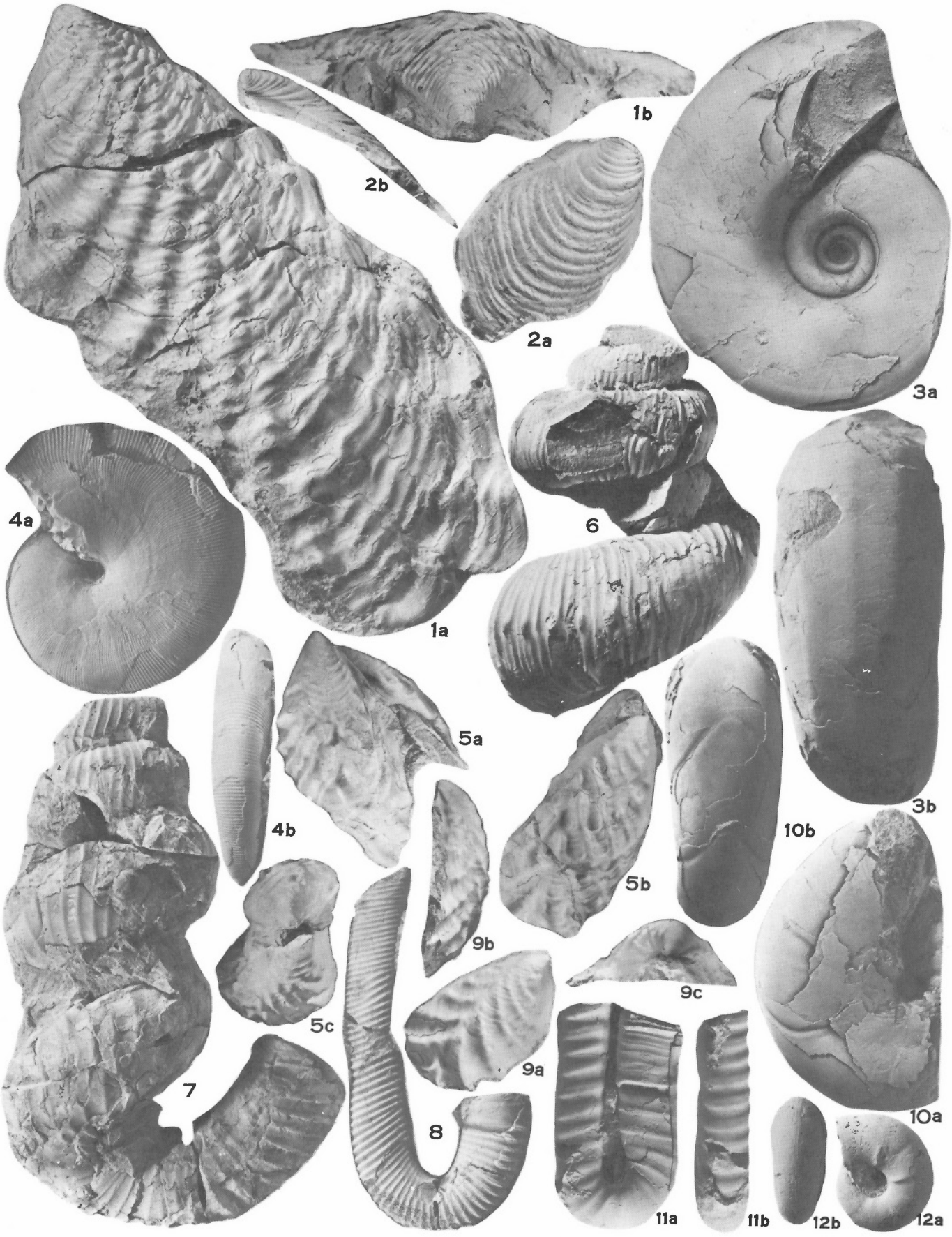
Figures 10a, b *Schluteria selwyniana* (Whiteaves). Du Santonien supérieur au début du Campanien inférieur; Washington (É.-U.); 5803b.

Figures 11a, b *Ptychoceras vancouverense* Whiteaves. Du Santonien supérieur au début du Campanien inférieur; Colombie-Britannique; 5798.

Figures 12a, b *Pachydiscus suciaensis* (Meek). Extrême fin du Campanien? supérieur; Colombie-Britannique; 10035.


1a
1b
1c
2a
2b
3
4a
4b
5a
5b
6
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10


1a
2b
2a
3
4a
4b
5
1b
6
7b
7a
8
9b
9a
10a
10b


1b
2b
2a
3a
1a
6
4a
3b
5a
4b
10b
5b
9b
9c
5c
10a
9a
7
8
11a
11b
12b
12a

LA PALÉOBOTANIQUE

D. C. McGregor

Il y a une quinzaine d'années, les paléobotanistes au Canada étudiaient presque exclusivement les fossiles mégascopiques de végétaux. Récemment, les palynologistes ont découvert dans les roches du Canada une grande variété de microfossiles, y compris des spores, des pollens, des acritarches, des dinoflagellés, des diatomées, et autres débris d'algues, de champignons et de cuticules; les recherches en paléobotanique s'orientent donc maintenant vers les mégafossiles et les microfossiles. Le présent exposé donne un bref aperçu de l'évolution et de l'état actuel des études paléobotaniques au Canada.

Tout récemment, les recherches paléobotaniques ont porté spécialement sur les microplanktons organiques (acritarches et dinoflagellés). Les roches de tous les systèmes géologiques du Cambrien au Tertiaire ont révélé des acritarches (PL. XXXI, FIG. 40, 44) qui semblent tous marins, mais dont on ignore les affinités biologiques. Les dinoflagellés (PL. XXXI, FIG. 45) marins et non marins du Canada ont une durée d'existence géologique plus courte, du Permien au Récent. Bien que l'étude des acritarches et des dinoflagellés soit encore à ses débuts, ces fossiles constituent des éléments d'avenir pour définir une zonation stratigraphique locale et une corrélation entre régions éloignées.

Des roches du Dévonien au Pléistocène recèlent des restes de plantes terrestres sous forme de fragments mégascopiques pétrifiés, carbonisés ou momifiés, ainsi qu'un assortiment extrêmement varié de spores et de pollens. Ces vestiges gisent nombreux dans les roches du Dévonien et du Carbonifère de la Gaspésie et des provinces Maritimes, dans les roches du Dévonien de l'Arctique, et dans des roches du Jurassique moyen jusqu'au Tertiaire dans l'Ouest du Canada et dans le bassin de Sverdrup. Le tableau XI-9 présente un résumé des caractéristiques de classification des spores trilètes, des pollens et des mégaplantes terrestres identifiés au Canada.

La flore de la Gaspésie du Dévonien inférieur, comprenant *Psilophyton-Drepanophycus-Prototaxites* (PL. XXIX, FIG. 1), était décrite pour la première fois par Sir William Dawson dans divers ouvrages publiés entre 1856 et 1882. Elle est connue actuellement dans le monde comme un exemple classique de l'une des plus anciennes flores terrestres connues. Outre des vestiges mégascopiques, des spores trilètes gisent en abondance dans le grès de la Gaspésie (PL. XXXI, FIG. 1-4). Les mégafossiles et les microfossiles de ces roches ont des affinités interrégionales et intercontinentales marquées. Un ensemble de flores similaires reposent également dans la formation de Sextant des basses-terres de la baie d'Hudson, dans le vieux grès rouge d'Écosse, dans les roches du Dévonien inférieur en Allemagne, en Belgique, en Espagne et en Sibérie orientale.

Dans plusieurs régions du Canada, on a découvert des restes fossiles de végétaux du Dévonien supérieur. La formation d'Escuminac, dans le nord du Nouveau-Brunswick, renferme des spécimens bien conservés de gymnospermes *Archaeopteris* (PL. XXIX, FIG. 2) associés à des poissons du Frasnien. Seul le Dévonien supérieur a révélé *Archaeopteris,* identifié partout dans les hémisphères septentrional et méridional, associé à de larges spores pourvues d'appendices bifurqués distinctifs, non formées par *Archaeopteris,* mais similaires au spécimen présenté à la PLANCHE XXXI, FIGURE 7. Ces spores, réparties dans le monde entier, ont au Canada une durée stratigraphique plus longue que celle d'*Archaeopteris* et vont de l'Emsien à la fin du Famennien. Des rapports mentionnent quelques rares spécimens isolés de ce type de spore dans des roches du Carbonifère inférieur en dehors du Canada, mais leur présence abondante n'existe qu'au Dévonien.

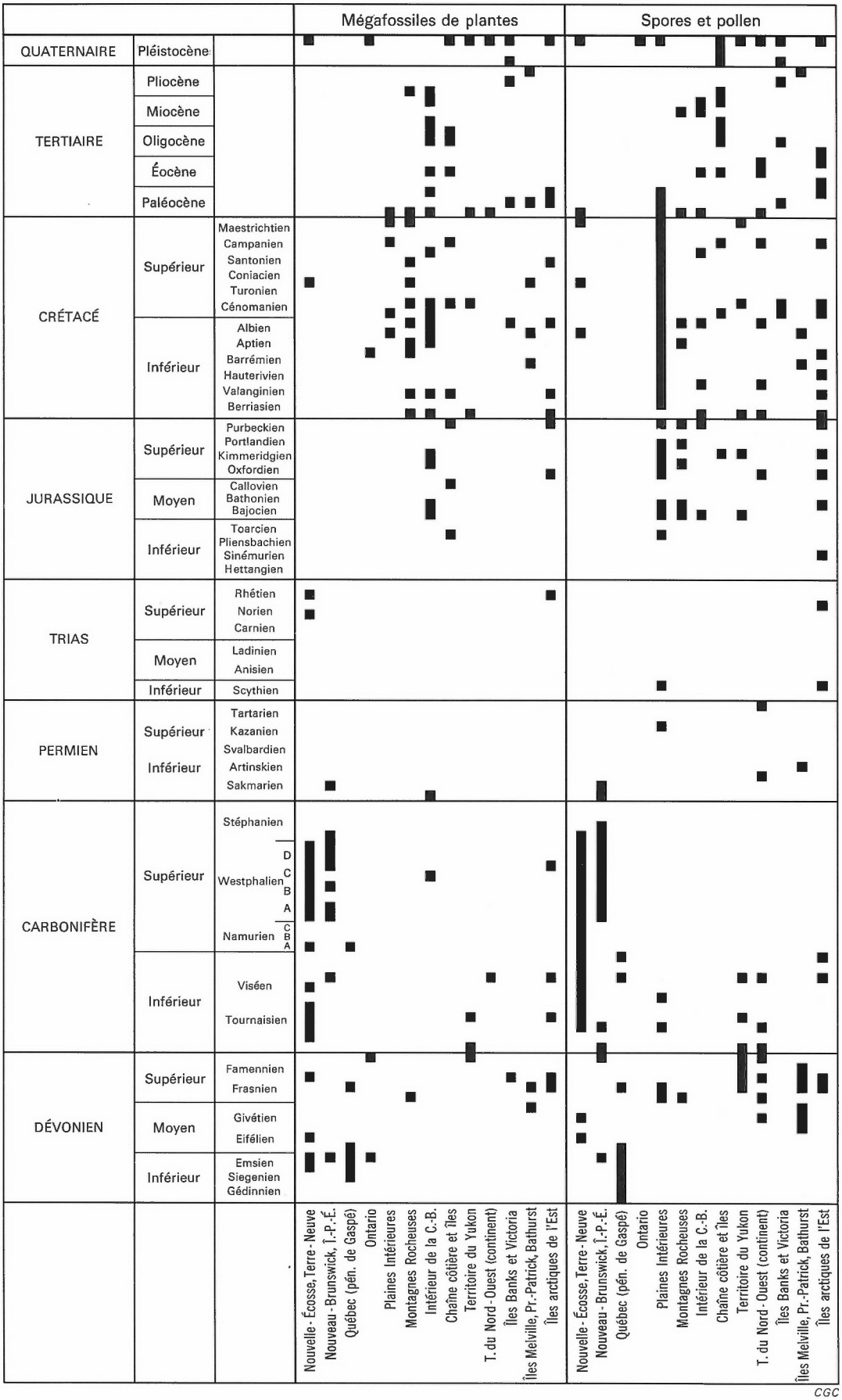
L'*Archaeopteris* et les spores à pédicule en forme d'ancre se présentent ensemble dans la formation de Griper Bay de l'archipel Arctique (PL. XXXI, FIG. 7) et dans la formation d'Imperial du bassin de Mackenzie. Ces couches et diverses roches marines et non marines du Givétien au Famennien au Canada ont révélé un grand nombre et une grande variété d'autres spores (PL. XXXI, FIG. 5, 6, 8). Des roches du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur de l'Ouest et du Nord du Canada, renferment plusieurs zones successives d'assemblages de spores, dont de nombreuses espèces ont une répartition universelle, comme par exemple *Archaeoperisaccus* spp. et *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo (PL. XXXI, FIG. 5, 6).

Les travaux de W. A. Bell ont fait connaître les flores carbonifères du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse. Il a établi des zones de mégafossiles de végétaux dans les groupes de Horton (Tournaisien), Windsor (Viséen), Canso (fin du Viséen et début du Namurien), Riversdale (fin du Namurien et début du Westphalien), Cumberland (Westphalien B), et Pictou (la zone à *Lonchopteris* et celle à *Linopteris obliqua,* du Westphalien C, et la zone à *Ptychocarpus unitus,* du Westphalien D). Les FIGURES 3 et 10, à la PLANCHE XXIX, représentent les fossiles végétaux caractéristiques du Carbonifère des Maritimes.

Des zones d'assemblages de spores, découvertes dans les roches carbonifères des Maritimes, permettent maintenant d'établir des corrélations au moyen de spores, prélevées de schistes argileux porteurs de mégafossiles de végétaux, mais aussi d'intervalles y compris les couches de houille elles-mêmes, où les mégafossiles ne sont pas identifiables.

Des études interrégionales sur les spores du Carbonifère inférieur au Canada ont abouti à l'identification de deux ensembles de spores distincts en apparence contempo-

TABLEAU XI-9 *Présence connue de fossiles de plantes taxonomiquement identifiables au Canada (1966)*



rains du Viséen. L'un, dans le groupe de Windsor des provinces Maritimes, l'autre, dans les formations de Golata et de Mattson de l'Ouest du Canada, et dans la formation d'Emma Fiord des îles de l'Arctique. Ce dernier ensemble comprend les spores des FIGURES 9 et 10 présentées à la PLANCHE XXXI et correspond remarquablement, même au point de vue espèce, aux spores du Viséen de la partie occidentale de l'URSS et de Spitsberg.

Les données sur la durée stratigraphique, la répartition géographique et la sensibilité lithologique des spores et des pollens du Carbonifère permettent de donner une signification biostratigraphique à certains groupes particuliers. Par exemple, le genre *Lophozonotriletes rarituberculatus* (PL. XXXI, FIG. 14) caractérise, en diverses parties du monde, les faunes du Carbonifère inférieur (Tournaisien). Au Carbonifère supérieur, les genres *Vestispora* et *Torispora* (PL. XXXI, FIG. 11 et 16) et plusieurs autres constituent d'importants repères biostratigraphiques en raison de leur durée stratigraphique restreinte et de leur répartition géographique étendue.

Au Canada, les roches du Permien ou du Trias renferment assez peu de fossiles de plantes. Le mauvais état des mégafossiles du Permien identifiés sur l'Île-du-Prince-Édouard ne permet pas de les utiliser pour établir des corrélations ou la datation des roches. D'autre part, des spores et pollens se trouvent dispersés en plusieurs régions. Par exemple, les spores et pollens du Permien inférieur (PL. XXXI, FIG. 13, 15 et 27), y compris *Nuskoisporites, Vittatina* et *disaccate Striatiti,* se trouvent dans l'Île-du-Prince-Édouard, dans les couches supérieures de la formation de Mattson du plateau de la Liard, et dans la formation de Sabine Bay de l'île Melville. Des spores et pollens du Permien supérieur, y compris *Vittatina* (PL. XXXI, FIG. 20), gisent en profondeur dans les plaines Intérieures et dans le territoire du Yukon.

Des mégafossiles de plantes de la fin du Trias, découverts dans la partie supérieure de la formation de Heiberg des îles Reine-Élisabeth, apparaissent semblables à ceux identifiés dans les strates du Rhétien au Lias de la partie orientale du Groenland. Les couches supérieures de la formation de Heiberg contiennent également des spores et des pollens bien conservés (PL. XXXI, FIG. 18, 19, 21 et 24), dont quelques-uns forment des éléments identiques aux espèces trouvées en Europe, dans les roches du Rhétien au Lias. Certaines autres régions du Canada contiennent également des restes de végétaux du Trias inférieur et du Trias supérieur (tabl. XI-9), mais leurs affinités botaniques et leurs significations stratigraphiques demeurent inconnues.

Certaines régions de la Colombie-Britannique, le sud des plaines Intérieures et les îles Reine-Élisabeth, constituent les principales régions des plantes terrestres du Jurassique. La côte occidentale de l'île Vancouver et les îles Reine-Charlotte constituent une des régions les plus importantes du point de vue botanique et stratigraphique. Les fossiles de l'île Vancouver comprennent des pétrifications, des mégaplantes carbonisées et comprimées (PL. XXX, FIG. 1) et des spores corrodées dans des couches datées du Toarcien à l'aide de faunes marines. Cette flore existait le long du pourtour du Pacifique, du Mexique au Sud-Est de l'Asie. Sur l'île Vancouver et les îles Reine-Charlotte, on a également trouvé une flore un peu plus récente, aux affinités indéterminées, probablement du Callovien. Des mégafossiles et microfossiles de végétaux du Jurassique inférieur, moyen et supérieur, d'ordinaire en grande partie carbonisés, se trouvent dans diverses régions de la partie occidentale du continent américain. Dans des strates des îles Reine-Élisabeth (PL. XXXI, FIG. 17, 22, 23 et 25), du Sinémurien et du Callovien jusqu'au Kimmeridgien, on a prélevé des spores et pollens en un bon état et indiqué la présence de mégaplantes, mais sans en faire de prélèvement.

Les dépôts sédimentaires du Crétacé au Canada forment de grandes étendues et ont probablement reçu plus d'attention des paléobotanistes que les dépôts de n'importe quel autre âge. Ces dépôts ont une signification particulière du point de vue géologique et botanique, car ils constituent d'importantes sources de charbon, de pétrole et de gaz, et contiennent des flores dont les plantes angiospermes apparaissent pour la première fois.

W. A. Bell a effectué des études approfondies de mégafossiles de plantes de l'Ouest du Canada (PL. XXX, FIG. 2-9, 12, 15) du Crétacé inférieur et supérieur; récemment, on a entrepris des recherches palynologiques de presque tout le Crétacé inférieur et supérieur de l'Ouest du Canada. Bon nombre des données palynologiques demeurent non publiées, mais celles actuellement connues, basées sur des assemblages de miospores, permettent d'établir des corrélations d'âge local et sur de longues distances. Dans certains cas, des groupes particuliers de miospores peuvent constituer des zones caractéristiques de fossiles, pourvu que les divers facteurs influant sur leur présence, comme la variation lithologique, la cohérence diagénétique et les effets paléoclimatiques soient correctement interprétés. Par exemple, des espèces des genres *Plicatella, Appendicisporites, Aquilapollenites* (PL. XXXI, FIG. 39), *Wodehouseia* (PL. XXXI, FIG. 33), et *Proteacidites* (PL. XXXI, FIG. 34) semblent avoir, dans les roches du Crétacé, en Amérique du Nord, en Europe, en URSS et en Australie, des durées stratigraphiques identiques. Les formation d'Isachsen, Christopher, Hassel et Kanguk du Crétacé, de l'archipel Arctique, contiennent des restes de végétaux dont les spores et les pollens sont en cours d'études.

L'Ouest du Canada et les îles de l'Arctique renferment d'épaisses couches de sédiments du Tertiaire contenant des végétaux. J. W. Dawson, D. P. Penhallow et E. W. Berry, et plus récemment W. A. Bell, ont effectué les premières études de fossiles de feuilles, de fruits et de graines découverts dans l'Ouest. Ils ont identifié la présence de flores du Paléocène, de l'Éocène moyen et du Miocène-Pliocène dans plusieurs petits bassins sédimen-

taires d'entremont en Colombie-Britannique et au Yukon, et dans de vastes formations non marines des plaines Intérieures. Des spores et pollens des plaines Intérieures font actuellement l'objet d'études systématiques. En Colombie-Britannique, Rouse et Mathews ont établi une relation entre la mégaflore et la microflore de plusieurs dépôts et les âges radiogéniques des couches de cendre associées.

Heer et Nathorst ont publié, il y a plusieurs décennies, des rapports sur les mégafossiles de plantes du Tertiaire de l'Arctique canadien, mais leur révision s'impose. Cependant, bien que l'identification de nombreux spécimens soit inexacte, les flores du début du Tertiaire jusqu'au Tertiaire moyen laissent fortement supposer l'existence d'un climat tempéré, dont l'étude des traits paléogéographiques et paléo-écologiques demeure incomplète. Des études paléobotaniques ont délimité au Pléistocène des intervalles interglaciaires et interstadiaires. L'évolution des terrains marécageux et sa relation avec la croissance de la forêt sur la tourbe ont fait l'objet d'études à l'aide de méthodes paléobotaniques. Par opposition aux études paléobotaniques des dépôts du pré-Pléistocène, les transformations évolutionnaires des espèces et leur extinction ont une utilité plus limitée au Pléistocène, car l'étude porte essentiellement sur les changements climatiques et la nature de la végétation.

Choix d'ouvrages à consulter

Baker, F. C.
1920: The Life of the Pleistocene or Glacial period as recorded in the deposits laid down by the great ice sheets; *Bull., Univ. Illinois*, vol. 17, n° 41.

Bell, W. A.
1956: Lower Cretaceous floras of western Canada; *Comm. géol., Can.*, Mém. 285.

1962: Flora of Pennsylvanian Pictou Group of New Brunswick; *Comm. géol., Can.*, Bull. 87.

Berry, E. W.
1926: Tertiary floras from British Columbia; *Musée nat., Can.*, Bull. 42, pp. 91–116.

Dawson, J. W.
1859: On fossil plants from the Devonian rocks of Canada; *Quart. J. Soc. London*, vol. 15, pp. 477–488.

Evitt, W. R.
1963: A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, histrichospheres, and acritarchs, I, II; *Proc. Natl. Acad. Sci.*, vol. 49, n°s 2, 3, pp. 158–164, 298–302.

Hacquebard, P. A., Barss, M. S., et Donaldson, J. R.
1960: Distribution and stratigraphic significance of small spore genera in the Upper Carboniferous of the Maritime Provinces of Canada; *4e congrès, Avanç. études stratigraphiques, Géol. carbonifère*, compte rendu, vol. 1, pp. 237–245.

McGregor, D. C.
1965: Illustrations of Canadian fossils: Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous spores and pollen of arctic Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 64–55.

Penhallow, D. P.
1902: Notes on Cretaceous and Tertiary plants of Canada; *Trans., Soc. Roy. Can.*, 1901, 2e sér., vol. 8, sect. IV, pp. 31–91.

Rouse, G. E., et Mathews, W. H.
1961: Radioactive dating of Tertiary plant-bearing deposits; *Science*, vol. 133, pp. 1079–1080.

Terasmae, J.
1960: Contributions to Canadian Palynology 2; *Comm. géol., Can.*, Bull. 56 (comprend une bibliographie détaillée).

Planche XXIX. Plantes du Dévonien et du Carbonifère

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

Figure 1 *Psilophyton princeps* var. *ornatum* Dawson. Dévonien inférieur; péninsule de Gaspé; 13048.

Figure 2 *Archaeopteris jacksoni* Dawson. Frasnien; péninsule de Gaspé; 13050.

Figure 3 *Aneimites acadica* Dawson. Tournaisien; Nouvelle-Écosse; 720.

Figure 4 *Lepidodendropsis corrugata* (Dawson) Bell. Tournaisien; Nouvelle-Écosse; 15098.

Figure 5 *Calamites suckowi* Brongniart. Westphalien B; Nouvelle-Écosse; 14920.

Figure 6 *Alethopteris serli* (Brongniart) Goeppert. Début du Westphalien D; Nouvelle-Écosse; 14996.

Figure 7 *Linopteris obliqua* (Bunbury) Zeiller. x2; début du Westphalien C; Nouvelle-Écosse; 14945.

Figure 8 *Lepidodendron aculaetum* Sternberg. Westphalien B; Nouvelle-Écosse; 14937.

Figure 9 *Ptychocarpus unitus* (Brongniart) Zeiller. x2; début du Westphalien D; Nouvelle-Écosse; 1370.

Figure 10 *Asterophyllites equisetiformis* (Schlotheim) Brongniart. Début du Westphalien D; Nouvelle-Écosse; 3003.

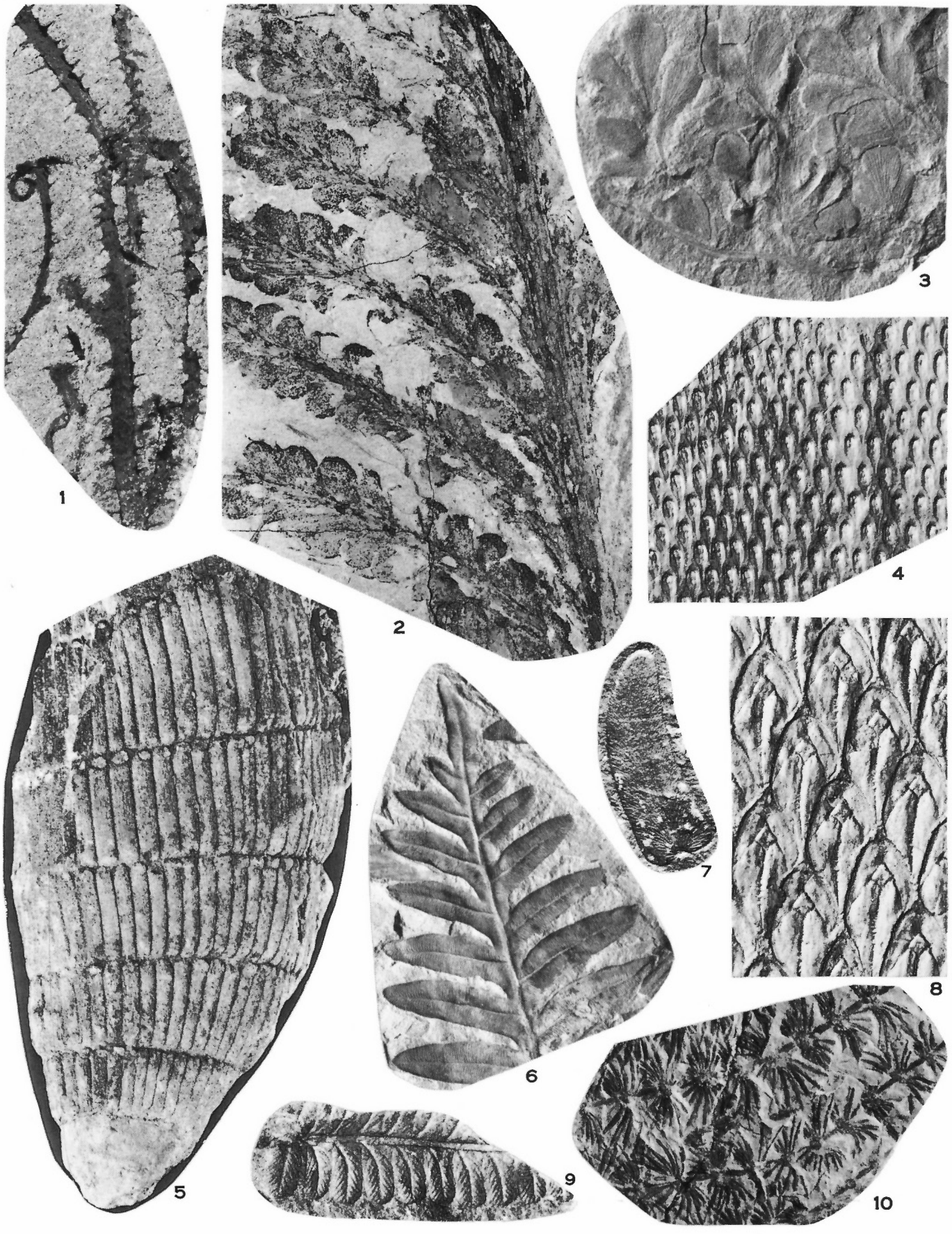

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

PLANCHE XXX. Plantes du Mésozoïque et du Cénozoïque

(figures de grandeur naturelle)

Figure 1 ?*Dictyophyllum* sp. Jurassique inférieur; île Vancouver; 15099.

Figure 2 *Cladophlebis virginiensis* Fontaine forma *martiniana* Dawson. Néocomien-Barrémien; Colombie-Britannique; 13446.

Figure 3 *Athrotaxites berryi* Bell. Aptien ou début de l'Albien; Alberta; 13462.

Figure 4 *Cladophlebis yukonensis* Bell. Néocomien-Barrémien; Alberta; 13440.

Figure 5 *Nilssonia californica* Fontaine. Aptien ou début de l'Albien; Alberta; 13510.

Figure 6 *Araliaephyllum westoni* (Dawson) Bell. Albien; Alberta; 13541.

Figure 7 *Sagenopteris williamsii* (Newberry) Bell. Aptien ou début de l'Albien; Alberta; 13474.

Figure 8 Cône, *Sequoia* sp. Santonien-Campanien; Alberta; 5092.

Figure 9 Seed, *Carpites* sp. Santonien-Campanien; Alberta; 5098.

Figure 10 *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney. Paléocène; Alberta; 5991.

Figure 11 *Ilex*? *mammillata* Bell. Santonien-Campanien; Alberta; 1249.

Figure 12 *Artocarpus* sp. Maestrichtien; Alberta; 14856.

Figure 13 Cône, *Larix laricina* (DuRoi) K. Koch. Pléistocène; delta du fleuve Mackenzie; 3586.

Figure 14 *Viburnum asperum* Newberry. Paléocène; Alberta; 14838.

Figure 15 *Pseudoprotophyllum boreale* (Dawson) Hollick. Cénomanien; Alberta; 5398.

Figure 16 *Osmunda macrophylla* Penhallow. Paléocène; Alberta; 6163.

Figure 17 Cône de *Pinus contorta* Dougl. Pléistocène (fin de l'époque glaciaire); île Vancouver; 3556.

Figure 18 *Dryas drummondii* Richards. Pléistocène (fin de l'époque glaciaire); île Vancouver; 3573.

PLANCHE XXXI. Palynomorphes

(figure 7: ×250; les autres: ×500)

Figure 1 *Retusotriletes* sp. Dévonien inférieur; péninsule de Gaspé; GSC loc. 6583; 15064.

Figure 2 *Emphanisporites* sp. Dévonien inférieur; péninsule de Gaspé; GSC loc. 7094; 15065.

Figure 3 Spore non identifié. Dévonien inférieur; péninsule de Gaspé; GSC loc. 6583; 15066.

Figure 4 *Reticulatisporites* ?*emsiensis* Allen. Dévonien inférieur; péninsule de Gaspé; GSC loc. 6583; 15067.

Figure 5 *Archaeoperisaccus* sp. Frasnien moyen; Grand lac des Esclaves, T.N.-O.; GSC loc. 30425; 15068.

Figure 6 *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo. Fin du Famennien; sud de l'Ontario; GSC loc. 7057; 15069.

Figure 7 *Hystricosporites* sp. Frasnien; île Prince-Patrick; GSC loc. 7026; 15070.

Figure 8 *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kedo. Fin du Frasnien ou début du Famennien; île Bathurst; GSC loc. 59041; 13625.

Figure 9 *Densosporites spitsbergensis* Playford. Viséen; rivière Nahanni-Sud, T.N.-O; GSC loc. 5004; 15071.

Figure 10 *Murospora aurita* (Waltz) Playford. Viséen; rivière Nahanni-Sud, T.N.-O.; GSC loc. 5004; 15072.

Figure 11 *Vestispora costata* (Balme) Bhardwaj. Début du Westphalien C; Nouveau-Brunswick; GSC loc. 7570; 15073.

Figure 12 *Potonieisporites* sp. Permien inférieur; Île-du-Prince-Édouard; GSC loc. 7571; 15074.

Figure 13 *Protohaploxypinus* sp. Permien inférieur; Île-du-Prince-Édouard; GSC loc. 7571; 15075.

Figure 14 *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo. Tournaisien; Nouvelle-Écosse; GSC loc. 2531; 15076.

Figure 15 *Neoraistrickia* sp. Milieu du Permien; île Melville; GSC loc. 5221; 15077.

Figure 16 *Torispora securis* Balme. Westphalien C; Nouvelle-Écosse; GSC loc. 7574; 15078.

Figure 17 *Classopollis classoides* Pflug emend. Pocock et Jansonius. Jurassique inférieur; île Ellesmere; GSC loc. 6660; 13769.

Figure 18 *Triancoraesporites communis* Schulz. Norien ou Rhétien; île Ellesmere; GSC loc. 4905; 13691.

Figure 19 *Klausipollenites vestitus* Jansonius. Norien ou Rhétien; île Ellesmere; GSC loc. 4905; 13722.

Figure 20 *Vittatina* sp. Permien supérieur; région de la rivière Peel, T. N.-O.; GSC loc. 5279; 15079.

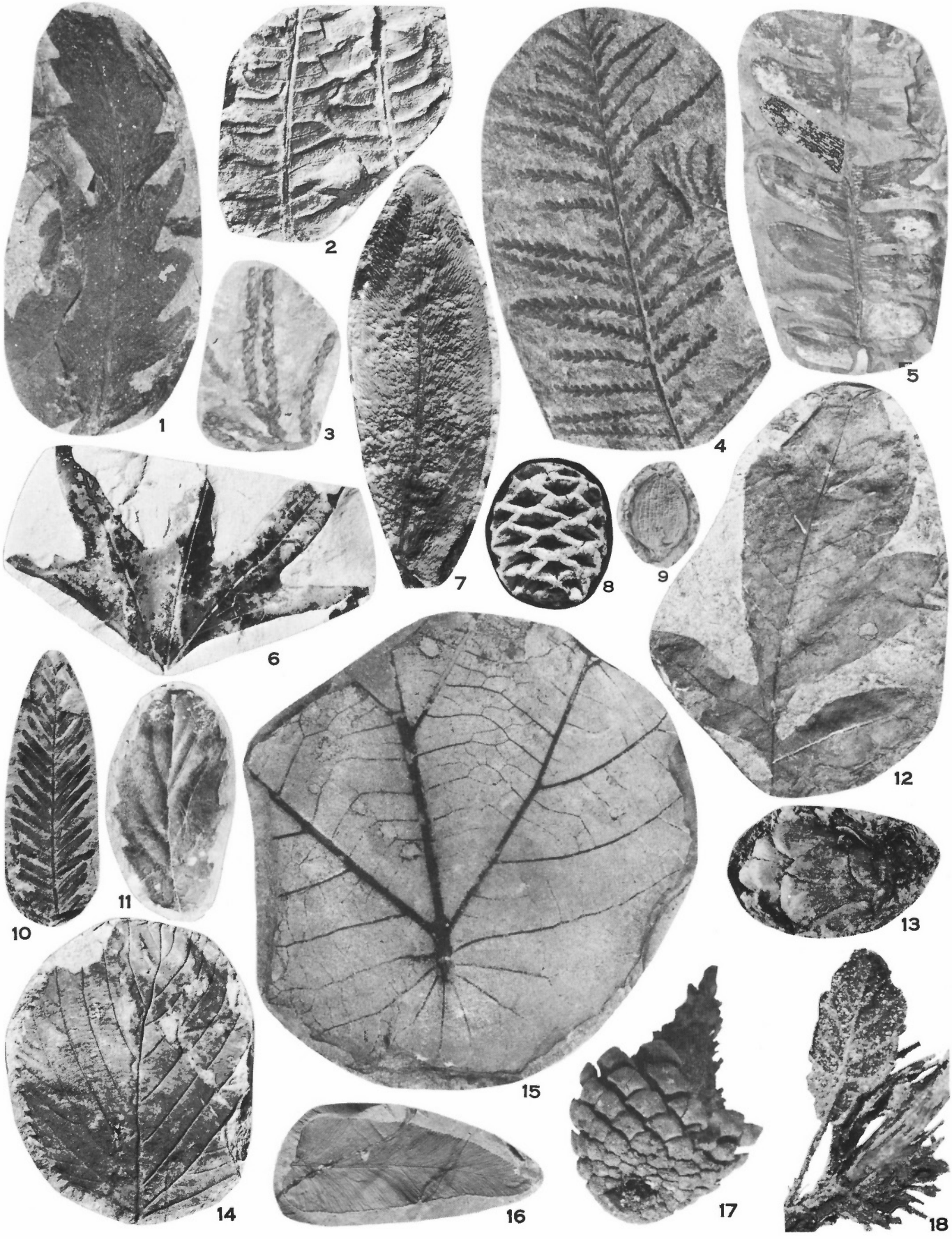
Figure 21 *Limbosporites lundbladii* Nilsson. Norien ou Rhétien; île Ellesmere; GSC loc. 4905; 13689.

Figure 22 ?*Taurocusporites* sp. Jurassique inférieur; île Ellesmere; GSC loc. 6660; 13763.

Figure 23 ?*Pinuspollenites vancampoi* Danzé-Corsin et Laveine. Jurassique inférieur; île Ellesmere; GSC loc. 6660; 13781.

Figure 24 *Camarozonosporites rudis* (Leschik) Klaus. Norien ou Rhétien; île Ellesmere; GSC loc. 4905; 13682.

Figure 25 *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson. Jurassique inférieur; île Ellesmere; GSC loc. 6660; 13775.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

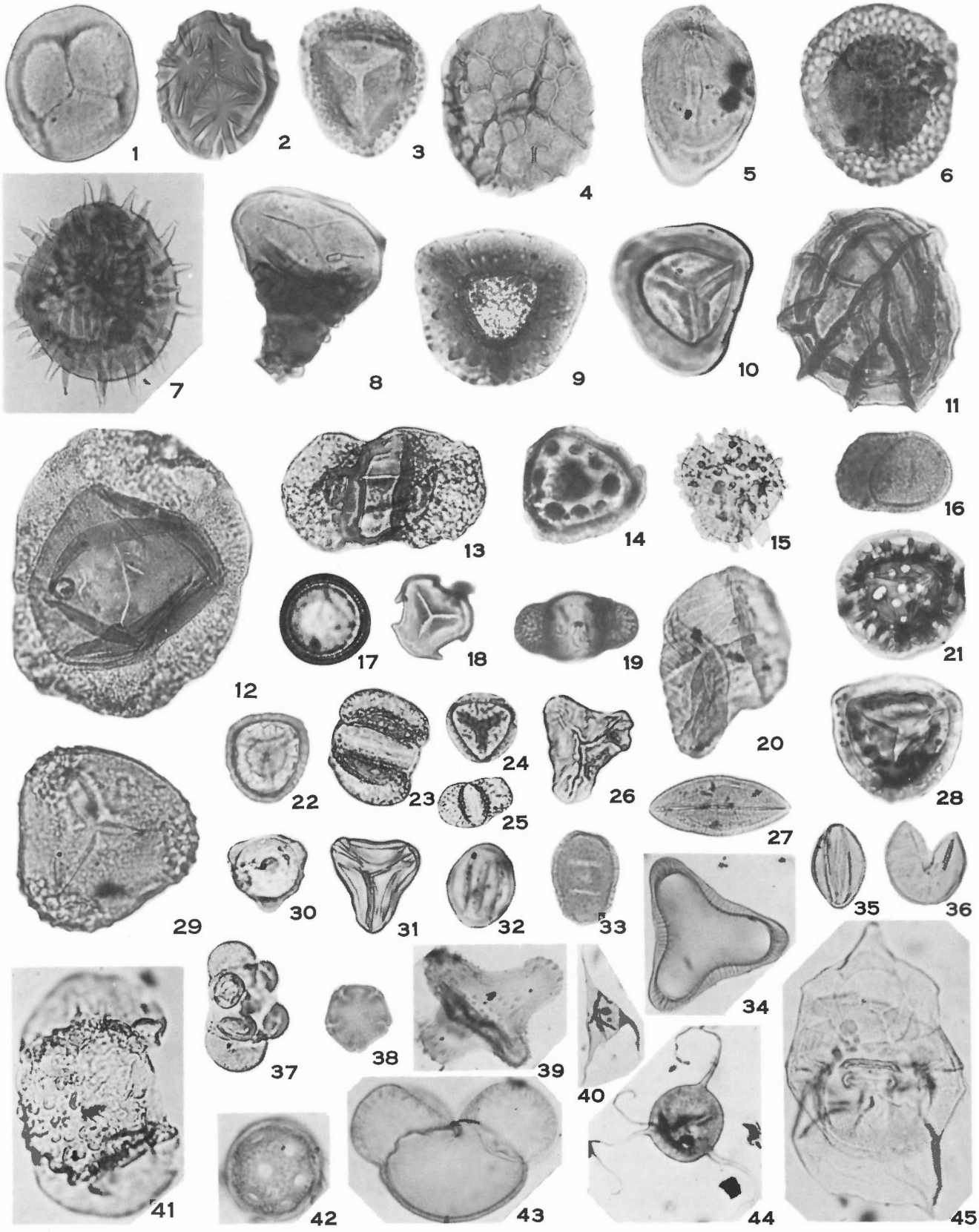

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45

Figure 26 *?Leiotriletes lineatus* Bolkhovitina. Crétacé inférieur; Alberta; GSC loc. 5925; 15084.

Figure 27 *Cycadopites* sp. Milieu du Permien; île Melville; GSC loc. 5221; 15080.

Figure 28 *Contignisporites ?cooksonii* (Balme) Dettmann. Crétacé inférieur; chaînons Richardson; GSC loc. 26909; 13835.

Figure 29 *Trilobosporites* sp. Crétacé inférieur; Alberta; GSC loc. 5925; 15081.

Figure 30 *Leiotriletes venustus* Bolkhovitina. Crétacé supérieur; Saskatchewan; GSC loc. 6658; 15082.

Figure 31 *Gleicheniidites senonicus* Ross. Crétacé inférieur; Alberta; GSC loc. 5925; 15083.

Figure 32 *Eucommiidites troedssonii* Erdtman. Crétacé inférieur; Nouvelle-Écosse; GSC loc. 6327; 13215.

Figure 33 *Wodehouseia* sp. Fin du Crétacé supérieur; île Devon; GSC loc. 4723; 15085.

Figure 34 *?Proteacidites* sp. Fin du Crétacé supérieur; île Devon; GSC loc. 4723; 15086.

Figure 35 Pollen non identifié d'angiospermes. Début du Miocène; île Vancouver; GSC loc. 7572; 15087.

Figure 36 Pollen de Taxodiaceae. Début du Miocène; île Vancouver; GSC loc. 7572; 15088.

Figure 37 Pollen non identifié de gymnospermes. Crétacé supérieur; Saskatchewan; GSC loc. 6658; 15089.

Figure 38 Pollen non identifié d'angiospermes. Fin du Crétacé supérieur; île Devon; GSC loc. 4723; 15090.

Figure 39 *Aquilapollenites amplus* Stanley. Fin du Crétacé supérieur; île Devon; GSC loc. 4723; 15091.

Figure 40 *Veryhachium* sp. Fin du Famennien; sud de l'Ontario; GSC loc. 7057; 15092.

Figure 41 *Rugubivesiculites* sp. Crétacé supérieur; Saskatchewan; GSC loc. 6658; 15093.

Figure 42 Pollen de *Caryophyllaceae*. Pléistocène; île du Cap-Breton; GSC loc. 7575; 15094.

Figure 43 *Pinus* sp. Pléistocène; île du Cap-Breton; GSC loc. 7575; 15095.

Figure 44 *Baltisphaeridium* sp. Fin du Famennien; sud de l'Ontario; GSC loc. 7057; 15096.

Figure 45 *Deflandrea* sp. Crétacé supérieur; île Ellef Ringnes; GSC loc. 7573; 15097.

LES FAUNES MARINES DU PLÉISTOCÈNE

F. J. E. Wagner

Contrairement à d'autres périodes, le temps géologique de la partie du Pléistocène, dont on a obtenu des fossiles, est trop court pour permettre une évolution. Les ensembles fauniques ont donc peu de valeur stratigraphiquement. Cependant, ils présentent des différences régionales, comme celles existant entre les régions de l'Atlantique et du Pacifique, et servent comme indicateurs des profondeurs et des températures des eaux de la fin du Pléistocène.

Les aspects régionaux des faunes présentés par les espèces les plus courantes font l'objet d'un texte explicatif joint aux PLANCHES XXXII ET XXXIII. Les régions arctiques paraissent avoir bénéficié surtout de la migration d'espèces de l'Atlantique Nord et ont peu d'espèces en commun avec l'Ouest du Canada. Les espèces cosmopolites indiquent des températures boréales ou subarctiques des mers plutôt que des températures arctiques élevées. Les autres espèces englobent *Natica clausa, Neptunea lyrata, Nuculana fossa, Nuculana minuta, Portlandia arctica, Astarte borealis, Astarte montagui striata* et *Mya pseudoarenaria,* particulièrement typiques des températures boréales, et *Buccinum cyaneum, Neptunea despecta tornata, Chlamys hindsi, Saxidomus giganteus, Mya arenaria* et *Balanus hameri* identifiés dans des eaux tempérées fraîches. Les faunes de l'Ouest indiquent un réchauffement des eaux entre les années 12,000 à 14,000 et le présent. Les faunes de l'Est démontrent la même tendance, mais limitée à la courte durée de la mer Champlain, située entre 11,500 et 8,000 à 9,000 ans avant le présent. Les ensembles de fossiles, de la péninsule Boothia à la partie orientale de la région de la rivière Back de la partie arctique du continent américain, laissent supposer une remontée des fonds d'une profondeur possible maximale de 200 pieds pour les dépôts d'environ 23,300 ans gisant actuellement à 640 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, à une profondeur possible minimale de 15 à 20 pieds pour les dépôts à 70 pieds au-dessus du niveau de la mer et d'environ 3,690 années. Dans l'Est du Canada, on a également observé des changements semblables de profondeur.

Choix d'ouvrages à consulter

Bolton, T. E., et Lee, P. K.
1960: Post-glacial marine overlap of Anticosti Island; *Proc., Ass. géol., Can.,* vol. 12, pp. 67–78.

Dawson, sir J. W.
1893: The Canadian ice age; William V. Dawson, Montréal.

Grant, U. S., IV, et Gale, H. R.
1931: Catalogue of the marine Pliocene and Pleistocene Mollusca of California; *Mem. San Diego Soc. Nat. Hist.,* vol. 1.

Richards, H. G.
1962: Studies on the marine Pleistocene; *Trans. Am. Phil. Soc.,* n. sér., vol. 52, part. 3, 141 pp., 21 pl.

Wagner, F. J. E.
1959: Palaeoecology of the marine Pleistocene faunas of southwestern British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Bull. 52.

PLANCHE XXXII. Fossiles marins du Pléistocène

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

FOSSILES COSMOPOLITES[1]

Figure 1 *Serripes groenlandicus* (Bruguière). Grande rivière du Chêne; Québec; 20156.

Figures 2, 3 *Hiatella arctica* (Linné). Chevalier; Québec; 20164.

Figure 4 *Balanus crenatus* Bruguière. Côte de l'Atlantique (Récent); 20191.

Figure 5 *Macoma calcarea* (Gmelin). Rivière Richelieu; Québec; 20158.

Figure 6 *Mytilus edulis* Linné. Saint-Joseph-du-Lac; Québec; 20149.

Figure 8 *Mya truncata* Linné. Grande rivière du Chêne; Québec; 20161.

Figures 11, 12 *Hemithiris psittacea* (Gmelin). Saint-Nicolas; Québec; 20131.

EST DU CANADA

Figure 7 *Lepeta caeca* Müller. Saint-Nicolas; Québec; 20132.

Figure 9 *Mya arenaria* Linné. Saint-Rémi; Québec; 20160.

Figure 10 *Balanus hameri* (Ascanius). Sainte-Philomène; Québec; 20192 (voir aussi pl. XXXIII, fig. 6).

Figure 25 *Tethya logani* Dawson. Montréal; Québec; 20130 (x2).

Figure 31 *Neptunea despecta tornata* (Gould). Grande rivière du Chêne; Québec; 20140.

[1] Toutes les régions qui ont été recouvertes d'eau dans l'Est du Canada (région de la mer Champlain en Ontario et au Québec, ainsi que les provinces de l'Atlantique), région de la mer Tyrrell (ancienne baie d'Hudson), régions de l'Arctique et de l'Ouest (région côtière de la Colombie-Britannique).

EST DU CANADA ET ARCTIQUE CANADIEN

Figure 13 *Buccinum tenue* Gray. Sainte-Geneviève; Québec; 20138.

Figure 14 *Buccinum cyaneum* Bruguière. Saint-Janvier-de-Joly; Québec; 20137.

Figure 15 *Trichotropis borealis* Broderip et Sowerby. Montréal; Québec; 20134 (x2).

Figure 16 *Balanus balanus* (Linné). Côte de l'Atlantique (Récent); 20190.

Figure 19 *Cylichna alba* Brown. Montréal; Québec; 20143 (x2).

Figure 20 *Tachyrhynchus erosum* (Couthouy). Saint-Nicolas; Québec; 20133.

EST DU CANADA, ARCTIQUE CANADIEN ET MER TYRRELL

Figure 17 *Protelphidium orbiculare* (Brady). Montréal; Québec; 20126 (x55).

Figure 18 *Islandiella teretis* (Tappan). Alexandria; Ontario; 20112 (x45).

Figures 21, 22 *Portlandia arctica* (Gray). Sainte-Geneviève; Québec; 20148.

Figures 23, 24 *Nuculana pernula* (Müller). Sainte-Geneviève; Québec; 20145.

Figure 26 *Mya pseudoarenaria* Schlesch. Saint-Janvier-de-Joly; Québec; 20163a.

Figures 27, 28 *Macoma balthica* (Linné). Saint-Joseph-du-Lac; Québec; 20157.

Figures 29, 30 *Astarte montagui striata* (Leach). Saint-Janvier-de-Joly; Québec; 20151.

PLANCHE XXXIII. Fossiles marins du Pléistocène

(figures de grandeur naturelle, sauf indication contraire)

EST DU CANADA, ARCTIQUE CANADIEN ET OUEST DU CANADA

Figure 4 *Natica clausa* Broderip et Sowerby. Sainte-Geneviève; Québec; 20135.

Figure 5 *Natica pallida* Broderip et Sowerby. Sainte-Geneviève; Québec; 20136.

ARCTIQUE CANADIEN ET MER TYRRELL

Figures 11, 12 *Astarte borealis* Schumacher. Île Bathurst; Territoires du Nord-Ouest; 20997.

ARCTIQUE CANADIEN ET OUEST DU CANADA

Figure 13 *Neptunea lyrata* (Gmelin). Île Vancouver; Colombie-Britannique; 20998.

Figure 15 *Nuculana minuta* (Fabricius). Comté de Whatcom; Washington (É.-U.); 20999 (x2).

OUEST DU CANADA

Figure 1 *Saxidomus giganteus* (Deshayes). Pointe Roberts; Colombie-Britannique; 21005.

Figures 2, 3 *Macoma incongrua* (Martens). Municipalité de Surrey; Colombie-Britannique; 21006.

Figures 7, 8 *Protothaca staminea* (Conrad). Redondo Beach; Californie (É.-U.); 21004.

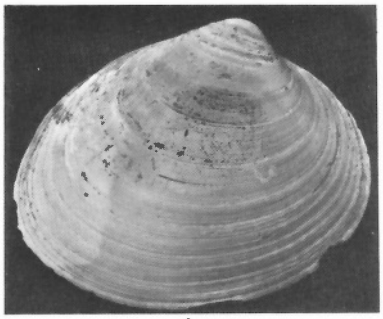
Figures 9, 10 *Chlamys hindsi* (Carpenter). Pointe Roberts; Colombie-Britannique; 21002.

Figure 14 *Trichotropis cancellata* Hinds. Municipalité de Surrey; Colombie-Britannique; 21000 (x2).

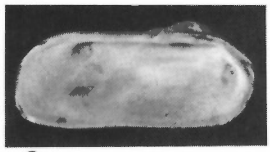
Figure 16 *Nuculana fossa* (Baird). Île Vancouver; Colombie-Britannique; 21001.

Figure 17 *Clinocardium nuttalli* (Conrad). Pointe Roberts; Colombie-Britannique; 21003.

Figure 6 *Balanus hameri* (Ascanius). Est du Canada (voir pl. XXXII, fig. 10).

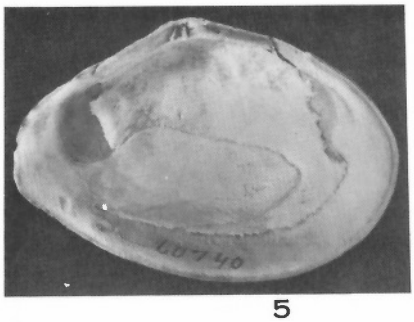

1

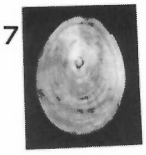

2

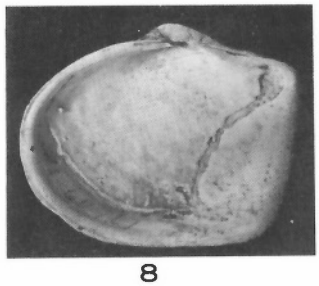

3


4

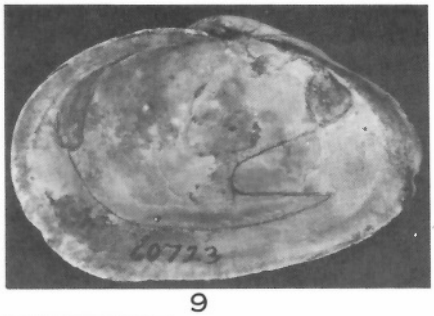

10


5


7

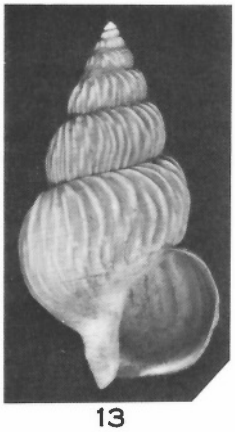

8

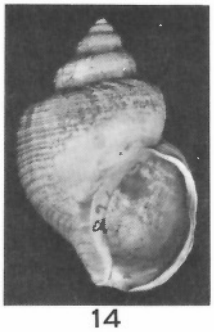

6


9


11


12


13


14

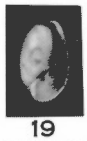

15


16

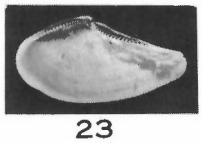

25


17


18


19

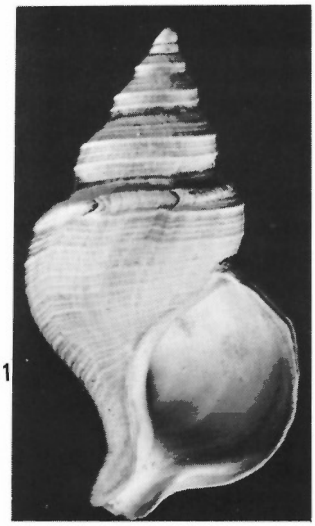

21

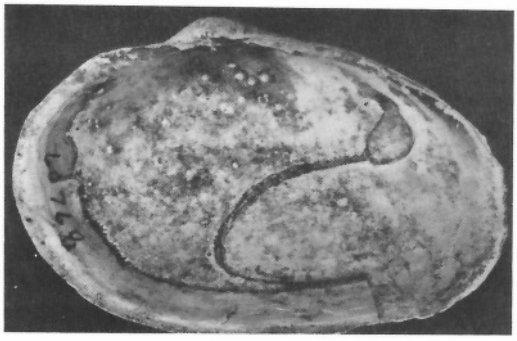

23

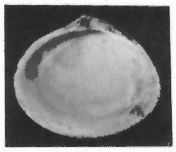

20

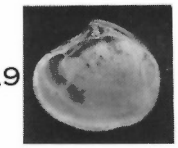

22

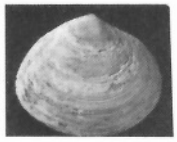

24

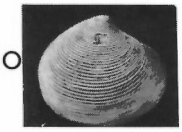

31

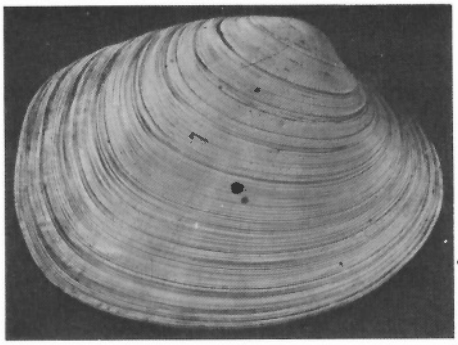

26

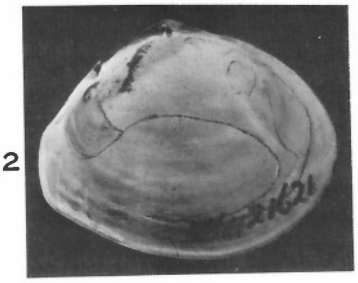

27

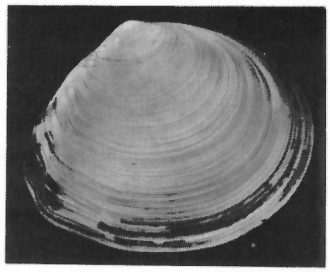

29

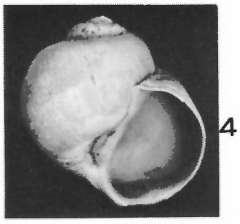

28

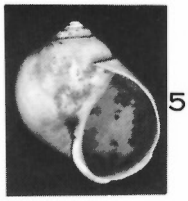

30

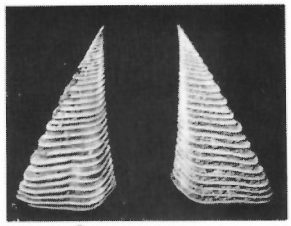

1

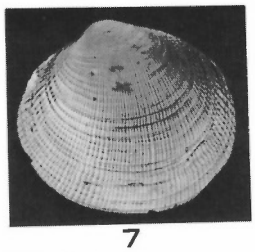

2

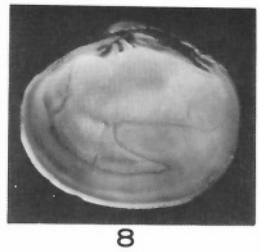

3

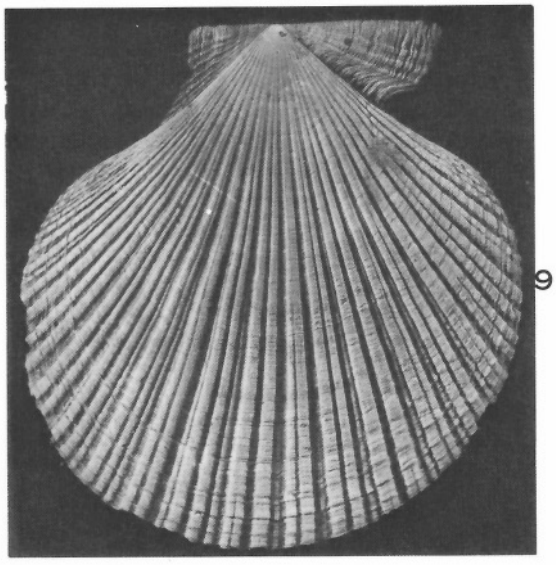

4

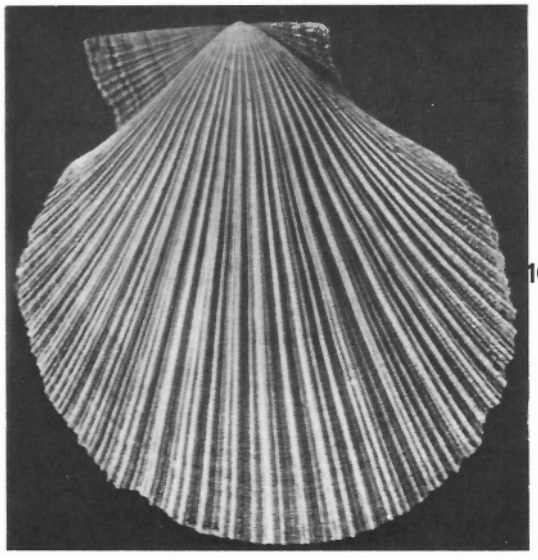

5

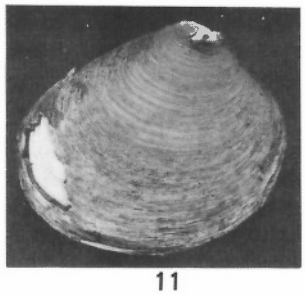

6

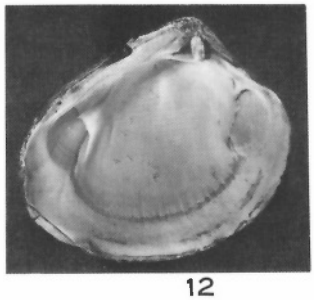

7

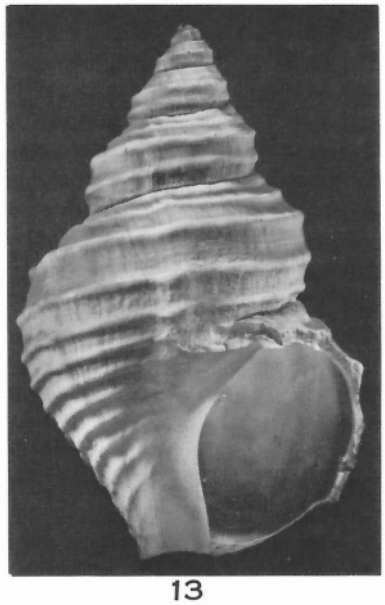

8


9

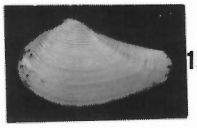

10


11

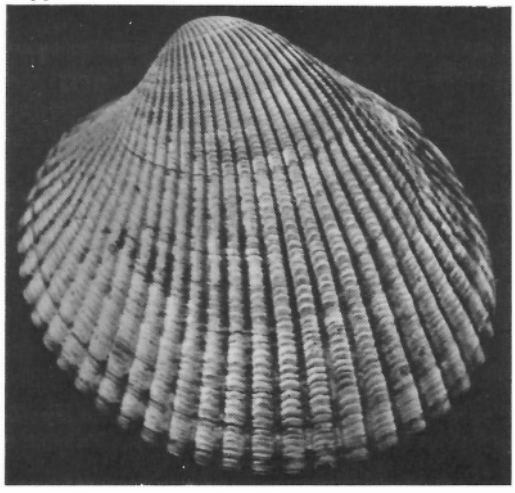

12


13


14


15


16


17

XII. Géologie du Quaternaire au Canada

Introduction 752

Les anciens dépôts glaciaires et non glaciaires .. 755

Le Wisconsin classique et les événements postglaciaires 786

Les considérations économiques 844

Choix d'ouvrages à consulter 846



INTRODUCTION

Le terme Quaternaire désigne l'ère de l'histoire du globe terrestre, commencée il y a environ un million d'années et qui se distingue de l'ère Tertiaire par des changements climatiques aux glaciations successives sur de vastes régions et un abaissement général en altitude de la limite des neiges éternelles dans le monde. Certaines données récentes océanographiques et paléontologiques suggèrent que ces changements climatiques ont pu commencer il y a trois millions d'années.

Le présent chapitre décrit la géologie des dépôts meubles glaciaires et non glaciaires qui recouvrent la roche en place, et les diverses formes de terrain attribuables aux phénomènes du Quaternaire. De l'avis de l'auteur, on peut employer indifféremment les termes Quaternaire et Pléistocène. Ce dernier est employé fréquemment au Canada, car il évoque davantage l'aspect glaciaire et climatique de cette époque. C'est pourquoi il est généralement utilisé dans ce chapitre. Le Quaternaire comprend aussi l'époque actuelle, très courte, non glaciaire, appelée communément le Récent. Au Canada, on peut considérer comme le Récent les 7,000 dernières années qui ont suivi la disparition de la majeure partie de la dernière nappe de glace continentale.

Actuellement, environ 10 p. 100 de la surface des continents se trouvent recouverts de glaciers alors que, pendant les glaciations anciennes, plus de 30 p. 100 des terres étaient sous les glaces et neiges éternelles. A une époque, 97 p. 100 du Canada étaient sous la glaciation, c'est ainsi qu'il renferme plus de terrains glaciaires que tout autre pays. Actuellement, environ 1 p. 100 des terres demeure recouvert de glaciers, concentrés dans les îles Reine-Élisabeth, l'île Baffin, et les montagnes de l'Ouest. Une région d'environ 70,000 milles carrés dans l'ouest du Yukon, le long de la chaîne Côtière, a échappé entièrement à la glaciation. Deux régions le long des avant-monts à l'ouest du fleuve Mackenzie, dans les Territoires du Nord-Ouest, d'une superficie d'environ 4,000 milles carrés, ont aussi, pense-t-on, échappé en majorité à la glaciation, mais on les a peu étudiées. Une petite région dans les Foothills des Rocheuses, dans le sud-ouest de l'Alberta, bien que plus élevée que la nappe de glace des plaines Intérieures, était recouverte sur son côté occidental par des glaciers de vallée originaires des glaciers de montagnes. Certaines parties du sud des plaines Intérieures, le long de la frontière internationale et près de l'extrémité méridionale de la nappe de glace des plaines Intérieures, se trouvaient apparemment plus élevées que les glaces environnantes et ont ainsi échappé à la glaciation.

Les restes organiques conservés dans ces dépôts meubles sont surtout des restes d'espèces modernes. L'étude de leur position stratigraphique et de leur emplacement géographique relativement à leur répartition actuelle fournit des renseignements sur la migration ancienne des plantes



XII

Géologie du Quaternaire au Canada

V. K. Prest

Calotte Viking et glaciers, île Ellesmere (T. N.-O.).

et des animaux. L'extinction et l'évolution des espèces ont existé au cours du Quaternaire, mais pas au même degré qu'au cours des ères et périodes antérieures.

L'homme a fait son apparition au cours du Quaternaire et son évolution a été régie, dans une grande mesure, par les conditions climatiques très caractéristiques de cette ère. Une hypothèse veut qu'un abaissement du niveau de la mer, conséquence du volume d'eau prise dans les glaces continentales, a permis aux tribus asiatiques d'émigrer en Amérique du Nord, surtout par voie de terre, en passant par la langue de terre de la mer de Béring (au nord du chapelet des îles Aléoutiennes). Avec la régression glaciaire, ces peuples ont quitté le refuge sans glaciers de l'Alaska et du territoire du Yukon et ont émigré vers l'est, le long de la côte de l'Arctique, et vers le sud, à l'intérieur du continent. Certains, les premiers Indiens de l'Amérique du Nord ou Amérindiens, ont campé sur les bords de lacs et déversoirs glaciaires disparus depuis longtemps.

Le Quaternaire comprend quatre principales glaciations dont chacune s'étend sur environ 100,000 années. Ce sont, de la plus ancienne à la plus récente, le Nebraskien, le Kansan, l'Illinoien et le Wisconsin. Elles sont séparées par de longs intervalles interglaciaires appelés: l'Afton, le Yarmouth et le Sangamon, au cours desquels les climats étaient aussi chauds ou plus chauds que les climats actuels et où le continent a dû être, en grande partie, libre de glace. De telles conditions ont dû favoriser une flore et une faune riches et variées dans la plupart des régions du Canada. Peu de dépôts appartiennent avec certitude à ces intervalles interglaciaires, bien qu'ils soient probablement tous présents dans les quelques dépôts connus. On a signalé des sédiments interglaciaires recouverts de drift glaciaire dans les provinces Maritimes, dans la région des Grands lacs, dans les plaines Intérieures, dans la Cordillère et dans l'Arctique; tous les intervalles doivent être présents dans la stratigraphie de la plaine de Porcupine, de la région nord du territoire du Yukon, mais cette région demeure peu étudiée.

Les quatre principales glaciations ont eu chacune des intervalles non glaciaires ou intervalles interstadiaires, relativement courts. Ce sont des époques au cours desquelles le climat s'est amélioré, avec une importante régression des glaciers de leurs zones périphériques, mais demeurant probablement sur une partie du continent. Les plantes et les animaux de climat frais ont émigré vers les régions nouvellement libérées par les glaces, mais leurs descendants devaient en être chassés par une nouvelle avancée glaciaire. Au Canada, on n'a pu reconnaître de tels intervalles interstadiaires que dans le Wisconsin. Les dépôts les mieux connus sont ceux de la région du lac Érié, en Ontario, et autour du détroit de Géorgie, en Colombie-Britannique.

Aucun système de classification n'est accepté en général pour les dépôts du Wisconsin, mais ils peuvent être subdiviser en dépôts glaciaires et non glaciaires. Par da-

tation au radiocarbone (C^{14}) de matières organiques de certains dépôts, on a établi une corrélation définie entre des emplacements épars qui remontent à environ 45,000 années, mais les études géologiques et biologiques à l'appui de telles déterminations d'âge font défaut. Les dates certaines sont en général restreintes aux 25,000 ou 30,000

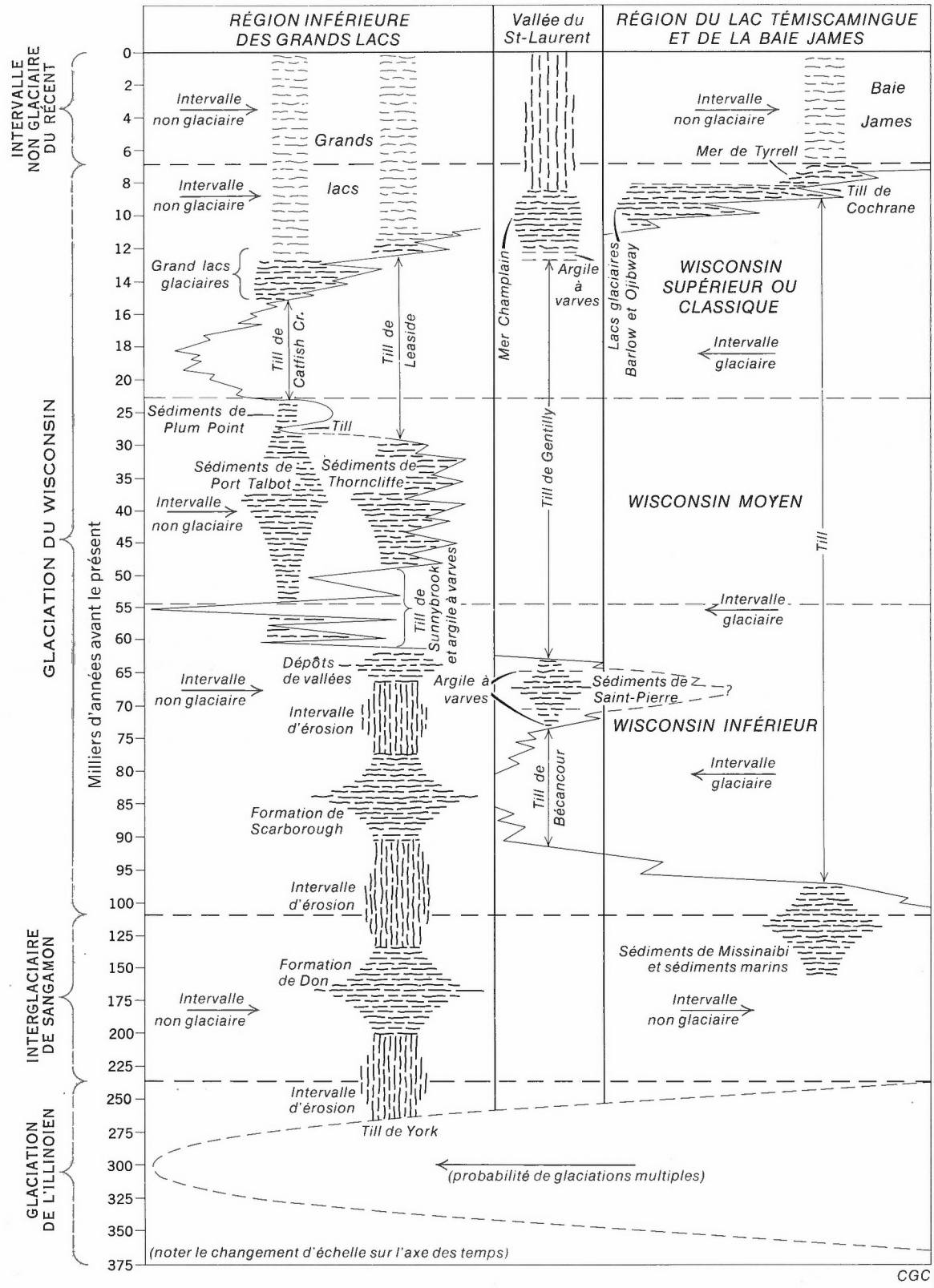


FIGURE XII-1

Relations chrono-stratigraphiques de la fin du Pléistocène dans le Centre-Est du Canada.

années avant le présent[1]. Les résultats de recherches exécutées dans la région du lac Érié indiquent un intervalle interstadiaire au milieu du Wisconsin, d'environ 20,000 années. Ceci a permis de subdiviser le Wisconsin en deux principaux étages: la partie inférieure et la partie supérieure; la partie supérieure, appelée communément l'étage «classique» du Wisconsin. Les variations de la position du front des glaces au cours de l'intervalle interstadiaire du milieu du Wisconsin compliquent la stratigraphie. L'intervalle interstadiaire du Wisconsin a pris fin par un retour important du front des glaces presque à la limite atteinte pendant la partie inférieure du Wisconsin. Le point culminant de l'étage supérieur ou «classique» du Wisconsin a eu lieu il y a environ 20,000 ans et, comme mentionné ci-dessus, environ 7,000 ans avant le présent, la glace avait disparu en majeure partie du continent. Des relations stratigraphiques transgressives de temps ont été reconnues pour la partie supérieure du Quaternaire dans les coupes du Centre-Est du Canada et se trouvent présentées, sous forme de diagramme, à la figure XII-1; des relations similaires existent sans doute dans tout le Quaternaire au Canada.

En raison des incertitudes sur les événements du Wisconsin et de leurs conséquences dans les différentes régions du Canada, et du fait que nombre d'échantillons soumis à l'analyse au radiocarbone ont donné des dates trop anciennes, il est impossible de parler de dépôts interglaciaires sans parler, en même temps, des dépôts de l'intervalle interstadiaire du Wisconsin, ou autres dépôts interstadiaires. De plus, en raison de l'absence générale de données paléontologiques ou autres de nature suffisamment précise pour reconnaître des dépôts interglaciaires d'âge déterminé, l'identification des couches de till associées demeure impossible. Ainsi, dans la présente étude de la géologie du Quaternaire au Canada, sont étudiés ensemble tous les dépôts antérieurs au point culminant de l'étage «classique» du Wisconsin, suivis de l'étude de la dernière glaciation, puis de la période de déglaciation. Dans certaines régions de l'Arctique et de la Cordillère, un régime glaciaire a prévalu jusqu'à présent et se manifeste par des calottes de glace et des glaciers de montagne. Pour simplifier, sont étudiées les variations de ces calottes et glaciers en même temps que les phénomènes de déglaciation du Wisconsin, bien que, à vrai dire, elles soient postérieures au Wisconsin.

LES ANCIENS DÉPÔTS GLACIAIRES ET NON GLACIAIRES

La présente section étudie les dépôts quaternaires du Canada antérieurs au point culminant de la dernière glaciation, ou à l'étage classique du Wisconsin; l'étude englobe les dépôts glaciaires, interglaciaires et interstadiaires, y compris les phénomènes à l'origine de leur formation ou de la modification du terrain. Les dépôts, en certains endroits, peuvent être préglaciaires et peuvent être associés à des événements du tout début du Quaternaire.

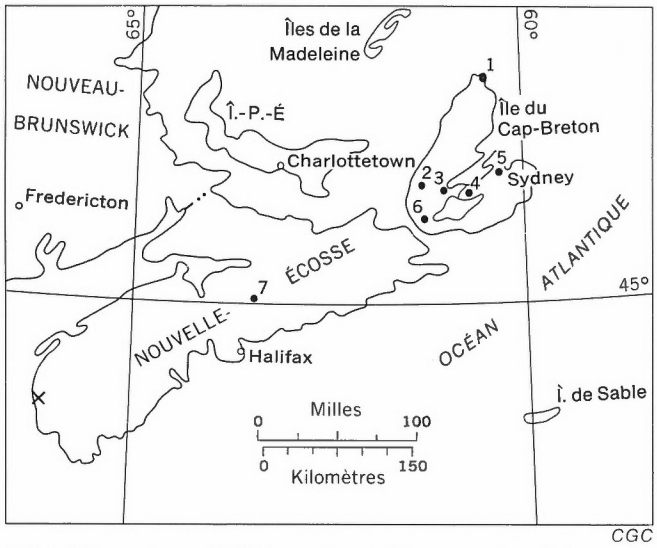
Les restes organiques constituent une petite partie, mais extrêmement importante, des dépôts sédimentaires; une attention particulière leur est accordée dans le présent exposé. Par suite de la reconnaissance du milieu et de l'âge des sédiments non glaciaires, les sédiments glaciaires, sis au-dessus ou au-dessous, peuvent être attribués arbitrairement à une glaciation particulière. Les dépôts eux-mêmes et les aspects appropriés de la physiographie sont examinés d'après la région plutôt que d'après le temps.

Région des Appalaches

La physiographie de la région des Appalaches reflète certains aspects des glaciations anciennes et des intervalles interglaciaires, mais ces aspects se trouvent généralement masqués par les formes de relief récentes, plus visibles, et par les dépôts de la dernière glaciation. De nombreux estuaires représentent les parties submergées d'anciens réseaux fluviaux qui ont pu être actifs au cours d'époques de bas niveau de la mer durant le Quaternaire. R. H. MacNeill (Université Acadia) croit que nombre de cours d'eau de la Nouvelle-Écosse sont d'anciens chenaux recreusés et aussi que certaines terrasses littorales, recouvertes de till, ont probablement été taillées au cours d'époques préglaciaires. A la surface et sous une couche de till rouge sablonneux, on trouve un manteau de grès gris dans certaines régions de l'est du Nouveau-Brunswick. Formé de grès et de siltstone tendres du Pennsylvanien, ce manteau atteint une épaisseur de 25 pieds, ce qui démontre qu'à cette époque il y a eu peu de modification de la topographie. Les hautes-terres du Nouveau-Brunswick comportent de façon surprenante peu d'indications de glaciation; les blocs erratiques semblent absents sur de grandes étendues de terrain et la roche en place est tendre et profondément altérée par les intempéries.

Dans l'île du Cap-Breton, on a reconnu des dépôts interglaciaires et interstadiaires, et des dépôts glaciaires associés, antérieurs au Wisconsin classique; un seul est

[1] «Avant le présent» se rapporte à l'année 1950. Ceci s'applique à toutes les déterminations d'âge mentionnées dans ce texte, même si on ne le répète pas.



1. Baie St-Laurent 2. Hillsborough 3. Whycocomagh 4. Benacadie 5. Leitches Creek 6. Rivière Inhabitants 7. Milford
× Gîtes de « vieilles » coquilles: till contenant des coquilles, cap Ste-Marie

FIGURE XII-2. Emplacement de dépôts organiques enfouis.

connu en Nouvelle-Écosse et aucun n'est identifié à Terre-Neuve, dans l'Île-du-Prince-Édouard, au Nouveau-Brunswick et dans la péninsule de Gaspé.

Dépôts organiques enfouis (fig. XII-2)

Baie St-Laurent. Des matériaux meubles à l'extrémité nord-est de l'île du Cap-Breton forment une falaise de 150 pieds de sédiments stratifiés qui renferment quelques matières organiques entre des couches pierreuses à apparence de till. Vers le sud-ouest, la roche en place nivelée est à découvert sous le drift. A la base de la section du drift se trouve un «till» graveleux et sableux fortement comprimé dont l'épaisseur atteint 20 pieds. Le till est recouvert de gravier fin et de silt interstratifiés, d'une épaisseur de 4 pieds, ou d'une couche de blocs qui semble être une surface délavée du till. La couche de 4 pieds et la couche de blocs se trouvent recouvertes d'une couche organique dense, épaisse de quelques pouces à un pied; au-dessus, reposent 2 pieds de silt stratifié, puis environ 30 pieds de sable et gravier interstratifiés, qui passent graduellement vers le haut de la section à du gravier à galet (*cobble gravel*). Le silt sous la couche organique renfermait des spores qui ne pouvaient provenir que de roches du Mississippien. La couche organique dense représente un sédiment détritique et renferme du pollen d'aulne, de bouleau, d'épinette noire et blanche, de pin gris, de sapin baumier, des traces de génévrier, de saule, de hêtre bleu et de noyer, et divers arbustres, herbes, graminées, fougères, mousses et champignons (Mott et Prest, 1967). Un morceau de bois, identifié comme étant du mélèze laricin, a donné au radiocarbone 38,300 ans (CGC-283)[1]. Les couches de silt immédiatement au-dessus de la couche organique renferment aussi du pollen et des spores analogues, mais les strates supérieures sont stériles. Non loin, E. H. Muller a remarqué une lentille d'argile silteuse couleur tan, d'une épaisseur maximale de 12 pieds et d'une longueur de 200 pieds. Recouvrant cette lentille et le gravier à galet mentionné plus haut, se trouve un till sableux à blocs de 30 à 90 pieds d'épaisseur, qui devient de plus en plus grossier vers le haut de la section; près de la surface, gisent des blocs qui atteignent 8 pieds sur 5.

La lentille d'argile contient des fragments de *Megayoldia thracaeformis,* mollusque marin vivant dans des eaux plus froides que celles qui entourent l'île du Cap-Breton aujourd'hui. L'argile renferme aussi des restes d'aulne et de bouleau, ce qui indique un climat frais, mais elle contient aussi du pin, un peu de chêne et des restes de tilleul d'Amérique; par ailleurs, l'assemblage est identique à celui de la couche organique détritique. Sont également présents des cysts dinoflagellés du Quaternaire et des spores originaires des roches mississippiennes du voisinage. Les restes de fossiles et les déterminations d'âge au radiocarbone sur les matières organiques enfouies indiquent clairement une période de climat frais antérieure au Wisconsin classique, peut-être du tout début du Wisconsin ou de la fin du Sangamon.

Hillsborough. Dans le sud-ouest de l'île du Cap-Breton, entre Mabou et Hillsborough, s'étendent de 8 à 12 pieds de till argileux, compact, d'un rouge terne, qui recouvre une couche, d'environ 5 pieds d'épaisseur, de sédiments stratifiés, de silteux à argileux, lesquels renferment de minces couches lenticulaires rubanées de matières carbonées et une couche basale de tourbe, silt et bois, de quelques pouces d'épaisseur à au moins deux pieds. La couche basale organique repose sur du silt qui atteint jusqu'à 18 pouces, lequel repose sur une couche inégale d'ortstein formée à la surface d'une couche de sable et de gravier fortement oxydés, de plus de 11 pieds d'épaisseur. La base de la partie visible de la section, au niveau de la route, se trouve à environ 10 pieds au-dessus du niveau de la rivière et de la mer.

Les sédiments silteux et le lit de tourbe (Mott et Prest, 1967) renferment cinq zones de pollen comportant chacune un assemblage différent caractéristique. L'assemblage en général indique une couverture de forêt, ressemblant à celle de la région forestière boréale plutôt qu'à celle du Cap-Breton d'aujourd'hui. Le bois de la base de la couche de tourbe remonte à >51,000 années (CGC-370). Cet âge indique le début du Wisconsin ou un autre intervalle interstadiaire, mais aucune corrélation avec la section de la baie St-Laurent n'est justifiable.

[1] Ces lettres désignent le laboratoire chargé de déterminer l'âge au radiocarbone et le numéro est celui de renvoi de l'échantillon. CGC, Commission géologique du Canada; Gx., Laboratoire de géochronologie; Gro. et GrN, Groningen, Pays-Bas; I., Isotopes Inc.; L., Observatoire géologique Lamont; S., Université de la Saskatchewan; Y., Université Yale; W., U.S. Geological Survey.

Whycocomagh. Des couches organiques, visibles dans la coupe d'un déblai de la route principale, dans le village de Whycocomagh, dans l'île du Cap-Breton, ont été réexaminées par l'auteur, à la suite d'une détermination d'âge au radiocarbone qui semblait anormale, calculée sur du bois provenant de ce déblai. Des matières graveleuses ressemblant à du till, épaisses de 10 pieds, recouvrent des sédiments stratifiés de 5 pieds d'épaisseur composés de gravier fin et silteux contenant quelques pouces de tourbe silteuse et des restes épars de bois. Les couches organiques reposent sur 15 pouces d'argile partiellement oxydée et de silt sus-jacents à une couche de till argileux et pierreux, épaisse de 10 à 16 pieds au moins; le till repose sur une surface irrégulière de la roche en place. Les sédiments stratifiés s'étendent sur plus de 50 pieds et disparaissent vers l'ouest à mesure que la roche en place et le manteau de till s'élèvent vers la surface. Le pollen de la couche organique (Mott et Prest, 1967) est caractérisé par un assemblage où dominent l'aulne, le bouleau, l'épinette et le pin. Cet assemblage ressemble à une partie du diagramme de pollen de la section de Hillsborough. Le bois de cette couche organique remonte à >44,000 années (CGC-290). Les sections de Whycocomagh et de Hillsborough, sises à 15 milles seulement l'une de l'autre, se trouvent aux extrémités opposées d'une vallée qui traverse toute l'île, et séparées uniquement par une ligne peu élevée de partage des eaux de surface. Elles se trouvent toutes deux près du niveau de la mer. On croit qu'il existe une corrélation entre les deux.

Benacadie. Une falaise au sud de Benacadie, à l'entrée de la baie Est du lac Bras-d'Or, contient des sédiments stratifiés entre des couches de till. Environ 50 pieds de till argileux, pierreux et rougeâtre recouvrent 5 pieds de silt argileux bien stratifié et une couche inférieure de till sableux et pierreux de 20 pieds. Les couches argileuses et silteuses renferment une forte proportion de pollen de pin (probablement de pin gris et de carex) et des quantités moindres de pollen, de bouleau, d'aulne et d'herbes (Mott et Prest, 1967). L'assemblage a plus d'affinités avec les diagrammes de pollen de la baie St-Laurent qu'avec ceux des sections plus rapprochées de Whycocomagh et de Hillsborough. Une autre bande de sédiments stratifiés entre des couches de till a été découverte par Terasmae et Mott près de la pointe Derby, à 4 milles au nord-ouest de Benacadie. Au-dessous du niveau de la route du littoral, deux pieds de till argileux et rougeâtre recouvrent quelques pieds d'argile silteuse, de sable mêlé de restes de plantes, et de gravier sableux. Ces sédiments stratifiés reposent sur environ dix pieds de till éboulé jusqu'au niveau de la mer. L'argile silteuse, entre les couches de till, ne renfermait pas de pollen.

Leitches Creek. Une étude préliminaire du résultat d'un forage et quelques échantillons d'un sondage à Leitches Creek, à l'ouest de Sydney, qui a traversé environ 190 pieds de dépôts meubles, indiquent la présence de deux couches de sédiments à teneur de matières organiques, et dont chacune se trouve entre deux couches de till. Des études préliminaires du pollen de ces couches organiques permettent de penser que la couche inférieure est interglaciaire et que la couche supérieure correspond à l'intervalle interstadiaire de Hillsborough.

Rivière Inhabitants. Des dépôts organiques enfouis, originaires de la rivière Inhabitants, île du Cap-Breton, ont été signalés en 1868 par J. W. Dawson. Une couche dure et tourbeuse, contenant des racines et des branches de conifères, repose sur de l'argile grise et sert de base à environ 20 pieds de till. L'emplacement de ces dépôts n'a pu être retrouvé.

Milford. Un dépôt de matières organiques enfouies, unique en son genre, a été découvert lors du décapelage des dépôts meubles recouvrant la carrière de gypse, à 2½ milles au sud de Milford Station (N.-É.). De la faine (*Fagus* sp.), de la noix de noyer (*Carya* sp., cf. *C. aquatica*), de la graine de cirier (*Myrica pennsylvanica*), et un morceau de bois coupé par un castor ont été recueillis d'une doline dans le gypse. La datation du bois a donné >33,800 ans (CGC-33). Les notes suivantes sur la carrière et ses environs résultent des observations faites par W. Take (Musée de la Nouvelle-Écosse).

La surface du gypse présente une topographie karstique (pl. XII-1). Au fond des dépressions se trouve un mélange de till éboulé et de matériaux fluvio-glaciaires, recouverts d'argile non fossilifère, de couleur entre le brun et le gris, et de tourbe de sphaigne renfermant des gastéropodes et des amas de till éboulé. Au-dessus de la tourbe s'étendent de l'argile grise très fossilifère et de l'argile sableuse. La mince partie basale de l'argile est caractérisée par d'abondants macrofossiles de pin blanc et quelques rares sapins-ciguës dont les restes augmentent dans la partie supérieure et se trouvent répartis de façon uniforme. Des tronçons de bois, des morceaux de bois rongés par des castors, des cônes, des insectes, des mollusques et des restes d'amphibiens et de mammifères ont été recueillis dans l'argile stratifiée. Une discordance d'érosion sépare l'argile des sables à teneur de plantes, notamment de l'épinette, du sapin, et de rares cônes de pin blanc.

Les dépôts des dolines et la surface de la roche en place érodée par les glaciers sont également tronqués et recouverts d'un till compact, gris et gypsifère. Par places, le till contient des débris de bois et à deux endroits un dallage de pierres le recouvre. Le till se trouve en général recouvert de sédiments qui passent graduellement d'une argile grise non fossilifère à une argile silteuse fossilifère, qui passe à un sable gris très fossilifère contenant d'abondantes brindilles de conifères et des cônes d'épinette et rarement de sapin. Sur ces sédiments, s'étendent deux couches de till de nature très semblable, séparées dans le fond de la vallée par des sables graveleux orange-brun. La partie basale de ces deux couches de till, surtout celle



PLANCHE XII-1

Topographie karstique de région de gypse à l'emplacement des dépôts interglaciaires de Milford (N.-É.). Les dolines renferment un mélange de sédiments glaciaires et non glaciaires à teneur de matières organiques datées à >38,000 ans avant le présent. La surface du gypse a subi l'effet de la glace et est recouverte d'un complexe de tills et de sédiments fossilifères, visibles dans la falaise à l'arrière-plan.

de la couche inférieure, est gypsifère. La teinte du till passe du gris près de la base au gris-brun au sommet. Dans les bas-plateaux, les deux couches fusionnent et le till a une teinte brune uniforme, sans gypse, mais fortement oxydé. A un endroit, il épouse très nettement le profil d'un sol.

Dans certaines vallées, sur un till gris-brun, à environ 35 pieds au-dessus du niveau de la mer, repose une argile litée, de couleur orange-brun à rouge-brun, contenant de petites racines verticales dans la partie supérieure, et qui évoque un milieu marécageux. Sur certaines élévations, une argile noire renferme des restes de mollusques, des cônes de pin blanc, de l'écorce et des cônes de sapin-ciguë, et des glands de chêne rouge. Un till argileux, rouge-brun très distinctif, recouvre les sédiments stratifiés des fonds de vallée et les tills gris-brun des régions élevées. Vient ensuite un ensemble d'argiles rouges, de till rouge, d'un peu de sable et de gravier fluvio-glaciaire, et une mince couche de till sableux et graveleux; celle-ci se trouve uniquement dans les vallées. Des sables et gravier fluvio-glaciaires, des argiles stratifiées et silteuses, et la section d'un sol actuel ou une surface cultivée, complètent la section des dépôts meubles.

Take considère que les dépôts de Milford représentent des parties des glaciations du Kansan, de l'Illinoien et du Wisconsin, et aussi des parties des intervalles interglaciaires du Yarmouth et du Sangamon. Il existe certainement des assemblages de fossiles interglaciaires et interstadiaires, mais les implications de la topographie karstique ont empêché jusqu'à maintenant d'établir des corrélations bien déterminées.

Basses-terres du Saint-Laurent

Les principales particularités de la physiographie des basses-terres du Saint-Laurent, telles que l'escarpement de Niagara et les hautes-terres contiguës du Bouclier canadien et de la région des Appalaches, datent d'avant le Quaternaire et, si l'on excepte certains surcreusements locaux et érosions glaciaires, les glaciers ont peu modifié la physiographie des basses-terres du Saint-Laurent. Les vastes zones morainiques du sud-ouest de l'Ontario demeurent un témoignage des effets directs de la glaciation. L'épaisseur du drift dans la moraine interlobaire des crêtes Oak atteint plus de 1,000 pieds et il existe certaines indications d'un réseau de drainage ancien, enfoui au nord du lac Ontario, sous ce qui est aujourd'hui une crête importante face au lac. Les vallées du Saint-Laurent et de l'Outaouais se trouvent remplies de sédiments marins, épais de 100 à 200 pieds, et, dans une région de roche en place à relief accidenté, au nord d'Oka, un chenal contient environ 400 pieds de drift, sus-jacent à une roche en place pourrie à une profondeur de quelque 175 pieds au-dessous du niveau actuel de la mer. Les fonds plats actuels des vallées comportent donc peu de ressemblance avec les réseaux de drainage plus mûrs des intervalles interglaciaires et des temps préglaciaires.

Dans les basses-terres du Saint-Laurent, les seuls dépôts interglaciaires incontestables sont ceux de la région de Toronto où l'on fait remonter la formation de Don à l'intervalle interglaciaire du Sangamon, et l'on croit que le till à la base de York représente une des glaciations de l'Illinoien (Karrow, 1967). Près de Trois-Rivières (Québec) et près de Toronto et de London (Ont.), les nombreux restes de matières organiques enfouies semblent représenter des intervalles non glaciaires durant le Wisconsin.

Dépôts organiques enfouis (fig. XII-3)

Trois-Rivières. La partie des basses-terres du Saint-Laurent, près de Trois-Rivières (Québec), a été assez étudiée en détail par Gadd (1960, pub. 1971). Le système de drainage des eaux de la vallée du Saint-Laurent semble avoir été obstrué au tout début du Wisconsin, ce qui a amené la formation d'un lac glaciaire et d'un dépôt d'argiles à varves rougeâtres (tabl. XII-1). Ultérieurement, le glacier a recouvert ces argiles et le till rouge brique de Bécancour, quelque peu sableux, s'y est déposé. La couche s'étend sur une grande région, au sud du fleuve Saint-

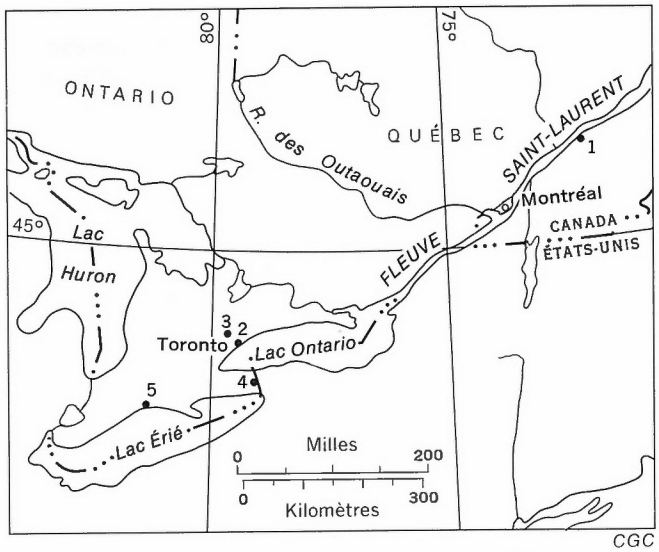


FIGURE XII-3. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans les basses-terres du Saint-Laurent.

Laurent, mais la limite sud atteinte par le glacier demeure inconnue. Le till tire sa riche couleur rouge des schistes argileux rouges de Queenston de l'Ordovicien. La plupart des cailloux du till sont d'origine précambrienne, donc le glacier charrieur du till était originaire du Bouclier canadien, probablement des hautes-terres Laurentiennes. Néanmoins, on n'a pas trouvé de till rouge, ni un till gris corrélatif, au nord du fleuve Saint-Laurent.

La section type caractéristique des sédiments de Saint-Pierre se trouve près de Saint-Pierre-les-Becquets, au Québec (Gadd, 1960). On donne le nom de «Saint-Pierre» aux sédiments intercalés entre les couches de till et à l'intervalle au cours duquel ces sédiments se sont déposés. Les sédiments recouvrent le till rouge de Bécancour et sont formés de sable et de sable silteux contenant des lits lenticulaires et discontinus de tourbe fortement comprimée et quelques restes organiques disséminés. La couche de sable atteint un maximum de 25 pieds d'épaisseur, mais, dans la section type, elle n'a que 13 pieds et comprend trois couches de tourbe. Le lit de tourbe supérieur le plus épais à l'endroit observé, le long d'un ravin près de Saint-Pierre-les-Becquets, mesurait 1.75 pied d'épaisseur et a été retracé sur plus de 200 verges. Chaque couche de tourbe commence par une gyttja, qui devient graduellement vers le haut de la section une tourbe de *carex* puis une tourbe de *sphaigne* contenant d'abondants restes d'arbres et autres végétaux, ce qui porte à croire à l'existence de transgressions périodiques des basses-terres du Saint-Laurent.

Les sédiments de Saint-Pierre s'étendent sur environ 50 milles le long de la rive sud du Saint-Laurent, de Pierreville à Deschaillons, et à l'intérieur des terres, sur environ 20 milles, jusqu'à Sainte-Brigitte (pl. XII-2). Ils se trouvent aussi sur la rive nord du fleuve, à Les Vieilles-Forges, à environ 6 milles au nord-ouest de Trois-Rivières (Gadd et Karrow, 1960). Selon P. F. Karrow, il est en outre fort probable que les sédiments renfermant des matières organiques, signalés par A. P. Coleman, à Donnacona, à 50 milles à l'est, correspondent aux sédiments de Saint-Pierre. Certains sédiments tourbeux, de niveau stratigraphique incertain, et les sédiments non organiques intercalés entre deux tills, sis ailleurs dans la région, font penser que les sédiments de Saint-Pierre sont encore plus étendus. Le tout semble constituer un ancien système fluvial que le fleuve Saint-Laurent et ses affluents découvrent lentement.



PLANCHE XII-2

Section de sédiments postglaciaires: le till de Gentilly, et les sédiments de Saint-Pierre le long de la rivière Bécancour, au nord d'Aston Jonction (Québec). Les sédiments de Saint-Pierre sont probablement sous-jacents au till rouge de Bécancour qui affleure en aval. A, Sable de Saint-Pierre et sable caillouteux: > 60 pieds; B, till de Gentilly: 15 pieds; C, argile de la mer Champlain: 24 pieds; D, sable d'alluvion: 6 pieds.

TABLEAU XII-1 *Section généralisée des dépôts du Pléistocène des basses-terres du Saint-Laurent* (N. R. Gadd)

	Épaisseur maximale connue, en pieds
Dépôts marécageux	20
Sables des terrasses basses, altitude environ 100′	10
Sables des terrasses hautes, altitude environ 300′	10
Sable de la mer Champlain	25
Till de St-Narcisse	15+
Argile de la mer Champlain	100
Till de Gentilly	15
Argile à varves du lac Deschaillons	70
Sédiments de St-Pierre	25
Argile à varves rubannée rouge	5
Till de Bécancour	55
Argile à varves rouge	5
Roche en place (schiste argileux rouge de Queenston)	—

L'analyse pollinique des sédiments de Saint-Pierre révèlent que l'épinette, le pin, le bouleau et l'aulne sont les principaux genres d'arbres présents et que le chêne, le hêtre, l'érable, l'orme, le frêne, et le noyer blanc d'Amérique constituent seulement ensemble de 2 à 5 p. 100 des pollens d'arbres dans la partie moyenne et la plus chaude de la succession. Il est frappant de constater l'absence de sapin-ciguë. Le diagramme pollinique est semblable à celui des premiers assemblages postglaciaires des basses-terres du Saint-Laurent, à l'exception de l'absence du sapin-ciguë, et ressemble à la zone forestière boréale actuelle (Terasmae, 1958, p. 20). On trouve assez communément des ailes de coléoptères dans les couches de tourbe et on y a remarqué quelques ostracodes. Terasmae conclut que le climat est demeuré sensiblement constant pendant la majeure partie de l'intervalle de Saint-Pierre, mais qu'un régime presque arctique dominait près du début et près de la fin de la séquence, et qu'il s'agissait d'un intervalle relativement court.

Des échantillons de Pierreville et de Saint-Pierre ont été datés à Groningen, par une méthode d'enrichissement isotopique, à 67,000 ± 2,000 ans et 64,000 ± 1,000 ans, et un échantillon de Donnacona, daté par les méthodes classiques, a donné >44,470 ans (Y-463). Ainsi, l'on déduit que les sédiments de Saint-Pierre représentent un interglaciaire du début du Wisconsin. De l'argile à varves du lac Deschaillons, de 70 pieds d'épaisseur, déposée dans un lac proglaciaire, recouvre les sédiments de Saint-Pierre. Cette argile se trouve recouverte par le till de Gentilly déposé par la transgression glaciaire. La couche de glace est demeurée pendant la majeure partie du Wisconsin, puis a disparu et la mer a envahi les basses-terres du Saint-Laurent, il y a environ 12,000 ans. Ultérieurement, le

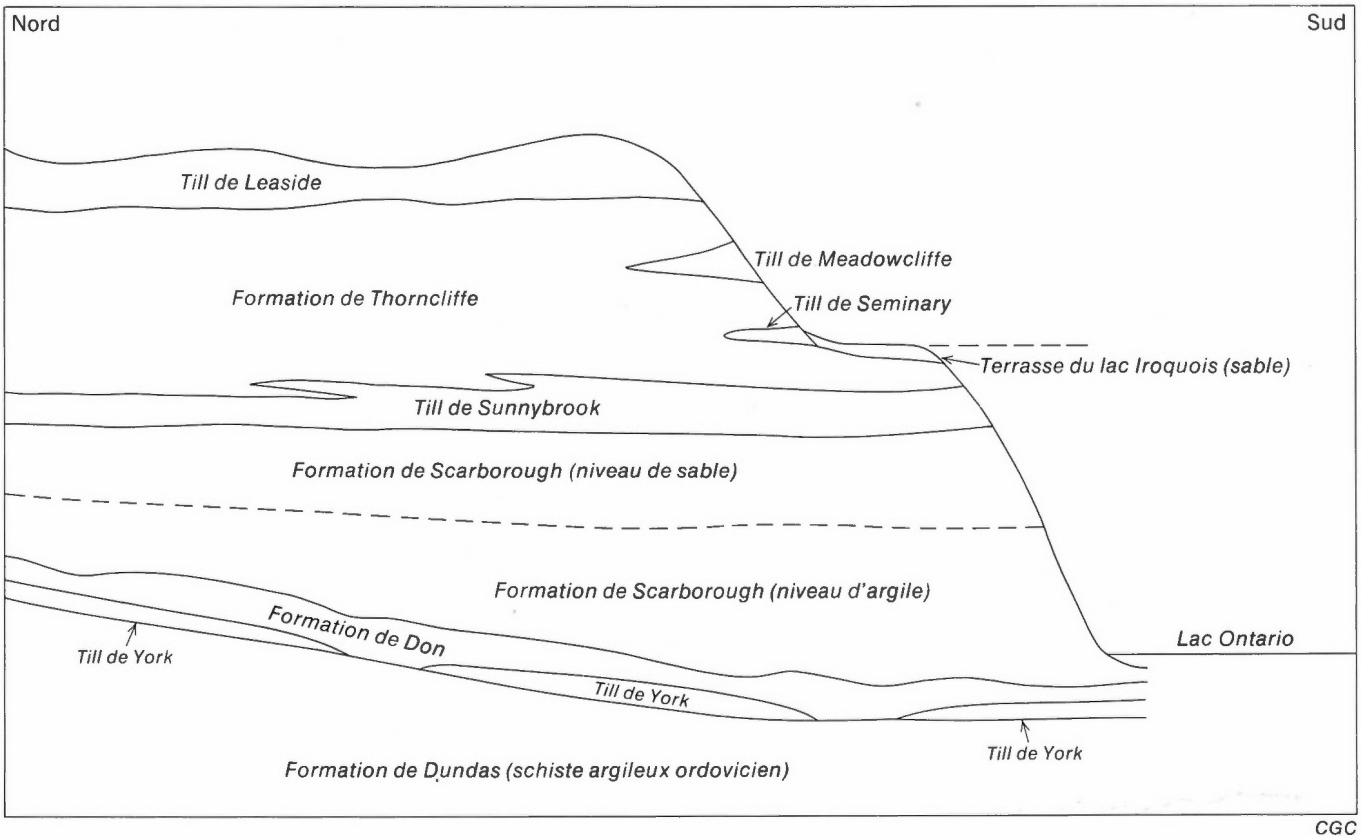


FIGURE XII-4. Diagramme schématique des relations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène à Scarborough Bluffs, Toronto (Ont.) (Karrow, 1964).

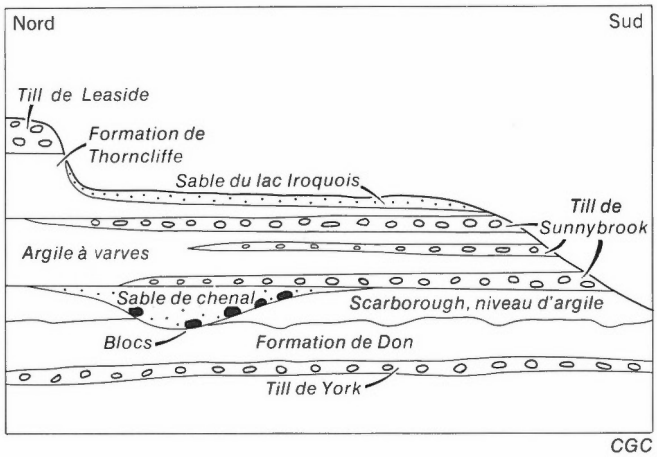


FIGURE XII-5. Diagramme schématique montrant les relations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène à la briqueterie de Don Valley, Toronto (Ont.) (Karrow, 1964).

soulèvement différentiel du continent a entraîné une régression marine et le système actuel de drainage s'est établi.

Toronto. Les dépôts non glaciaires enfouis du Pléistocène les plus remarquables du Canada sont ceux de la région de Toronto. Connus depuis plus d'un siècle, on les observe par intermittence dans les travaux d'exploitation de la briqueterie de Don Valley, depuis 1889. Des études récentes ont contribué à élucider la chronologie des dépôts meubles de cette région. Les couches non glaciaires contenant des matières organiques ont été trouvées durant les importants travaux d'excavation lors de la construction des lignes de métro et autres travaux exécutés au cours des dix dernières années. La succession de dépôts non glaciaires de la région est représentée de façon schématique aux figures XII-4 et 5.

Dans la briqueterie de Don Valley, le till à la base de York a de un à quatre pieds d'épaisseur et repose sur des strates ordoviciennes. Il est recouvert des sédiments stratifiés fossilifères de la formation de Don (Karrow, 1964, 1967). Un intervalle s'est écoulé entre le dépôt du till de York et la formation de Don, étant donné que les couches à la base de cette dernière renferment du pollen d'une flore chaude (Terasmae, 1960, p. 33).

La formation de Don est composée jusqu'à 25 pieds d'argile et de sable, généralement bien stratifiés, qui montrent des stratifications entrecroisées, ainsi que des remblaiements et des creusements alternatifs, et renferment des restes épars de végétaux et d'animaux de variétés nombreuses. Parmi les végétaux, qu'on ne trouve pas aussi au nord aujourd'hui, il convient de mentionner les arbres suivants: le thuya du sud, le frêne bleu, l'oranger des Osages, le chêne gris, le chêne à grands sessiles et le robinier faux acacia. On a identifié en tout 44 taxa de végétaux des restes macroscopiques. La plupart de ces taxa ont été reconnus aussi parmi les pollens, plus 28 taxa additionnels, y compris du pollen de gomme douce, mais on ne les trouve plus aujourd'hui dans la région de Toronto (Terasmae, 1960). Terasmae a aussi identifié quelque 20 espèces de diatomées et a noté la présence de spicules d'éponge d'eau douce provenant de la partie moyenne de la formation de Don; ces restes indiquent que le milieu dans lequel ces animaux vivaient était des lacs, des cours d'eau et des marécages. Parmi les restes d'animaux récupérés se trouvent des coquilles de quelque 40 espèces de lamellibranches et de gastéropodes (y compris quelques escargots), une partie d'un poisson-chat et des os de marmotte, de cerf, de bison, d'ours et de castor géant. Terasmae déclare: «Une interprétation écologique-climatologique de toutes les informations fournies par les fossiles des couches de la formation de Don permet de croire que la température annuelle moyenne, à l'époque où ces fossiles ont été déposés, atteignait probablement un maximum de 5°F au-dessus de la température actuelle.» Les recherches effectuées ces dernières années par Karrow et par d'autres ont démontré que les restes de bois ne sont pas courants et que les feuilles et les restes de vertébrés demeurent très rares.

La formation de Don à la briqueterie de Don Valley se trouve à environ 60 pieds au-dessus du niveau du lac Ontario (élév. 246 pi.); mais, à Scarborough Bluffs, son contact supérieur est au-dessous du niveau du lac. Sa partie inférieure a été déposée à l'embouchure d'une rivière, où celle-ci se jetait dans un lac du bassin ontarien. L'abaissement du niveau du lac est constaté par la nature des restes de diatomées, de la partie moyenne de la formation, et par la nature sableuse de sa partie supérieure. Les lits sableux de la partie supérieure ont été en outre lessivés et altérés par l'action des agents atmosphériques (Terasmae, 1960; Karrow, 1964), avant que les dépôts de la formation de Scarborough, caractéristique d'un climat frais, ne viennent les recouvrir. A la briqueterie de Don Valley, la formation de Don se trouve séparée par endroits de la formation de Scarborough sus-jacente et par une couche dure et compacte de sable non calcaire contenant quelques cailloux et galets. Ce type de contact entre les deux formations à été également observé à Scarborough Bluffs, dans des trous de sondage à 15 pieds au-dessous du niveau du lac. Il est évident que la formation de Don représente une partie d'un intervalle interglaciaire. Elle est généralement associée au Sangamon, mais la connaissance de sa position stratigraphique exacte demande des recherches supplémentaires.

La formation de Scarborough (Karrow, 1964) est surtout connue par sa section affleurante à Scarborough Bluffs composée d'une partie inférieure de silt argileux d'environ 100 pieds d'épaisseur et d'une partie supérieure sablonneuse d'environ 50 pieds. On la retrouve également dans la briqueterie de Don Valley, mais, à cet endroit, la partie inférieure argileuse a moins de 25 pieds d'épaisseur et semble dépourvue de fossiles, bien qu'un certain nombre de restes détritiques de plantes aient été remarqués

entre les minces couches d'argile. Ce dépôt argileux, parfaitement lité, est considéré comme un dépôt formé en eau profonde. A Scarborough Bluffs, la partie inférieure argileuse comprend par endroits des couches tourbeuses d'un demi-pouce ou plus d'épaisseur. Ces couches ont donné plusieurs petits fossiles, y compris des diatomées et des feuilles, des graines ou spores de quelque 15 plantes et, fait à remarquer, des élytres et diverses parties chitineuses d'environ 72 espèces de coléoptères (Coleman, 1933). On dit que les coléoptères appartiennent à des espèces presque entièrement disparues, mais une nouvelle étude sur ces espèces des couches organiques détritiques de la formation de Scarborough semble nécessaire pour le confirmer. Terasmae a identifié 41 plantes dans la partie argileuse de cette formation; ces plantes indiquent une forêt boréale. L'unité sablonneuse sus-jacente contient des couches détritiques à teneur de plantes, quelques ostracodes et des mollusques. Terasmae rapporte la présence d'un ensemble de pollen d'espèces de forêts boréales, semblables à celles découvertes dans l'unité inférieure argileuse. Il en conclut que la température, à l'époque du dépôt de la formation de Scarborough, était peut-être de 10°F plus froide que celle de nos jours. Les sables, déposés par des eaux coulant vers le sud-est, représentent probablement un delta formé dans un lac (lac Scarborough), et qui s'élevait à quelque 200 pieds au-dessus du niveau du présent lac. Un morceau de bois extrait à Scarborough, près du sommet de la formation remonte à >52,000 ans (Gro-2555), ainsi, l'âge précis de la formation reste inconnu.

L'auteur du présent chapitre considère les couches de Scarborough plus anciennes que les sédiments de Saint-Pierre. Le lac Scarborough a été formé à la suite d'un long intervalle d'érosion, au cours duquel les couches de la formation de Don ont subi des dégradations et l'action des agents atmosphériques. L'existence du lac Scarborough peut être attribuée à un embâcle du système de drainage causé par une avancée des glaces; les études écologiques semblent confirmer ce point de vue. D'autre part, les sédiments de Saint-Pierre représentent un ancien réseau fluvial avec dépôts connexes de plaines fluviales d'inondation, lesquels requièrent un système de drainage en forme de chenal pour la vallée du Saint-Laurent. Ainsi, la formation de Scarborough doit être antérieure ou postérieure à l'existence des sédiments de Saint-Pierre et, suivant d'autres évidences décrites ci-après, elle est considérée plus ancienne.

Les dépôts postérieurs à la formation de Scarborough contiennent également des matières organiques. Au cours de et après la baisse du niveau du lac Scarborough, de profondes vallées se sont creusées dans la formation de Scarborough, ainsi qu'à certains endroits dans la formation de Don. Une élévation du niveau des eaux du lac a amené l'accumulation de dépôts sablonneux dans ces vallées. Des blocs, des galets et quelques amas de till au fond d'un chenal, à la briqueterie de Don Valley, peuvent être l'indice d'un intervalle de temps significatif. Les matières organiques de ces sédiments ont été, en partie, déposées à nouveau à partir de lits plus anciens, mais certaines sont inhérentes à ce stade de sédimentation. D'un intérêt spécial est la première découverte au Canada du gastéropode distinctif *Hendersonia occulta*. Coleman (1933) rapporte, usés par l'eau, «des vertèbres de bison, une partie de la mâchoire inférieure d'un ours, un bois de cerf d'une espèce aujourd'hui disparue, *Cervalces borealis*», et des morceaux d'ivoire de défenses de mammouths ou de mastodontes. Tous ces fossiles proviennent des carrières à sable de Christie Street que P. F. Karrow met en corrélation avec les matières de remplissage des vallées mentionnées ci-dessus.

Postérieurement à une transgression glaciaire au milieu du Wisconsin dans le bassin du lac Ontario et au dépôt du till de Sunnybrook et d'argiles à varves, eut lieu une autre période de sédimentation non glaciaire. Les sédiments de cette période non glaciaire contiennent des restes épars de plantes et comprennent la formation de Thorncliffe (Karrow, 1964), formée d'argile, de silt et de sable stratifiés qui, croit-on, ont été déposés dans des lacs et cours d'eau. Près du lac Ontario, deux cônes de till s'imbriquent dans la formation de Thorncliffe, par suite de courtes avancées glaciaires vers l'ouest. Les fragments épars de plantes, ainsi que les lentilles de tills (tills de Seminary et de Meadowcliffe), sont les indices d'un climat plutôt froid. Le pin gris et l'épinette étaient les espèces d'arbres prédominantes avec, en quantité moindre, du mélèze laricin, du chêne et du bouleau, et d'abondant pollen autre que du pollen d'arbres. La datation d'un petit échantillon de matière végétale de la formation de Thorncliffe a donné 38,900 ± 1,300 ans (CGC-271). Les glaces, précédées par les tills imbriqués, ont alors recouvert la région au cours du Wisconsin classique, créant ainsi le dépôt de till de Leaside. La vie végétale et animale n'est réapparue que vers la fin de la période glaciaire ou le début de la période postglaciaire.

Markham et Woodbridge. A quelques milles au nord de Toronto, on a découvert d'anciennes matières organiques sous du till. A Markham, on a trouvé, dans une gravière, un amas de tourbe remontant à >34,000 ans (W-194) et provenant, croit-on, de couches de Thorncliffe ou de la formation de Scarborough. A Woodbridge, cinq couches différentes de till et quelques pieds de silt lité, formant au plus 35 pieds, reposent sur environ 25 pieds de silt argileux renfermant des filaments et des lentilles de tourbe et de bois (fig. XII-6). A la base de cette section, affleurent 14 pieds de sable et gravier et 9 pieds de till de l'Illinoien. Quelques amas de tourbe ont été observés dans le till argileux sus-jacent aux sédiments tourbeux. Des analyses polliniques révèlent l'existence, dans la région à cette période, d'une forêt boréale comprenant comme principales espèces d'arbres: le pin gris, l'épinette blanche et noire et le bouleau. Cet assemblage et une détermination d'âge au radiocarbone de >49,700 ans (CGC-203) semblent in-

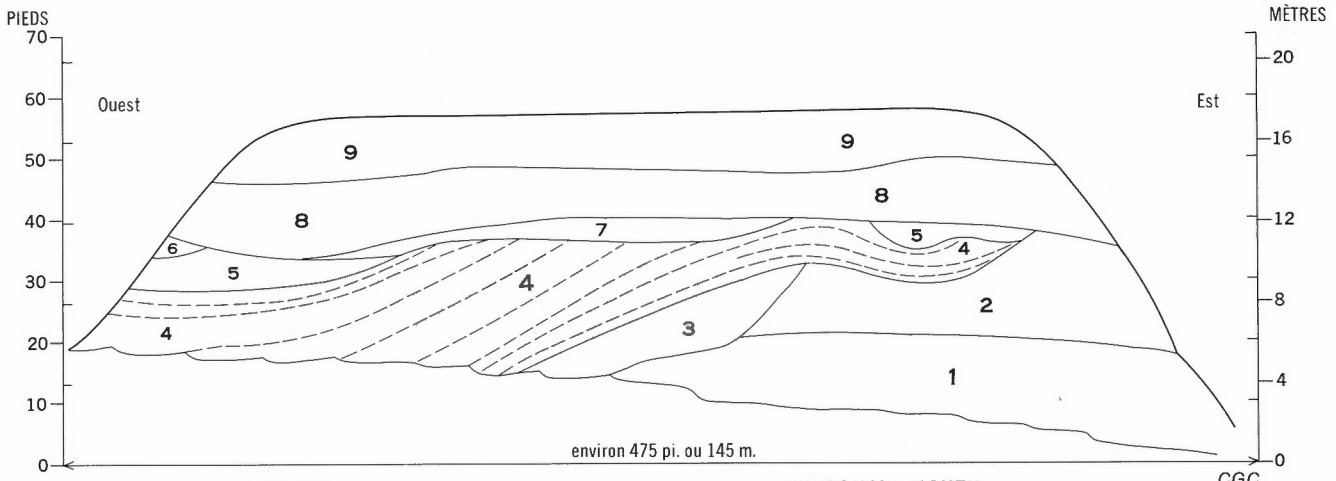
diquer qu'il existe une corrélation entre ces dépôts et la formation de Scarborough, mais il n'est pas exclu qu'ils soient postérieurs à cette formation.

Niagara Falls. Près de Niagara Falls, le silt du chenal enfoui de Saint-David a donné un assemblage de spores et de pollens qui indique également une zone de forêt boréale. Les études polliniques de Terasmae établissent l'exactitude d'un rapport antérieur sur la découverte de fragments d'épinette dans un trou de forage de 186 pieds, effectué dans le chenal. La corrélation entre ces dépôts de silt et d'autres couches non glaciaires de l'Ontario n'est pas encore concluante, mais il reste qu'ils peuvent bien être du milieu du Wisconsin.

Port Talbot. En 1951, A. Dreimanis signale des dépôts organiques enfouis sur la rive du lac Érié, au sud de London, qui dénotent un régime non glaciaire. A mesure de la progression des recherches par forages sur le littoral, une succession complexe de dépôts était mise à jour (fig. XII-7). La datation des matières organiques au radiocarbone semble indiquer deux groupes d'âge principaux, soit de 48,000 à 44,000 ans, et de 28,000 à 23,000 ans avant le présent. On croit que ces intervalles non glaciaires ont été séparés par un intervalle glaciaire, représenté par une couche de till (Southwold) recouvrant les sédiments «plus anciens» à plusieurs endroits. Dreimanis (1957, 1958) a donné à ces deux intervalles le nom de Port Talbot et Plum Point respectivement.

Le plus important dépôt de matières organiques à Port Talbot affleure au pied d'une falaise de 100 pieds surplombant le lac Érié. Des couches déformées de silt, d'argile, de gyttja calcaire et de mottes de tourbe éparses sont recouvertes par des dépôts glacio-lacustres d'argile et de silt, par du silt et du sable silteux, contenant des matières organiques de l'intervalle Plum Point, et par un ensemble de drift de la partie principale ou classique du Wisconsin. La gyttja contient du mélèze, de l'épinette et des plantes aquatiques (*Potamogeton, Menyanthes* et *Najas*) (Dreimanis et coll., 1966). Un reste de défense de mastodonte a été récupéré dans une gravière d'argile à blocaux, à quelque 600 pieds à l'est du dépôt de gyttja, au même niveau stratigraphique. Environ 17 espèces d'ostracodes ont été trouvées dans les silts argileux situés au-dessus et au-dessous de la couche de gyttja. Des coquilles de mollusques des deux couches de silt et de celle de gyttja semblent avoir été écrasées par l'action glaciaire qui a déformé les couches, mais trois genres ont cependant pu être identifiés. L'assemblage de pollen dans la couche de gyttja indique que les principales espèces d'arbres de la région étaient le pin, l'épinette, le mélèze et le bouleau. Le pin gris domine, mais la partie inférieure de la couche de gyttja contient également de gros grains de pollen de pin argenté ou rouge. Les restes organiques indiquent que le climat, le long des rives du lac Érié, était plus frais que présentement.

Des forages pratiqués à Port Talbot, sous des sédiments stratifiés de 47,700 ± 1,200 ans (CGC-217), ont indiqué une couche d'environ 30 pieds de silt et d'argile à varves de couleur chamois brunâtre, contenant du pollen épars et recouvrant quelques pieds d'argile et silt verdâtres qui renferment de grandes quantités de pollen de pin gris, d'épinette, de chêne et autre pollen de plantes. Les carac-



ILLINOIEN
1. *TILL DE YORK: till de sable argileux*
2. *Sable, gravier*

WISCONSIN INFÉRIEUR?
3. *Silt de colluvions, un peu de matière organique*

WISCONSIN INFÉRIEUR
4. *Sédiments stratifiés: argile, silt, sable, gravier, tourbe comprimée, bois (datation au C^{14}: > 49,700 années)*
5. *TILL DE SUNNYBROOK: till argileux*

WISCONSIN MOYEN
6. *Gravier*

WISCONSIN SUPÉRIEUR (CLASSIQUE)
7. *TILL DE WENTWORTH: till graveleux*
8. *TILL DE HALTON-LEASIDE: till silteux*
9. *Till argileux*

FIGURE XII-6. Drift du Wisconsin et de l'Illinoien dans une coupe de déblai de voie ferrée, Woodbridge (Ont.) (Karrow, 1965).

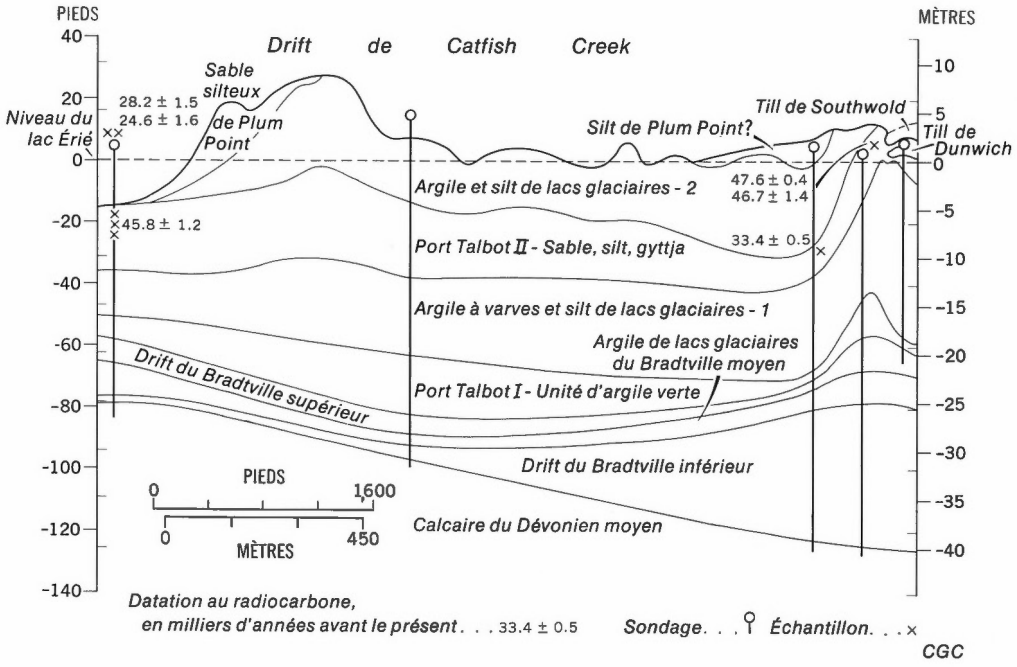


FIGURE XII-7

Profil généralisé des dépôts du Pléistocène près de Port Talbot (Ont.) (Dreimanis et coll., 1966).

téristiques minéralogiques de l'argile et du silt verts portent à croire à l'existence d'un intervalle sans dépôt postérieur à la formation du till basal rougeâtre de Bradtville, qui repose lui-même sur la roche en place, à environ 130 pieds sous le lac Érié. Ainsi, l'intervalle non glaciaire de Port Talbot peut dater de 50,000 ans avant le présent. Le till inférieur de Bradtville a été subdivisé en trois unités de composition lithologique similaire, les deux unités inférieures étant séparées par de l'argile glacio-lacustre. L'avancée initiale de la glace, de l'est du Wisconsin vers le bassin du lac Érié, semble avoir fait disparaître toute trace de dépôts interglaciaires ou de dépôts glaciaires plus anciens, dans la région de Port Talbot. Une régression a suivi l'avancée initiale au cours de laquelle un lac glaciaire a occupé le bassin. Deux autres progressions ultérieures de la glace ont formé les unités moyenne et supérieure du till de Bradtville. La durée de ces phénomènes du début du Wisconsin est inconnue, mais elle peut être de l'ordre de 5,000 à 10,000 ans.

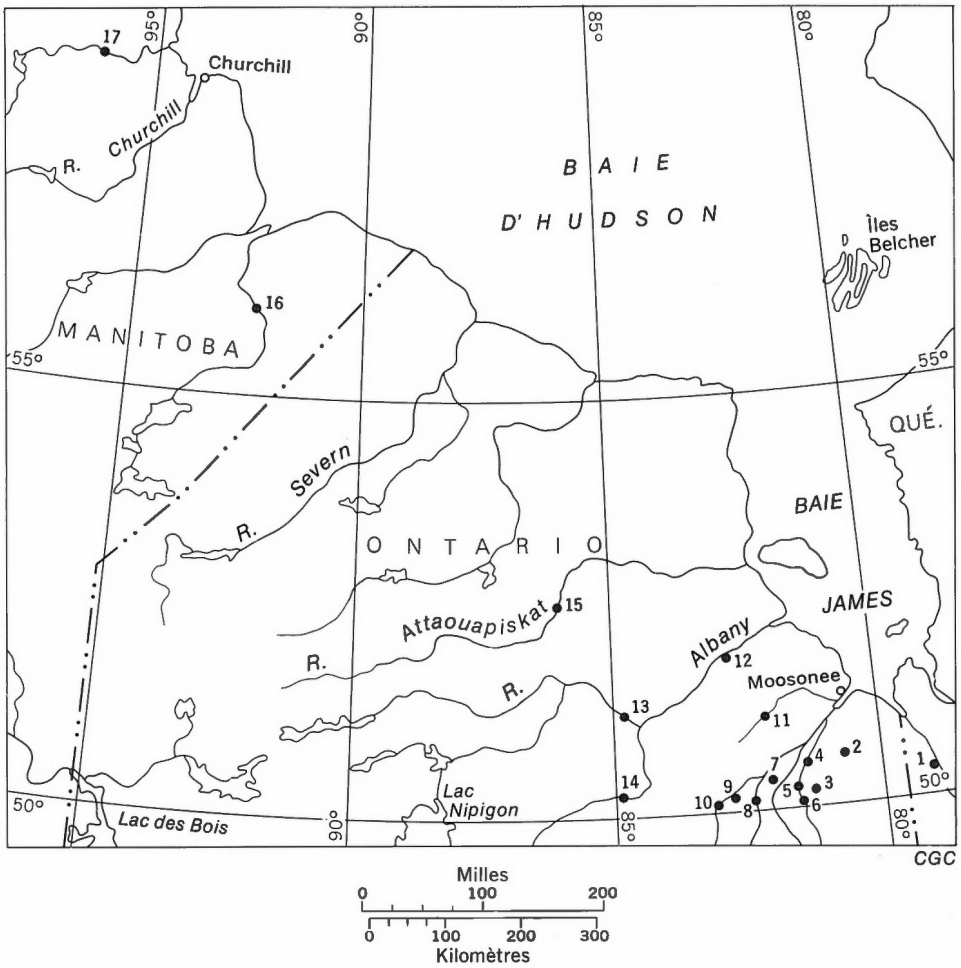
Des datations récentes au radiocarbone, de 33,400 ± 500 ans et de 38,000 ± 1,500 ans (GrN-4238, 4272), indiquent une courte période entre les intervalles non glaciaires de Port Talbot et de Plum Point. Les sédiments stratifiés, intercalés entre ces tills et leurs matières organiques, semblent représenter maintenant un long intervalle continu, soit un interstade du milieu du Wisconsin. Le till de Southwold, situé autrefois entre les deux intervalles non glaciaires, est maintenant mis en corrélation avec le till de Catfish Creek, sus-jacent aux sédiments de Plum Point (Dreimanis et coll., 1966). Ainsi, des conditions non glaciaires peuvent avoir prédominé dans la région de Port Talbot entre 50,000 et 24,000 ans environ avant le présent. Cependant, au cours de cette longue période de sédimentation, le front des glaces était proche; l'extrémité orientale du bassin du lac Érié a été obstruée par la glace à deux reprises au cours desquelles s'est effectuée la sédimentation d'argiles dans des lacs de barrage glaciaire. La glace de dérivation septentrionale était également proche lors du dépôt du till de Dunwich au cours de l'intervalle de Port Talbot.

Basses-terres de la baie d'Hudson

L'évolution des phénomènes du Pléistocène, survenus dans les basses-terres de la baie d'Hudson, a été abordée par Lee (1968a). D'importants dépôts modifiant le tableau des événements du début du Pléistocène ont été récemment découverts par Craig et McDonald (1968).

Dépôts organiques enfouis (fig. XII-8)

Dans les basses-terres de la baie d'Hudson s'étendent de nombreux dépôts organiques, entre ou sous des tills glaciaires. Cependant, les observations publiées prêtent à confusion par suite du terme lignite, appliqué non seulement aux dépôts de lignite du Crétacé inférieur, mais aussi à la tourbe comprimée du Quaternaire et à la tourbe détritique des sables glaciaires et non glaciaires. Même en éliminant les dépôts, probablement du Crétacé, et les sables du Quaternaire contenant des grains de lignite détritique, il en reste un grand nombre qui, de l'avis de l'auteur, indique des intervalles non glaciaires du Quaternaire dans les basses-terres de la baie d'Hudson. Ces dépôts sont couramment cités comme étant interglaciaires, leur très large répartition favorise cette idée générale, mais, si l'on tient compte des connaissances présentes sur les



1. Rivière Harricana
2. Rivière Nettogami
3. Petite rivière Abitibi
4. 5. 6. Rivière Abitibi
7. Lac Campbell
8. 9. 10. Rivières Missinaibi et Opasatika
11. Rivière Kouataboahegane
12. 13. Rivière Albany
14. Rivière Kénogami
15. Rivière Attaouapiskat
16. Rivière de Dieu
17. Rivière Seal

FIGURE XII-8

Emplacement de dépôts organiques enfouis dans les basses-terres de la baie d'Hudson.

couches interstadiaires du Wisconsin, il faut penser à un âge plus récent lorsque aucune preuve évidente contredit ce fait. Les endroits les plus importants, sauf ceux découverts récemment par Craig et McDonald, sont décrits ci-après en commençant dans l'est pour finir dans l'ouest.

Rivière Harricana. A 2 milles en aval de l'île des Sept Milles, des couches successives régulières de silt et de sable et quelques minces couches végétales sont sous-jacentes à un gisement d'argile marin sous du sable et du gravier fluviatiles. La datation des couches végétales a donné >42,000 ans (Y-1165).

Rivière Nettogami. Dans la région de la rivière Nettogami, le lignite signalé par Bell (1904) est très probablement de la tourbe tassée du Pléistocène. Bell fait mention (p. 161) de lits épais d'argile schisteuse noire contenant un grand nombre de passées très minces de lignite plutôt tourbeux et d'argile à blocaux contenant des cailloux striés gisant au-dessous et au-dessus des lits organiques.

Petite rivière Abitibi. Des coupes, le long du cours inférieur de la petite rivière Abitibi et le long de la rivière Abitibi adjacente, montrent de l'argile silteuse gris foncé compacte et diaclasée, sous des dépôts de till et sous les dépôts de la mer de Tyrrell. De minces lamelles tourbeuses ont donné du pollen d'épinette noire, de pin gris et de bouleau, du pollen autre que du pollen d'arbres, et des spores de fougères et de mousses. Plus en amont de la petite rivière Abitibi, des lits silteux et charbonneux, dans la partie inférieure d'une coupe de sable de 70 pieds, ont donné un assemblage de pollen très semblable. Du bois de la partie inférieure de cette coupe de sable a permis d'établir un âge remontant à >43,600 ans (CGC-435). Ces dépôts peuvent probablement être mis en corrélation avec les lits de la rivière Missinaibi.

Rivière Abitibi. La présence de dépôts organiques du Pléistocène dans le bassin de la rivière Moose et à certains endroits le long de la rivière Abitibi (Bell, 1904; Wilson, 1906) peut sembler douteuse en raison de la présence de lignite du Crétacé inférieur le long des rivières Abitibi, Matagami et Missinaibi. Cependant, l'étude des données de sondage et d'excavation pratiqués à Otter Rapids indique la présence de détritus végétaux dans les sédiments intercalés entre les couches de till, et indique qu'il y a corrélation avec les lits du Pléistocène le long de la rivière Missinaibi (Terasmae et Hughes, 1960). De plus, aux chantiers d'exploitation des gisements de lignite d'Onakawana, tout près des coupes de la rivière examinées par Bell et Wilson, des dépôts organiques enfouis du Pléistocène étaient rencontrés dans un puits et dans environ 116 trous de forage d'exploration, outre deux couches de till séparées par du sable, du gravier et de l'argile interglaciaires ou interstadiaires.

Le long de la rivière Abitibi, à 8 milles en aval d'Otter Rapids, l'auteur du présent chapitre a remarqué, sous du drift plus récent, des lits déformés d'argile pierreuse, compacte, d'un gris foncé, contenant des coquilles marines fracturées ou cassées. Onze espèces de foraminifères, trois espèces d'ostracodes et deux espèces de pélécypodes ont été identifiées, ainsi que des espèces indéterminées de foraminifères, un pélécypode, des épines et des spicules d'éponges. De nos jours, la plupart de ces espèces vivent dans la baie d'Hudson. L'argile marine pierreuse recouvre un sable quartzeux oxydé, qui comprend une couche de blocs de roches ignées, tous altérés d'une façon différente. On considère que les dépôts marins et le sable oxydé représentent un intervalle interglaciaire. Ils sont recouverts par un till argileux du Wisconsin et par des dépôts de la mer de Tyrrell. A un demi-mille en aval, le till repose sur plusieurs pieds de gravier contenant des fragments de calcaire et de roches ignées; même si le gravier semble recouvrir l'argile pierreuse interglaciaire, on croit généralement qu'il lui est passablement plus récent.

Lac Campbell. Un trou de forage pratiqué au lac Campbell (lacs Wawa) a traversé 725 pieds de drift restant sur des roches paléozoïques (Hogg et coll., 1953). J. Satterly rapporte qu'on a extrait de la microfaune d'échantillons prélevés à différentes hauteurs entre 262 et 645 pieds de profondeur dans une coupe comprenant deux tills et deux ou trois unités argileuses stratifiées. La faune appartient au Pléistocène et, comme il s'agit en grande partie de foraminifères marins, il est probable que les dépôts soient interglaciaires. La grande épaisseur ici de terrains meubles, dans une section qui contient à la fois des tills et des couches marines, semble indiquer la présence des vallées préglaciaires et interglaciaires de la rivière Matagami. La microfaune identifiée dans les laboratoires de recherches de la *Shell Oil Co.* est la suivante:

Nonion grateloupi (d'Orbigny)
Elphidium gunteri (Cole)
Cibicides concentricus (Cushman)
Quinqueloculina lamarckiana (d'Orbigny)
Quinqueloculina seminulum (Linné)
Discorbis sp.
Elphidium discoidale (d'Orbigny)
Siphonina cf. *pulchra* Cushman
Épines d'oursins
Fragments de gastéropodes et de pélécypodes
Ostracodes et spores végétaux non identifiés
Cibicides pseudoungeriana (Cushman)
Globigerina bulloides d'Orbigny
Discorbis orbicularis (Terquem)

Rivières Missinaibi et Opasatika. Bell a été le premier à signaler le long de la rivière Missinaibi, en amont du confluent de cette dernière et de la rivière Opasatika, du lignite visible en période de basses eaux (1879, p. 4C). Une partie de ce lignite est sans aucun doute l'équivalent de celui de la formation de Mattagami du Crétacé inférieur, mais la description, faite par Bell, de certaines de ces couches le long des rivières Missinaibi et Opasatika, porte à croire qu'au moins quelques-unes d'entre elles sont du bois et de la tourbe, déposés entre des tills du Pléistocène. Une coupe, située à 9 milles en amont de l'embouchure de l'Opasatika, montre la composition suivante:

Pieds

0–10	Argile dure d'un gris brun, avec cailloux striés et petits blocs, contenant des valves plutôt grosses de *Saxicava rugosa, Macoma calcarea,* et *Mya truncata.*
10–15	Argile dure couleur de plomb, avec passées et taches jaunes; couches rouges, grises, d'un gris brun et chamois.
15–21	Lignite, composé de lamelle de mousse et de morceaux de bois.
21–22	Argile avec lignite à certains endroits.
22–62	Drift non stratifié, rempli de petits cailloux.
62–65	Sable et gravier stratifiés, jaunâtres.

Trois milles plus loin, en amont de la rivière, la coupe présente la composition suivante:

0–45	Argile bleue avec cailloux dont certains sont striés.
45–47½	Lignite composé surtout de morceaux de bois et de joncs.
47–127	Argile grise patinée jaune en partie sous l'action des intempéries et contenant des cailloux dont certains sont striés.

J. M. Bell (1904) et J. Keele (1921) avaient également fait des observations importantes, mais la présence de dépôts du Crétacé et du Pléistocène n'a été prouvée qu'ultérieurement lors d'une nouvelle étude de la région et après les analyses polliniques de R. Auer (McLearn, 1927).

Terasmae et Hughes (1960) ont identifié cinq unités principales du Pléistocène: 1) un drift inférieur, 2) un drift moyen, formé de till, de sable et gravier fluvio-glaciaires, 3) des couches de tourbe, de silt organique et d'argile désignées sous le nom de couches de Missinaibi,

4) un drift supérieur comprenant surtout du till, et 5) de l'argile, du sable et du silt marins. A certains endroits, cette succession est érodée et recouverte le long des rivières de dépôts fluviatiles de terrasses. La datation au radiocarbone du bois des couches de Missinaibi a donné >53,000 ans (Gro-1435). Des analyses polliniques faites par Terasmae (1958) indiquent un climat semblable à celui de nos jours ou légèrement plus froid, et une corrélation possible avec les sédiments de Saint-Pierre des basses-terres du Saint-Laurent. Le climat en question ne ressemble pas à celui représenté par la formation de Don de Toronto, même si on tient compte de la différence de latitude entre les deux régions; ainsi donc, les couches de Missinaibi, si elles ne sont pas représentatives de la fin de l'interglaciaire Sangamon, ont dû être déposées au cours du début de l'intervalle glaciaire du Wisconsin.

Rivière Kouatabohegane. Wilson (1906) a découvert une matière tourbeuse solide dans le lit de la rivière Kouatabohegane, à quelque 65 milles en amont de son embouchure:

> «Où nous l'examinâmes cet amas avait une épaisseur de six pieds, et on pouvait le suivre le long de la rivière sur une distance de 430 pieds. La couleur de cette tourbe est brun foncé et elle se débite en fragments épais de deux à trois pieds. Cette matière brûle lentement sur un feu de bivouac, mais laisse un fort résidu de cendres. Sur plusieurs milles en remontant la rivière on en remarque des couches minces, de même nature, interstratifiées avec de l'argile, mais partout la tourbe est impure.»

J. M. Bell (1904, p. 168) décrit de la manière suivante une coupe située à 60 milles en amont de l'embouchure:

> «La couche, qui a une épaisseur maximale de deux pieds six pouces, affleure presque continuellement sur 450 pieds le long du bord de la rivière, dans une berge de 40 pieds de hauteur. Bien que compacte et dure, la tourbe n'est jamais pure et se trouve en majeure partie mélangée à de l'argile. Elle est recouverte d'une couche d'environ 25 pieds d'argile bleue, dure, elle-même recouverte de six pieds de matériaux porteurs de coquilles postglaciaires. Sous la couche de tourbe, on trouve de l'argile pierreuse, dure, contenant des coquilles marines. Ceci est d'un grand intérêt scientifique, du fait que c'est là le seul endroit du bassin de la rivière Moose où l'on a trouvé des coquilles interglaciaires. Le lignite est à la fois arénacé et argilacé. Il se compose de minces couches de mousse indurée, avec des passées d'argile et de sable. Au feu de camp il brûlait très difficilement et laissait beaucoup de résidus d'argile et de sable.»

Bien que Martison (1953) n'ait pas examiné les dépôts organiques de la rivière Kouatabohegane, il les considérait du Pléistocène et faisait remarquer que la haute teneur en cendres n'était pas le propre des lignites du Crétacé qu'on trouve à Onakawana.

Rivière Albany. Sur la rivière Albany, le till recouvre quelques pieds d'argile bleue et brune (apparemment lessivée) contenant deux couches de deux pouces chacune de «lignite». Williams (1921) rapporte que l'une des deux couches est «composée surtout de mousse», tandis que l'autre «contient des racines tassées». Près de cet endroit, dans une coupe de 90 pieds, sur la rive nord de la rivière, le recouvrement de till a 50 pieds d'épaisseur et repose sur de l'argile semblable, bien qu'on n'y ait pas vu de lignite. Terasmae et Hughes (1960) ont confirmé l'âge pléistocène de ces matières. Ils en concluent que les accumulations de pollens et de spores sont en tous points dissemblables de celles du lignite de la formation de Mattagami du Crétacé, le long des rivières Matagami, Abitibi, Missinaibi et Opasatika.

Plus en aval le long de la rivière Albany, dix pieds de sable stratifié reposent sur 20 pieds d'argile caillouteuse, probablement du till sus-jacent à 20 pieds d'argile finement stratifiée, de tourbe et de mousse, et à deux pieds d'argile à varves et d'argile caillouteuse sous lesquelles s'étendent huit pieds d'argile caillouteuse, peut-être aussi du till. Martison considère interglaciaire la partie de la succession formée d'argile stratifiée, de tourbe et de mousse.

Rivière Kénogami. La rivière Kénogami, affluent de la rivière Albany, croise un lit d'une rivière préglaciaire creusée dans du calcaire silurien. R. Bell (1887, p. 38) rapporte qu'un till basal est recouvert d'un lit de six à huit pieds de lignite tendre, contenant de nombreuses tiges aplaties de petits arbres, puis de 30 à 40 pieds de drift rouge et gris, grossièrement stratifié, contenant des blocs arrondis et beaucoup de cailloux. Cet ensemble est très probablement interglaciaire.

Rivière Attaouapiskat. Sur la rivière Attaouapiskat, on trouve de l'argile bien stratifiée, des lamelles de silt et sable, et des fragments épars de plantes, sous 6 à 10 pieds de sable et gravier, et 12 à 15 pieds de till argileux. Les fragments de végétaux datent de >35,800 ans (CGC-83). Il est probable que les sédiments porteurs de matières organiques se rattachent aux couches de Missinaibi.

Rivière de Dieu. Tyrrell (1913) rapporte qu'à la rivière de Dieu, autrefois appelée rivière Shamattawa, le sable et le gravier intercalés entre les couches de till, ainsi que la partie basale du till supérieur de recouvrement contiennent de la mousse et du bois, partiellement transformés en lignite. Sur une grande superficie, il a identifié deux tills, séparés par endroits par un pavage de blocs striés. Il a remarqué également du sable et du gravier entre les couches de till, le long de la rivière Hayes, mais n'a pu y trouver des restes organiques.

Rivière Seal. Taylor (1961) a signalé, le long de la rivière Seal non glaciaire, un dépôt enfoui de matières organiques sur le Bouclier canadien, à 85 milles à l'ouest de la limite des roches paléozoïques, très près de la limite atteinte par la mer de Tyrrell. Sous un till sablonneux, typique des régions du Bouclier canadien, s'étend du gravier pierreux fluviatile à matrice de gœthite. Dans ce gravier, deux couches, de six pouces chacune, contiennent

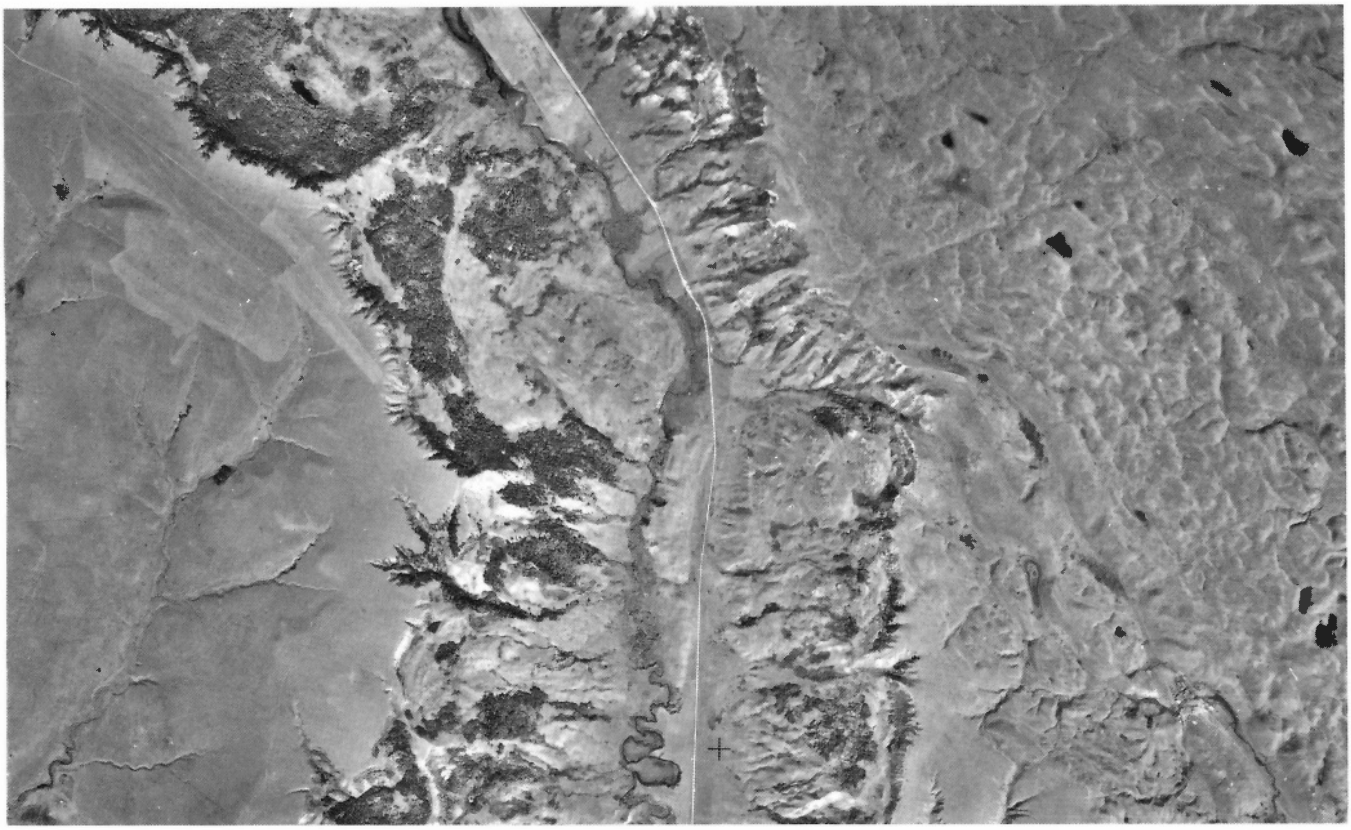


PLANCHE XII-3. Chenal profond des eaux de fonte entre les collines Cyprès exemptes de glaciation, et le complexe de moraines terminales du Wisconsin, dans le sud-ouest de la Saskatchewan. Photographie aérienne verticale d'un chenal d'eaux de fonte, d'environ 700 pieds de profondeur, actuellement occupé par Adams Creek. La route conduit vers le nord à Maple Creek (Sask.). Échelle de 3,000 pieds au pouce.

des moules et des empreintes de feuilles et brindilles, encastrés dans une matrice de gœthite, qui les remplace en partie. Les couches porteuses de plantes représentent le matériau de remplacement de la tourbe ligneuse, composée de mousse, de joncs, d'herbes et d'arbustes, outre des plantes herbacées, telles que le bois de cuir et la busserole. L'assemblage de plantes est semblable à celui de la région de nos jours, et peut être déposé au cours d'un intervalle interglaciaire.

Plaines Intérieures

Événements du début du Pléistocène

Surface de pédiments. On suppose que, vers la fin du Tertiaire, le climat des plaines Intérieures était aride ou semi-aride et qu'une série de pédiplaines s'est formée le long du front des montagnes et, vers l'est, autour d'élévations moins accentuées (Gravenor et Bayrock, 1961; Parizek, 1964; Barton et coll., 1965). Le climat plus frais et plus humide, à la fin du Tertiaire et au tout début du Quaternaire, a entraîné une forte érosion dans les vallées et la formation de dépôts d'alluvions par endroits. Les bas-plateaux actuels demeurent des vestiges de ce système de pédiplaines. Les collines Cyprès (pl. XII-3) et la colline Wood, près de la frontière internationale, forment des bas-plateaux exempts d'érosion glaciaire. D'autres bas-plateaux, tels que le coteau du Missouri au sud de la Saskatchewan, et les collines Hand, au centre-est de l'Alberta, ont subi de grandes modifications. Quelques désaccords demeurent quant au degré des effets de la glaciation sur l'ensemble de la topographie des plaines. Des cartes à courbes de niveau de la roche en place donnent un tableau général de la topographie préglaciaire des plaines, mais le fait que certaines vallées de la Saskatchewan contiennent jusqu'à 1,000 pieds de drift indique que de vastes modifications de la topographie ont eu lieu.

Réseaux de drainage. A la fin du Tertiaire, un réseau de drainage, mûr et dendritique, existait dans les plaines Intérieures (fig. XII-9). Stalker (1961) a présenté un excellent exposé des premiers travaux sur les vallées enfouies, qui remontent à ceux de Dawson en 1885. Il rapporte également que les glaciers, agents de dépôt des nombreuses couches de till identifiées dans les plaines du sud, ont finalement forcé le cours des rivières vers le sud. En général, les éléments les plus importants du réseau de drainage actuel reflètent la direction des anciennes vallées, mais il existe de nombreuses divergences, causées par les

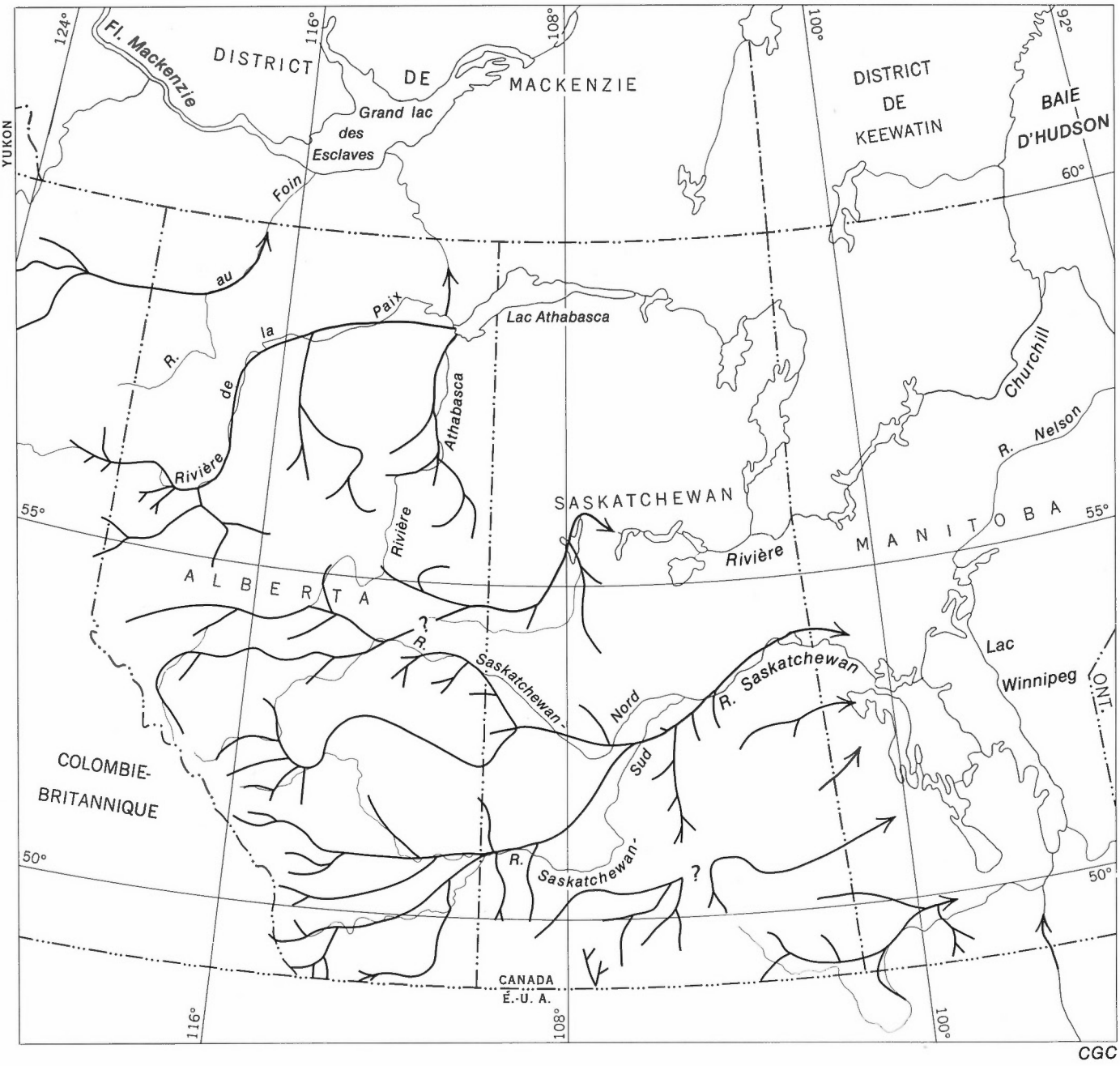


FIGURE XII-9. Systèmes supposés de drainage préglaciaires des plaines intérieures (modifiés à partir de sources disponibles).

ruptures et les modifications des cours d'eau préglaciaires. Par exemple, Henderson (1959a) rapporte, près de la ville de Peace River, 800 pieds de drift dans un chenal préglaciaire, à 3 milles au sud-est de la rivière actuelle; il démontre également que la rivière préglaciaire Smoky se jetait dans la rivière de la Paix, à environ 20 milles au sud-ouest du confluent actuel des deux cours d'eau. La rivière préglaciaire Red Deer, du centre de l'Alberta, suivait un cours différent de celui qu'elle suit présentement, au nord de Red Deer. Ce chenal préglaciaire est maintenant occupé, par endroits, par la rivière Battle. Également, le réseau de la rivière préglaciaire Saskatchewan-Sud, en Alberta et dans la Saskatchewan, était très différent de celui d'aujourd'hui (Stalker, 1961; Christiansen, 1967). La rivière préglaciaire Milk, du sud de l'Alberta, était probablement un affluent de la Saskatchewan-Sud plutôt que de la rivière Missouri, et, plus à l'est, cette dernière traversait peut-être le sud-est de la Saskatchewan pour pénétrer dans le Manitoba et de là, probablement, se diriger vers le nord, jusqu'à la baie

d'Hudson, plutôt que de se joindre au Mississippi, comme elle le fait aujourd'hui (Meneley, 1957). Le cours de la rivière préglaciaire Qu'Appelle, dans la partie sud du centre de la Saskatchewan, est incertain (Kupsch, 1964).

En se fondant sur la forme et la nature des sédiments trouvés, Stalker a identifié des vallées préglaciaires et interglaciaires dans le sud de l'Alberta. Il a remarqué un till d'un gris très foncé dans les parties basses de toutes les vallées préglaciaires. Ces dernières sont caractérisées par la présence, au fond de leurs chenaux, de graviers de la Saskatchewan ne contenant pas de pierres dérivées du Bouclier canadien. Ce gravier est peu courant dans les vallées interglaciaires et, où il y en a, il contient quelques pierres originaires du Bouclier canadien. Les vallées préglaciaires du sud de la Saskatchewan ont généralement de 4 à 10 milles de large et des versants en pente douce, tandis que les vallées interglaciaires ont de 1 à 2 milles de large avec des versants abrupts (Christiansen, 1967). Christiansen rapporte que les vallées préglaciaires sont remplies de 50 à 1,000 pieds de drift. Elles peuvent affleurer où le drift est mince mais se trouvent masquées où celui-ci est épais.

Graviers de la Saskatchewan. La découverte de graviers de la Saskatchewan de la période préglaciaire, dans les plaines Intérieures, est d'un grand intérêt, et leur âge a fait l'objet, durant longtemps, de controverses (Westgate, 1965). Ces graviers enfouis retrouvés en Alberta, en Saskatchewan et au Manitoba se présentent sous forme de terrasses alluviales et de bancs sous les pédiments du Tertiaire (Miocène-Pliocène), et sous forme de lits de rivières à des niveaux inférieurs ou de remplissages de vallées. Ils sont très répandus sous le manteau de drift, que celui-ci soit épais de quelques pieds ou de plus de 1,000 pieds; en général, ils ont de quelques pieds à quelques dizaines de pieds d'épaisseur et leur composition varie latéralement d'un banc de sable à du sable mélangé à du gros gravier. Cependant, Henderson (1959a) rapporte une épaisseur de plus de 100 pieds de gravier dans la région de la rivière de la Paix. Westgate a découvert que 98 p. 100 des matériaux, de la grosseur du gravier, dans la région sud-est de l'Alberta, sont du quartzite, de l'argilite et du chert; le reste étant de l'arkose, de la pierre calcaire, du porphyre vert et des fragments de la roche en place de l'endroit. Ces matériaux sont originaires de la région de la Cordillère, à l'ouest, ainsi que des graviers de la Cordillère, déposés antérieurement sur les pédiments des plaines Intérieures. Dans la majeure partie des plaines, ces graviers reposent en discordance sur les roches du Crétacé. Des structures dues à l'action du gel ont été examinées sous les graviers de la Saskatchewan par J. A. Westgate, dans la partie sud de l'Alberta, et par Westgate et Bayrock (1964), dans la partie centrale de l'Alberta. Par endroits, les graviers ne sont pas dérangés par les structures dues au gel. Un régime périglaciaire existait donc au cours du dépôt des graviers de la Saskatchewan

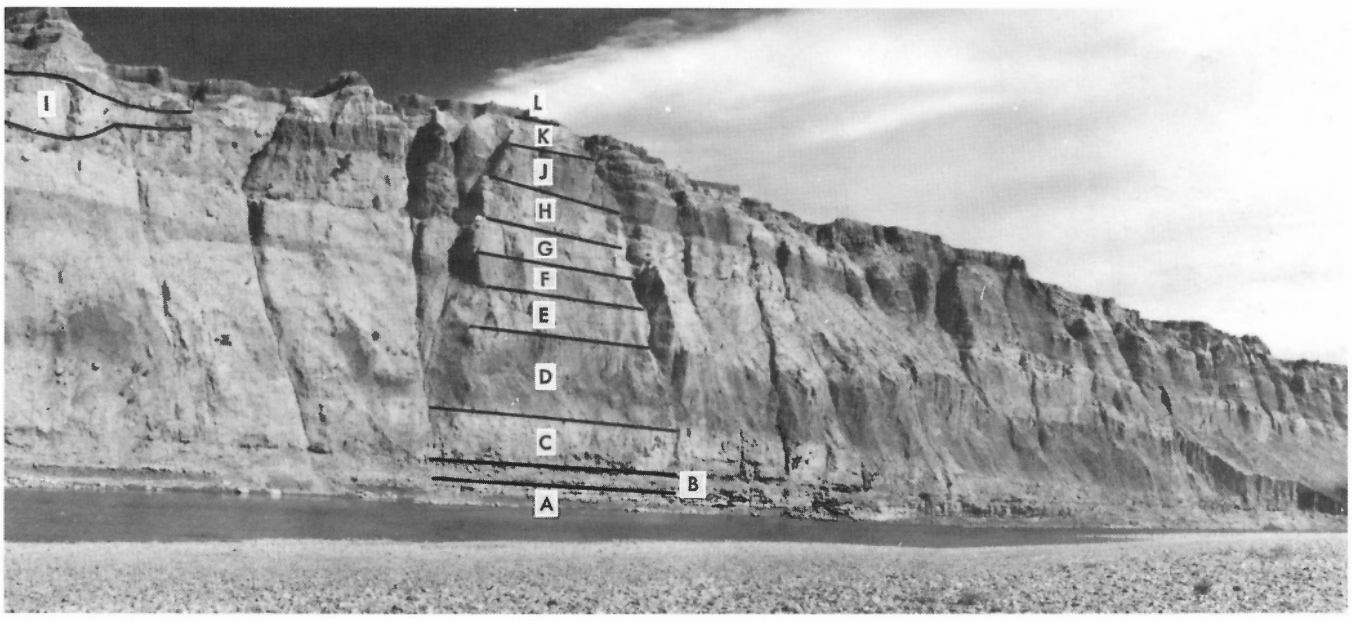


PLANCHE XII-4. Section de sédiments glaciaires et non glaciaires sur la rivière Oldman à Brocket (Alb.).

L. Terre sablonneuse; sol récent.
K. Sable; de lac et d'épandages.
J. Argile à varves, silt et sable fin; lac glaciaire.
I. Till (Buffalo Lake); Laurentide.
H. Sable, silt, argile; de lac ou d'alluvions; probablement du milieu du Wisconsin.
G. Till (sans nom), brun pâle moyen; Laurentide?
F. Till (Brocket), brun foncé; Laurentide.
E. Till (Maunsell), gris bleuâtre pâle; Laurentide.
D. Till (Labuma), brun foncé à noir; Laurentide.
C. Till (Albertan), gris pâle; de la Cordillère.
B. Gravier (aucune pierre du Bouclier canadien); à majorité d'épandages.
A. Roche en place (formation de Willow Creek); Paléocène.

tout au moins au début. Westgate mentionne la découverte d'ossements d'un mammouth à toison (*Mammuthus primigenius*) et d'un cheval (*Equus* sp.) quelque peu plus petit que celui d'aujourd'hui. Il considère que l'âge de la majeure partie des graviers de la Saskatchewan varie probablement du début à la fin du Pléistocène, alors que Stalker les considère du début du Pléistocène.

Dépôts proglaciaires. On a remarqué des sédiments à grains fins, y compris des sédiments à varves, sur les graviers de la Saskatchewan, dans les principales vallées préglaciaires, et sur la roche en place, dans leurs affluents. Leurs épaisseurs atteignent jusqu'à 150 pieds. On les a placés antérieurement parmi les graviers de la Saskatchewan, du fait qu'il n'existe aucune trace d'une lacune prolongée de sédimentation avant leur dépôt. Westgate (1965) les considère toutefois comme une unité stratigraphique distincte: sédiments de l'île de Wolf. Déposés dans des lacs froids et tranquilles proglaciaires, plutôt que dans des rivières au cours rapide, ils semblent indiquer un blocage des rivières coulant vers le nord-est par transgression de la masse de glace Laurentide.

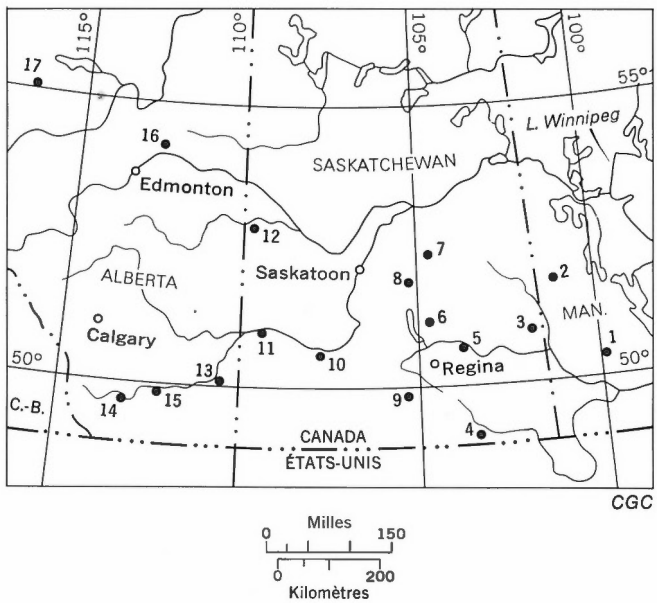
Premières glaciations. Le déplacement et l'étendue des glaciers antérieurs au Wisconsin classique restent peu connus. La surface généralement plate des plaines limite les observations sur la stratigraphie du Pléistocène à un nombre relativement restreint de coupes, le long des rivières encaissées. En Saskatchewan, les géologues ont employé des appareils de sondage et de prélèvement d'échantillons par forage latéral, afin d'établir la stratigraphie de la région. Ce procédé est prometteur pour l'établissement d'une chronologie solide dans une région qui, sans cela, resterait une énigme. En plusieurs endroits, des couches multiples de till, avec ou sans sédiments stratifiés intermédiaires, ont pu être observées (pl. XII-4). L'accord n'est pas encore réalisé sur l'âge précis des tills ou des sédiments. Les opinions diffèrent sur la présence de tous les stades du Pléistocène ou seulement de la glaciation du Wisconsin. Certains auteurs situent la limite du drift du Wisconsin classique au sud du 49e parallèle, alors que d'autres soutiennent que cette limite se situe bien au nord des collines Cyprès. Récemment, on a déterminé au radiocarbone l'existence de sédiments, porteurs de matières organiques antérieures au Wisconsin classique du Pléistocène. Dans certaines coupes de till épais, on peut observer de grandes zones oxydées qui semblent représenter des périodes d'affleurement interglaciaires ou intraglaciaires.

Près des collines del Bonita et Cyprès, se trouve une région de drift à topographie ancienne, à des altitudes plus élevées que la région environnante à topographie bosselée plus jeune. Westgate (1965) définit ce drift, le drift d'Elkwater, et le met en corrélation avec la couche de drift de Montana, la plus étendue et la plus au sud. Il a observé cinq couches de drift de la masse de glace Laurentide dans la région de Foremost—collines Cyprès du sud-est de l'Alberta et il attribue des moraines frontales à chacune d'elles. Les transgressions glaciaires étaient généralement en direction sud-est, mais certains changements de direction se produisaient par suite de la formation de lobes dans les zones marginales. Il considère donc que la couche de drift la plus ancienne est du post-Sangamon. Cependant, Stalker (1963) croit que la plupart des périodes glaciaires antérieures au Wisconsin, sinon toutes, sont représentées par des tills, dans la partie sud de l'Alberta.

Dépôts organiques enfouis (fig. XII-10)

Les matériaux organiques des dépôts stratifiés, enfouis sous une ou plusieurs couches de till, sont connus en plusieurs endroits des plaines Intérieures.

Mont Riding. On a trouvé des matériaux organiques enfouis dans une coupe de remblai de route, sur le côté nord de la vallée de la rivière Minnedosa (Klassen et coll., 1967). Trois unités de till, séparées par des couches de silt et de sable, forment une épaisseur de 61 pieds (pl. XII-5). Ce complexe repose sur une couche de silt de cinq pieds contenant des restes de végétaux et des os de rongeurs. L'unité de silt repose sur un pied de gravier tacheté de limonite et contenant de petits cailloux calcaires pulvérisés sous l'action des intempéries. Sous ce gravier, s'étendent 16 pieds de till gris foncé, riche en fragments de



1. Mont Riding
2. Colline aux Canards
3. Churchbridge
4. Outram
5. Fort-Qu'Appelle
6. Gregherd
7. Spalding
8. Lanigan
9. Spring Valley
10. Swift Current
11. Prelate Ferry
12. Marsden
13. Medicine Hat
14. Région de Lethbridge
15. Taber
16. Smoky Lake
17. Rivière Goose

FIGURE XII-10. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans les plaines Intérieures.

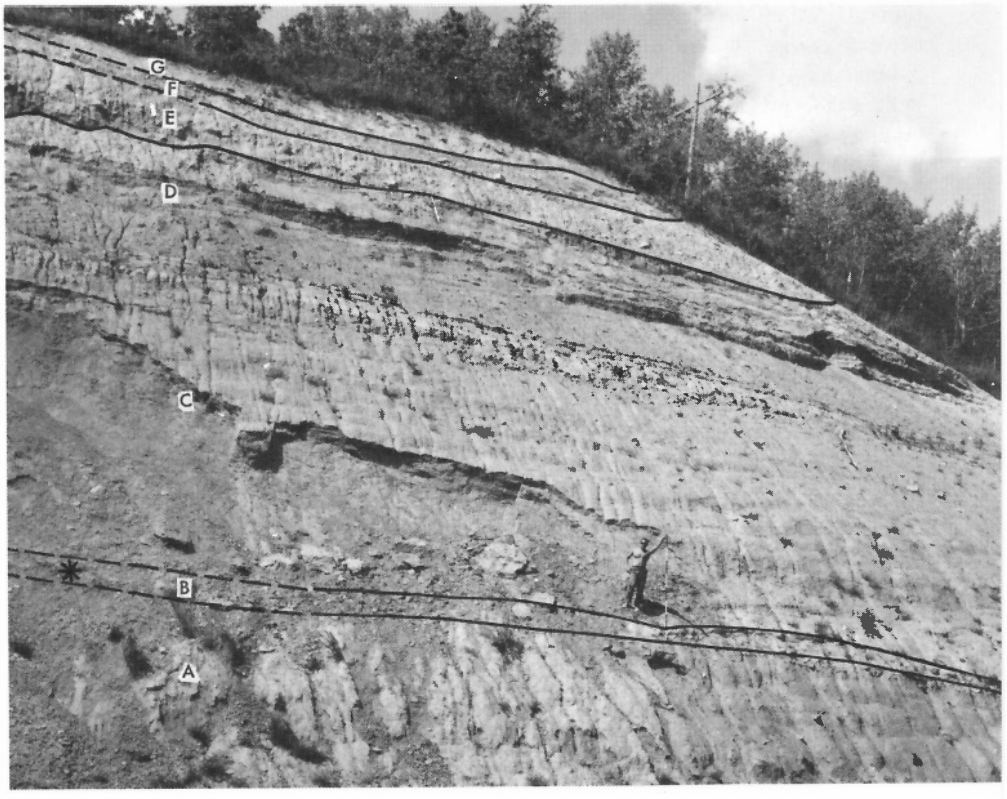


PLANCHE XII-5

Section de dépôts glaciaires et interglaciaires sur la rivière Minnedosa, au nord de Minnedosa (Man.). A, till; B, silt et os (lieu de collection de fossiles); C, till; D, silt, sable, gravier; E, till; F, sable et gravier; G, till.

schiste argileux, dont la surface semble altérée par endroits par les intempéries. Les sédiments sont presque dépourvus de pollen, probablement à cause de l'oxydation. Les fragments d'os sont ceux du tamia de l'Arctique (*Citellus undulatus*) et d'un gros campagnol (*Microtus* sp.). Les restes végétaux ont donné un âge de >31,300 ans (CGC-297). Plusieurs forages pratiqués ailleurs, sur le versant sud du mont Riding, ont traversé des sédiments stratifiés sous deux couches de till et sus-jacents à une troisième. Plus au nord-ouest, près d'Inglis, on a trouvé des éclats de bois dans un trou d'argile, à une profondeur de 196 à 212 pieds; on a établi leur âge à >30,000 ans (CGC-218). Des silts stratifiés, de 75 pieds, se trouvent sous l'unité d'argile et reposent directement sur la roche en place de schiste argileux. Il reste possible que les dépôts enfouis du mont Riding soient interglaciaires.

Colline aux Canards. En 1964, R. W. Klassen a réexaminé l'emplacement des sédiments interglaciaires dont parle Tyrrell (1892, p. 116). La coupe de la rivière Rolling (Roaring) présentait un profond affaissement, mais la partie de la colline Heart était dégagée. Au moins deux tills, formant 54 pieds, reposent sur 8½ pieds de lits silteux contenant des petits lamellibranches, des gastéropodes, des ostracodes, des débris végétaux et des graines. Les couches de silt reposent sur 10 pieds de sable et de gravier, et sur 15 pieds de sable; les 58 pieds inférieurs, jusqu'au niveau de la rivière, ont subi un profond affaissement. La partie supérieure, épaisse de 1½ pied de silt contenant des matières organiques, a une couleur plutôt brune que grise, ce qui suggère une zone altérée par les intempéries. Le contact avec le till sus-jacent se fait graduellement sur quelque six pouces. Le premier ou les deux premiers pouces à la base du silt sont du sable argileux cimenté par de la limonite. On y trouve des lamellibranches et beaucoup de matériaux carbonés, y compris des débris végétaux. Leur datation au radiocarbone a donné >38,000 ans (CGC-284).

Des échantillons du silt ont été prélevés à des intervalles de 2½ pouces, afin d'y rechercher des coquillages et du pollen. Sept espèces de lamellibranches, trois de gastéropodes et dix d'ostracodes ont pu être identifiées. Les ostracodes et le pollen indiquent un climat humide, presque aussi chaud que le climat actuel, ce qui confirme l'interprétation interglaciaire de Tyrrell. L'ensemble des fossiles indique, en outre, une alternance de climats, frais, chaud, frais, qui s'est terminée par une glaciation et le dépôt.

Churchbridge. Tyrrell (1892, p. 142E) donne la coupe géologique d'un puits à Churchbridge qui semble indiquer quelque 32 pieds de drift, surtout du till, reposant sur plus de 235 pieds de sédiments argileux et arénacés. Un fragment de bois extrait à 200 pieds a été identifié comme étant une espèce de mélèze, *Larix churchbridgensis.* On a constaté, ailleurs dans la région, que le sable ou le gravier était recouvert d'une couche de till épaisse jusqu'à 165 pieds.

Outram. Christiansen et Parizek (1961) ont trouvé des éclats de bois dérivant probablement de sédiments lacustres, à 170 pieds, dans un forage d'essai, dans le sud-est de la Saskatchewan. La coupe du haut en bas a la composition suivante: 10 pieds de till calcaire, d'un brun clair olive; 92 pieds de till calcaire gris comprenant deux couches argileuses; 8 pieds de sable stratifié, oxydé et lessivé, riche en matières organiques; 20 pieds de till calcaire gris; 71 pieds de sable, silt et argile, gris, en couches interstratifiées (où l'on a trouvé des éclats de bois, à 170 pieds); 15 pieds de till calcaire gris; 144 pieds de sédiments stratifiés; 8 pieds de till calcaire gris, d'un brun clair; 3 pieds de gravier; 4 pieds de till calcaire, kaolinique, d'un jaune pâle; 2 pieds de sable et plus d'un pied de till calcaire, d'un gris brun clair. Les éclats de bois ont donné 27,750 ± 1,200 ans (S-96), ce qui laisse supposer une corrélation avec l'intervalle Prelate Ferry.

Fort-Qu'Appelle. Christiansen (1960) signale des sédiments fossilifères sous 200 pieds de drift. Il mentionne qu'en amont de Fort-Qu'Appelle du till repose sur une couche de sable de 10 à 25 pieds d'épaisseur et une couche de gravier dont de 20 à 40 pieds sont visibles; dans la vallée, en direction de Lebret, le remblaiement de vallée en terrasses a une épaisseur d'au moins 120 pieds. L. S. Russell fait provisoirement remonter au Sangamon les vertébrés trouvés dans les sédiments, les os et les dents de bisons, de mammouths, de chevaux, de loups et d'ours. Christiansen est d'avis qu'un drift plus ancien existe sous ces sédiments.

Gregherd. On a établi à >30,000 ans (S-111) l'âge des éclats de bois extraits du sable sous-jacent à du till, dans un puits à 300 pieds. Le till sus-jacent est considéré de la fin du Wisconsin, mais l'âge des sédiments non glaciaires demeure inconnu.

Spalding. Un forage exécuté à travers trois couches de till a mis à jour, à 221 pieds, des éclats de bois dans la couche de till inférieure. Ce bois a donné >34,000 ans (S-127). Il s'agit probablement d'un dépôt interglaciaire.

Lanigan. Du bois était rencontré à 540 pieds dans une vallée remplie de drift, et à seulement 20 pieds au-dessus de la roche en place, lors du fonçage d'un puits de mine. Il remonte à >42,000 ans (CGC-632) et on croit qu'il appartient au Pléistocène.

Spring Valley. Aux collines Dirt, des couches et des lentilles de tourbe, associées à des couches d'argile silteuse, s'étendent sous un manteau de till, dans de la moraine à topographie bosselée et de poussée. La tourbe remonte à >38,000 ans (CGC-790) et le pollen indique qu'elle se rattache au Pléistocène.

Ruisseau Swift Current. Wickenden (1931) signale une coupe composée de plusieurs tills, et de quelques couches de sédiments et de matières organiques, dans la vallée du ruisseau Swift Current, près de sa jonction avec la rivière Saskatchewan-Sud. De la surface à la base, la coupe se compose de minces couches d'argiles lacustres dans 20 à 70 pieds de till; 35 pieds de sable blanc et gravier, contenant des matières végétales mal conservées; de 3 à 45 pieds de till gris foncé, et jusqu'à 225 pieds de sable et gravier, mêlés à de la tourbe et à des détritus végétaux également mal conservés. Ces derniers sédiments reposent soit directement sur la roche en place, soit sur un till de couleur brune à jaune. Le till présente par endroits des zones altérées, épaisses de 8 pieds, qui contiennent des matériaux végétaux et des radicelles en mauvais état. Se fondant sur l'épaisseur considérable des graviers inférieurs, sur la présence de matériaux végétaux et sur la zone altérée au sommet du till inférieur, Wickenden est d'avis que les graviers inférieurs ont été déposés au cours d'un intervalle interglaciaire long et humide. Christiansen (1959) rattache les deux tills supérieurs aux moraines frontales de la région et regarde l'unité supérieure de sable et gravier comme des dépôts proglaciaires de la fin du Wisconsin. Il considère les sédiments stratifiés inférieurs comme des dépôts proglaciaires du début du Wisconsin.

Prelate Ferry. David (1966) signale un sol enfoui sous 120 pieds de drift comprenant les trois tills de la vallée de la rivière Saskatchewan-Sud au nord de Prelate. La coupe comprend de la surface à la base, 16 pieds de silt et d'argile lacustres, 13 pieds de till calcaire oxydé, 26 pieds de sable stratifié, 39 pieds de till surtout oxydé très calcaire, de 24 à 25 pieds de sable stratifié, de silt et une mince couche basale marneuse, de 3 à 4 pieds de paléosol, 7 pieds de till sableux et argileux, oxydé et très calcaire, 8 pieds de silt, sable et gravier stratifiés et à stratification entrecroisée, et 72 pieds d'un till de base, oxydé, calcaire. La couche marneuse, de 6 à 8 pouces seulement, constitue un horizon repère étendu, servant à localiser le paléosol. L'âge établi du sol enfoui atteint 20,000 ± 850 ans (S-176). David estime que le paléosol s'est formé au cours d'un intervalle non glaciaire, qu'il désigne d'intervalle Prelate Ferry. Le début de cet intervalle demeure inconnu, mais sa fin remonte à environ 20,000 ans, lorsque la progression des glaciers du Wisconsin classique a enfoui le sol, d'abord par des sédiments stratifiés, puis ultérieurement, par du till.

Marsden. Christiansen (1965) signale un sol enfoui sous quelques pieds de till, à environ 125 milles au nord des affleurements du paléosol de Prelate Ferry. La datation de 21,000 ± 800 ans (S-228) laisse croire que ce sol s'est formé au cours de l'intervalle Prelate Ferry.

Medicine Hat. Stalker signale, à 4 milles au nord de Medicine Hat, dans la vallée de la rivière Saskatchewan-Sud, environ 100 pieds de sédiments visibles intercalés dans du till dans une petite vallée enfouie, taillée dans le till. On y trouve des fragments de bois et des couches

carbonées foncées qui remontent à 24,490 ± 200 ans, et à 28,630 ± 800 ans (CGC-205, 578). Deux tills, de pétrographies différentes, reposent sur les sédiments stratifiés et sont considérés comme représentant le Wisconsin classique. Sous les sédiments de la vallée enfouie s'étendent d'autres tills et des sédiments interstratifiés, contenant du bois, des os et des coquilles en abondance, que Stalker associe au Sangamon ou à une époque antérieure. Du bois près du niveau de la rivière, à 3 milles au nord de la ville, et sous 220 pieds de drift comprenant plusieurs tills, remonte à >46,700 ans (CGC-543). Stalker estime que les sédiments rencontrés appartiennent au Yarmouth.

Lethbridge. Stalker (1963) a décrit des coupes comprenant plusieurs couches de till sur la rivière Oldman. A 10 milles à l'ouest de Lethbridge, il a trouvé du bois et des cônes d'épinette noire dans la partie basale de sable, de silt et de gravier intercalés dans du till. La datation du bois a donné >54,500 ans avant le présent (CGC-237). Deux couches de till s'étendent sous ces sédiments, à divers endroits le long de la rivière, et, à un endroit, le till basal porte la marque d'intempéries. Stalker est d'avis que ces sédiments stratifiés sont présents sous un till supérieur, qui s'étend en direction nord jusqu'à Edmonton, et qu'ils remontent au Sangamon. Les deux tills inférieurs s'étendent sur une aussi grande surface.

A la coupe Kipp de la rivière Oldman, à environ 7 milles à l'ouest de Lethbridge, on a établi l'âge de la portion humique d'un échantillon de bois des sédiments intercalés dans le till à >37,000 ans (L-445A). On trouve à la base d'une couche d'environ 24 pieds de sédiments intercalés dans du till, un sable blanc consolidé, qui forme un lit repère remarquable dans la région. Ces sédiments se trouvent recouverts d'une couche de 32 pieds de till foncé, compact, d'un âge inconnu, recouvert lui-même de sédiments alluviaux, épais de 163 pieds, contenant des fragments de bois. Une autre couche de 45 pieds de sédiments, sus-jacente aux alluvions, contient des argiles à varves et de petites lentilles de till, et semble être des dépôts glaciaires. La couche se trouve recouverte de 50 pieds de sédiments contenant des coquilles d'escargots qui ont pu être déposées assez près du front des glaces. Des sédiments semblables intercalés dans du till existent près de Taber, à 30 milles à l'est de Lethbridge, où des morceaux de bois récupérés ont donné >32,000 ans (S-65).

Smoky Lake. Un tronçon de bois d'épinette découvert dans du till, à une profondeur de 24 pieds, près de Smoky Lake, à une soixantaine de milles au nord-ouest d'Edmonton remonte à >31,000 ans (S-92).

Rivière Goose. Le point le plus septentrional de bois enfoui récupéré dans les plaines Intérieures est sur la rivière Goose, au nord-ouest d'Edmonton. A cet endroit, des alluvions et du till reposent sur un banc de sable à stratification entrecroisée, dans lequel le bois extrait date de >42,500 ans (CGC-501).

Plaine côtière de l'Arctique

Une bande, de 10 à 20 milles de large, formée de terrains anciens érodés par les glaciers et localisés sur le côté est de la région de la Cordillère, à l'ouest de la rivière Peel, se prolonge vers le nord jusqu'à la plaine côtière du Yukon. Cette bande s'étend vers l'ouest à partir du delta du Mackenzie jusqu'à la frontière de l'Alaska (Fyles, 1966) et forme une région à topographie bosselée et à relief réduit vers l'ouest jusqu'à l'île Herschel, mais au-delà, où la bande se rétrécit à quelques milles seulement, les formes de relief glaciaires sont extrêmement rares. A l'est de la pointe Kay, à 20 milles au sud-est de l'île Herschel, le terrain ancien érodé par les glaciers est borné, au nord-est, par une zone étroite de drift du Wisconsin. Sous ce drift, des sédiments interglaciaires ont été découverts sur les promontoires, entre la pointe Kay et le delta du Mackenzie. Les sédiments interglaciaires passent graduellement, en général, de silt, dans l'ouest, à du gravier, dans l'est, mais Fyles estime qu'ils ne représentent qu'une unité stratigraphique.

Dans la région du delta du Mackenzie, Mackay (1963) a établi la preuve que les grandes îles et les îles littorales, et peut-être même les îles au large des côtes, ont subi la transgression glaciaire. La péninsule du Tuktoyaktuk a subi en partie la glaciation, mais on ne possède pas de preuves de glaciation de la partie nord-est. Plus à l'est, au cap Bathurst et dans l'île Baillie, s'étend une grande plaine basse recouverte de silt et de sable sous lesquels gît de l'argile marine contenant rarement du bois (Fyles, 1966). Une distinction précise entre les sédiments postglaciaires et interglaciaires n'a pu être établie. En attendant la détermination certaine de l'âge des dépôts, la carte 1253A indique que cette région et une partie de la péninsule de Tuktoyaktuk consistent en matériaux fluvio-glaciaires (y compris les alluvions). Des dépôts glaciaires plus anciens, ainsi que des dépôts interglaciaires, sont probablement présents en périphérie nord du complexe du delta du Mackenzie.

Dépôts organiques enfouis (fig. XII-11)

Près de Reindeer Depot, sur le fleuve Mackenzie, 10 pieds de tourbe et de silt reposent sous 200 pieds de drift (Porsild, 1938). On y a trouvé des cônes de mélèze, bien qu'actuellement la limite septentrionale du mélèze soit à 50 milles plus au sud de ce dépôt. Il y a en abondance du pollen de bouleau et d'aulne, beaucoup de pollen d'épinette blanche et noire, de pin gris, de mélèze laricin et de saule, et du pollen de quelques éricacées, de petites plantes herbacées, d'herbes, de laîches et de fougères. J. Terasmae estime que l'assemblage de pollen constitue un dépôt interglaciaire, probablement du Sangamon. La datation de la tourbe a donné >42,000 ans (L-522A).

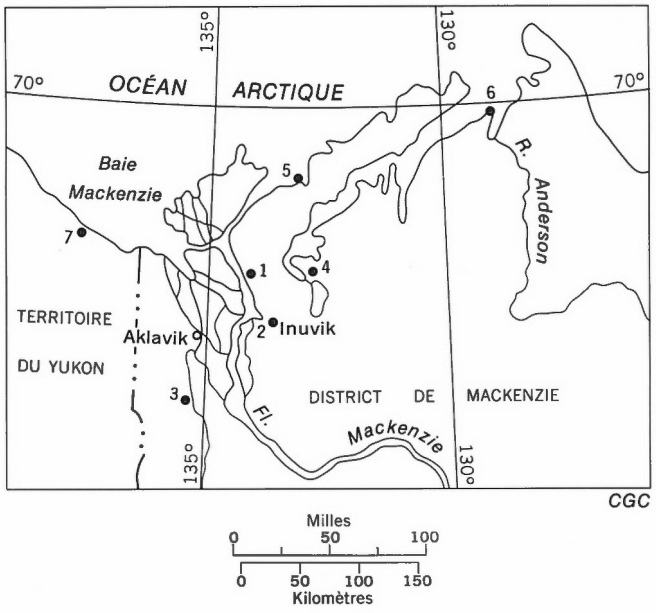


FIGURE XII-11. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans la plaine côtière de la région continentale de l'Arctique.

Du bois extrait d'un ensemble de deltas et kames à Inuvik a donné un âge de >39,000 ans (CGC-29); de toute évidence, il provenait de dépôts non glaciaires plus anciens. On a établi à >38,600 ans (CGC-120) l'âge d'un morceau de bois rongé par un castor, trouvé à quelque 60 milles au sud-ouest d'Inuvik, sur la rivière Rat, près de la base d'une coupe de silt de 40 pieds renfermant des couches organiques et qui repose sur du till plus ancien. Ailleurs, le long de la rivière, des indices laissent croire que la masse de glace Laurentide, probablement durant le Wisconsin classique, a transgressé sur plusieurs milles vers l'ouest.

Des matériaux organiques enfouis, datés à >50,900 ans (CGC-329), se trouvent au sud-ouest des lacs des Esquimaux où 7 pieds de tourbe récente recouvrent 76 pieds de gravier sus-jacents à au moins 46 pieds de silt organique. Près du sommet, ce silt renferme deux minces couches tourbeuses. O. L. Hughes considère le gravier comme un matériau fluvio-glaciaire déposé au front d'une moraine abandonnée par la dernière régression glaciaire. Selon Terasmae, le pollen de la tourbe ne ressemble pas au pollen actuel et représente probablement un intervalle interglaciaire. Fyles (1966) a trouvé une grande diversité de matériaux dans la partie sud-ouest de la région des lacs des Esquimaux où il a observé des matériaux organiques dans trois unités pétrographiques différentes.

Du bois usé par frottement, provenant d'un pingo à Tuktoyaktuk, indique un intervalle non glaciaire et date de >33,000 ans (L-300A). On a, en outre, trouvé du bois écrasé à 20 pieds de profondeur, dans des sables déformés, semble-t-il, par une poussée glaciaire, dans l'extrémité nord de la presqu'île Nicholson. Ce bois date de >35,200 ans (CGC-34). O'Neill (1924) a observé de minces couches de tourbe dans des sédiments silteux, le long de la côte de l'Arctique, à l'est de l'embouchure du fleuve Mackenzie; il mentionne, en outre que sir John Franklin a signalé la présence de «lignite pauvre» dans des sédiments semblables, dans l'île Pullen avoisinante.

Les dépôts interglaciaires, le long de la côte de l'Arctique, à l'ouest du delta du Mackenzie, contiennent une grande diversité de matériaux organiques. Fyles (1966) signale avoir trouvé du bois jusqu'à un pied de diamètre, dans des graviers près du delta, et des morceaux plus petits, de la tourbe, des coquillages d'eau douce, quelques os et des défenses, dans des silts, plus à l'ouest. De minces couches d'argile marine et quelques dépôts en forme de coins de glace compliquent la succession. Une coupe importante le long de la côte se trouve à la pointe King, à 4 milles à l'est d'une moraine, que O. L. Hughes croit être la limite occidentale de la transgression glaciaire du Wisconsin classique. Jusqu'à trois pieds de tourbe recouvrent 8 à 15 pieds de silt et sable sus-jacents à 20 ou 30 pieds de till du Wisconsin. Sous ce till, une argile pierreuse, contenant des coquillages marins, passe par degrés en des silts à teneur de matériaux organiques. Les matériaux végétaux extraits des silts, à deux pieds au-dessus du pied de la falaise littorale ont donné >51,100 ans (CGC-151-2), au radiocarbone. Le passage du silt à teneur de végétaux, à de l'argile pierreuse contenant des coquillages, fait croire à une transgression marine par suite de la transgression glaciaire du Wisconsin.

Bouclier canadien

Région continentale

Cette région du Bouclier a été soumise à un affouillement intense par plusieurs glaciations, mais sa physiographie, dans son ensemble, demeure probablement peu différente de celle de la fin du Tertiaire. En revanche, les vallées des cours d'eau, le long des parties accidentées des côtes du Québec et du Labrador, ont été profondément modifiées par les glaciers de vallées originaires, en général, de la nappe de glace intérieure. Au cours des intervalles interglaciaires, l'érosion fluviale a contribué probablement au surcreusement des vallées, le long de ces côtes, mais ailleurs son effet a été négligeable.

Dans les monts Torngat, Kaumajet et Kiglapait, dans le nord du Labrador, on croit qu'une glaciation ancienne, dite glaciation des Torngat, a donné naissance aux blocs erratiques dispersés sur les cimes les plus élevées et que postérieurement, une glaciation, la glaciation de Koroksoak, a donné naissance aux moraines latérales à haute altitude, aux terrasses de kames et à l'assemblage de fragments rocheux qui limite la végétation arborescente,

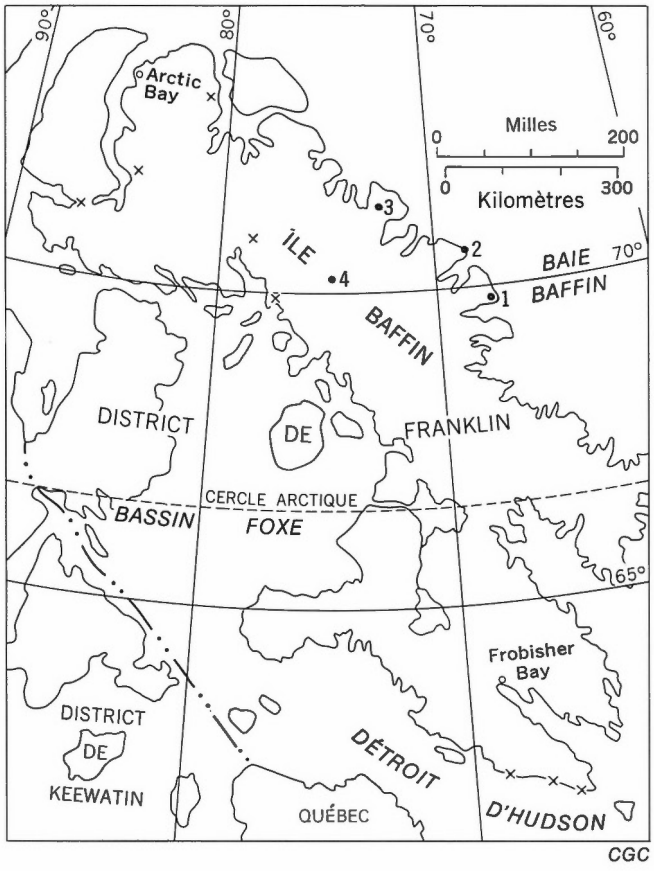
bien au-dessous des cimes de montagnes (Wheeler, 1958; Ives, 1958a, b, 1960a; Tomlinson, 1959; Løken, 1962). Andrews (1963) estime qu'une limite de végétation arborescente encore plus basse, que l'on associe à la glaciation de Saglek, constitue la limite supérieure probable de l'avancée glaciaire du Wisconsin classique. A cette époque, de grandes parties des montagnes formaient une saillie au-dessus de la glace.

L'ultime glaciation importante a généralement déplacé les dépôts des glaciations anciennes et des intervalles interglaciaires; les dépôts organiques enfouis demeurent rares dans le Bouclier canadien. Ils existent plutôt dans les régions périphériques qu'à l'intérieur du Bouclier; par exemple, les dépôts de la rivière Seal, dont il est question dans la section sur les basses-terres de la baie d'Hudson. On peut trouver d'anciens dépôts le long de certaines basses-terres côtières du Labrador, où le terrain accidenté voisin les a protégés contre l'avance des glaciers le long des fjords, comme c'est le cas dans l'île Baffin.

Île Baffin

La physiographie générale de l'île Baffin, durant le Pléistocène, était probablement à peu près la même qu'aujourd'hui. Au Tertiaire, une ancienne surface d'érosion, dans le centre et le sud de l'île Baffin, représentée par les sommets des montagnes à un même niveau, était basculée, le côté nord-est vers le haut (Goldthwait, 1950). Ce phénomène a donné naissance à un réseau de vallées dentritiques et parallèles, et la ligne de partage des eaux de surface s'est graduellement déplacée vers l'ouest. Des glaciers venant de l'intérieur ont creusé des vallées de décharge profondes et ont accéléré le déplacement vers l'ouest de la ligne de partage des eaux. La grande chaîne de montagnes qui en est résultée, le long de la côte nord-est, s'élève à environ 6,000 pieds dans les hautes-terres de Penny. Bird (1954) signale que des plates-formes d'érosion à des niveaux moins élevés peuvent être identifiées dans la partie occidentale de l'île Baffin, dont certaines à 600 pieds se trouvent taillées dans des roches relativement tendres. Il estime que la vaste surface horizontale, qui s'étend sur des roches précambriennes à topographie ondulée, a probablement été exhumée d'une couverture de roches paléozoïques dont des restes existent près du bassin Foxe; le décapelage de ce manteau peut résulter surtout de l'action des glaciers. Il mentionne que sur la presqu'île Brodeur, dans le nord-ouest de l'île Baffin, une surface bien conservée, à 1,000 ou 1,200 pieds d'altitude, entoure une région montagneuse centrale d'environ 2,000 pieds. Ces surfaces d'érosion ont atteint un état de maturité avancée à un stade ancien avant d'être surélevées. Les surfaces d'érosion élevées et le plateau principal basculé de l'île Baffin ont persisté durant le Pléistocène, et les glaciations successives les ont peu modifiés.

Dépôts organiques anciens (fig. XII-12). Les renseignements sur l'évolution antérieure au Wisconsin classique demeurent limités, bien que les matériaux organiques anciens soient abondants. Un terrain le long de la côte, exempt de glaciation récente, et des dépôts organiques, sous-jacents au drift à l'intérieur de l'île, ont fourni des renseignements sur les phénomènes antérieurs au Pléistocène. Les basses-terres côtières de l'île Baffin s'étendent sur plusieurs milles de largeur, à l'est de la calotte glaciaire Barnes, et ne semblent pas avoir été recouvertes de glace au cours des derniers 50,000 ans; toutefois, l'on y trouve des indices d'une glaciation plus ancienne (Løken, 1966). La dernière nappe de glace a soutenu des glaciers actifs dans les principaux fjords de la côte nord-est de l'île et a formé, par endroits, des glaciers de piémont dans les basses-terres côtières. Près du cap Aston, au sud du village Clyde, un delta s'est formé à une altitude de 262 pieds, alors que les glaciers vers leur décharge ont comblé un fjord à proximité et que les chenaux d'eau de fonte ont débordé vers le cap Aston. Les coquillages marins recueillis dans



1. Cap Aston
2. Cape Christian
3. Monts Bruce
4. Rivière Isortoq

Gîtes de « vieilles » coquilles: coquilles accumulées à partir de gîtes antérieurs au Wisconsin classique. . ×

FIGURE XII-12. Dépôts organiques «anciens» dans l'île Baffin.

les sédiments deltaïques, à un niveau de 200 pieds, sont l'indice d'un milieu d'eau froide. On a établi leur âge à >54,000 ans (Y-1703). Sous le delta, 25 pieds de gravier reposent sur des matériaux pierreux contenant des coquillages, vestiges de dépôts marins d'une transgression glaciaire. Des dépôts anciens non glaciaires, lardés de dépôts glaciaires, se trouvent dans les falaises littorales, près de Cape Christian, dont l'emplacement est aussi dans un endroit protégé. Des coquillages marins recueillis d'un dépôt côtier intercalé entre les deux dépôts glaciaires supérieurs ont donné au K-Ar >50,000 ans (Y-1702). Dans les monts Bruce, au nord-est de la calotte glaciaire Barnes, étaient découverts sur une crête morainique à faible relief des morceaux aplatis de saule et de la mousse qui semblent provenir du till. Ils remontent à >39,600 ans (CGC-209) et sont peut-être interglaciaires.

A l'intérieur de l'île Baffin, plusieurs endroits ont révélé des dépôts organiques de l'intervalle avant le Wisconsin classique. Des détritus végétaux, datés à >40,700 ans (CGC-427), gisent dans plusieurs couches de sables fluviaux déformés, le long de la rivière Isortoq, à seulement 10 milles à l'ouest de la partie nord de la calotte glaciaire Barnes (Terasmae et coll., 1966). Des feuilles de *Dryas,* de *Vaccinum* et de *Ledum* font supposer que le climat était au moins aussi chaud qu'aujourd'hui, et donc probablement interglaciaire. Andrews signale que les couches ont subi une déformation par l'avancée des glaciers vers l'ouest, en direction du bassin Foxe. Des coquillages marins extraits de la partie ouest de l'île Baffin, à 100 pieds au-dessus de la limite marine postglaciaire, ont donné 30,320 ± 820 ans (CGC-528); cette date peut se révéler un minimum.

Dans la partie nord de l'île Baffin, on a recueilli, dans des matériaux divers sis au-dessus et au-dessous de la limite marine postglaciaire, des coquillages rattachés aux phénomènes marins de l'intervalle antérieur au Wisconsin classique; des âges d'environ 34,200 et 35,400 ans (CGC-184, 188) ont été obtenus de la péninsule Borden, et des coquillages de la partie sud de la presqu'île Brodeur ont donné >30,580 ans (CGC-189).

Dans la partie sud de l'île Baffin, les coquillages trouvés dans le till ont donné environ 30,200 et 34,800 ans (CGC-414, 426). Blake (1966) considère ces dates comme minimales et arrive à la conclusion que le détroit d'Hudson était ouvert au cours du dernier interglaciaire ou au cours de quelque interstadiaire du début du Wisconsin et que par la suite, durant une progression des glaciers, des matériaux ont été raclés du fond de la mer et déposés le long de la côte sud de l'île Baffin. On a trouvé aussi des coquillages anciens provenant de till, dans les dépôts côtiers postglaciaires (CGC-468).

Certaines dates limites au K-Ar obtenues de l'île Baffin indiquent peut-être un intervalle interstadiaire dont la limite inférieure demeure inconnue. La preuve reste incertaine, mais les nombreuses autres dates pour lesquelles nous n'avons qu'une limite supérieure, ne prouvent pas, non plus, que ces dépôts soient interglaciaires. Il semble actuellement que les deux types d'intervalles peuvent être représentés par les dépôts porteurs de matériaux organiques de l'île Baffin. Il convient de noter, cependant, qu'on n'a pas encore découvert de till nettement glaciaire reposant sur un dépôt fossilifère.

Îles de l'Arctique

La nature des glaciers et la physiographie des îles de l'Arctique diffèrent beaucoup d'une région à l'autre. La dernière transgression glaciaire Laurentide a envahi la plus grande partie des îles méridionales de l'Arctique et emporté la succession géologique du début du Pléistocène, ou l'a recouverte de drift plus récent, et a formé de nouveaux traits glaciaires caractéristiques de la région. Quelques îles occidentales, sises au-delà de la limite nord-ouest de la nappe glaciaire Laurentide du Wisconsin, ont été recouvertes par une avancée plus ancienne de la nappe de glace Laurentide. La partie ouest des îles Reine-Élisabeth est une basse-terre et comprend des régions de dépôts glaciaires anciens et récents, qui peuvent être rattachés aux glaciers tant régionaux que locaux, et des régions sans aucun indice certain d'activité glaciaire antérieure (Fyles et Craig, 1965). La partie orientale et principale de ces îles est une région de montagnes et de plateaux antérieurement recouverte par ses propres glaciers et profondément érodée. On y retrouve, néanmoins, des preuves de la succession géologique du Pléistocène plus ancien.

Dans la partie orientale des îles Reine-Élisabeth, les chaînes de montagnes, les plateaux et les basses-terres ont pris leur configuration actuelle dès le début du Quaternaire. On considère les terrasses à haute altitude, les surfaces semblables à des surfaces de pédiments, et les alluvions sus-jacentes renfermant du bois, dans les îles Ellesmere et Axel Heiberg, comme les restes d'un réseau de vallées préglaciaires, parvenues à maturité, qui peuvent remonter au début du Pléistocène. L'érosion glaciaire et fluviale ultérieure a creusé des fjords et des vallées à l'intérieur des îles à des niveaux allant jusqu'à 1,800 pieds au-dessous du niveau actuel des vallées anciennes et, dans certaines basses-terres sus-jacentes à des roches tendres, a réduit les surfaces de dépôts préglaciaires aux sommets des montagnes. Cependant, la région des îles occidentales était réduite à une surface de peu de relief inclinée vers le nord-ouest, lors du dépôt des sédiments de la formation de Beaufort de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire sur la plaine côtière de l'Arctique. On croit que la configuration actuelle des îles et des détroits (autrefois des vallées), de la partie ouest de l'archipel Arctique, est de déformation plus récente que le dépôt de la formation de Beaufort (Craig et Fyles, 1960) et résulte de failles et de cycles répétés d'érosion glaciaire et fluviale (Morley et Fortier, 1956; Thorsteinsson et Tozer, 1961).



PLANCHE XII-6

Terrasses à haut niveau constituées de sédiments du type Beaufort reposant sur de la roche en place du Crétacé, partie orientale de l'île Axel Heiberg (T. N.-O.). Vue vers le sud, depuis le lac Buchanan. Seule la couche supérieure du matériau légèrement coloré, d'environ 40 pieds d'épaisseur, est considérée du type Beaufort. La surface est parsemée de blocs erratiques glaciaires.

Dépôts préglaciaires

Les sédiments alluviaux non consolidés, contenant du bois, de la formation de Beaufort occupent la plus grande partie de la plaine côtière de l'Arctique, à partir de l'île Banks jusqu'à l'île Meighen, et on suppose qu'ils s'étendent vers le large au-delà de la côte actuelle. On les trouve également sur de petites régions isolées aux sommets des montagnes dans l'est. Ces couches ont été rattachées provisoirement à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire. Fyles (1965) a laissé entendre que certains dépôts de terrasses à des niveaux élevés, dans les îles Axel Heiberg et Ellesmere, sont aussi des équivalents de la formation de Beaufort (pl. XII-6). La formation de Beaufort, dans les îles Ellef Ringnes et Borden, consiste en une unité inférieure, composée surtout de silt brun et de couches tourbeuses, et en une unité supérieure, de sable ou de gravier fin renfermant du bois flottant. Seule l'unité supérieure a été reconnue sur les îles Prince-Patrick et Banks, où y gisent des tronçons de bois d'un diamètre jusqu'à deux pieds.

La formation de Beaufort contient du pollen d'épinette, de pin, de bouleau, d'aulne, de plantes herbacées diverses comme les éricacées, et des spores de fougères et de mousse (Fyles et Craig, 1965). Plusieurs échantillons renferment de petites quantités de pollen de pruche, de pollen de bois durs des climats tempérés, comme le coudrier, le hêtre, l'orme, le charme et le chêne. On pense qu'une grande partie du pollen des bois durs peut être secondaire, dérivée de strates tertiaires contiguës, mais sans aucun doute une partie ne l'est pas. Le pollen de nombreuses espèces, autres que celles des bois durs, comprend une variété imposante de plantes d'une région actuellement stérile et sans arbres. Cet assemblage indique un climat, non seulement plus chaud que le climat actuel, mais également plus chaud que celui auquel l'on pourrait s'attendre au cours d'un intervalle interglaciaire quelconque, et peut être, au moins en partie, rattaché au tout début du Quaternaire préglaciaire.

Dans l'île Meighen, couverte d'une calotte glaciaire, les sables contenant du bois de la formation de Beaufort reposent sur de l'argile et du silt marins non consolidés (Thorsteinsson, 1961). Si l'on se fonde sur la nature des pollens présents d'essence de climat chaud, les couches marines se rattachent au Tertiaire, mais les sables peuvent être du début du Quaternaire. Les sables reposent sur un placage de blocs supposé d'origine glaciaire (Fyles et Craig, 1965). La formation de Beaufort, dans la plaine côtière de l'Arctique de l'île Borden, offre un intérêt particulier par l'abondance de pollen de bois dur, et la distance des affleurements connus des roches tertiaires, est l'indice d'un assemblage végétal primaire plutôt que secondaire. On croit que les sables de l'île Ellef Ringnes, renfermant du bois, sont les parties de la formation de Beaufort déposées à l'intérieur des terres et à haute altitude (St-Onge, 1965). Les sédiments contenant des matériaux organiques, des dépôts de terrasses à hautes altitudes sur de vastes étendues des îles Ellesmere et Axel Heiberg, sont probablement les équivalents chronologiques de la formation de Beaufort de la plaine côtière de l'Arctique en raison de leur assemblage de pollen similaire. Ces dépôts, composés typiquement de gravier, de sable et de silt, ont des épaisseurs jusqu'à 200 pieds, et reposent généralement à des élévations de 300 à 2,000 pieds au-dessus des vallées. Ils semblent être des restes de grandes vallées arrivées au stade de maturité.

Ils contiennent généralement du bois et présentent en coupe des profils de sol enfouis. Ils comprennent aussi des couches de mousse ou de tourbe, et des dépôts tourbeux contenant du bois rongé provenant d'étangs où vivaient des castors (Fyles et Craig, 1965).

Dans la partie nord-ouest de l'île Banks, la formation de Beaufort repose à la surface (Fyles et Craig, 1965). Dans la partie orientale plus élevée de l'île, elle n'a que quelques pieds d'épaisseur et repose sur ce qui semble être une surface d'érosion de sable tertiaire. Dans la partie centrale moins élevée, les dépôts sont plus épais et leur base n'affleure pas, comme dans le ruisseau Ballast, où 300 pieds de sable et de gravier, contenant du bois en abondance, recouvrent une couche de 10 pieds de tourbe susjacente à du sable et du silt contenant des détritus végétaux.

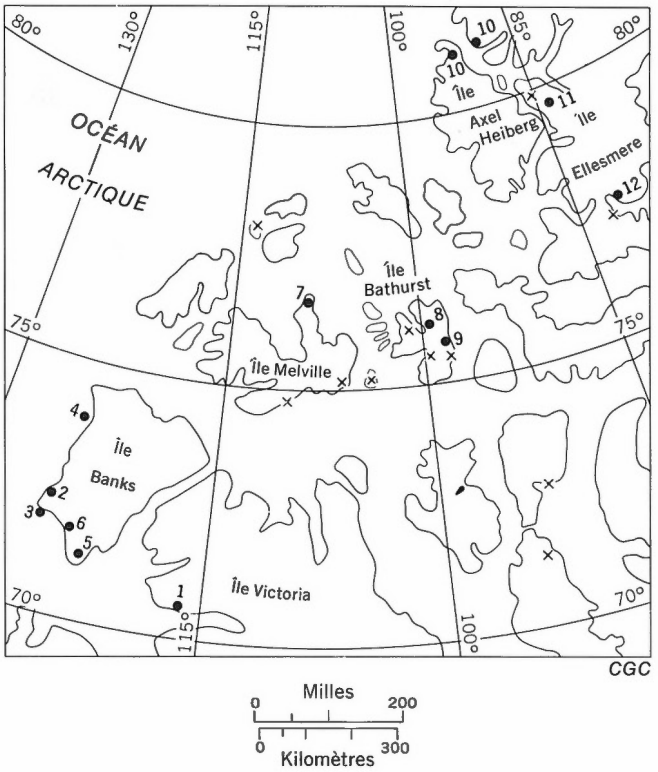
Événement glaciaires et non glaciaires antérieurs au Wisconsin

Les terrasses et les plaines des régions recouvertes par la formation de Beaufort sont composées de sable et de gravier remaniés. Sur l'île Prince-Patrick, la plupart de ces terrasses, sinon toutes, ont une origine plus récente que les failles à direction nord transversales de la formation de Beaufort (Fyles, 1965). Elles sont l'indice d'un alluvionnement au cours de quelque interglaciaire antérieur au Wisconsin classique.

Des régions des îles Prince-Patrick, Eglinton et Melville, et la plus grande partie des régions nord et ouest de l'île Banks contiennent des dépôts indices d'une glaciation plus ancienne, notamment de blocs erratiques du Bouclier canadien charriés sur une grande distance. Des études des dépôts organiques enfouis ont révélé que des intervalles interglaciaires et interstadiaires y sont représentés.

Dépôts organiques enfouis et lieux de «vieilles» *coquilles* (fig. XII-13)

Îles Victoria et Banks. Fyles (1963a) signale des sédiments contenant des matériaux organiques sous un till, sur le côté nord de la baie Prince-Albert dans l'ouest de l'île Victoria. Par endroits, il y a des régions de graviers à topographie ondulée. Le gravier recouvre 30 pieds de till susjacents à 150 pieds de sédiments stratifiés qui reposent sur environ 50 pieds de till compact. Dans la partie inférieure des sédiments intercalés dans le till, 20 pieds de silt en couches minces contiennent des tapis de feuilles compacts et autres restes de petites plantes dont l'âge établi au radiocarbone atteint approximativement 28,000 ans (I-CGC-30). L'une des couches végétales contient un peu de pollen d'herbes, de laîches et d'autres plantes herbacées. Fyles est d'avis que ces sédiments intercalés dans du till ont été déposés par des rivières et dans des lacs, avant la dernière avancée glaciaire, dans des conditions climatiques peu différentes des conditions actuelles. Des sédiments semblables, dépourvus de restes organiques, reposent sous du till dans



1. Baie Prince-Albert, île Victoria
2. Pointe Worth, île Banks
3. Duck Hawk Bluff, île Banks
4. Île Bernard, au large de l'île Banks
5. Promontoire Nelson , île Banks
6. Vallée de la Masik, île Banks
7. Barrow Dome, île Melville
8. Rivière Stuart, île Bathurst
9. Inlet Goodsir, île Bathurst
10. Détroit de Nansen, îles Ellesmere et Axel Heiberg
11. Rivière Slidre, île Ellesmere
12. Inlet Makinson, île Ellesmere

Gîtes de «vieilles» coquilles: diverses îles . . . . .×

FIGURE XII-13. Emplacement de dépôts organiques enfouis et de «vieilles» coquilles dans les îles de l'Arctique.

de vastes régions du nord-ouest de l'île Victoria et dans la région côtière adjacente de l'île Banks; il existe peut-être une corrélation entre ces sédiments et ceux du côté nord de la baie Prince-Albert.

A la pointe Worth, dans la partie occidentale de l'île Banks, au-delà de la limite présumée de la nappe de glace Laurentide du Wisconsin classique, une tourbe non tassée, au sommet d'une coupe de 100 pieds de till et de sédiments stratifiés, a donné >49,000 ans (CGC-367). La tourbe contient du pollen de bouleau, ainsi que des plantes croissant à présent dans la région. On pense que la couche pierreuse sous-jacente à cette tourbe est un dépôt colluvial, car elle recouvre des silts d'étangs qui contiennent des couches de tourbe et de mousse à peine comprimées. La tourbe renferme du bois de petits arbres et quelques fragments de branches rongées par les castors. Le bois daté au radio-

carbone est indéfini (I-CGC-19). On suppose que ces dépôts sont interglaciaires. A Duck Hawk Bluff, près du sommet d'une falaise de 125 pieds, de la tourbe et des souches de saules se rencontrent dans des limons sous du colluvion ou, peut-être, du till; les débris organiques ont donné également un âge indéfini (CGC-238). La tourbe contient du pollen d'aulne, de saule, d'épinette et de plantes herbacées et serait un dépôt interglaciaire. Les silts reposent sur un till plus ancien sus-jacent à la formation de Beaufort. Une autre coupe très semblable se trouve dans l'île Bernard, plus au nord, au large de la côte ouest de l'île Banks. Ici, la tourbe de mousse des sédiments lacustres renfermait du pollen de conifères et une végétation de toundra analogue à celle présente dans la région. Au radiocarbone, la tourbe a donné un âge indéfini (I-CGC-28), l'origine du dépôt est, pense-t-on, interglaciaire.

On a trouvé, dans la partie sud de l'île Banks, près du promontoire Nelson, du bois de saule dans un mélange de sable, gravier et silt, à 150 pieds sous du till, du sable et du gravier fluvio-glaciaires. La datation le fait remonter à >41,600 ans (CGC-222). Le drift sus-jacent date de la dernière grande avancée des glaces, mais les dépôts organiques pourraient être interstadiaires ou interglaciaires. Dans la vallée de la rivière Masik, sous du till, Fyles a aussi observé du bois d'épinette et des couches de mousse et de tourbe associés à du silt, du sable et du gravier. Provisoirement, il considère ces dépôts organiques comme interglaciaires.

Île Melville. On a découvert dans la partie nord de l'île Melville, où croît peu de végétation, 2.5 pieds de mousse et de sable, 6 pieds au-dessous du sommet plat d'une colline, à une altitude d'environ 300 pieds. Le dépôt semble antérieur à l'avancée des glaciers et à la dissection de la basse-terre, mais postérieur à la formation des terrasses les plus élevées placées provisoirement au temps du dépôt de la formation de Beaufort. La mousse, datée à >38,600 ans (CGC-422), est probablement interglaciaire.

La datation au radiocarbone de fragments de coquillages d'un dépôt de plage suspendue, dans la partie sud-est de l'île Melville, présumés d'origine postglaciaire, a révélé que ces fragments étaient âgés d'environ 34,050 ans (CGC-154). Cette date est vraisemblablement un minimum et se rapporte à un intervalle non glaciaire antérieur au Wisconsin classique. On suppose également qu'un échantillon de coquillage d'un dépôt d'épandage, dans l'île voisine de Byam Martin, provient de matériaux plus anciens, car son âge est indéfini (CGC-357).

Île Bathurst. Sur la rivière Stuart, dans la partie nord de l'île Bathurst, de l'argile silteuse marine postglaciaire recouvre une terrasse où 4 pieds de tourbe reposent sur 20 pieds de gravier d'origine locale. Le gravier repose sur une surface d'érosion sus-jacente à du sable blanc de provenance lointaine, peut-être du Tertiaire. Les graviers semblent indiquer une période d'alluvionnement dans un intervalle quelconque antérieur au Wisconsin, durant lequel le niveau de la mer était au-dessus de son niveau actuel. Ultérieurement eut lieu un intervalle de stabilité relativement long, au cours duquel 4 pieds de tourbe se sont formés dans la vallée. La tourbe a été datée à >36,000 ans (CGC-165).

Près de l'inlet Goodsir, dans le centre-est de l'île Bathurst, de la tourbe, âgée de >35,000 ans (CGC-178), était rencontrée sous et dans du till sous forme de lentilles. Blake (1964) considère très probable que cette tourbe soit interglaciaire, mais il est possible qu'elle représente un interstadiaire du Wisconsin. Il signale que le till ressemble à celui à teneur de coquillages marins recueillis dans les endroits situés au-delà de la limite marine postglaciaire. Les âges d'environ 35,900 et 33,940 ans (CGC-212, 378), obtenus sur des coquillages recueillis dans la partie centrale de l'île, constitueraient des minimums.

Îles Ellesmere et Axel Heiberg. J. G. Fyles a observé des dépôts de terrasse à des niveaux inférieurs aux terrasses de la formation de Beaufort et les estime provisoirement comme interglaciaires. Il a trouvé, au voisinage du fjord Slidre, dans le centre-ouest de l'île Ellesmere, associée à une terrasse de gravier, de la tourbe de roseaux et de mousse datée à >41,200 ans (CGC-268). Les blocs indiquent que cette terrasse a été recouverte probablement par les glaciers. La glaciation expliquerait aussi la dissémination d'anciens coquillages marins, sur des plateaux analogues, au sud du fjord Slidre, et ailleurs, dans les îles Ellesmere et Axel Heiberg, en deçà et au-delà de la limite marine postglaciaire; les coquillages ont donné au radiocarbone, de 20,000 à 40,000 ans, âges estimés minimaux en raison d'éventuelles contaminations par des coquillages plus anciens. Ils apportent néanmoins la preuve d'événements marins, antérieurs à la dernière grande avancée des glaces.

Le long du détroit de Nansen, sur les îles Ellesmere et Axel Heiberg, des sédiments marins fossilifères estimés interglaciaires, se trouvent bien au-dessus des dépôts marins postglaciaires les plus élevés. Par endroits, ces sédiments interglaciaires semblent être recouverts de drift (Fyles et Craig, 1965). Les coquillages ont donné au radiocarbone des âges entre 35,000 et 40,000 ans (CGC-65, 113, 149) considérés minimaux.

Une tourbe de mousse sableuse, affleurant au fond d'un canal d'eau de fonte, vers l'amont de l'inlet Makinson dans le sud de l'île Ellesmere, repose sur un gravier à blocs et est sous-jacente à des blocs. La tourbe date de >36,400 ans (CGC-140), le gravier et les blocs semblent être l'indice d'une terrasse à un haut niveau d'un intervalle interglaciaire ou glaciaire ancien.

Des coquillages prélevés d'un sol sablonneux, à la limite marine de la péninsule Swinnerton, sur le côté sud-ouest de l'inlet, ont donné au radiocarbone 29,800 ± 200 ans (CGC-134). Ces coquillages semblent indiquer une transgression marine antérieure à la dernière avancée des glaces.

Région de la Cordillère

L'évolution géologique au Pléistocène de la région de la Cordillère est quelque peu plus variée que celle de l'intérieur continental, du fait que certaines régions ont échappé à la glaciation, tandis que d'autres l'ont subie une ou plusieurs fois avant la dernière grande transgression des glaciers, présumée du Wisconsin classique. Cette avancée, sans s'étendre aussi loin que les glaciations antérieures, a néanmoins recouvert la plus grande partie de la région de la Cordillère. Les études géomorphologiques demeurent limitées, mais l'existence de vallées enfouies et les successions épaisses de couches de sédiments glaciaires et non glaciaires enfouis, témoignent de modifications radicales du réseau de drainage, résultant de l'alternance des périodes glaciaires et non glaciaires. Il reste possible que la succession évolutive au Pléistocène ancien soit intégralement conservée dans la partie du Yukon non recouverte par les glaciers ou dans les régions adjacentes que seuls ont recouvertes des glaciers plus anciens. Actuellement, les données restent fragmentaires. Les informations sur le Pléistocène ancien dans la région couverte par le dernier grand système de glaciers sont également fragmentaires, mais, par endroits, de nombreux indices révèlent les événements glaciaires plus anciens.

Régions non recouvertes par les glaciers

Les régions de la Cordillère, exemptes de glaciation, apparaissent sur la Carte glaciaire du Canada (carte 1253A). Une petite région dans le sud-ouest de l'Alberta s'étend au-dessus et au-delà des limites des glaciers de vallées de la région de la Cordillère à l'ouest, et au-dessus et au-delà des limites de la nappe de glace Laurentide à l'est. L'extension des glaciers de la région de la Cordillère s'est trouvée contenue sur le flanc oriental aride des Rocheuses. Le terrain raboteux de cette région exempte de l'action des glaciers ne se prête pas à la préservation des sédiments non glaciaires témoins de l'évolution et du climat du début du Pléistocène. Des régions exemptes de glaciation, aux contours très irréguliers, se trouvent dans une partie des monts Mackenzie et du plateau de la Liard. Situées entre les glaciers de la Cordillère et la nappe de glace Laurentide, ces régions existent par suite d'un ensemble de facteurs climatiques et topographiques. On ne connaît pas la stratigraphie du Pléistocène de ces régions.

La plus vaste région au Canada demeurée hors de la glaciation se trouve dans le Yukon occidental. Cette région a échappé à la glaciation durant tout le Pléistocène du fait qu'elle s'étend dans une région sèche à l'est du haut massif de St-Élie, où la quasi-totalité de l'humidité des masses d'air du Pacifique se résout en précipitations. Les intervalles interglaciaires, à la fois secs et froids du Yukon occidental, étaient défavorables au développement de flores et faunes variées, comparables à celles des intervalles interglaciaires secs et chauds ou à la flore et faune actuelles. Les traces des intervalles glaciaires, interglaciaires et interstadiaires doivent donc être recherchées dans les successions sédimentaires non glaciaires. Présentement les données précises font défaut.

O. L. Hughes mentionne une tourbe récente qui, sur la rivière Porcupine, dans le bassin de Old Crow, recouvre 29 pieds de silt et d'argile qu'il lie à une période d'écoulement d'eau de fonte d'une nappe de glace Laurentide à travers les chaînons Richardson. Sous ces 29 pieds de silt et d'argile reposent environ 144 pieds de sable brun et de gravier, renfermant du bois daté au radiocarbone à >41,300 ans (CGC-199), et contenant, outre du pollen, l'indice d'un intervalle interglaciaire. Cette succession sédimentaire témoigne de l'intervalle non glaciaire actuel, d'un intervalle glaciaire antérieur et d'un intervalle interglaciaire encore plus ancien, mais sa chronologie précise demeure inconnue.

Dans la majeure partie de la région du Klondike exempte de glaciation, O. L. Hughes a reconnu que la base des tourbes modernes remontait de 9,000 à 11,000 ans, alors que les débris organiques du sous-sol, présents dans le silt et le gravier des gisements de placers en opération, étaient en général d'âge trop ancien pour la datation par la méthode au radiocarbone. Cependant, la datation du bois prélevé à la base de 20 pieds de tourbe silteuse, le long du ruisseau Hunker, a donné 9,520 ± 130 ans (CGC-73), alors que du bois trouvé 4 pieds plus bas, dans un silt gelé, a donné environ 30,800 ans (CGC-88). Des sédiments de cet intervalle interstadiaire du Wisconsin moyen ont, sans nul doute, été déposés en plusieurs régions du Yukon exemptes de glaciation.

Régions recouvertes par d'anciens glaciers

Bien des régions de la Cordillère portent la marque, à des altitudes supérieures et au-delà des limites atteintes par l'ultime transgression glaciaire (carte 1253A), d'une ou plusieurs glaciations anciennes. Fyles (1963b) rapporte que le soulèvement des bas-plateaux du sud de l'île Vancouver et la formation consécutive de chenaux d'écoulement étroits ont eu lieu avant la formation des dépôts meubles actuels. Ces dépôts et les traces des glaciers remonteraient au milieu du Pléistocène. Les glaciers du Pléistocène ont envahi la région, modifiant profondément les vallées existantes et aplanissant ou adoucissant ailleurs les principaux traits topographiques. La région porte les marques d'au moins deux avancées distinctes des glaciers. A une époque, les glaciers ont recouvert les montagnes jusqu'à 8,500 pieds dans le chaînon Okanagane de la chaîne des Cascades, au centre-sud de la Colombie-Britannique, alors que la dernière nappe de glace n'a pas dépassé 7,500 pieds. Une bande de terrain à glaciations anciennes et encerclant la région non envahie par les glaciers, dans les Foothills du sud-ouest de l'Alberta, s'étend de 500 à 1,000 pieds environ au-dessus de la limite des glaciers de la Cordillère et de ceux de la nappe de glace Laurentide.

Dans les monts Mackenzie et la chaîne de Selwyn, une région allongée, partiellement exempte de glaciation, porte

dans l'ensemble les marques d'une ou de plusieurs avancées des glaciers de la Cordillère du début du Pléistocène et du Wisconsin. Les anciens glaciers du versant ouest des monts Mackenzie et du versant est de la chaîne de Selwyn ont apparemment rempli les vallées d'entremont à des niveaux supérieurs à ceux des glaciers du Wisconsin. La zone bordant la limite des anciens glaciers se trouve en conséquence très complexe et à ce jour demeure non cartographiée (carte 1253A). La région s'étend au-dessus et au-delà des limites occidentales atteintes par la nappe de glace Laurentide. Cependant, les glaciers de la Cordillère, s'écoulant vers le nord en direction des rivières Arctic Red et Peel, ont rencontré la nappe de glace Laurentide plus ancienne dans sa progression vers le sud. Dans cette région, une vaste zone distincte a été recouverte par d'anciens glaciers, mais les relations entre la nappe de glace Laurentide et les glaciers de la Cordillère restent incertaines.

Une région, de 10 à 20 milles de large, recouverte à une époque par d'anciens glaciers, s'étend entre la région non envahie par les glaciers du Yukon et la limite occidentale de la nappe de glace Laurentide du Wisconsin. Les formes d'origine glaciaire y sont relativement rares, mais on y trouve un relief réduit et une topographie bosselée.

Une région, très variable en largeur, sépare, dans le sud-ouest du Yukon au nord du massif de St-Élie, des terrains exempts de glaciation de ceux qui, à l'est et au sud, l'ont subie au cours du Wisconsin classique. Plusieurs glaciations ont été identifiées dans cette région (Denton et Stuiver, 1967; Bostock, 1966). Il semble aussi que les anciens glaciers, dans les parties montagneuses de l'intérieur du Yukon, aient dépassé en épaisseur les glaciers du Wisconsin. Certains sommets du Yukon central aride, plus élevés que les glaciers du Wisconsin, ont été à une époque recouverts par un ou plusieurs anciens glaciers, une frange de terrain en garde l'empreinte. Par ailleurs, deux glaciations antérieures, dites Shakwak et Icefield, près du lac Klouane, sur le versant nord-est du massif de St-Élie, n'ont pas eu l'ampleur des glaciations du Klouane ou du Wisconsin classique. Les anciens glaciers s'étendaient à quelque 70 à 75 milles au nord-est de la ligne de partage actuelle entre les glaciers du Pacifique et ceux de l'Intérieur. Ils atteignaient la partie est du bassin du lac Klouane. La dernière grande nappe de glace emplissait le bassin du lac Klouane et s'étendait de 90 à 100 milles vers le nord-ouest le long de la vallée jusqu'au voisinage de Snag (Yukon) avec une langue de glace en direction nord de 20 milles, le long et vers l'aval de la rivière White (Bostock, 1952). A cet endroit, un ancien glacier avait transporté du drift sur 20 milles de plus le long de cette même rivière. La corrélation entre les anciens drifts du bassin du lac Klouane et celui de la vallée de la rivière White n'a pas été établie, mais ce dernier semble antérieur et est vraisemblablement pré-Illinoien.

Deux limites des glaces évidentes apparaissent dans le Yukon central et peuvent être faciles à distinguer et à retracer (Bostock, 1966). Elles marqueraient les limites de la dernière avancée des glaces et d'une avancée ancienne. En outre, du drift, comprenant du till et des blocs erratiques, et présentant une topographie modifiée d'origine glaciaire, se rencontre au-delà de la limite de l'avancée ancienne et pourrait indiquer deux autres avancées des glaciers plus anciennes encore. La dernière grande avancée des glaces, dans la vallée de la rivière Stewart, porte le nom de McConnell. La plus récente transgression des anciennes avancées a reçu le nom de Reid et suit la vallée sur 40 milles au moins au-delà de la limite de l'avancée McConnell et présente des traits glaciaires distincts, y compris une moraine terminale. A l'ouest de la moraine terminale, la partie intérieure de la rivière Stewart est généralement dépourvue de traits topographiques d'origine glaciaire, mais un till gris de silteux à argileux, comprenant surtout des pierres non altérées et quelques blocs erratiques épars, témoigne de l'ancienne avancée des glaciers dite Klaza.

Les glaciers Klaza s'étendaient à 25 milles au moins au-delà des limites de l'avancée Reid. Des traits topographiques réduits d'origine glaciaire, et apparentés aux glaciers Klaza, ont aussi été observés dans quelques autres vallées. La plus ancienne avancée des glaciers de la partie inférieure de la vallée de la rivière Stewart dépassait de 25 milles la limite des glaciers Klaza et s'étendait jusqu'à 20 milles du fleuve Yukon; cette avancée des glaces a reçu le nom de Nansen. Elle se présente sous forme d'une couche de drift très épaisse qui a donné à la région une topographie onduleuse et bosselée ou parfois en terrasses. Ce drift a fermé le lit d'un cours d'eau, lequel a creusé un cañon profond de 300 pieds dans la roche en place. Bostock a remarqué la désagrégation avancée du drift Nansen dans certaines vallées; les pierres sont décomposées, le till et les graviers sont généralement bruns. Le till, au-dessous d'une coulée de lave, à 3 milles en aval de Fort Selkirk sur le fleuve Yukon, se rattacherait à l'avancée Nansen, mais il est peut-être plus ancien. Les glaciers Nansen, sur le versant nord de la vallée de la rivière Stewart, semblent avoir atteint le niveau d'un col peu élevé et les eaux de fonte se sont écoulées par ce col vers le nord en déposant un gravier caractéristique le long de la vallée du ruisseau Australia et de la rivière Indian, jusqu'à leur confluent avec le Yukon à 40 milles environ en aval du confluent de la rivière Stewart et du Yukon.

Bostock déclare, qu'en coupe, les surfaces des glaces des principales avancées des glaciers, dans la partie supérieure de la vallée de la rivière Stewart, s'élèvent doucement vers l'est et convergent vers le haut, de sorte que les moraines de l'avancée McConnell et celles des anciennes avancées glaciaires précédentes se rapprochent au point d'être indistinctes. Les moraines des avancées McConnell et Reid se rencontrent respectivement à 4,000 et 4,400 pieds, sur le plateau Talbot au sud-est de Mayo, ainsi que des blocs erratiques épars à 4,700 pieds, indices peut-être de la glaciation Klaza. Deux petites buttes, au-dessus de 4,700 pieds, étaient peut-être des nunataks. D'autres

moraines s'étendent dans la région, certaines pourraient indiquer des oscillations des fronts des glaces au cours des glaciations anciennes.

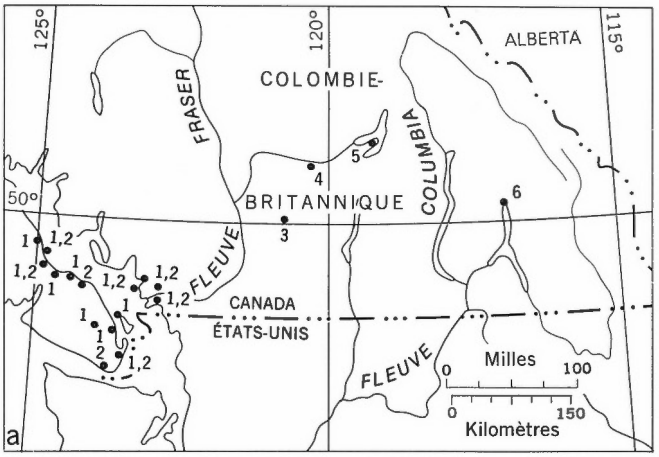
Vernon et Hughes (1965) ont trouvé épars, dans le centre-ouest du Yukon, des indices d'une ou plusieurs glaciations anciennes au-delà et au-dessus d'un terrain nettement marqué par une glaciation intermédiaire qui s'étendait au-delà et au-dessus des dépôts de la dernière grande avancée glaciaire.

On sait peu des glaciations anciennes, sauf ce que révèle la rencontre de blocs erratiques épars dans des régions exemptes apparemment de glaciation. Les traces des grands glaciers de transection, formés durant la glaciation intermédiaire, ont été délimitées dans la partie orientale de la région, et leurs angles de pente, déterminés sur de longues distances, atteignent de 19 à 35 pieds par mille.

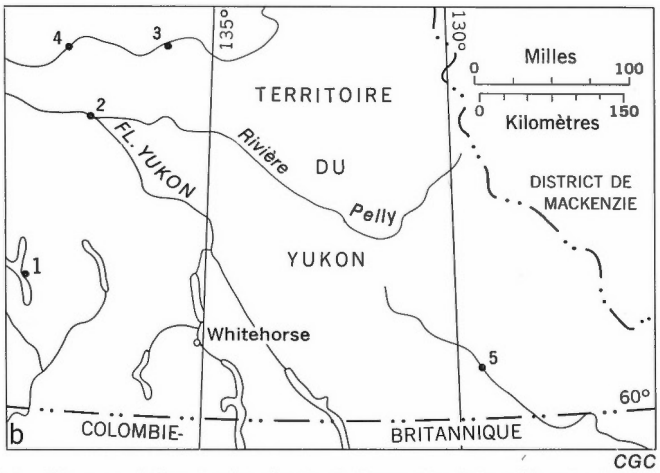
Dépôts organiques enfouis dans les principales régions envahies par les glaciers

Des dépôts interglaciaires et interstadiaires existent dans le sud de la Colombie-Britannique, et correspondent peut-être au Sangamon et au milieu du Wisconsin. L'étendue de plusieurs nappes de glace du Pléistocène au Yukon a été délimitée, mais un seul endroit a permis d'attribuer les dépôts organiques enfouis, et partant, les dépôts glaciaires associés, à une période du Pléistocène. Les endroits de dépôts organiques enfouis, dans le sud de la Colombie-Britannique et dans le territoire du Yukon, sont indiqués sur les figures XII-14 (a) et (b) respectivement.

Détroits de Géorgie et Juan de Fuca. Des dépôts recouverts de till, porteurs de débris organiques et connus sous le nom de sédiments de Quadra, dans la région du détroit de Géorgie, ont été rattachés à l'interglaciaire dite Olympia, qui a précédé la dernière grande transgression dite glaciation Fraser (Armstrong et coll., 1965). Ils peuvent correspondre, aux fins de comparaison fondée sur les datations au radiocarbone, au milieu du Wisconsin et au Wisconsin classique de la région des Grands lacs et de l'intérieur du continent. Des recherches récentes, entreprises par J. G. Fyles et E. C. Halstead, ont montré la vaste répartition des sédiments de Quadra, dans le sud-est de l'île Vancouver. D'après Fyles (1963b), les sédiments de Quadra se composent d'une unité inférieure de silt argileux contenant des pierres et coquillages marins, d'une unité moyenne de silt renfermant des végétaux, du gravier et du sable, et d'une unité supérieure de sable blanc parsemé de lits de gravier et de silt renfermant des végétaux. Les épaisseurs maximales de ces unités atteignent respectivement 80, 40 et 250 pieds environ. L'unité inférieure marquerait la transition d'un régime glacio-marin au régime marin. L'unité moyenne contenant des végétaux semble s'être formée dans une région côtière basse et marécageuse durant et probablement après la régression marine, dans laquelle l'argile marine sous-jacente s'est déposée. L'unité supérieure est un dépôt de plaine fluviale, caractérisé par des structures



1. Île Vancouver et basses-terres du Fraser; sédiments de Quadra
2. Île Vancouver et basses-terres du Fraser; sédiments antérieurs au Quadra
3-5. Vallées de la rivière Thompson et de ses affluents; sédiments plus récents et plus anciens intercalés entre des tills
6. Lac Kootenay; paléosol et sédiments intercalés entre des tills



1. Lac Klouane; sédiments plus récents et plus anciens intercalés entre des tills
2. Région de Fort Selkirk; sédiments sous une couche de lave striée
3. Région de Mayo Landing
4. Région de McQuesten
5. Rivière Liard

FIGURE XII-14. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans la région de la Cordillère. a) Sud de la Colombie-Britannique. b) Parties recouvertes de glaces dans le Yukon.

formées par remblaiements et creusements alternatifs. Elle renferme des lits de gravier et de silt porteur de végétaux, constitués surtout de débris de la chaîne Côtière continentale. Fyles est d'avis que l'actuel détroit de Géorgie a été entièrement rempli par des sédiments avant la glaciation Fraser.

Le pollen et les mollusques marins des dépôts de Quadra témoignent d'un climat plus frais que le climat actuel, mais assez comparable à celui qui règne actuellement dans le golfe d'Alaska. La végétation diffère de celle de l'île Vancouver contemporaine par la rareté du sapin de

Douglas et l'abondance de l'épinette. Les âges obtenus au radiocarbone s'échelonnent entre environ 20,000 et peut-être 50,000 ans avant le présent. Ainsi reste à établir la limite inférieure d'un très long intervalle non glaciaire, ou à déterminer si deux intervalles distincts sont représentés par les sédiments attribués au Quadra de l'île Vancouver.

Les sédiments de Quadra dans l'île Vancouver recouvrent, par endroits un till et des sédiments associés, le drift Dashwood, sus-jacent aux sédiments non glaciaires de Mapleguard. E. C. Halstead signale, à la pointe Icarus, de la tourbe à la base de sédiments du type Quadra, sus-jacente à un till reposant sur de la tourbe, du silt et du sable silteux. La datation des tourbes inférieures a donné >37,600 et >36,650 ans (CGC-155, 191). Ces anciens sédiments recouvrent environ 10 pieds d'argile marine pierreuse, sus-jacente à un troisième till, lequel affleure presque au niveau des plages. Des sédiments pré-Quadra, contenant des débris organiques, se rencontrent aussi sous du till à Cordova Bay, près de Victoria. Selon J. G. Fyles, ces sédiments contiennent un assortiment de pollen qui correspondrait à un véritable climat interglaciaire, peut-être celui de l'intervalle Sangamon. Des dépôts correspondants, comprenant aussi de la tourbe et des couches porteuses de bois, affleurent sur la côte, à l'ouest de Sooke, dans le détroit Juan de Fuca, et ont donné >40,300 ans (CGC-358).

J. E. Armstrong a noté des sédiments de Quadra et pré-Quadra, porteurs de débris organiques, près de Lynn Creek dans les basses-terres du Fraser. Ces sédiments, datés à 36,200±500 ans (CGC-92-2), recouvrent un till sus-jacent à une unité ancienne de sable, de gravier et de tourbe, laquelle contenait du bois daté à >52,300 ans (CGC-555). Cette unité ancienne recouvre un till basal plus ancien encore.

La coupe stratigraphique du Pléistocène à la pointe Grey à Vancouver (tabl. XII-2) est la section la mieux connue et la plus complète de la région des basses-terres du Fraser, et probablement de toute la côte ouest du Pacifique, par suite du forage de quelque 130 puits et du percement d'un long tunnel, ce qui a permis d'augmenter immensément les données obtenues de l'étude des falaises littorales.

Des sédiments de Quadra et pré-Quadra se trouvent également dans les localités de Coquitlam et Surrey respectivement à l'est et au sud-est de l'île Vancouver.

Région sud de l'intérieur de la Colombie-Britannique. Fulton (1965) mentionne la présence de deux successions sédimentaires distinctes, entre des tills dans la vallée de la rivière Thompson et de ses affluents. La succession inférieure se compose de sable, silt et gravier oxydés contenant des cendres volcaniques, du bois et des coquillages d'eau douce. Des coquillages près de Merritt ont donné >37,200 ans (CGC-258). Du bois et des coquillages de Kamloops ont donné respectivement des âges supérieurs à >32,700 et >35,500 ans (CGC-275, 413). La succession supérieure, également composée de sable, silt et gravier, mais non oxydés, correspond aux dépôts qui, au bras Salmon du lac Shuswap, renferment du bois âgé de 20,230 ± 120 ans (CGC-194). Une discordance d'érosion sépare les deux successions. Du till et des dépôts glaciolacustres, affleurant par endroits sous les sédiments oxydés de la succession inférieure, montrent qu'une glaciation au moins a précédé l'intervalle non glaciaire au cours duquel ces sédiments se sont déposés. Les sédiments entre les tills se sont déposés avant la glaciation Fraser, au cours d'un intervalle interglaciaire d'au minimum deux phases d'alluvionnement, séparées par une période d'oxydation et de formation de sol.

Fulton (1968) rapporte une succession d'évolution géologique analogue dans le sillon Purcell, au nord du lac Kootenay. Il a mis en évidence l'existence de deux successions glaciaires, séparées par des sédiments interglaciaires contenant des matières organiques et une zone de paléosol. Une discordance sépare le till plus ancien et ses divers dépôts associés des sédiments plus jeunes. Le paléosol, aux horizons A, B et C, s'est formé sur des matériaux plus anciens. Des racines, incrustées dans l'horizon A, ont donné 41,900 ± 600 ans (CGC-733). Les sédiments non glaciaires plus récents correspondent aux dépôts d'une plaine inondable. Des matériaux des dépôts de cette plaine, prélevés successivement plus haut dans la succes-

TABLEAU XII-2 *Section généralisée des dépôts du Pléistocène des basses-terres du Fraser* (J. E. Armstrong)

	Épaisseur maximale connue, en pieds
Sédiments stratifiés (postglaciaires) de rivière et de mer	70
Till et sédiments connexes (glaciation Fraser): glaciaires, glaciofluviaux, glaciolacustres, glaciomarins	215
Sédiments (Quadra) non glaciaires (interglaciation Olympia): marais, plaine d'inondation, lit de rivière et estuaire; la tourbe de la partie inférieure date de > 36,800 ans (CGC-81)	200
Till et sédiments connexes (glaciation Semiamu): glaciaires, glaciomarins, marins	130
Sédiments non glaciaires (interglaciation?): marais, lac, plaine d'inondation, lit de rivière, mer; comprend un peu de tourbe	155
Till et dépôts stratifiés (glaciation): glaciaires, glaciomarins; comprend des coquillages	15
Sédiments non glaciaires (interstratifiés avec du till), lit de rivière et plaine d'inondation	15+
Till?	—
Roche en place (Éocène)	—

sion, ont donné au radiocarbone 43,800 ± 800 ans et 42,300 ± 700 ans (CGC-740, 720). D'autre part, une souche, qui s'est développée sur un faciès de pente du paléosol, mais enrobée dans des graviers plus récents, a donné 41,800 ± 600 ans (CGC-716). Des sédiments silteux, imbriqués dans du gravier, ont fourni du bois daté à 33,700 ± 330 ans et 32,710 ± 800 ans (CGC-542, 493), suivant leur position stratigraphique de bas en haut. La partie supérieure d'une couche de gravier grossier, sus-jacente aux sédiments silteux mentionnés plus haut, a donné du bois daté à 25,840 ± 320 ans (CGC-715). Ce gravier grossier est surmonté de till. Fulton rattache le till supérieur à la glaciation Fraser laquelle, à en juger par les datations obtenues dans la région de Kamloops, n'a atteint la région de Kootenay que 20,000 ans environ avant le présent. Il rattache les sédiments non glaciaires à l'interglaciaire Olympia de la côte occidentale. Le paléosol, formé postérieurement à l'ancienne glaciation, a été successivement recouvert par des sédiments interglaciaires jusqu'à peut-être 41,800 ans avant le présent.

Région centre et nord de l'intérieur de la Colombie-Britannique. Des sédiments interglaciaires ont été signalés dans le centre et dans le nord de la Colombie-Britannique, mais leur interprétation reste douteuse. L'existence de lits de rivières enfouis, taillés dans d'anciens tills ou de la roche en place, et la présence de gîtes de placers enterrés sont, par endroits, révélatrices d'intervalles non glaciaires. Du lignite ou de la tourbe existe dans le gravier sous le till le long des rivières Stikine et Tuya, mais l'origine des dépôts demeure inconnue. Les intervalles non glaciaires mis en évidence sont certainement antérieurs à la dernière grande glaciation, mais on ne peut préciser s'ils sont du Wisconsin supérieur, pré-Wisconsin ou pré-Pléistocène. Les dépôts tertiaires, en maints endroits du centre de la Colombie-Britannique, sont meubles et difficiles à distinguer des sédiments du Pléistocène. La présence de coulées de lave ou de filons-couches dans les sédiments meubles est plus caractéristique du Tertiaire, mais comme des laves recouvrent parfois des couches de till, l'activité volcanique a dû se poursuivre au Pléistocène. Les coulées de lave associées aux tills et autres sédiments du Pléistocène peuvent servir à dater certains événements géologiques et à apporter des renseignements sur le Pléistocène inférieur.

Intérieur du territoire du Yukon. On signale peu de découvertes de matériaux organiques enfouis, dans la partie de la région de la Cordillère recouverte par les glaciers au Yukon, mais sans aucun doute un plus grand nombre sera mis à jour au cours de l'étude de la région.

Dans la région du lac Klouane, sur le versant nord du massif de St-Élie, des matériaux organiques ont été trouvés dans du drift antérieur à la dernière grande glaciation. Ils apportent la preuve géomorphologique et stratigraphique de l'existence de trois intervalles non glaciaires distincts (Denton et Stuiver, 1967). Des débris organiques trouvés dans des dépôts fluvio-glaciaires rattachés à la plus ancienne glaciation identifiée, la glaciation Shakwak, et des débris organiques tirés d'un lit de silt sous du drift stratifié de contact avec la glace de la plus récente glaciation, la glaciation Icefield, et une tourbe extraite de filets sinueux contenus dans le till même de la glaciation Icefield, ont donné des résultats trop anciens pour la datation au radiocarbone (Y-1355, 1481, 1486). Des débris organiques d'origine fluvio-glaciaires, sus-jacents au till de la glaciation Icefield, ont néanmoins donné au radiocarbone trois dates, échelonnées entre 30,100 et 37,700 ans (Y-1356, 1385, 1488). Ces dépôts sont recouverts par le till de la glaciation Klouane.

Ces dates semblent représenter un intervalle non glaciaire, dit Le Boutellier, d'une durée d'environ 10,000 ans, qui peut correspondre au Wisconsin moyen de la partie centrale du continent. L'intervalle non glaciaire Silver, compris entre les glaciations Icefield et Shakwak, lequel a fourni les dates les plus reculées, a de loin dépassé en durée l'intervalle Le Boutellier, à en juger par la différence de profondeur atteinte par l'oxydation des matériaux sous-jacents, mais ni la durée, ni le climat de cet intervalle ne sont connus. Il est peut-être du Wisconsin inférieur ou du Sangamon; dans ce dernier cas, la glaciation Shakwak et ses dépôts fluvio-glaciaires appartiendraient à l'Illinoien.

Une lave du Pléistocène à surface striée, près de Fort Selkirk sur le fleuve Yukon, recouvre du gravier, du sable et du silt sus-jacents à un till glaciaire. Du bois carbonisé, trouvé à quatre pieds au-dessous du sommet de la formation litée, a été daté à >38,000 ans (I-CGC-27). On a trouvé un autre indice de forêt antérieure à la dernière glaciation près de Mayo, sur la rivière Stewart. Il s'agit d'un tronçon d'arbre usé, à la base d'une lentille de till intercalée près du sommet dans une section de 100 pieds de sable et gravier, le tout recouvert de silt lité. La lentille de till correspondrait au till supérieur très répandu dans le voisinage le long de la rivière et constituerait le dépôt du glacier qui, selon toute apparence, a avancé jusqu'à environ 8 milles en aval de Mayo Landing. Le bois date de >35,000 ans (I-CGC-180). Du bois extrait non loin, dans une unité de silt, de sable et d'un peu de gravier, recouverte par 10 pieds de till et 30 à 50 pieds de silt et de sable finement lités, a été daté à >46,580 ans (CGC-331). Également, sur la rivière Stewart, en aval de McQueston, du bois ancien était extrait d'une lentille de cendre intercalée sous 10 à 15 pieds de silt organique (CGC-342).

La découverte de bois sur la rive abrupte, haute de 200 pieds, de la rivière Liard est un autre indice intéressant à l'appui d'une couverture forestière ancienne. Une mince zone de sol, comprenant un horizon de cendre volcanique et 100 pieds de till brun, recouvre environ 100 pieds de sable à stratification entrecroisée. Le bois trouvé à 30 pieds au-dessus du niveau de la rivière date de >40,100 ans (CGC-412).

La dernière nappe glaciaire continentale comprenait trois parties principales: la nappe glaciaire Laurentide, le complexe glaciaire de la région de la Cordillère et le complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth[1]. On considère, généralement, que la nappe glaciaire Laurentide, en se basant sur les directions de cheminement des glaces, comprend les secteurs de Labrador et de Keewatin qui, malgré la convergence de leurs masses lors de l'avancée maximale au Wisconsin, étaient des régions dont l'écoulement des glaces vers l'extérieur était distinct au cours de la déglaciation. Dans le secteur de Labrador, la nappe a reculé vers un ou plusieurs centres, ou lignes de partage des glaces, dans les régions septentrionales du Québec et du Labrador, alors que, dans le secteur de Keewatin, la masse s'est divisée à une ligne de partage, située à l'ouest de la baie d'Hudson. Ces régions principales d'écoulement récent des glaces se divisaient, à leur tour, en des écoulements glaciaires éphémères, de moindre importance, avant la régression des principales masses de glace. La déglaciation a en outre donné lieu à d'autres importantes masses de glace dérivées de la nappe glaciaire Laurentide. Une nappe glaciaire subsistait et était entretenue sur place dans le bassin Foxe et, plus récemment sur l'île Baffin. Cette nappe glaciaire, appelée complexe glaciaire Foxe-Baffin, n'avait rien de commun avec les glaciers des secteurs de Labrador et de Keewatin, du moins en ce qui concerne le Wisconsin récent, et des restes de cette nappe y demeurent encore. Au cours de la déglaciation initiale, il s'est formé en outre d'importantes calottes glaciaires distinctes dans les Appalaches, entre autres à Terre-Neuve; il demeure possible qu'elles n'aient rien eu en commun avec les glaces du secteur de Labrador, pendant la majeure partie du Wisconsin. La figure 15 montre l'avancée des masses de glace et les étapes de leur déglaciation. La dernière nappe glaciaire continentale est décrite suivant ses principaux secteurs, indépendamment du degré d'interdépendance auquel ces secteurs ont été individuellement soumis pendant leur croissance, durant leur maximum ou lors de leur désintégration. Ces secteurs sont les suivants: le complexe glaciaire des Appalaches, le secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide, le secteur de Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide, le complexe glaciaire Foxe-Baffin, le complexe glaciaire de la région de la Cordillère, et le complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth. En raison de l'étendue des régions de la zone d'influence des principaux secteurs glaciaires mentionnés ci-dessus, il est sans doute nécessaire d'étudier certains traits d'après des régions plus petites ou selon des processus particuliers glaciaires ou de déglaciation. Avec la fonte des nappes glaciaires et des glaciers, et la découverte des terres, apparaissaient les formes imprimées par la glace où la terre était jonchée de débris laissés au front des glaciers lors de leur retrait. On a retrouvé les mêmes débris dans les lacs ou la mer. Les traits glaciaires et postglaciaires très complexes, et les dépôts demeurés en place de nos jours, permettent de retracer le cheminement emprunté par les fronts glaciaires, lors de leur recul, et d'interpréter les événements de déglaciation et postglaciaires.

[1] La dénomination «complexe glaciaire» englobe indifféremment, nappe glaciaire, calotte glaciaire, glacier de piémont et glacier de vallée.

Complexe glaciaire des Appalaches

Le complexe glaciaire des Appalaches englobe la majeure partie, sinon l'ensemble, de la région des Appalaches au Canada et comprend: l'île de Terre-Neuve, les provinces Maritimes, et les monts Appalaches dans le sud-est du Québec. On sait peu au sujet de la progression des glaciers de cette région, au cours de la période antérieure à l'avancée maximale des glaciers du Wisconsin. Cette province physiographique est en grande partie une région de hautes-terres, sujette à d'abondantes chutes de neige qui, en raison des conditions climatiques durant le Wisconsin, ont pu former au début de la glaciation un certain nombre de calottes glaciaires. Sous l'influence des vents humides et dominants de l'intérieur du continent en direction nord-est, et sous celle des masses d'eau environnantes, ces calottes glaciaires se sont étalées radialement par accrétion différentielle, à tendance vers le sud-ouest. On a relevé un bon nombre de stries et de cannelures glaciaires et plusieurs régions de dispersion de roches, toutes orientées à angle droit, à la direction généralement considérée comme la tendance de la direction de l'écoulement des glaces durant la phase maximale du Wisconsin et au cours de la dernière régression. Il est possible que la région des Appalaches ait été, dans sa majeure partie, recouverte de glaces, avant la confluence avec les glaces du secteur du Labrador, le long du Saint-Laurent et du détroit de Belle-Isle. On considère donc comme admis que les premiers mouvements des glaces étaient des phénomènes locaux, non reliés à la phase de croissance des glaces du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide. Il est probable que le complexe glaciaire des Appalaches était composé de deux parties principales dont l'une recouvrait Terre-Neuve et l'autre, les provinces Maritimes. Toutes deux convergeaient vers le secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide pendant une durée indéterminée au cours du Wisconsin; il y eut confluence, le long du lit du Saint-Laurent, tout en passant par le détroit de Cabot, mais cette confluence a été de courte durée au cours de l'avancée maximale des glaciers du Wisconsin.

Le tracé de la déglaciation, tel qu'indiqué par les caractéristiques de tous genres dues au mouvement des glaces dans cette région (carte 1253A), apporte peu de preuves à l'appui de la théorie du retrait général du front des glaces vers le Québec et le Labrador. Il est évident que

le milieu maritime a exercé sa propre influence. En Nouvelle-Écosse seulement, une orientation régionale vers le sud-est est évidente, ce qui suggère des mouvements glaciaires à partir d'un centre au Labrador, ou leur retrait vers ce centre, mais cette direction pourrait tout aussi bien indiquer un centre d'écoulement à partir du Nouveau-Brunswick ou du Maine. Malgré le fait que des blocs erratiques du Labrador aient été signalés sur les hautes-terres de la Gaspésie, la preuve reste à faire d'une vaste progression des glaces du Labrador au Wisconsin sur les hautes-terres de la Gaspésie et des plateaux du Nouveau-Brunswick.

Terre-Neuve

Événements glaciaires. Henderson (1960) n'a découvert aucune évidence sur la presqu'île Avalon d'un envahissement général de la presqu'île par des glaces venant de l'ouest; il en déduit que la presqu'île avait sa propre calotte glaciaire, à partir de laquelle des glaciers avançaient vers le nord et vers le sud par les chenaux occupés présentement par les baies de la Trinité, de la Conception, Ste-Marie et de Plaisance, jusqu'aux Grands bancs. Du côté est de la baie de la Trinité, quelques blocs erratiques originaires de la partie principale de l'île se trouvent à une altitude entre 20 et 25 pieds, et sont très proches de la limite maximale de la transgression marine, ce qui fait supposer que la nappe de glace de la partie principale de l'île était active après un recul considérable de la calotte glaciaire d'Avalon et de la submersion marine des grèves actuelles de la presqu'île Avalon.

Henderson croit que le dernier glacier actif de la presqu'île Avalon était dans la baie Ste-Marie et entraînait des débris vers la partie centrale de la presqu'île au fur et à mesure qu'il s'étalait en éventail en direction des baies de la Trinité et de la Conception; l'écoulement libre en direction sud, le long de la baie Ste-Marie, était entravé par un seuil bloquant l'entrée de la baie. L'assemblage des photos aériennes permet de déceler la présence de stries transversales dans les dépôts morainiques du centre de la presqu'île Avalon. Ces tracés ne sont cependant pas invariablement convexes par rapport à la direction de l'écoulement des glaces. Henderson croit que le glacier s'amenuisait dans la baie Ste-Marie, alors que son front régressait sur tous ses côtés en même temps.

MacClintock et Twenhofel (1940, p. 1731) en sont venus à la conclusion que toute l'île était recouverte de glaces, au cours du Wisconsin, et que «...les glaces formaient une seule calotte en mouvement dans toutes les directions vers la périphérie à partir du plateau Long Range, du plateau Central et de la presqu'île Avalon, jusqu'au-delà des rives actuelles de l'île». Leurs études ne font aucune allusion aux événements antérieurs au Wisconsin, comme Coleman l'avait soutenu précédemment, mais elles servent plutôt à établir une chronologie d'ensemble du Wisconsin, chronologie fondée sur les observations effectuées dans la région de la baie St-Georges du sud-ouest de Terre-Neuve. Le drift le plus ancien, le «stade de la rivière St-Georges», renferme du till, du gravier formé au contact de la glace et du silt marin sus-jacent, le tout présentant une topographie qui suggère l'existence de blocs de glace entourés ou recouverts par des dépôts marins. A la suite d'un important recul du front des glaces des littoraux, se sont formés des deltas, le «stade de la baie St-Georges», qui renferment des fossiles marins semblables à ceux d'aujourd'hui. Une nouvelle transgression glaciaire a recouvert les deltas, déposé une couche supérieure de till et a formé une moraine frontale près des côtes; ces dépôts comprennent le «drift de Robinsons Head». Puis, eut lieu une importante régression des glaces vers les régions du plateau central, mais un arrêt dans leur recul a entraîné la formation de moraine dans les vallées: c'est le stade de la moraine de «Kittys Brook». Une régression ultérieure a fait émerger les saillants du plateau que les glaces en retrait ont érodés en pentes abruptes. A une phase plus récente, les glaces ne subsistaient que sous forme de glaciers de vallées sur les flancs abrupts des plateaux. Certains glaciers ont déposé de petites moraines et ont formé des cirques dont certains contiennent de la neige et de la glace éternelles. Les travaux de K. Widmer dans la région de la baie de l'Hermitage, sur la côte sud de Terre-Neuve, démontrent une relation étroite de même nature entre les glaces «récentes» et la trangression marine.

La partie principale de l'île a subi une vaste transgression glaciaire en direction des côtes (Jenness, 1960). Des fjords sont particulièrement très découpés le long du littoral sud et nord-est. Il existe aussi de grandes superficies de terrain strié, de terrain semé de collines elliptiques et de moraine ridée (pl. XII-7). Les linéations, les stries glaciaires, les cannelures et les traînées de blocs erratiques sont l'indice d'un cheminement des glaces très complexe, à écoulement erratique et aux centres se déplaçant sans cesse au cours de la fonte de la calotte glaciaire de l'île. Il semble que les dernières calottes glaciaires actives couronnaient les plateaux de Terre-Neuve.

La théorie du recouvrement d'une grande partie de Terre-Neuve par les glaces du secteur de Labrador au cours de l'avancée maximale du Wisconsin, comme l'a suggéré Flint (1940), par suite du soulèvement progressif des anciennes lignes côtières en direction nord le long de la côte ouest, reste discutable. L'auteur croit que Terre-Neuve avait sa propre calotte glaciaire active au cours du Wisconsin classique, et ce, malgré la jonction avec les glaces du secteur de Labrador dans le golfe Saint-Laurent, au cours de la majeure partie de ladite période. MacClintock et Twenhofel (1940) entrevoient la possibilité d'un chevauchement des glaces du Labrador, mais il n'existe aucune preuve tangible à l'appui de cette théorie, et ils en sont venus à la conclusion que le problème demeurera tant que le transport des blocs des moraines n'aura pas été étudié en fonction de la géologie régionale, sur le continent et dans l'île. Cependant, Cooper (1937) mentionne la présence de blocs erratiques du con-

tinent sur les plus hautes terres de l'extrémité septentrionale de la grande péninsule du nord de la province, associés à des stries glaciaires orientées vers le sud-est. A cause de la proximité du secteur de Labrador, on peut s'attendre à un tel mouvement des glaces. Les photographies aériennes permettent de déceler la présence de moraines De Geer le long du détroit de Belle-Isle; ces moraines indiquent un cheminement récent en direction sud ou est, le long du détroit, vers le golfe Saint-Laurent; ce cheminement est probablement dû à la jonction des glaces de Terre-Neuve et de celles du secteur de Labrador. Avec la transgression marine vers le nord-est, le long du chenal profond entre Québec et Terre-Neuve, vers le détroit peu profond de Belle-Isle, les glaces de Terre-Neuve se seraient séparées des glaces du secteur de Labrador. A ce stade de déglaciation, il y a environ 12,000 ans, le plateau Mecatina, au nord-ouest du détroit de Belle-Isle, faisait effectivement dévier les glaces du secteur de Labrador vers le nord-est, dans une direction opposée au détroit de Belle-Isle.

Dans la partie septentrionale de Terre-Neuve, des variations dans la direction des moraines De Geer indiquent un centre éphémère d'écoulement actif, situé dans la région où antérieurement les glaces de Terre-Neuve étaient en contact avec celles du secteur de Labrador, à l'extrémité nord de la péninsule. L'écoulement glaciaire récent à partir des plateaux de Terre-Neuve a changé son orientation du sud-ouest au nord-ouest, au fur et à mesure du déplacement du centre d'écoulement vers les monts Long Range, et a entraîné la formation d'une série de moraines terminales lobées dans la région de l'étang Ten Mile.

Les observations de l'auteur, dans la région côtière du centre-ouest, viennent étayer la théorie d'une calotte glaciaire active à Terre-Neuve vers la fin du Wisconsin. Un écoulement glaciaire très important à partir de l'intérieur vers la côte ouest s'avançait le long des principales vallées parallèles aux structures de la roche en place et à travers un terrain raboteux.

Événements marins. L'interprétation des données de la transgression marine maximale se complique du fait que les glaces «récentes» ont détruit les marques littorales les plus élevées de certaines régions, telles que celles des côtes du sud-ouest de Terre-Neuve, et probablement aussi celles du nord-est. Ce phénomène signifie que le soulèvement postglaciaire, tant local que régional, se retrouve dans la configuration indiquée par la submersion marine.

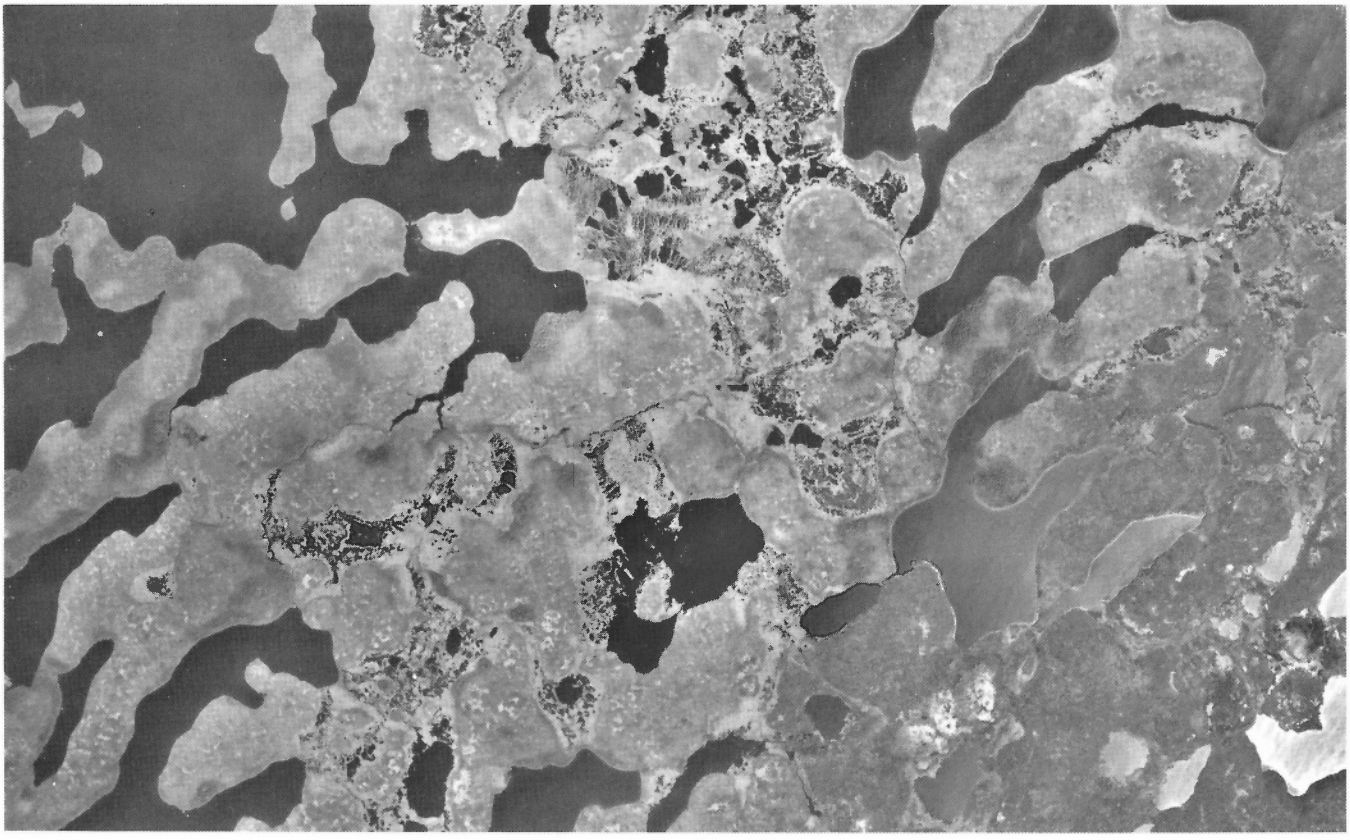


PLANCHE XII-7. Moraine moutonnée près de l'étang Meca, dans l'est de Terre-Neuve. Photographie aérienne verticale. La moraine ne présente pas de signes d'écoulement des glaces. Échelle de 1,320 pieds au pouce.

Sur la presqu'île Avalon, Henderson (1960) n'a découvert des indices d'une transgression marine, de la fin de la période glaciaire, que le long de la côte est de la baie de la Trinité et sur l'isthme d'Avalon. Il est possible que l'isobase de zéro ou ligne reliant les points de soulèvement zéro soit orientée vers le nord-est, le long de la rive est de la baie de Plaisance, qu'elle traverse l'isthme, à la hauteur de Norman's Cove, pour entrer vers l'intérieur de l'île en longeant la côte est de la baie de la Trinité. Henderson s'est aperçu que l'élévation des caractéristiques marines soulevées augmentait en direction nord-ouest, le long de l'isthme, et aussi en direction nord, le long de la rive est de l'île proprement dite, et ceci jusqu'à la baie Bonavista et au-delà. L'isobase de 100 pieds longe la rive sud-est de la péninsule Burin et l'axe de la baie Bonavista. Il reste que les données pour les isobases peuvent être caractéristiques d'une période initiale de transgression marine, vastement concentrique le long de la côte est de Terre-Neuve.

La position la plus élevée des caractéristiques de plage diminue en élévation en direction ouest, le long de la côte sud de l'île. K. Widmer a observé des plates-formes littorales d'abrasion, à une élévation de 100 à 110 pieds, sur les îles situées à l'embouchure de la baie de Fortune et à divers endroits avoisinants sur l'île. La limite de la transgression maximale marine se situe à une élévation d'environ 70 pieds au fond de la baie de Fortune et à 30 pieds près de Burgeo. Entre Burgeo et Port-aux-Basques, il n'y a pas d'anciennes plages. Dans le même ordre d'idées, il existe des traces d'avancées récentes de glaciers vers la mer, le long du côté sud-est de la baie St-Georges, sur la côte ouest de Terre-Neuve. Il est possible que ces avancées de glaciers aient détruit les traces d'anciens rivages (Flint, 1940; MacClintock et Twenhofel, 1940). Flint a cependant démontré que le niveau maximal de la transgression marine, croît de zéro, à l'extrémité sud-ouest de Terre-Neuve, à 100 pieds, dans le fond de la baie St-Georges, et à 200 pieds dans Bonne-Baie, et qu'il est caractérisé par des isobases orientées vers le N70°E. Plus récemment, au cours d'une pause dans le soulèvement, la mer a taillé des plates-formes dans la roche en place, le long de la côte occidentale et sur la côte septentrionale de l'île; on leur a donné le nom de «surface de la baie des Îles». Les isobases sur cette surface sont orientées vers le N80°E, l'isobase zéro se situant le long du rivage nord de la baie St-Georges, celle de 100 pieds traversant Bonne-Baie et celle de 250 pieds traversant la baie aux Lièvres. L'étude des photographies aériennes de cette région révèle une autre importante plate-forme, près du niveau de la mer. Il s'agit selon toute probabilité de la plate-forme à 30 pieds relevée par Cooper (1937) comme étant une plate-forme taillée par les vagues.

Sur la côte nord, les traits soulevés de la transgression marine accusent deux ou trois périodes stationnaires, dont deux peuvent correspondre à celles relevées sur la côte ouest. La troisième représente probablement la période initiale de la transgression marine relevée le long des côtes orientales de l'île. Des coquillages marins de la baie Verte, considérée d'un ancien niveau de mer situé à 180 pieds d'altitude, ont donné 11,520 à 11,950 ans avant le présent (CGC-55, 75, 87). L'évidence de l'action de la mer et des dépôts marins au-delà du niveau de 200 pieds, et peut-être même au-delà de 250, révèle que la déglaciation, sur la côte nord de l'île, a débuté bien avant les derniers 12,000 ans. Les dates au radiocarbone de certains coquillages de la côte ouest de Terre-Neuve indiquent que la mer a envahi la baie St-Georges avant les derniers 13,420±190 ans (CGC-598), et la baie des Îles avant 12,600±170 ans (CGC-868) avant le présent.

Île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse

On présumait que la nappe glaciaire Laurentide avait envahi le golfe Saint-Laurent et transgressé le Cap-Breton en direction sud-est (J. W. Goldthwait, 1924). Il est certain que les glaciers ont avancé vers le sud-est, traversé le détroit de Cabot, érodé l'île Saint-Paul et l'extrémité septentrionale de l'île du Cap-Breton, et ont envahi le détroit de Canso, mais ailleurs la direction du mouvement régional des glaces est difficile à déterminer du fait qu'elles ont laissé peu de traces. L'auteur croit que les hautes-terres de l'île du Cap-Breton n'étaient pas recouvertes par les glaciers du secteur de Labrador, mais plutôt par une calotte glaciaire locale, et que l'écoulement des glaces vers l'extérieur était peu important.

Il subsiste, cependant, des traces de l'action des glaciers dans le détroit de Northumberland, sur la côte ouest de l'île du Cap-Breton. Des vallées semblent avoir été remplies au-dessus de 200 à 250 pieds, comme s'il y avait eu barrage glaciaire; des cours d'eau ont ensuite taillé des terrasses. E. H. Muller a relevé une section de rivière, à un mille au nord de Southwest Margaree, où une couche de 8 à 10 pieds de gravier recouvre une succession d'environ 20 pieds d'argiles lacustres rouges, 10 pieds de gravier rougeâtre et 5 pieds de till bleu cohérent. Le glacier qui a sans doute formé barrage et donné naissance aux lacs dans les vallées le long de la côte ouest de l'île du Cap-Breton, était celui du détroit de Northumberland. Il reste possible que ce glacier ait résulté des glaces convergentes venant du sud et de l'ouest des plateaux de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick.

Goldthwait (1924) a relevé des stries orientées nord-est dans la partie est de l'île du Cap-Breton. Il réfute ainsi une ancienne hypothèse selon laquelle les glaciers provenaient de Terre-Neuve. Il a relevé des traits attribuables aux mouvements des glaces et des traînées de drift d'évidence du mouvement des glaces vers le nord-est et le nord, mais il n'a pu se prononcer sur leur lieu d'origine. Les stries de la côte est, à orientation plus prononcée vers le nord, impliquent un écoulement des glaces à partir du plateau continental, vers l'île actuelle et, Goldthwait croit devoir situer un lieu d'origine possible au sud du détroit de Canso. En l'absence de renseignements d'un tel centre

glaciaire, et certain de l'existence de stries orientées vers l'est et l'est-nord-est, le long du détroit de Northumberland, il semble être en faveur d'un écoulement des glaces à partir du Nouveau-Brunswick, et à une extension radiale probable au fur et à mesure de l'émergence de la glace du détroit de Canso et de la baie Chédabucto. Ce phénomène a précédé la formation du lobe glaciaire de la baie des Acadiens, qu'il considère comme constituant la glaciation principale du Wisconsin. H. L. Cameron a cependant signalé des stries orientées sud-sud-ouest, à l'est du lac Bras-d'Or, et un système de moraines terminales attribué à cette glaciation. Certains indices d'un ancien mouvement glaciaire, vers le sud-ouest, peuvent également être relevés sur les photographies aériennes (carte 1253A). Les traces de ce mouvement glaciaire à direction anormale vers le sud-ouest, dans la partie orientale de l'île du Cap-Breton, semblent se trouver sur une vaste étendue morainique. D. R. Grant (CGC) considère que cette direction est celle suivie par un mouvement glaciaire plus récent qui a réorienté le drift et a marqué de stries légères la roche en place. Sur le côté sud-est de nombre d'affleurements littoraux, il a décelé les marques d'un affouillement intense des glaciers cheminant vers le nord-est. Les stries glaciaires, les cannelures et les roches moutonnées qui semblent être anciennes, et la topographie en auge de la baie de Chédabucto, indiquent une descente des glaces canalisée entre les bords de l'auge, avec des évasements ou des lobes en direction nord, le long de la partie est de l'île du Cap-Breton. Les récents mouvements glaciaires semblent être orientés sud-est, à travers le détroit de Canso, vers le nord-est, le long du bassin du lac Bras-d'Or, et, en direction sud et sud-est, vers la mer à partir de ce bassin. Ni l'orientation du mouvement des glaces, dans l'est de l'île du Cap-Breton, ni le lieu indiqué de leur provenance, ni l'ordre apparent des événements glaciaires, ne concordent avec la théorie que la nappe glaciaire du Labrador recouvrait l'île et s'étendait sur le plateau continental.

Les renseignements sur la transgression marine dans l'île du Cap-Breton demeurent limités. A une élévation d'environ 200 à 250 pieds se prolonge le long des côtes est et ouest de l'île une forme topographique proéminente presque horizontale. H. L. Cameron a mentionné une transgression marine restreinte dans la baie Aspy, dans la partie septentrionale, et le long de la côte sud-est de l'île du Cap-Breton, mais également des lacs proglaciaires dans plusieurs vallées comblées, jusqu'à environ 250 pieds. Par suite de la semi-correspondance dans les différents niveaux, certaines des formes côtières soulevées pourraient être des phénomènes qui se sont formés au contact des glaces, ou bien être des vallées comblées et des terrasses côtières réduites à un même niveau marin, probablement au pré-Wisconsin. L'auteur de ce chapitre n'a découvert aucune trace de transgression marine dans l'île du Cap-Breton.

Intérieur de la Nouvelle-Écosse

Événements glaciaires. Les formes ou traits résultant du mouvement des glaces au sud des monts Cobequid en Nouvelle-Écosse sont très réguliers; lors de la transgression maximale du Wisconsin, l'avancée des glaces dans cette région était transversale en direction sud-est. La direction du mouvement des glaces est marquée en plusieurs endroits par des drumlins de till à texture fine. Dans les régions reposant sur du granite ou du quartzite, le till est clair et de silteux à sableux. Une région le long de la rivière La Hève renferme du till gris olivâtre dérivé de l'ardoise locale. Ailleurs au nord-est, les drumlins sont formés d'un till anormalement rouge sus-jacent à d'autres tills dérivés de matériaux locaux. Grant croit que ce till proviendrait de sédiments du Pléistocène érodés de la baie de Fundy, du bassin des Mines et du détroit de Northumberland. L. H. King de l'Institut océanographique de Bedford a découvert des moraines submergées le long du littoral, restes probables de l'avancée maximale du Wisconsin ou d'une phase de recul plus récente.

A mesure de la régression des glaciers du Wisconsin, le front des glaces le long de la côte de l'Atlantique rentrait à l'intérieur vers le nord-ouest. L'absence de transgression marine le long de cette côte indique une nappe de glace relativement mince près de son point terminal. Au cours de la déglaciation, la mer a envahi la baie de Fundy et a donné une configuration concentrique aux glaces en retrait vers les plateaux de la Nouvelle-Écosse. Ces régions hautes étaient des centres actifs d'écoulement des glaces durant la dernière phase des glaciers. Dans certaines régions, les drumlins ont été réorientés et les eskers semblent avoir une orientation différente de celle des formes dues aux mouvements d'anciens glaciers. Les dernières glaces dans la région centrale des bas-plateaux sont restées en mouvement ou remises en mouvement, et ont charrié vers le nord du drift granitique à travers la vallée Cornwallis-Annapolis, et l'ont déposé sur les roches noires (trap) du Trias du mont Nord, et le long des rivages de la baie de Fundy (MacNeill, 1953; Hickox, 1962). Il n'est pas surprenant que la région centrale des hautes-terres de la Nouvelle-Écosse ait conservé une calotte glaciaire vers la fin de la déglaciation, du fait de sa situation maritime et qu'actuellement ce soit une région à fortes précipitations de neige. L'âge précis de cette calotte de glace reste inconnu et l'on ne possède aucune date des matériaux, mais il est connu qu'antérieurement à 13,325 $\pm$ 500 ans (I-CGC-7), la mer a envahi le côté ouest de la baie de Fundy.

Les formes ou traits résultant du mouvement des glaces, dans la partie septentrionale de la Nouvelle-Écosse, sont irréguliers. Les monts Cobequid et les hautes-terres d'Antigonish semblent avoir freiné le mouvement général vers le sud-est, si typique dans les régions méridionales et orientales. De ces hautes-terres, les glaciers transgressaient

vers le nord en direction du détroit de Northumberland. Des tries glaciaires et des traînées de blocs erratiques indiquent un mouvement nord dans les environs de Pictou et de New Glasgow. Par endroits au nord de ces monts, des roches ignées du type Cobequid se trouvent enfouies dans les tills sablonneux et rougeâtres des basses-terres, précisément près de Pictou et dans l'île de Pictou. Goldthwait (1924) croit que ces roches ont été arrachées du flanc nord des monts Cobequid et charriées par les glaciers du Nouveau-Brunswick en mouvement vers l'est, au front de l'incursion du lobe glaciaire acadien des régions septentrionales. D'autres prétendent que la dernière transgression glaciaire des basses-terres venait du Nouveau-Brunswick plutôt que du nord. La présence de roches ignées de type Cobequid dans le till rouge des basses-terres carbonifères suppose un transport vers le nord. Il s'agit peut-être d'alluvions de cours d'eau déposées antérieurement au till rouge, mais il est plus probable qu'il s'agisse, en fait, d'un mouvement plus récent des glaciers vers le nord, car la théorie du transport par cours d'eau ne concorde pas avec le présent relief. La présence d'eskers et d'alluvions fluvio-glaciaires dénote l'existence de glaciers actifs récents dans la partie est des monts Cobequid et des hautes-terres d'Antigonish. Ces dépôts, comme ceux le long de la rivière John, dans les régions de Scotsburn et de Maryvale, ont des lits à pendage nord. Dans la région de la rivière Barney, à l'extrémité est de l'île Merigomish, les mêmes alluvions se trouvent au niveau actuel de la mer ou sous ce niveau. Ailleurs le long de la côte, dans la région de Malignant Cove, on retrouve des terrasses de kames, à lits entrecroisés à pendage nord-est, à des altitudes jusqu'à 100 pieds. Ces kames se sont formés au moment où les glaciers récents précités recouvraient le détroit de Northumberland.

L'extrémité ouest des monts Cobequid ne semble pas avoir supporté une calotte glaciaire récente. Dans cette région, la régression glaciaire était en direction nord, et l'écoulement de l'eau de fonte s'effectuait par le flanc ouest des monts Cobequid où se sont formées de longues traînées d'alluvions de vallée d'origine fluvio-glaciaire et des deltas semés de cuvettes lacustres dans le bassin des Mines. Les petites crêtes morainiques de forme allongée, dans le centre-nord des monts Cobequid, sont probablement des moraines terminales. L'orientation nord-est de la moraine Joggins (Wickenden, 1941), au sud et à l'est d'Amherst, est généralement considérée indiquer un recul des glaces vers le nord-ouest. Cependant, au nord-ouest et au sud-est de cette moraine, les cannelures et les stries glaciaires ont une orientation sud-sud-ouest, et le mouvement des glaces était sans aucun doute, à direction sud. La direction de ce mouvement est donc inverse à la direction plus à l'est, et il est vraisemblable qu'il soit antérieur, lors de la formation d'une anse dans la baie de Fundy.

Événements marins. Les variations postglaciaires du niveau de la mer en Nouvelle-Écosse sont complexes. La baie de Fundy est la seule région où existent des indices d'émersion antérieure, mais l'ensemble de la province est soumis actuellement au phénomène de submersion. Dans la région sud-ouest de la Nouvelle-Écosse, les isobases du soulèvement différentiel ont une orientation nord-est, plus ou moins parallèle au rivage de la baie de Fundy, l'isobase de zéro passe par Yarmouth; à Digby, le soulèvement est de 120 pieds, alors qu'au sud-ouest de Digby, dans Long Island, il atteint 150 pieds. L'orientation de l'isobase a brusquement changé dans le bassin des Mines. Il s'agit peut-être d'une modification dans l'envergure et l'intensité du soulèvement, due à l'ouverture prématurée de la baie de Fundy comme lieu de fonte dans le front des glaces, peut-être aussi à la présence de glaces récentes au nord du bassin des Mines, et à l'influence structurale de la faille de Cobequid. Pour ces raisons, la projection des données de l'isobase de la baie de Fundy, au nord du bassin des Mines, est probablement sans valeur. Borns et Swift (1966) signalent des alluvions fluvio-glaciaires sus-jacentes aux dépôts deltaïques glacio-marins; leur surface supérieure descend d'environ 140 pieds, à Advocate Harbour, à 60 pieds aux environs de Truro, alors que la surface de la couche deltaïque sous-jacente descend d'une hauteur de 130 pieds (110 pieds au-dessus du niveau de la mer à marée haute) dans l'ouest pour atteindre le niveau moyen de la marée haute à Five Islands, à peu près à mi-chemin entre ces deux endroits. L'auteur croit, cependant, que la couche supérieure est fondamentalement glacio-marine, et que la surface marine résiduelle descend d'une altitude de 120 pieds, à l'ouest de Parrsboro, à 20 pieds, à l'extrémité est de la baie de Cobequid. Il est d'avis que des glaces plus «récentes» ont formé barrage à la transgression marine des basses-terres de Truro et à la formation de lignes de rivage à des niveaux plus élevés, dans la région d'Advocate Harbour. De nos jours, le marnage est de l'ordre de 40 à 55 pieds dans le bassin des Mines, mais il était sans doute différent dans le passé; pour cette raison, les démarcations marines indiquées ici se rapportent à la marée haute.

Il n'existe aucune trace de transgression marine le long de la majeure partie de la côte du détroit de Northumberland. Une plate-forme d'abrasion sur la côte orientée vers le nord-est, à l'est d'Arisaig, dénote qu'antérieurement, le niveau marin était de 5 à 10 pieds au-dessus du niveau actuel. Des niveaux similaires ont été relevés le long de cette côte et le long du littoral de la baie St-Georges. Ces états de niveau seraient du pré-Wisconsin. A l'extrême nord-ouest de la province, cependant, l'isobase zéro du soulèvement postglaciaire passerait par Norport, avec une élévation maximale du niveau marin vers l'ouest de 50 pieds à la frontière de la Nouvelle-Écosse. Les données ne sont toutefois pas concluantes.

Île-du-Prince-Édouard

Les évidences de glaciation dans la partie ouest de l'Île-du-Prince-Édouard ont été reconnues depuis longtemps (Chalmers, 1895) par d'abondants fragments de

roches ignées et autres roches dans le drift. Ces fragments dérivent de sources à l'ouest et au nord-ouest de l'île, vu que les roches en place sont des grès et schistes rouges surtout du Permien. L'absence générale de fragments de roches étrangères à l'île, dans le drift des régions centrale et orientale de l'île, a incité les premiers chercheurs à considérer le drift de ces régions comme un régolithe, mais sans aucun doute le till glaciaire est présent dans toutes les régions de l'île (Prest, 1962; Frankel, 1966). On est arrivé à la conclusion que la dernière transgression sur l'île venait du nord et était le lobe de la baie des Acadiens de Goldthwait (1924). La répartition des blocs erratiques le long du rivage septentrional supporte, en quelque sorte, cette théorie, mais les stries orientées sud manquent en général, alors que celles orientées vers l'est longent la côte ou se trouvent à proximité. On a relevé, dans les parties centrales de la côte méridionale, un certain nombre de stries glaciaires orientées nord-sud, mais il reste à déterminer la direction du mouvement des glaces. Dans un cas comme dans l'autre, ces stries sont antérieures au mouvement du dernier glacier important le long du détroit de Northumberland. L'orientation générale vers le sud-est des traits résultant du mouvement des glaces, sur la presque totalité de l'île, et la présence d'abondants fragments de roches étrangères, à l'extrémité ouest de l'île, suggèrent une transgression glaciaire originaire du Nouveau-Brunswick. L'île a connu toutefois une période indéterminée de déglaciation, au cours de laquelle les fronts de glaces ont formé d'importants lobes. La présence de petites bosses rocheuses avec traînée de débris à l'aval, sur la côte sud de l'île à l'ouest de Borden, a permis de conclure à un mouvement récent des glaces vers l'ouest, le long du détroit de Northumberland. Il reste cependant que de nombreuses stries glaciaires, le long de la côte méridionale, entre Borden et la baie Hillsborough, sont orientées vers l'intérieur des terres, ou vers le large, plutôt que parallèlement à la côte. On a relevé des orientations similaires dans l'intérieur de l'île sur le versant sud-ouest des hautes-terres de la région centrale de l'île. Cet état tend à indiquer un mouvement récent des glaces vers le sud-ouest à partir de l'intérieur, vers les détroits, et qui a obliqué vers l'ouest au-delà de Borden. La partie est et la partie nord de la région centrale de l'île renferment en outre d'importants dépôts fluvio-glaciaires et un réseau d'eskers reliés entre eux, alors qu'ailleurs ces traits sont peu courants. Ces observations semblent indiquer que les dernières glaces occupaient les parties centrale et orientale de l'Île-du-Prince-Édouard.

La transgression marine, dans la partie occidentale de l'Île-du-Prince-Édouard, atteint un maximum de 75 à 80 pieds le long de la côte ouest. La limite marine dans la partie nord-ouest de la baie Malpèque atteint environ 30 pieds et 10 pieds dans l'angle sud-est. L'isobase de zéro semble être près de Borden, et se trouve probablement orientée vers le sud, à travers le détroit de Northumberland, en direction de Cap-Tourmentin (N.-B.). Aucune trace de transgression marine n'apparaît dans les régions centrale et orientale de l'Île-du-Prince-Édouard. L'âge des coquillages de la partie nord-ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, que l'on croit être caractéristiques d'un niveau de mer stabilisé à 50 pieds au-dessus du niveau actuel, a été établi à 12,410 ± 170 ans, et à 12,670 ± 340 ans (CGC-101, 160).

Îles de la Madeleine, Québec

Les îles de la partie centrale du golfe Saint-Laurent sont généralement considérées comme situées sur le passage de la nappe glaciaire Laurentide en direction sud ou sud-est vers l'Atlantique. Il n'existe cependant aucune trace de glaciation du Wisconsin, au-dessus de la limite de la transgression marine postglaciaire, et, à un niveau plus bas, repose seulement un matériau déposé sous l'eau, semblable à du till.

Dans la région du port de Havre-Aubert, Goldthwait (1915) a observé un dépôt sableux, épais de 15 pieds, similaire à du till glaciaire. Ce dépôt ne renferme que des restes de roches d'origine locale et recouvre du grès gris profondément altéré. Constatant que certaines pierres étaient striées parallèlement à leur longueur, Goldthwait a conclu que la théorie de l'origine glaciaire avait plus de valeur que celle d'un drift marin. Coleman (1920) a constaté également l'absence totale de traits glaciaires dans l'île Havre-Aubert (Amherst), abstraction faite du drift sableux, et en conclut que la nappe glaciaire continentale, très mince à sa périphérie, flottait lorsque la mer était à un niveau plus élevé.

Alcock (1941) mentionne la présence d'argile à blocaux dans les îles Havre-Aubert et de l'Entrée, de moraine de fond dans l'île du Cap-aux-Meules, d'une moraine terminale dans l'île de la Grande-Entrée et de gros blocs erratiques à des altitudes supérieures à 200 pieds, dans Grosse-Île. Il n'a pu déceler de traces de soulèvement marin; cette absence contredit l'interprétation de Chalmers sur la présence de plages et terrasses à près de 115 pieds, et de la transgression marine de Coleman à environ 200 pieds. Prest (1957) considère que la moraine terminale de l'île de la Grande-Entrée est du drift stratifié déposé au contact de la masse de glace, ou une moraine du type kame, à stratification inclinée à l'ouest, vers l'intérieur de l'île, et que les blocs erratiques en surface résultent des glaces flottantes de la transgression marine. La plupart des blocs erratiques n'appartiennent pas aux îles et dériveraient d'une source au nord. Prest a confirmé la présence de graviers marins dans l'île du Cap-aux-Meules jusqu'à une altitude de 120 pieds. Alcock pense que le «till» de l'île Havre-Aubert a été déposé lentement par des glaces flottantes. L'auteur du présent ouvrage partage cette opinion en raison de la nature des contacts entre le drift et la roche en place.

Le phénomène de la présence de roches striées d'origine locale, dans le drift marin de l'île Havre-Aubert demeure obscur, mais il est possible que ces roches aient

été arrachées par le glacier à quelque distance des côtes actuelles, transportées et déposées par les glaces flottantes à leur position actuelle. Une transgression marine ou lacustrine d'au moins 120 pieds de hauteur indique la proximité de masses de glace, fait confirmé par la présence, dans l'île de la Grande-Entrée, de drift déposé au contact de la masse de glace. Les glaciers ont de toute évidence abordé les îles par le nord, seules les glaces du plateau continental ont atteint les côtes par le sud.

Nouveau-Brunswick

Événements glaciaires. Le relief résultant de la transgression des glaces au Nouveau-Brunswick dénote clairement un mouvement à direction sud à sud-est dans les régions occidentale et méridionale et à direction est à nord-est (et/ou sud-ouest) dans les régions orientales. Des roches granitiques du Bouclier précambrien se trouvent dans la vallée de la rivière Saint-Jean, sur les bas-plateaux des Chaleurs (Lee, 1955), et dans une moraine terminale le long du flanc nord de ces bas-plateaux. Il est donc évident que les glaces de la masse Laurentide ont atteint les bas-plateaux des Chaleurs et qu'elles ont transgressé vers l'aval dans la vallée de la rivière Saint-Jean, et probablement dans la vallée de la Matapédia, en Gaspésie, pour finir dans la baie des Chaleurs, mais ailleurs, la glaciation était relativement peu importante. Alcock (1948) a relevé les traces d'une puissante transgression glaciaire originaire de l'extrémité nord des hautes-terres du Nouveau-Brunswick, vers le nord-est, la baie des Chaleurs, et vers l'est, le golfe Saint-Laurent. Il en conclut que ces mouvements étaient antérieurs et postérieurs à l'avancée de la nappe glaciaire Laurentide au Nouveau-Brunswick. Se fondant sur la présence de stries orientées vers le sud, dans la partie septentrionale du Nouveau-Brunswick, plus particulièrement sur les stries de la région de Moncton, il supposait que la nappe glaciaire Laurentide avait recouvert les hautes-terres, mais depuis on a découvert dans la région de Moncton des stries à orientations diverses. Il est vraisemblable, si l'on en juge par le relief dû au mouvement des glaces et par une moraine terminale (carte 1253A), que les glaces ont contourné surtout les hautes-terres plutôt que de les franchir. Flint (1951) suggère que les glaces de formation des stries glaciaires orientées nord-est et est étaient d'origine locale et postérieures à la principale transgression de la nappe glaciaire Laurentide. Au sud de Bathurst, le relief dû au mouvement des glaces, visible sur les photos aériennes, amène à croire à une transgression récente, de la baie des Chaleurs vers le sud-sud-ouest, mais ce mouvement n'a pas été confirmé. Plus au sud, entre Newcastle et Moncton, la configuration et la présence d'une moraine terminale orientée d'est en ouest indiquent aussi un mouvement des glaces en direction sud, apparemment depuis la baie Miramichi. D'autre part, à peu de distance de cette configuration et près de Moncton, de petites bosses rocheuses avec traînée de débris à l'aval, observées sur du grès caillouteux, indiquent un mouvement des glaces vers le nord-est, parallèlement au bassin de drainage de la région.

Tant sur le continent que sur les îles, dans l'extrême coin sud-ouest du Nouveau-Brunswick, Alcock a relevé des roches moutonnées et des stries orientées entre sud-est et est, en opposition avec l'orientation générale sud-sud-est, typique de la partie occidentale de la province. Il a conclu à un mouvement des glaces à partir des régions montagneuses du Maine, probablement antérieur à la principale transgression de la nappe glaciaire Laurentide.

Événements marins. Chalmers (1890) a remarqué la présence de terrasses marines le long du rivage de la baie de Fundy, tant au sud-ouest qu'au nord-est de Saint-Jean. Dans la région du sud-ouest de Saint-Jean, les dépôts de terrasses étaient à une altitude maximale de 225 pieds et renfermaient des coquillages; dans la région du nord-est, les dépôts les plus élevés étaient à 125 pieds et ne contenaient pas de coquillages. Dans la vallée de la rivière Saint-Jean, à la hauteur de Fredericton, Lee (1959) a découvert des dépôts d'estuaire à 125 pieds d'altitude. Il est possible que la partie inférieure de la vallée de la rivière Saint-Jean et le côté nord de la baie de Fundy, au Nouveau-Brunswick, étaient recouverts par des glaces récentes, tandis que se formaient les hautes terrasses au sud-ouest de Saint-Jean. Les coquillages découverts dans la falaise marine, à 5 milles à l'ouest de Saint-Jean, ont donné 13,325 ± 500 ans (I-CGC-7).

Le long de la côte orientale du Nouveau-Brunswick, de larges bandes de terrains bas, autrefois submergées, ne présentent actuellement que peu ou point de traces de l'action marine. Aucun intervalle stationnaire important n'apparaît, alors que la terre émergeait de la mer et, en général, les sédiments marins semblent avoir été enlevés par l'érosion ou incorporés au sol. Des étendues locales de sable marin, de gravier et de sédiments mal délavés, et la disposition de blocs erratiques charriés par les glaces flottantes, fournissent quelques preuves de l'action antérieure de la mer. La limite marine accuse des variations, de zéro à l'est de Cap-Tourmentin, à 100 pieds à Moncton. A 15 milles à l'ouest de Richibucto, elle est à 150 pieds d'altitude et à 225 pieds à Newcastle et à Bathurst. Plus à l'ouest, le long de la baie des Chaleurs, la limite marine est incertaine du fait probablement de la présence de glaces récentes à cet endroit, lors de l'avancée maximale des glaces le long de la côte est. Les lignes isobasiques du soulèvement différentiel ont une orientation nord-est le long de la côte de la baie de Fundy, nord à travers la région de Moncton, et nord-est le long de la côte orientale du Nouveau-Brunswick. Les lignes isobasiques accusent donc la forme d'un S ouvert. Les effets des glaces récentes et l'influence probable de la faille Cobequid sur la grandeur et le taux du soulèvement, de chaque côté de la baie de Fundy, ainsi que l'absence de détermination d'âge, rendent toute corrélation impossible à travers la baie. Le soulève-

ment dans la partie occidentale de l'Île-du-Prince-Édouard semble, cependant, concorder avec les données de la partie orientale du Nouveau-Brunswick.

La Gaspésie, Québec

Événements glaciaires. La littérature sur la glaciation de la Gaspésie est volumineuse; McGerrigle (1952) en fournit un résumé succinct. La formation de cirques et de calottes glaciaires locales a précédé le recouvrement de la Gaspésie par la nappe glaciaire Laurentide. Dans les parties les plus élevées de la Gaspésie, on a trouvé des blocs erratiques du Bouclier canadien. Il n'existe, cependant, aucune preuve que les blocs erratiques ont été mis en place au cours de la dernière transgression de la nappe glaciaire Laurentide. McGerrigle fait remarquer l'éparpillement des blocs erratiques dans la partie orientale de la Gaspésie, et l'absence apparente de blocs d'anorthosite le long d'une bande d'une cinquantaine de milles de largeur, dans la région centrale de la Gaspésie. Il est remarquable que ni McGerrigle, ni Brummer (1958) n'aient signalé la présence de pierres caractéristiques du Bouclier canadien sur les hautes-terres de Béland et de la région le long du cours supérieur de la rivière York, malgré qu'elles existent dans les basses-terres plus à l'est. Il conviendrait peut-être de noter que les blocs erratiques de gneiss granitique n'ont été relevés que le long ou à proximité de la grand-route littorale et que leur mode de transport à cet endroit reste incertain. La vallée de la Matapédia constituait la voie principale du cheminement des glaces vers la baie des Chaleurs.

A l'avancée maximale des glaces de la masse Laurentide a suivi une phase de formation sur les hautes-terres d'une calotte glaciaire et, avec la régression glaciaire de la partie septentrionale de la Gaspésie, cette calotte est demeurée active, et charriait des blocs vers le nord jusqu'au Saint-Laurent (McGerrigle, 1952). A l'extrémité orientale des monts Shickshock, la présence de blocs erratiques de terres plus basses, à quelques milles au sud de ces monts, indique que la calotte glaciaire des hautes-terres a eu un certain temps un centre d'écoulement au sud des hautes-terres proprement dites. Au fur et à mesure de sa résorption, la calotte glaciaire s'est divisée en calottes de moindre importance, qui sont à l'origine de l'écoulement radial du type de ceux de la région du Tabletops et des hautes-terres de Béland et de la région le long du cours supérieur de la rivière York. La phase de glaciation locale de calottes glaciaires est finalement passée à celle de glaciers de vallées et de cirques.

Événements marins. L'importance de la transgression marine le long des côtes méridionale et orientale de la Gaspésie reste imprécise. Des sédiments marins se retrouvent à des altitudes de 180 pieds, du côté nord de la baie des Chaleurs, et de 224 pieds, à l'extrémité est de la Gaspésie. L'auteur a noté des dépôts de gravier à une altitude maximale de 180 pieds à proximité de la Grande Cascapédia, mais il les a considérés comme des dépôts de délavage formés par l'action des vagues, peut-être à un niveau d'abrasion aussi bas que 120 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer. Les affleurements en pente abrupte à l'extrémité est de la Gaspésie se prêtent mal à la conservation de lignes de rivage. A Prével, une terrasse marine n'atteint que 90 pieds d'altitude. A Cap-des-Rosiers-est, la limite supérieure des sédiments côtiers est de 75 pieds. De nos jours, des traces d'une submersion des côtes subsistent au fond de la baie de Gaspé. Le long de la partie ouest de la côte nord, des sédiments marins ont été retrouvés à 300 pieds d'altitude, mais à 4 milles à l'est de Mont-Louis, l'auteur n'a trouvé aucune trace de transgression marine au-dessus de la surface d'un petit delta à une altitude de 95 pieds.

Monts Appalaches du Québec

Flint (1951) a résumé une abondante littérature sur un centre d'écoulement glaciaire appalachien, antérieur ou postérieur à la nappe glaciaire continentale, à partir des hauteurs du Maine, du New Hampshire, du Vermont et du Québec. Au Québec, le problème est de déterminer si un écoulement glaciaire a existé vers le nord, depuis les monts Notre-Dame et les montagnes Vertes, en direction du Saint-Laurent. Flint conclut qu'au moins localement les glaces se sont écoulées vers le nord. Les études récentes de Gadd (1966) ne supportent pas, toutefois, la notion d'écoulement glaciaire vers le nord. Il demeure possible que le mouvement glaciaire dans la partie occidentale des monts Appalaches, au sud de la ville de Québec, ait été différent de celui de la partie orientale où il est évident qu'un écoulement glaciaire récent eut lieu vers le nord. Des stries et des bosses rocheuses avec traînée de débris à l'aval relevées par Lee (1962) indiquent un mouvement glaciaire vers le nord, dans la région de Rivière-du-Loup—Trois-Pistoles. Celles-ci se sont formées lors du développement d'un bassin de vêlage dans la vallée du Saint-Laurent, alors que les glaces recouvraient la ligne de partage des eaux dans les monts Notre-Dame.

Secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide

On sait peu sur le développement initial du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide, ou de la succession des transgressions glaciaires sur la région entre la côte du Labrador et le Manitoba occidental, et probablement au-delà. Il demeure probable, qu'à la suite de changements climatiques, une calotte glaciaire se soit formée sur le plateau des Lacs de la région centrale Québec-Labrador par «glaciation instantanée» (Ives, 1957), suivie d'un écoulement radial. Hare (1951) et Derbyshire (1962) croient au rôle prépondérant qu'une baie d'Hudson libre a joué dès le début dans le développement et l'expansion irrégulière de la calotte glaciaire vers l'ouest, mais Barry (1960), pour des raisons climatologiques, ne partage pas

cet avis. Les vents prédominants du sud-ouest, depuis le milieu du continent, ont sans nul doute contribué à l'expansion de la nappe glaciaire du secteur de Labrador vers le sud-ouest, en direction de l'Ontario et de la région des Grands lacs. Il devait probablement exister des centres régionaux d'accumulation de neige dans la zone périphérique de la nappe glaciaire en expansion; cela peut expliquer la formation de lobes glaciaires et les stries subséquentes qui, en plusieurs régions, divergent nettement de la direction générale de déglaciation.

Au début du Wisconsin classique, les glaciers se sont écoulés des hautes-terres Laurentiennes vers la vallée du Saint-Laurent et, après remplissage de la vallée, ont continué vers le nord-est en direction du golfe Saint-Laurent, et vers le sud-ouest, vers le bassin de l'Ontario. Gadd (1966) a relevé des stries indicatives de mouvements glaciaires vers le sud-ouest, à partir du versant nord de l'extrémité occidentale des monts Notre-Dame, au sud de la ville de Québec. Ces stries, selon lui, résulteraient de l'action des glaces sur la région. Un écoulement glaciaire important vers l'est s'est poursuivi longtemps le long du Saguenay, puis vers le nord-est, le long du Saint-Laurent, comme l'indiquent les traits d'écoulement glaciaire visibles dans la région, ainsi que par le profond chenal creusé dans le Saint-Laurent, au confluent du Saguenay et du Saint-Laurent. Ce chenal s'étend d'est en sud-est à travers le golfe Saint-Laurent, sous le détroit de Cabot, jusqu'au bord du plateau continental; il est connu sous le nom de chenal Laurentien. Les traits d'écoulement glaciaire indiquent que la ligne de partage de l'écoulement glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent peut s'être déplacée vers l'ouest au cours du Wisconsin, à partir d'une région bien à l'est du Saguenay, à une région un peu à l'ouest de cette rivière. Gadd prétend aussi qu'au cours du Wisconsin le centre d'écoulement glaciaire sur les hautes-terres Laurentiennes s'est déplacé vers l'ouest, et qu'au cours de la phase de déglaciation, dans la vallée du Saint-Laurent, le mouvement glaciaire était sud-est à travers la vallée. Il a relevé aussi les traces d'un important mouvement glaciaire récent vers le sud-sud-est, le long et vers l'amont de la vallée de la Chaudière.

La nappe glaciaire du Wisconsin, après avoir comblé la vallée du Saint-Laurent s'est écoulée vers le sud, à travers les vallées de la partie orientale des monts Notre-Dame, et a fusionné avec le complexe glaciaire des Appalaches; puis, comme déjà mentionné, elle peut avoir recouvert les plus hautes montagnes de la Gaspésie, mais son extension vers le sud était peut-être plus limitée que généralement admis.

L'étude minéralogique des tills du sud-ouest de l'Ontario a amené Dreimanis et ses collaborateurs (1957) à conclure que les mouvements glaciaires dans les bassins des lacs Ontario et Érié provenaient primitivement du nord-nord-est, puis de l'est, le long de l'axe du bassin de ces lacs. L'inversion apparente dans l'ordre des principales directions de mouvements glaciaires, entre le bassin du lac Érié et la région de Trois-Rivières, peut résulter de la grande distance géographique entre ces deux régions et des différentes périodes du Wisconsin considérées. Les cailloux et blocs erratiques du conglomérat de Gowganda, dans le sud-ouest de l'Ohio, indiquent un puissant mouvement à partir du bassin du lac Huron vers le sud, avant l'avancée du lobe glaciaire Érié. Également dans le nord-ouest de l'Ontario, l'auteur a trouvé des cailloux et des blocs erratiques de jaspe oolithique, provenant de la zone des monts Sutton-lac Nowashe, à l'ouest de la baie James, ou des îles Belcher, du côté oriental de la baie d'Hudson, et d'une grauwacke caractéristique dérivée du cap Jones, à l'extrême nord-est de la baie James, à environ 600 milles de leur lieu d'origine. Ces présences indiquent un mouvement glaciaire antérieur à direction sud-ouest, quelque peu divergent de la direction de déglaciation.

Les renseignements sur le recul du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide sont naturellement plus nombreux que ceux sur la transgression ou des stades de formation. La surface actuelle porte l'empreinte des derniers mouvements glaciaires, modifiée seulement en partie par des changements postglaciaires dus à l'érosion ou au dépôt de sédiments. A l'apogée du Wisconsin a succédé vraisemblablement un amincissement périphérique assez important de la nappe glaciaire, pendant la phase de retrait du front des glaces. L'étude suivante essaie de suivre les derniers changements et événements provoqués par le retrait du front des glaces des diverses parties du pays.

Basses-terres du Saint-Laurent

Dans le sud du Québec, la masse de glace active s'est rétractée vers le nord, des monts Notre-Dame vers la vallée du Saint-Laurent, mais l'écoulement le long de la vallée s'est probablement poursuivi pendant un certain temps vers l'aval et l'amont de la vallée, à partir du confluent du Saguenay et du Saint-Laurent, avant de se transformer en un courant général vers le sud à travers la vallée. Au cours de ce dernier stade, l'avancée des glaces a été limitée par le versant nord des monts Notre-Dame, et un réseau de moraines terminales s'est déposé, dont la plus basse est connue sous le nom de moraine Frontale des hautes-terres (Highland Front moraine) (Gadd, 1964, 1966). L'ensemble du mouvement représente un abaissement de la surface de la masse de glace d'environ 1,000 pieds. La moraine de Saint-Antonin (Lee, 1962) est la moraine terminale la plus à l'est du système de moraine Frontale des hautes-terres, et, près de Rivière-du-Loup, le glacier de dépôt descendait la vallée et vêlait dans la mer au bas de la vallée.

Plus à l'ouest, dans la partie large de la vallée du Saint-Laurent, l'eau de fusion s'est accumulée entre les hautes-terres des Appalaches, y compris les monts Adirondacks et le front glaciaire, pour former le lac glaciaire Vermont, avec décharge vers le sud, dans la vallée de l'Hudson. La moraine de Drummondville (Gadd, 1960) a

probablement été formée durant la phase de Fort Ann de ce lac. A mesure du recul du front glaciaire vers le nord, le lac s'allongeait au nord-est, le long du versant sud de la vallée du Saint-Laurent, avant de se déverser dans la mer, près de Québec. Ce dernier lac temporaire présumé représenter la phase Trenton des lacs post-Iroquois, comme E. Mirynech a pu le déterminer dans le bassin du lac Ontario, est considéré la dernière confluence des eaux des lacs Iroquois-Vermont. Selon N. R. Gadd, un lobe glaciaire recouvrait la vallée de la Chaudière et formait probablement le dernier obstacle entre ce lac glaciaire et la mer (fig. XII-16h). Le retrait du front glaciaire de la vallée de la Chaudière a permis au lac de s'étendre au niveau de la mer, pendant que celle-ci gagnait les vallées du haut Saint-Laurent et de l'Outaouais. Cette mer intérieure dans la vallée du Saint-Laurent, en amont de la ville de Québec, constitue la mer Champlain (Gadd, 1964). La nappe glaciaire du secteur de Labrador est restée active et a formé une moraine, probablement dans la mer, parallèle à la vallée aux environs de Saint-Narcisse (Karrow, 1959). On peut suivre sa forme vers l'ouest sur près de 100 milles, jusqu'aux environs de Lachute (Québec) (Parry et MacPherson, 1964). A mesure du recul du front des glaces de la vallée du Saint-Laurent, la mer Champlain atteignait son maximum vers le nord. Au nord de Trois-Rivières et de Montréal demeurent d'anciennes lignes de rivage jusqu'à 750 pieds au-dessus du niveau de la mer. Puis un soulèvement différentiel a fait régresser la mer Champlain et a formé le réseau fluvial actuel (fig. XII-16k-w).

Dans la région des Grands lacs, l'amincissement des glaces du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide et le retrait du front glaciaire le plus avancé, à quelque 150 milles au sud du lac Michigan, ont débuté il y a environ 17,000 ans; le front glaciaire se trouvait dans le bassin du lac Érié, vers 14,500 ans avant le présent. Les eaux de fonte se sont accumulées entre les bords du bassin et le front des glaces en recul et ont formé le premier des grands lacs glaciaires, le lac Maumee, avec décharge vers le sud dans le Mississippi (Hough, 1958, 1963, 1966). Par la suite, les fluctuations du front glaciaire et le soulèvement différentiel du sol, dû au retrait des charges de glace, ont formé un réseau complexe de lacs et de déversoirs dans toute la région des Grands lacs jusqu'à la vallée du haut Saint-Laurent.

L'histoire des Grands lacs, telle que relatée actuellement, résulte d'études de géologues, de géographes et autres spécialistes, bien avant le début du siècle. Les premiers travaux ont établi la notion fondamentale de lacs glaciaires et ont constitué la base de travaux ultérieurs. Les études de la dernière décennie, appuyées sur la datation au radiocarbone, ont apporté certains changements majeurs à la chronologie initiale et à la succession des événements. Les plus récents essais de corrélation entre l'évolution des divers bassins lacustres et des déversoirs ont été exécutés par Hough (1963, 1966), Wayne et Zumberge (1965) et Chapman (1966). Deux diagrammes de corrélation sont présentés par Wayne et Zumberge pour indiquer les thèses de divers auteurs. Du côté canadien des Grands lacs, les données dont on dispose et les datations au radiocarbone des dépôts lacustres ne correspondent pas entièrement aux corrélations généralement acceptées.

L'auteur s'est efforcé ici de concilier les points de vue ou de faire ressortir les contradictions dans le processus de déglaciation, l'évolution bien connue de la région centrale des Grands lacs et du haut Saint-Laurent avec les événements du sud du Manitoba et de la région de la baie James. Il y fait état des fluctuations disparates de plusieurs grands lobes glaciaires dues à leur réaction plus ou moins différée aux changements climatiques, pour surmonter certains problèmes soulevés par la datation au radiocarbone des dépôts lacustres et marins dans des régions très distantes (fig. XII-16a-x). L'étude est basée également, en partie, sur l'orientation régionale de l'écoulement glaciaire et sur l'emplacement des moraines formées au cours de la déglaciation (carte 1253 A).

Grands lacs glaciaires méridionaux. Le premier des Grands lacs glaciaires, connu sous le nom de lac glaciaire Maumee (fig. XII-16a), s'est formé à l'extrémité occidentale du bassin du lac Érié. Lors du retrait du lobe glaciaire du lac Huron, il s'est étendu jusque dans le sud du bassin du lac Huron. Par suite des fluctuations du front des glaces, les eaux s'écoulaient vers deux décharges et les niveaux successifs du lac Maumee étaient à 800, 760 et 780 pieds a.n.m.[1]. Lors des phases de haut niveau, les eaux s'écoulaient vers le sud par la rivière Wabush, puis vers l'ouest au cours de la phase de bas niveau, via la rivière Grande, le lac glaciaire Chicago du bassin du lac Michigan, et ensuite vers le sud dans les deux cas, où elles rejoignaient le réseau fluvial du Mississippi. Un recul prononcé des glaces a entraîné l'abandon définitif du déversoir de la rivière Wabush, la réouverture et la transformation du déversoir de la rivière Grande pour former le lac glaciaire Arkona dont les lignes de rivage non déformées étaient à 710, 700 et 695 pieds a.n.m. (fig. XII-16b). Le recul constant du front glaciaire a amené la formation de lacs à basse altitude dont les dépôts ont permis de déterminer leur présence aux États-Unis et, à certains endroits, au Canada. Une avancée glaciaire importante, qui a formé le complexe morainique de Port Huron et une moraine corrélative transversale à la base de Long Point, dans le bassin du lac Érié, a donné naissance au lac glaciaire Whittlesey, dans la partie occidentale du bassin du lac Érié, avec une plage bien visible à 738 pieds d'altitude (fig. XII-16c). La décharge était nord-ouest par la rivière Ubly, dans le bassin de la rivière Saginaw et, de là, dans le lac Chicago et le fleuve Mississippi.

[1] a.n.m.: au-dessus du niveau moyen de l'Atlantique. La hauteur donnée d'un lac glaciaire est la hauteur actuelle de la partie non soulevée du bassin lacustre en cause.

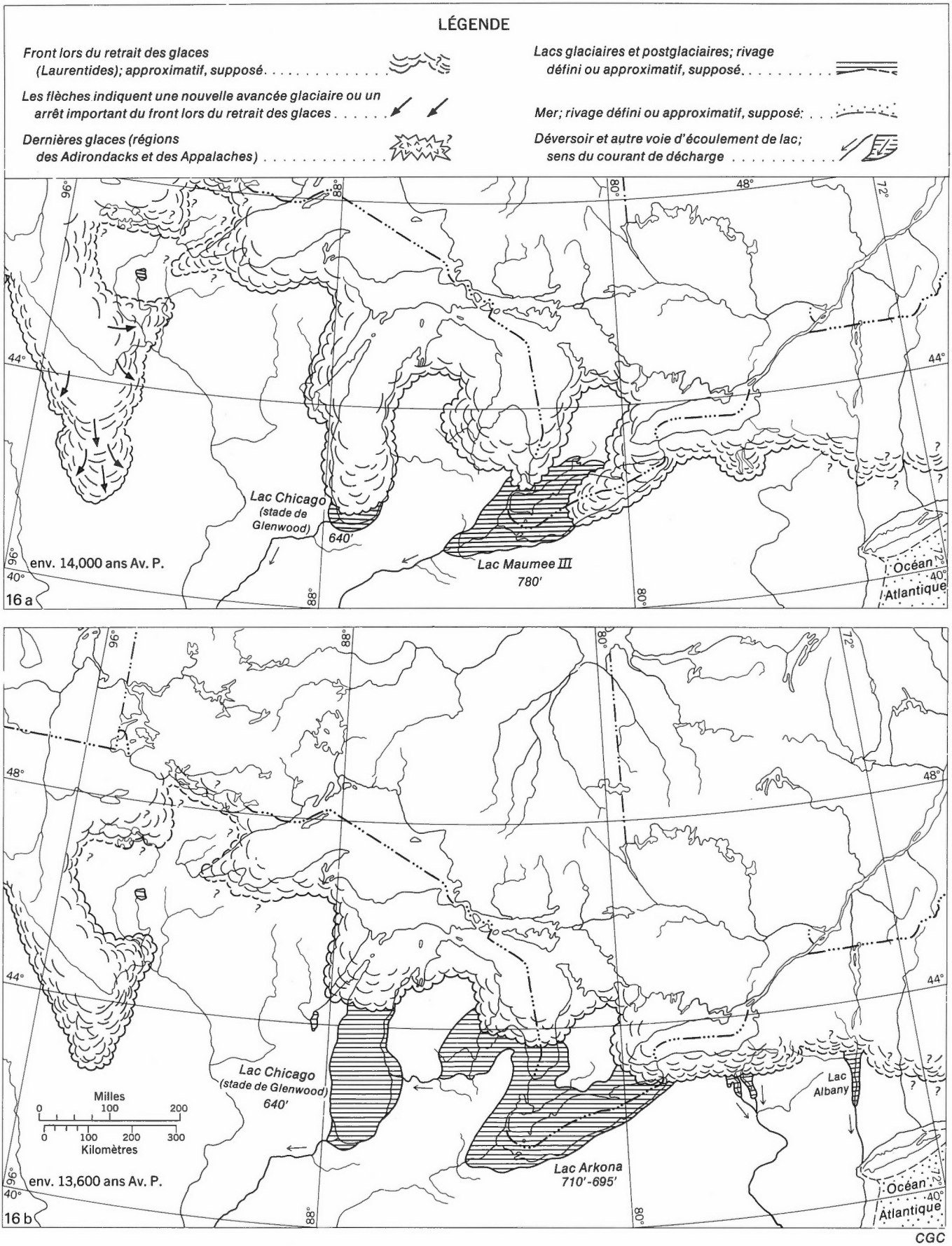
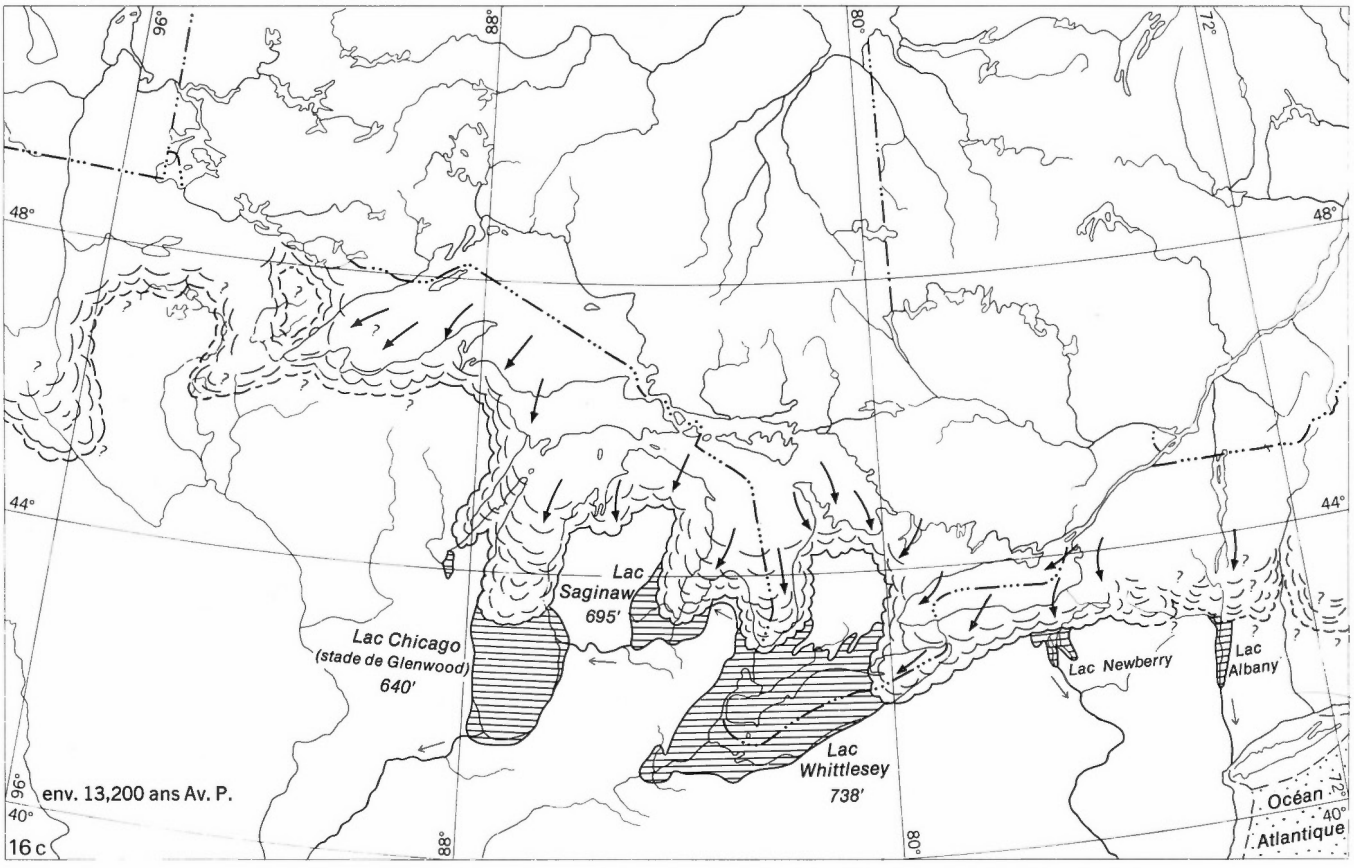
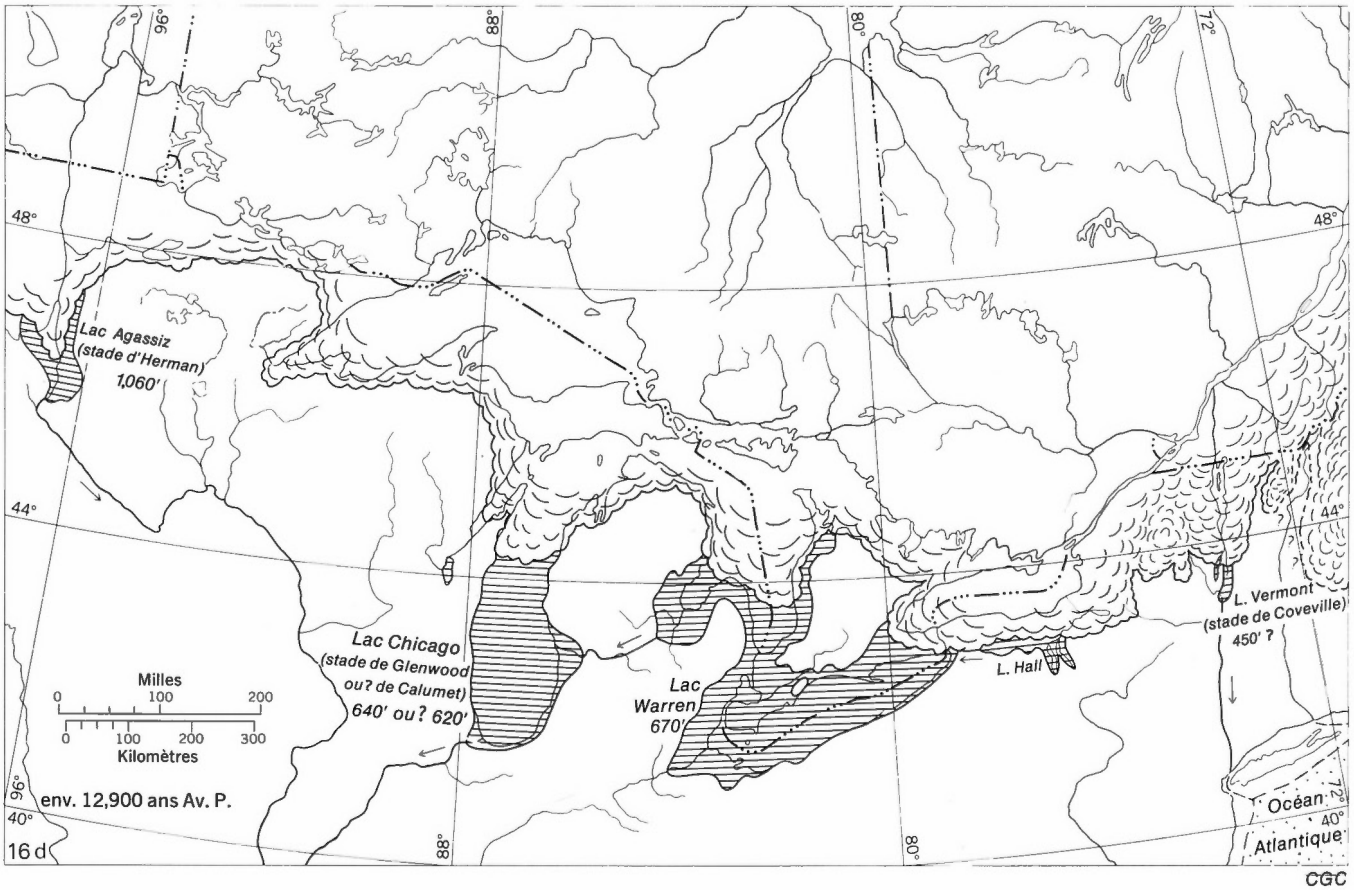


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada.





CGC

FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

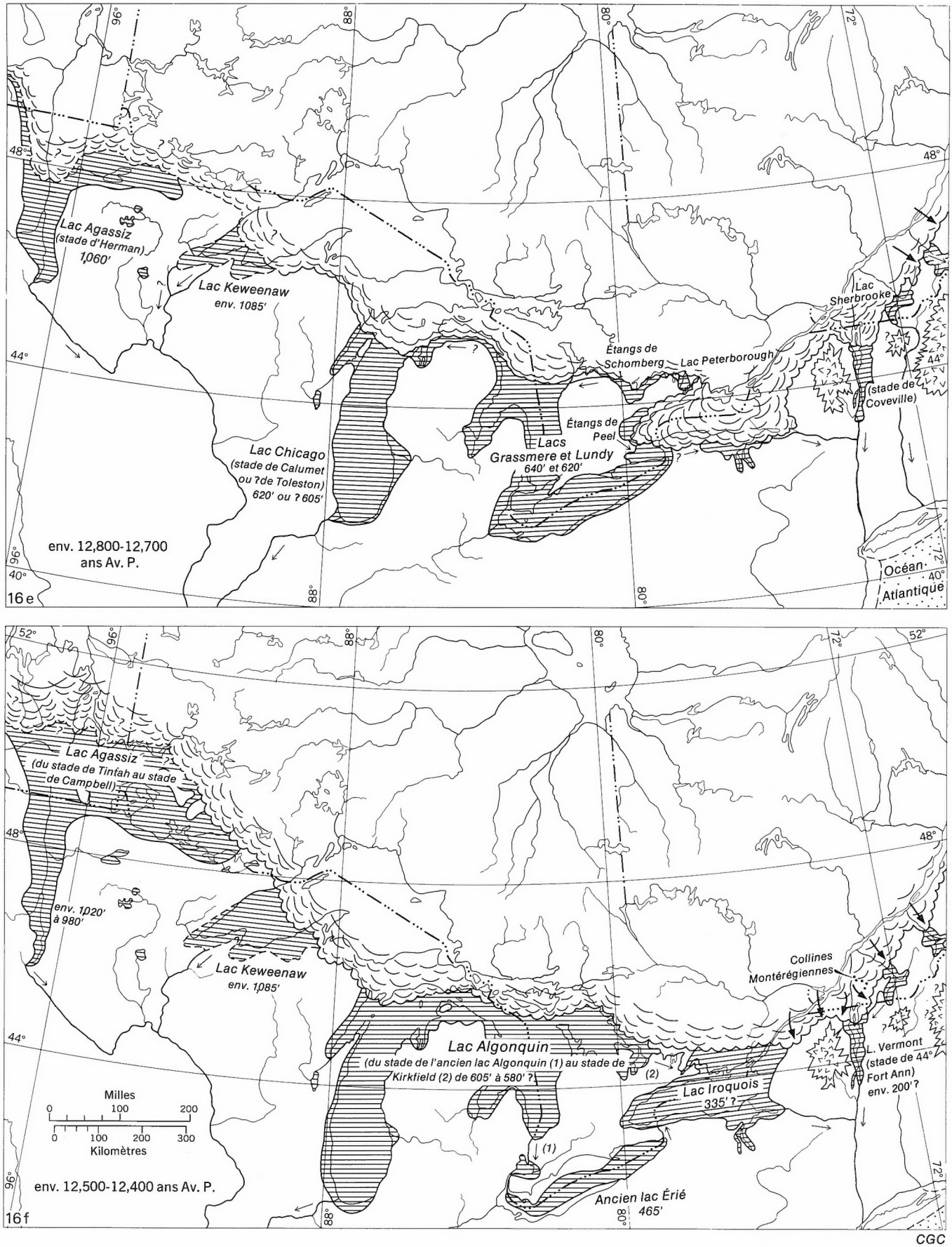


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

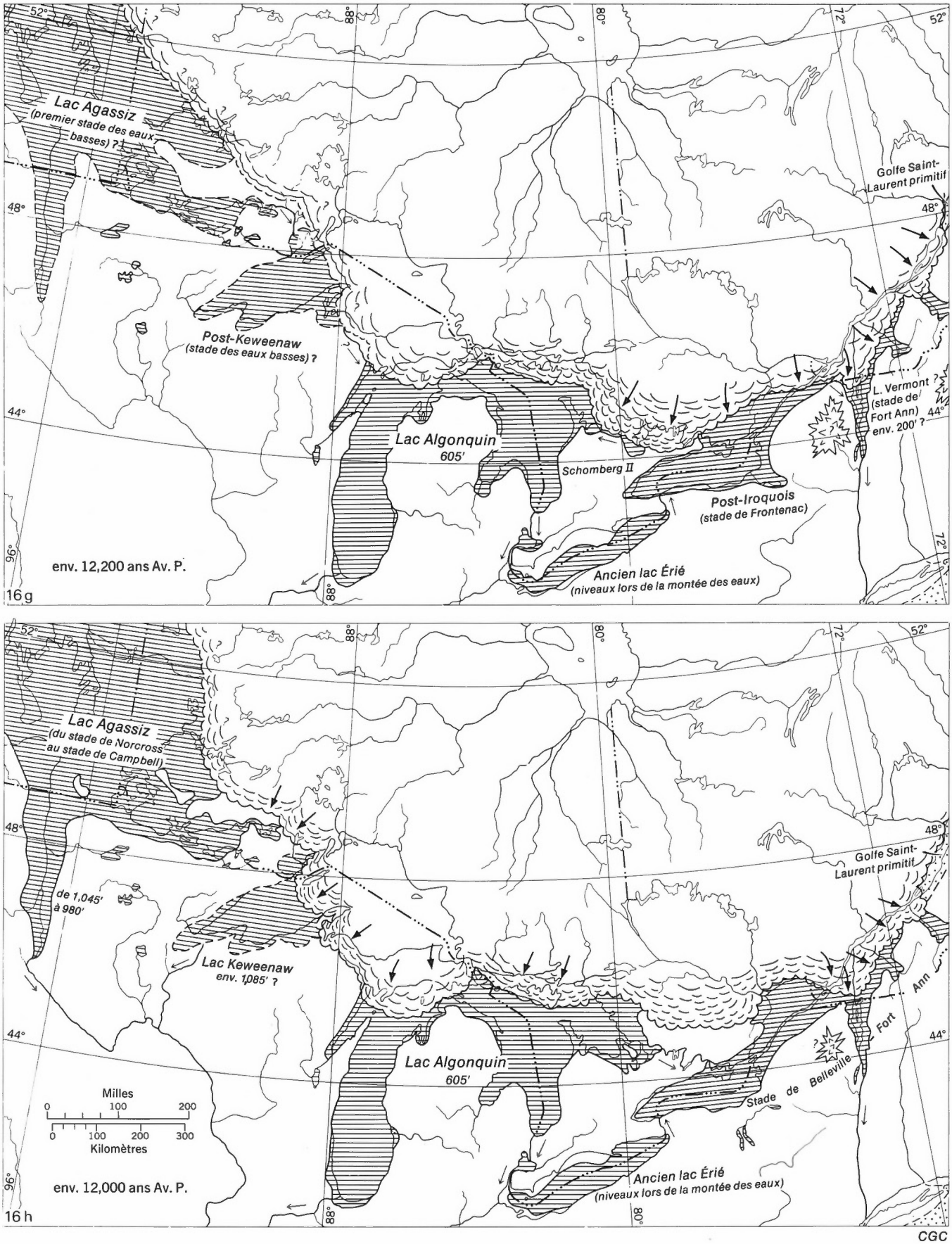


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

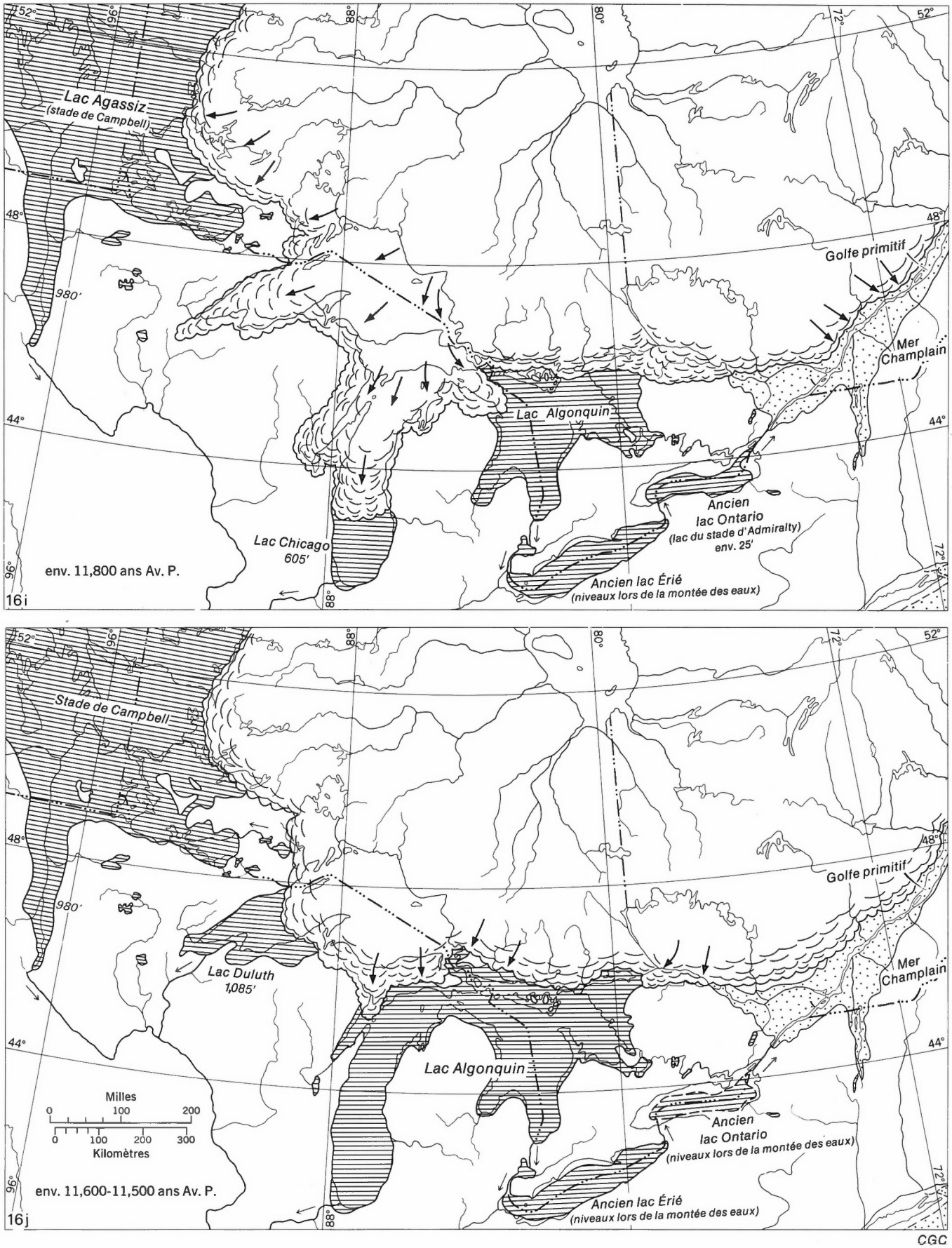
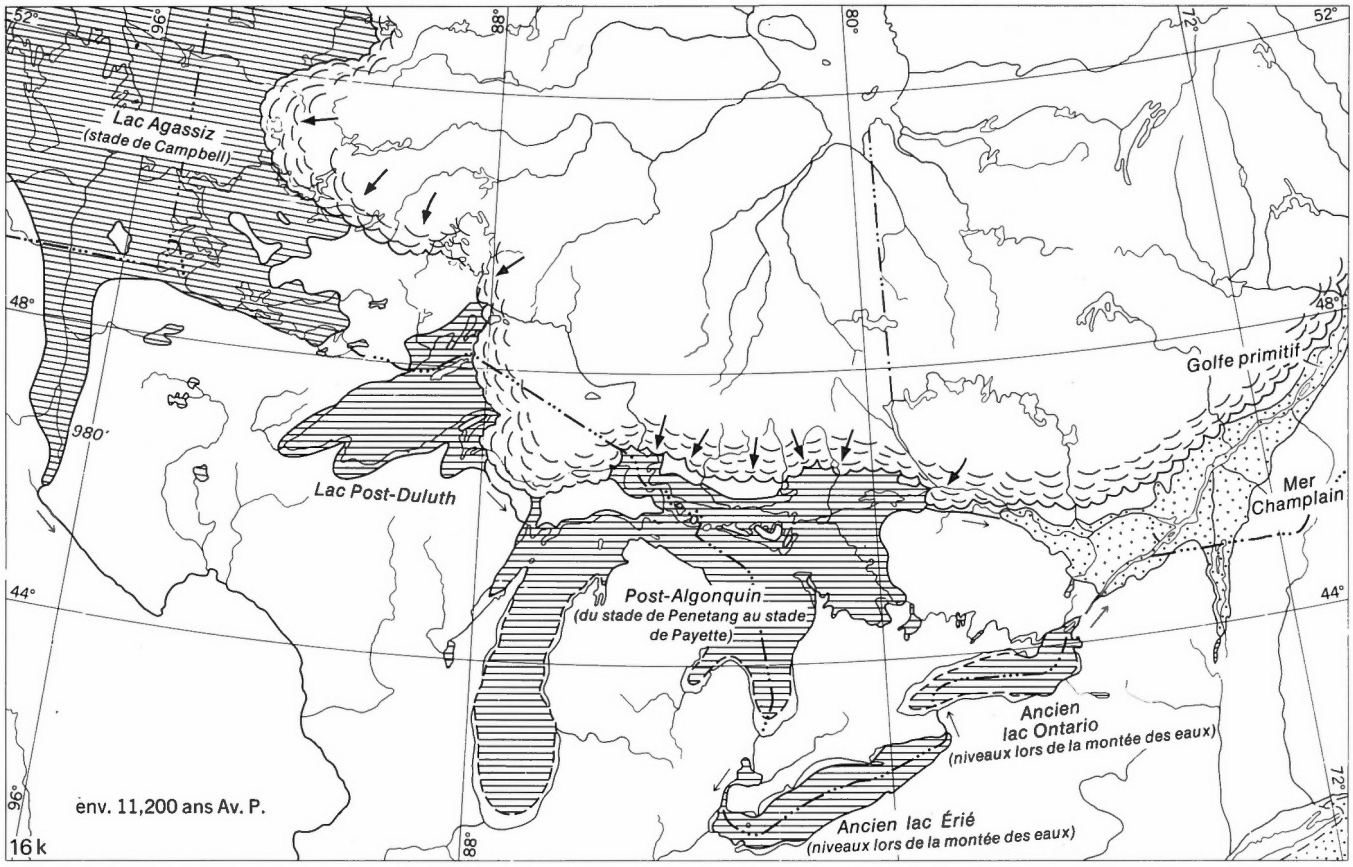
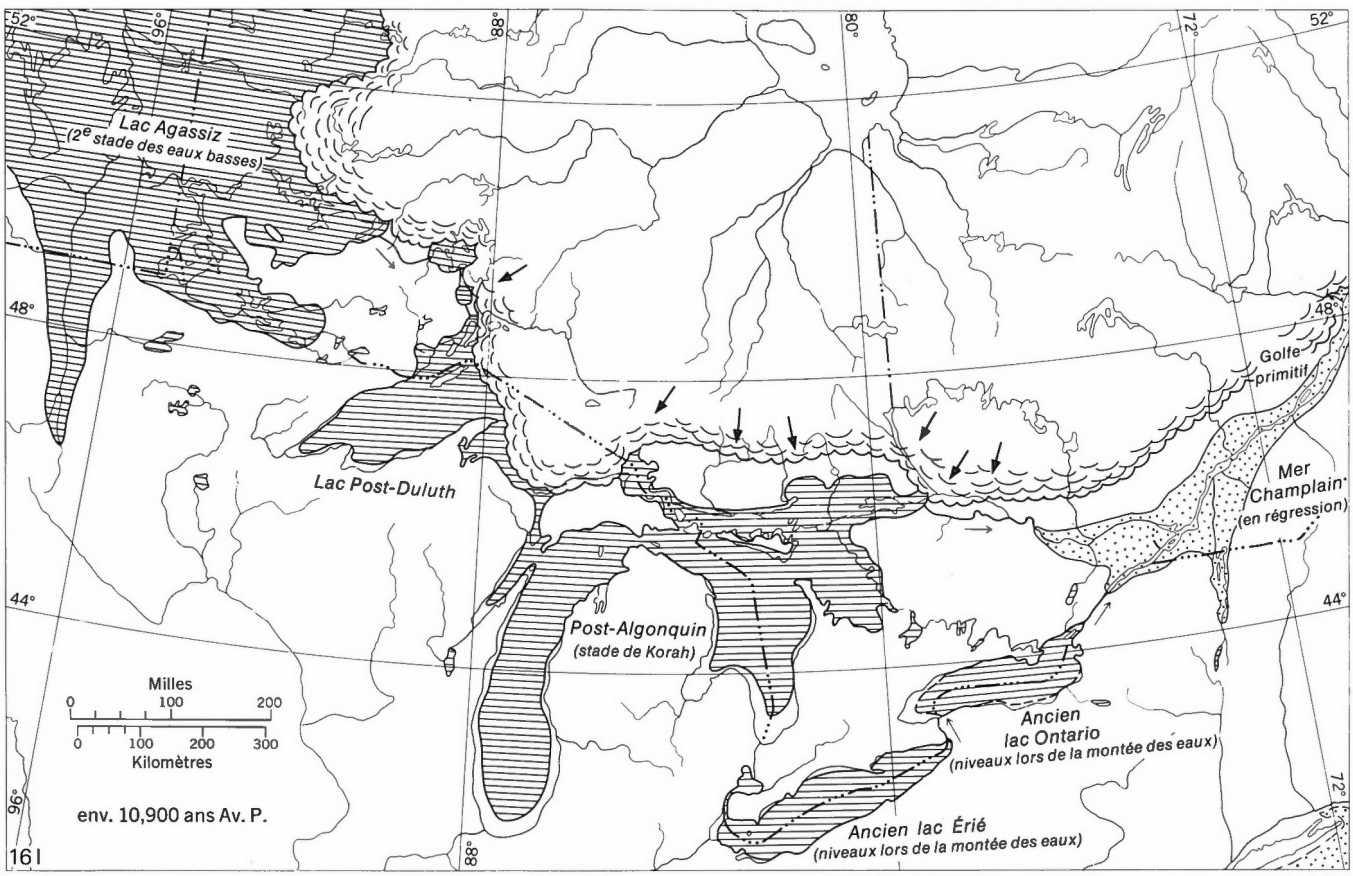


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)





CGC

FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

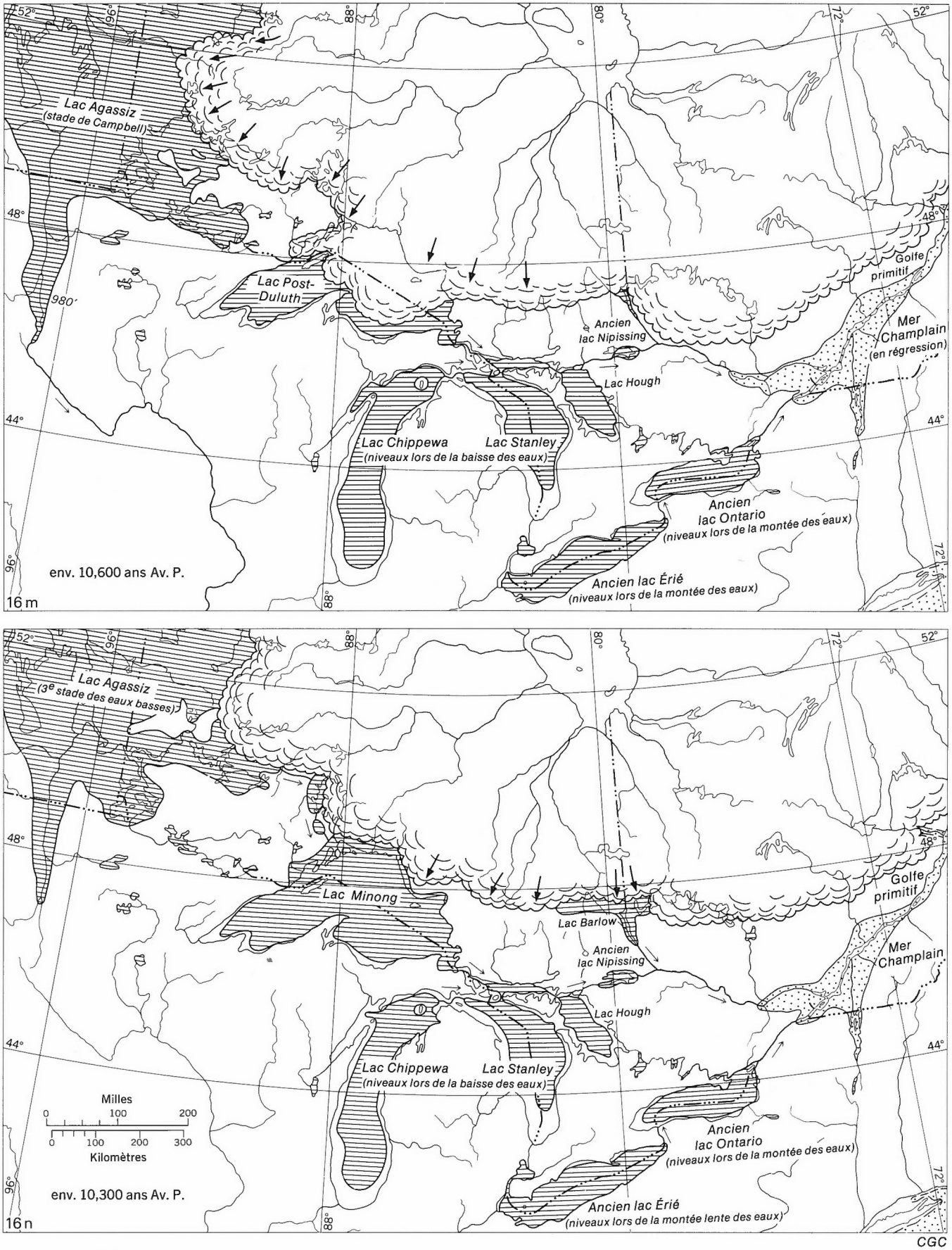


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

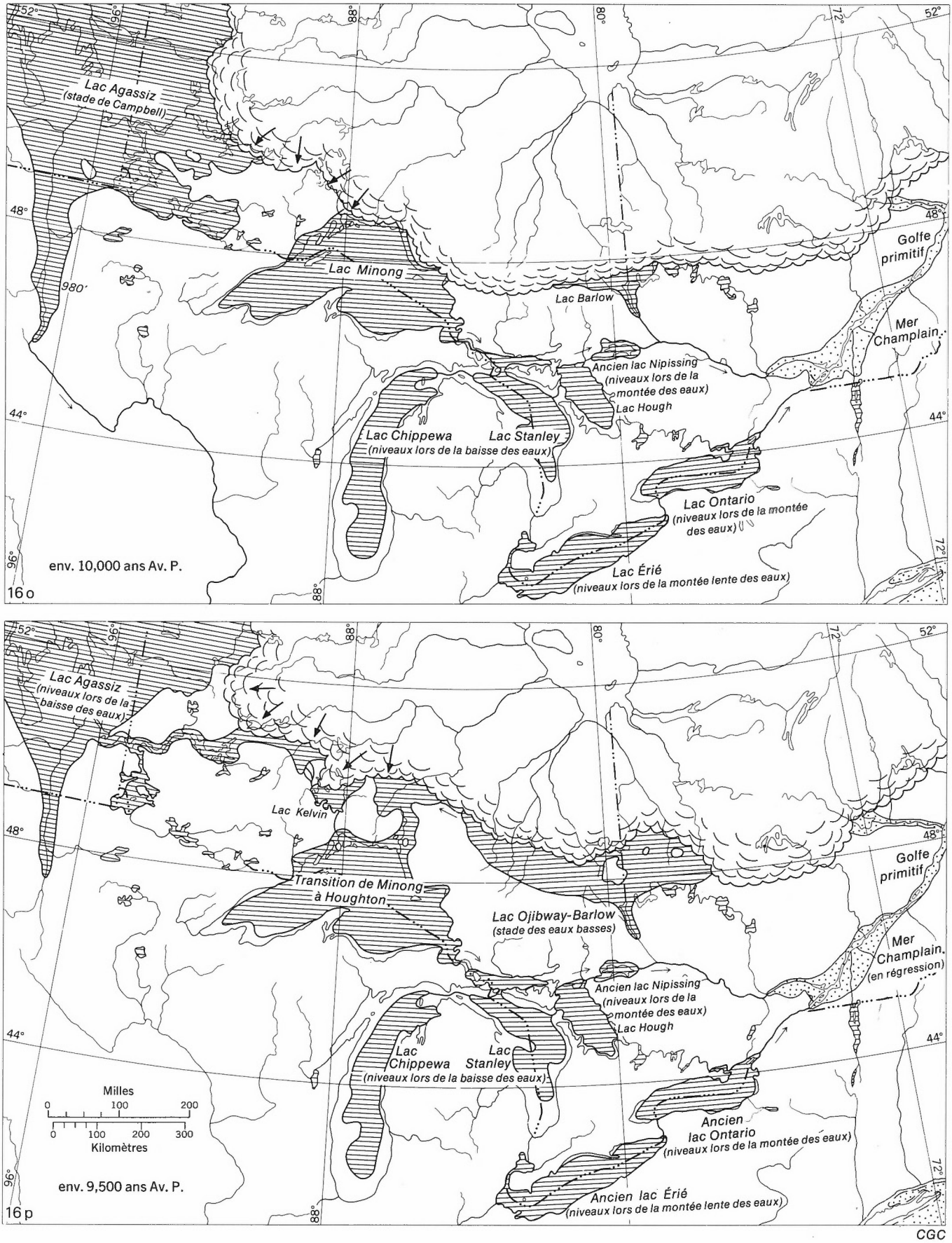
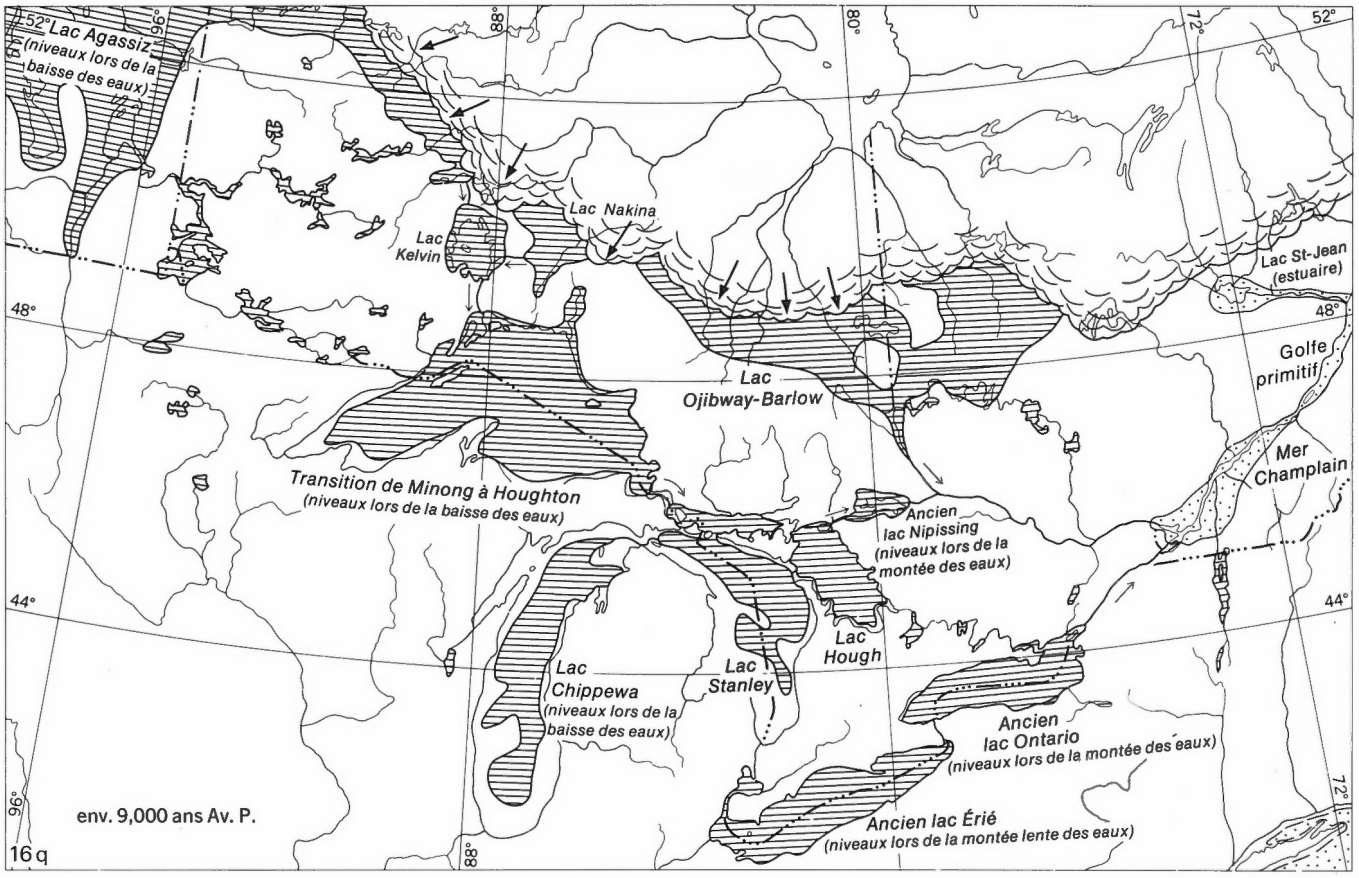


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)



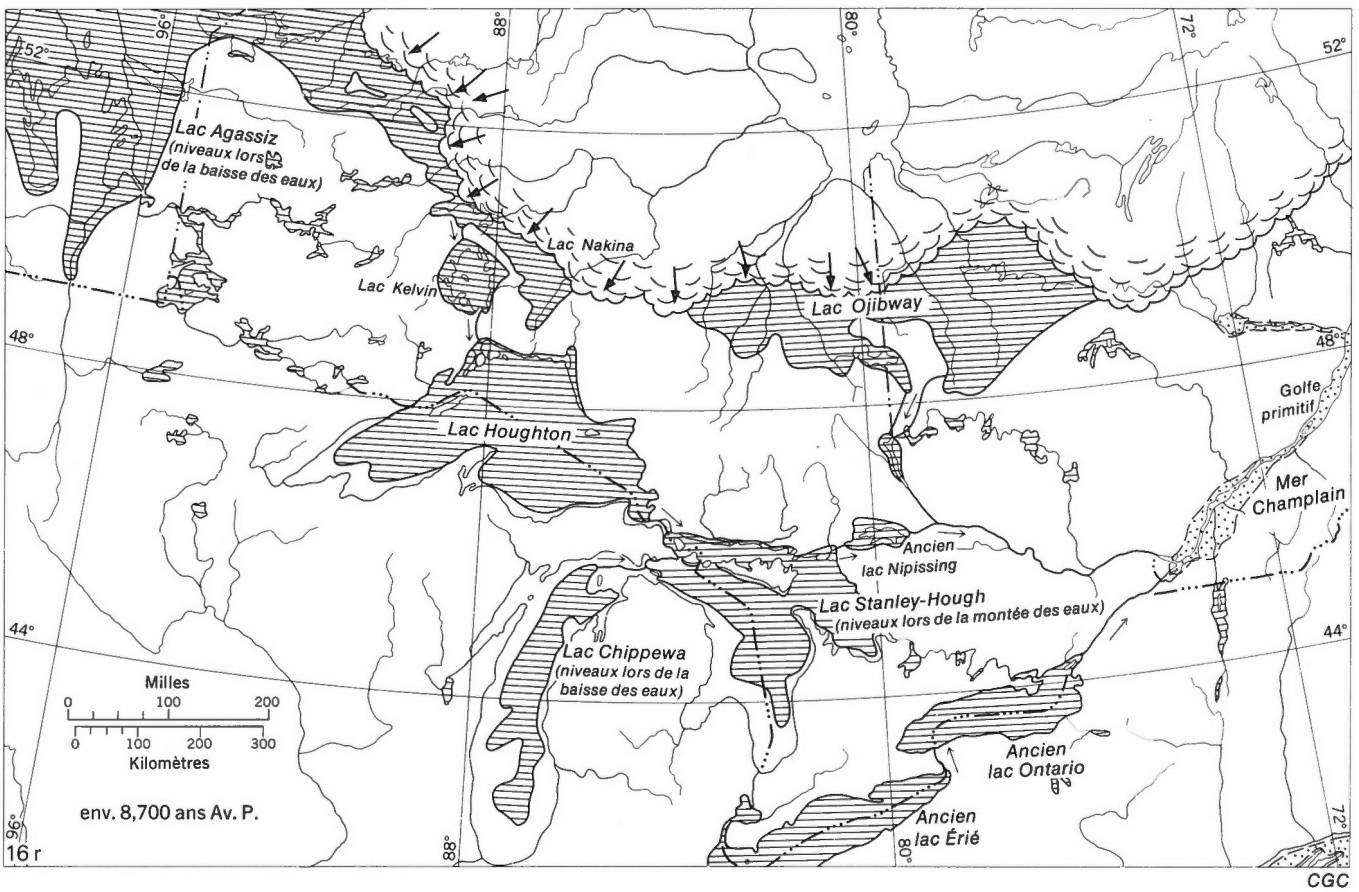


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

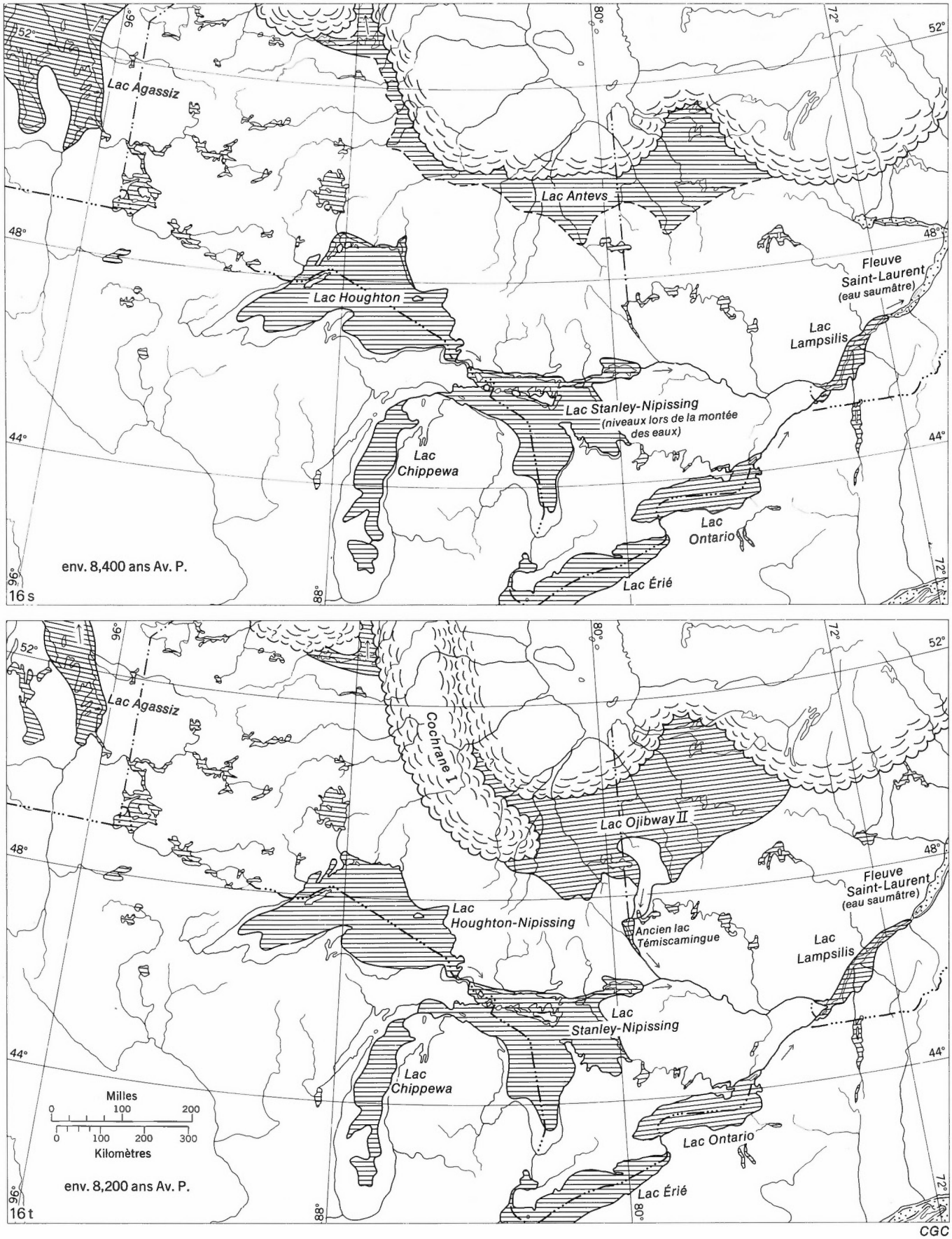
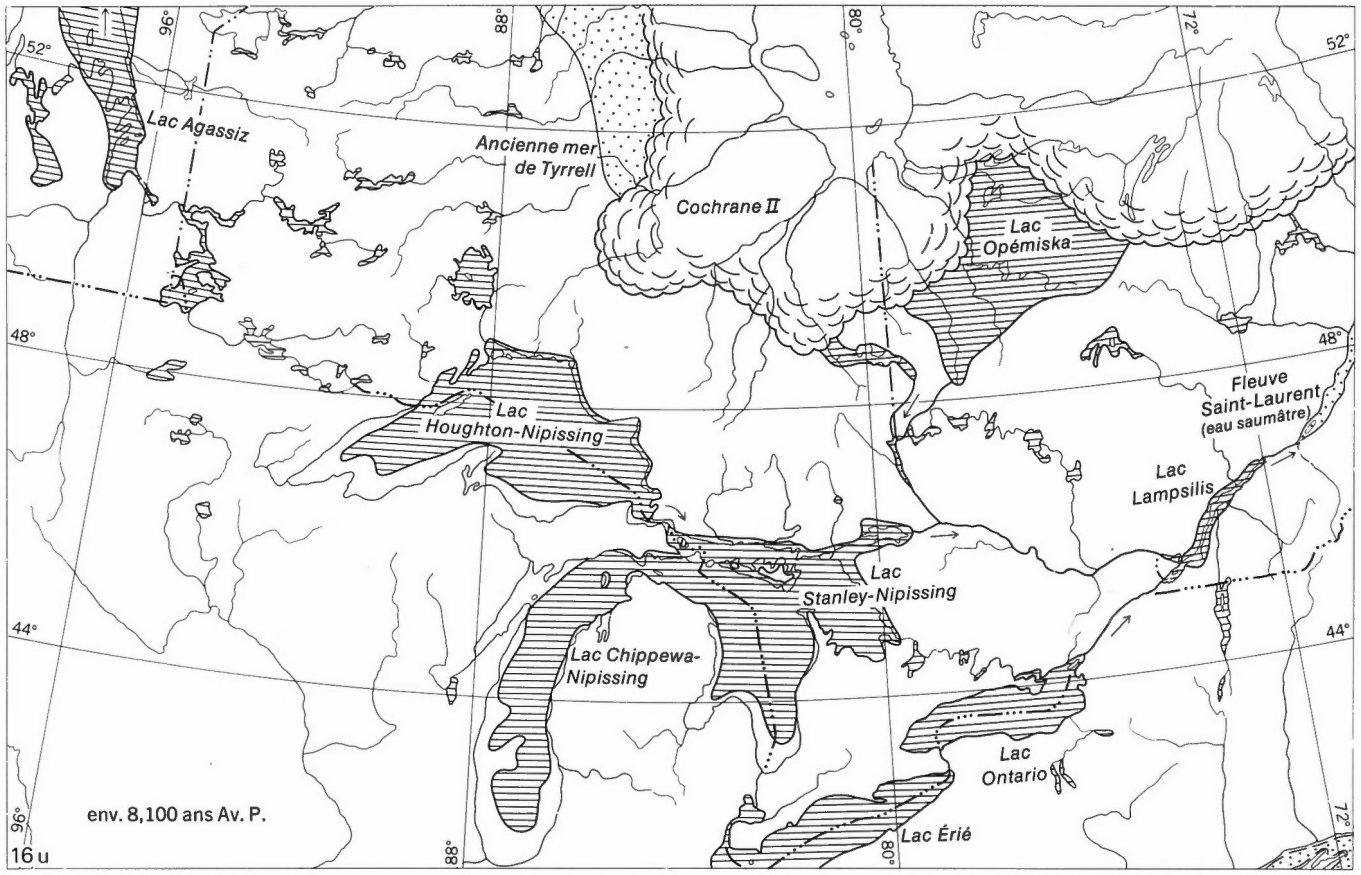
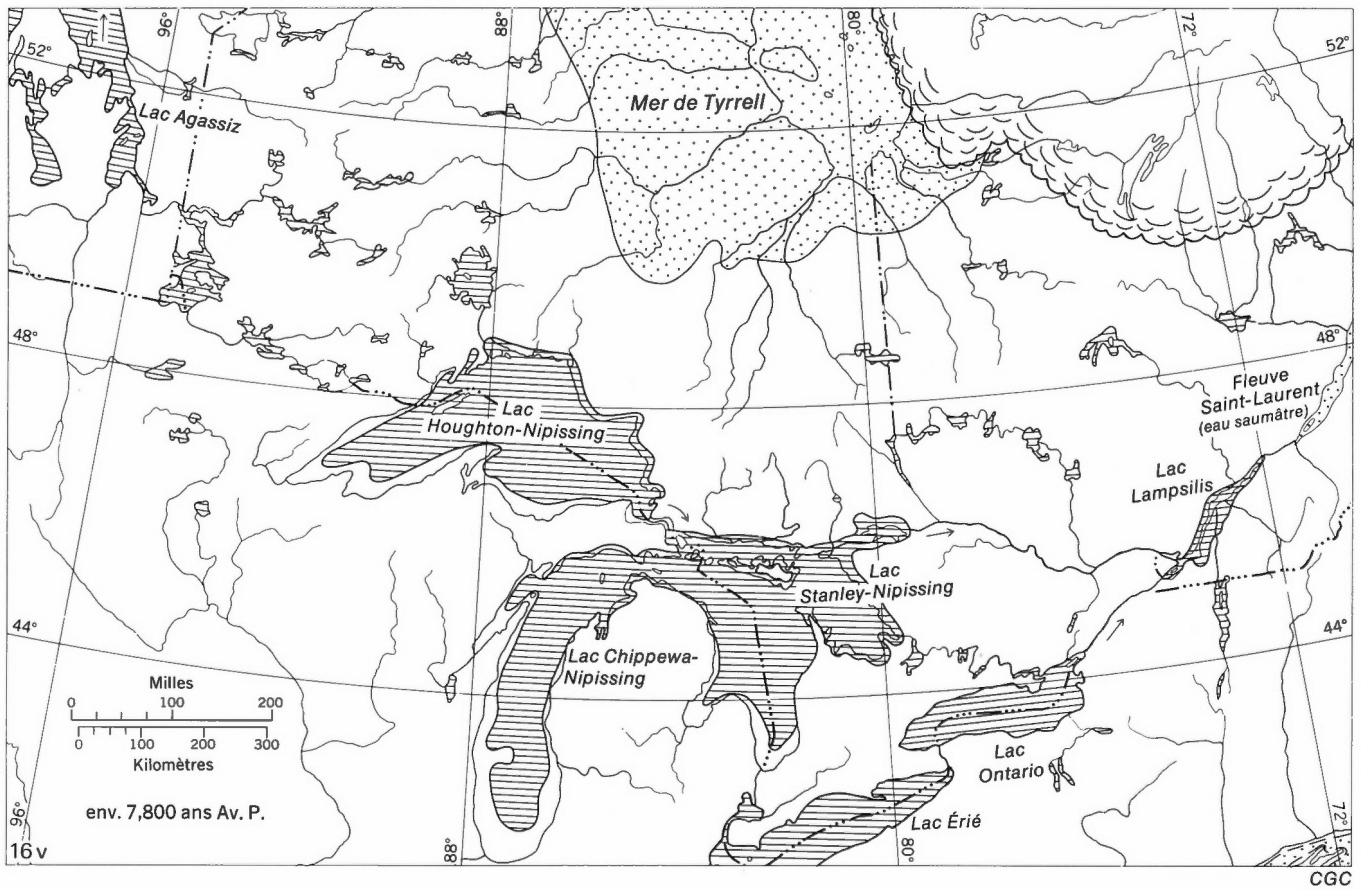


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)





CGC

FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

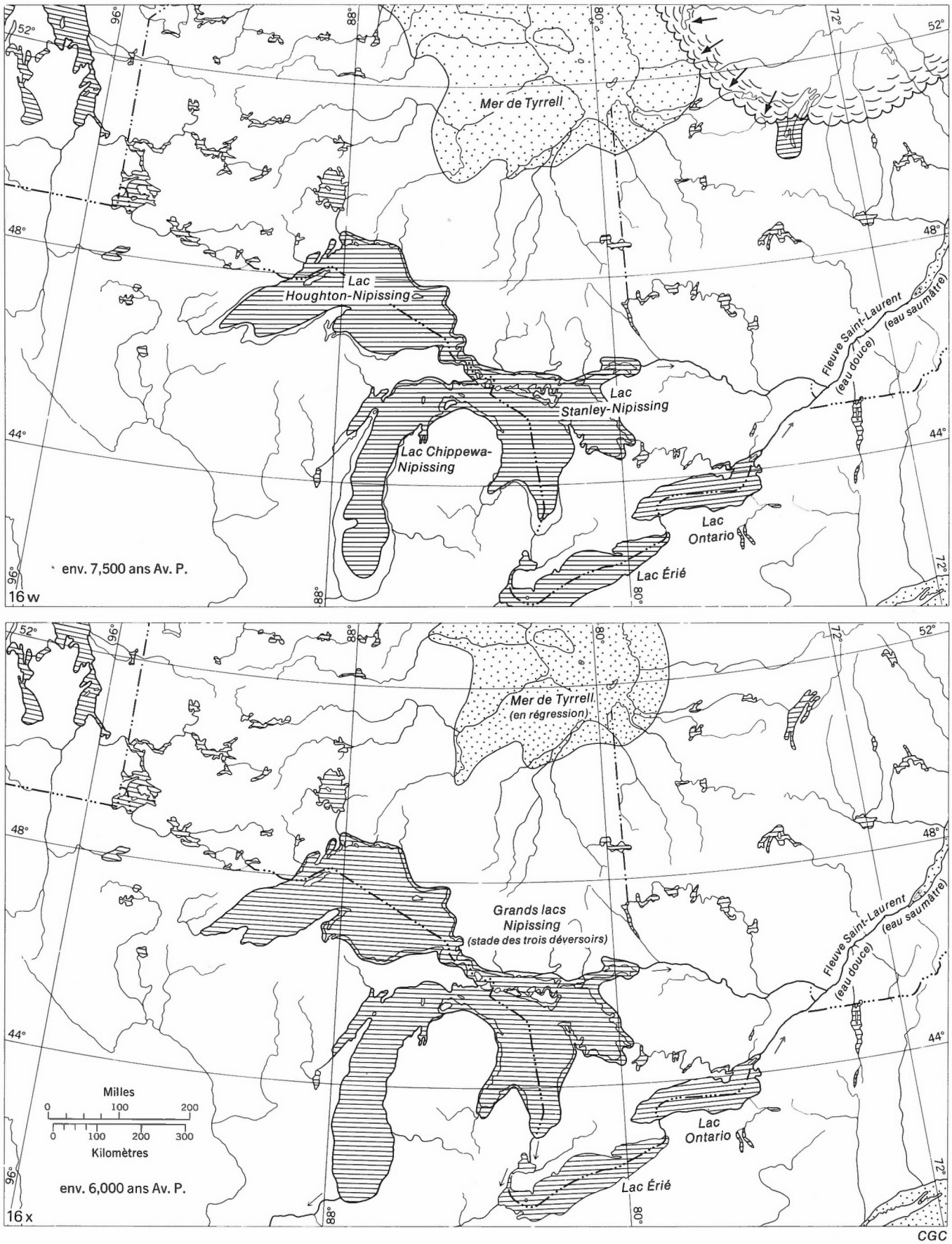


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (fin)

Les fluctuations du front glaciaire ont amené l'extension du lac vers le nord et l'est, mais le niveau des eaux demeurait bas par suite de l'abaissement par érosion du déversoir à travers la péninsule du Michigan. Ces lacs glaciaires, connus sous le nom de Warren et Wayne, ont en général occupé tout le bassin du lac Érié et la partie méridionale du bassin du lac Huron (fig. XII-16d). Hough associe l'extension de ces lacs aux fluctuations de la masse de glace de Port Huron (Mankato). Les niveaux successifs des eaux de ces lacs sont 680, 670, 660 (Wayne) et 685 pieds a.n.m. Le constant recul des lobes glaciaires des bassins des lacs Huron et Ontario a laissé des lacs glaciaires à des niveaux plus bas, connus sous les noms de Grassmere, à 640 pieds, et Lundy, à 620 pieds a.n.m. (fig. XII-16e). La décharge était présumée être vers l'est au début, le long de la rive sud du bassin du lac Ontario, dans les réseaux fluviaux de la Mohawk et de l'Hudson. Hough préfère l'hypothèse d'un déversoir aux environs de l'extrémité nord de la péninsule du Michigan, en direction du lac glaciaire Chicago et de la rivière Illinois vers le Mississippi, en soulignant la correspondance d'altitude des principales phases lacustres observées dans ces bassins. Cependant, Leverett et Taylor (1915) croyaient qu'au cours de la phase du lac Lundy, les eaux du bassin du lac Huron s'écoulaient vers le sud, dans le bassin du lac Érié. Un recul plus prononcé du lobe glaciaire du bassin du lac Ontario a facilité l'écoulement des eaux vers l'est; l'ancien lac Érié s'est alors formé dans le bassin du lac Érié, et le lac Algonquin primitif dans le bassin du lac Huron, avec un seuil à Port Huron (Sarnia), à 605 pieds a.n.m. (fig. XII-16f). L'ancien lac Érié, par suite d'un abaissement du déversoir à Buffalo (Fort-Érié), n'occupait qu'une petite partie du bassin actuel, mais ultérieurement, un soulèvement différentiel de la région du déversoir a amené la submersion du bassin du lac Érié (Lewis, 1966).

Le recul de la calotte glaciaire, de la partie sud du bassin du lac Ontario, a dégagé un déversoir plus bas à Rome (New York) et le niveau du lac Lundy a baissé rapidement. Le lac glaciaire Iroquois s'allongeait dans le bassin du lac Ontario, à environ 335 pieds a.n.m. L'écoulement des eaux vers l'est suivait la vallée de la rivière Mohawk jusqu'à l'Hudson et, de là, vers le sud, jusqu'à l'océan Atlantique. L'écoulement prolongé par le déversoir de Rome a donné lieu à la formation d'excellentes anciennes lignes de rivage. L'auteur croit, cependant, que les anciennes lignes de rivage, à une altitude de 1,100 pieds au sud-ouest de Covey Hill et attribuées au grand lac Iroquois, sont en réalité l'œuvre de lacs de moindre altitude formés au cours d'une phase ultérieure.

La ligne de rivage du grand lac Iroquois, dans le bassin du lac Ontario, se trouve actuellement soulevée le long d'une ligne N20°E, et son point de pivotement est situé au sud du bassin du lac Ontario. Cette ancienne ligne de rivage se trouve à environ 360 pieds à Hamilton, à 460 pieds à Rome et à 700 pieds à Watertown (New York) (Coleman, 1937). Entre Rome et Watertown, le soulèvement atteint environ six pieds par mille. Si l'on projetait cette pente au-delà de Watertown, l'isobase du soulèvement différentiel passant par Cherabusco (New York), serait d'environ 1,270 pieds. Une augmentation du degré de soulèvement vers le nord, comme ce fut probablement le cas, donnerait un chiffre plus élevé, mais il se trouverait réduit par une inflexion de la ligne de soulèvement maximal vers le nord, comme dans la région des Adirondacks. Des déversoirs de courte durée, à des altitudes de 1,305 et de 1,290 pieds, ont été relevés au sud de Cherabusco (MacClintock et Terasmae, 1960; MacClintock et Stewart, 1965), et l'on croit qu'ils sont liés à la formation de lacs locaux ou à la stagnation des eaux dans la région devant la masse de glace de Fort Covington, avec exutoire vers l'ouest, dans le lac Iroquois. Bien que l'ancienne ligne de rivage du lac Iroquois se situe à quelque 1,100 pieds seulement au sud-ouest de Covey Hill, il en existe jusqu'à environ 1,250 pieds d'altitude, à un mille et quart au sud de Cherabusco. On considère que ces lignes de rivage sont dues au lac Iroquois plutôt qu'à un lac local. Une petite baie du lac Iroquois se prolongeait vers l'est à partir de Cherabusco et formait un rentrant entre les fronts de glaces en régression du nord et de l'est qui encerclaient les monts Adirondacks. Cette masse de glace, probablement de Fort Covington, a déposé une moraine terminale et a formé au sud et au sud-ouest de Covey Hill un complexe de moraine striée. C. S. Denny (*Geological Survey* des États-Unis) croit qu'un déversoir s'est ouvert au sud-est d'Ellenburg (New York), et a permis aux eaux du grand lac Iroquois de trouer la moraine d'Ellenburg et de s'écouler dans le lac glaciaire Vermont, qui occupait plus au sud, la vallée du lac Champlain. Ce déversoir a fait baisser le niveau du lac dans le bassin du lac Ontario d'environ 150 pieds. Pour les besoins du présent ouvrage, ces lacs sont appelés phase Ellenburg des lacs postérieurs au lac Iroquois, bien qu'autrefois elle était dénommée phase du grand lac Iroquois.

Avec une nouvelle régression du front glaciaire, le déversoir de Covey Hill (seuil à 1,010 pieds d'altitude) s'est trouvé dégagé, et le niveau du lac postérieur au lac Iroquois s'est abaissé encore de 75 pieds. Ce nouveau lac, appelé lac glaciaire Frontenac, est dénommé ici phase Frontenac des lacs postérieurs au lac Iroquois (fig. XII-16g). Actuellement, le déversoir de Covey Hill est formé d'une falaise ou cascade à sec de 60 pieds de haut, d'un lac de 75 pieds de profondeur, dont on ignore l'épaisseur des sédiments à la base, et d'une gorge d'un mille de long, de 130 pieds de profond et de 300 à 600 pieds de large. Lors du retrait du front des glaces des versants nord et est de Covey Hill, le niveau des lacs s'est abaissé d'environ 125 pieds. Ce nouveau niveau a été de courte durée en raison des fluctuations dans la position du front glaciaire le long du flanc nord de Covey Hill. E. Mirynech a appelé ce lac, le lac de la phase Sydney.

Dans la baie de Trenton, dans l'est de l'Ontario, le niveau du lac, selon Mirynech, a baissé de nouveau de 30

à 75 pieds, avant de se stabiliser suffisamment pour donner naissance à la plage de Belleville. Les isobases tracées d'après la plage de Belleville situeraient cette ancienne ligne du rivage sur Covey Hill à environ 750 pieds. Cette altitude est la même que celle de la phase Fort Ann du lac glaciaire Vermont, dont l'extension vers le nord suivait la régression des glaces du flanc oriental de Covey Hill (Chapman, 1937). Les nappes d'eau confluentes s'écoulaient vers le sud, par la route établie antérieurement vers l'Hudson et la mer (fig. XII-16h).

Un rapide recul du front glaciaire, dans la vallée du Saint-Laurent, a permis au lac de la phase Belleville-Fort Ann de s'étendre vers le nord et de former un long bras nord-est, entre le front glaciaire et les hautes-terres de l'est du Québec, et d'ouvrir une issue vers l'est jusqu'à la mer, aux environs de la ville de Québec. Le niveau des eaux s'est abaissé d'abord d'environ 40 à 50 pieds et, selon Mirynech, la ligne de l'ancien rivage Trenton s'est formée dans la partie orientale du bassin du lac Ontario. Cet arrêt temporaire de l'abaissement du niveau des lacs est sans doute dû à des fluctuations du front glaciaire et à la présence d'une barrière topographique aux environs de la ville de Québec. A mesure du retrait de la calotte glaciaire Labrador de la vallée de la Chaudière, le niveau des eaux du lac de la phase Trenton s'est abaissé au niveau de la mer; les eaux de l'océan se sont alors mêlées aux eaux des lacs, subsistant dans la vallée du haut Saint-Laurent, pour former la mer Champlain (fig. XII-16i). La mer a submergé la vallée du Saint-Laurent jusqu'à Brockville puis, suivant le recul du front glaciaire, le long de l'Outaouais jusqu'à Petawawa. Les eaux du bassin du lac Ontario se sont écoulées et ont atteint le bas niveau de la phase Admiralty, sans doute à moins de 25 pieds au-dessus du niveau de la mer Champlain. Ces phénomènes remontent à un peu moins de 12,000 ans d'après des coquillages de la mer Champlain, datés à 11,880±180 ans (CGC-505).

La baisse maximale du niveau des lacs, enregistrée entre le grand lac Iroquois (vraisemblablement à 335 pieds a.n.m.) et le niveau de la mer Champlain, est supérieure à 335 pieds. Ce fait résulte probablement du soulèvement différentiel des phases récentes de l'évolution des grands lacs, et de la différence entre le niveau réel de la mer au temps de l'ancien lac Iroquois et de la mer Champlain, et le niveau actuel de la mer. Il reste toutefois que les données sur le grand lac Iroquois peuvent être entachées de quelques erreurs.

Lacs Algonquin. Simultanément à la régression des glaces dans le bassin du lac Huron, l'ancien lac Algonquin a envahi la partie méridionale de ce bassin et les basses-terres de la baie Georgienne et du lac Simcoe. On a dénombré de nombreuses anciennes lignes de rivage dans divers secteurs des bassins des lacs Huron et Michigan. Elles représentent le long intervalle Algonquin de recul glaciaire et de soulèvement différentiel, mais il est évident que les phases des lacs glaciaires et leurs implications restent peu connues.

L'ancien lac Algonquin, à 605 pieds a.n.m., s'est écoulé vers le sud, peut-être au début par Chicago, puis par Port Huron, pour se déverser dans le lac Érié; mais, lors du retrait des glaces des basses-terres du lac Simcoe, un déversoir était possible via Kirkfield-Fenelon Falls et le réseau fluvial de la vallée de Trent, vers le lac Iroquois (fig. XII-16f). Ultérieurement, ce réseau, à 580 pieds a.n.m., s'est trouvé bloqué par une avancée du lobe glaciaire du lac Simcoe (Deane, 1950), et l'écoulement a repris par le déversoir de Port Huron. Le retrait du front glaciaire a dégagé à nouveau le réseau d'écoulement de Kirkfield, mais dans l'intervalle, un soulèvement différentiel a rehaussé et comblé de drift ce déversoir et en a réduit le débit. Ainsi, le niveau hydrostatique peut fort bien être resté stationnaire durant une longue péiode aux environs de 605 pieds a.n.m. (fig. XII-16h, i, j).

La ligne de rivage du grand lac Algonquin, dans le bassin du lac Huron, est un trait de terrain saillant, marqué par endroits, par une falaise de rivage. Selon L. J. Chapman, elle n'a pu être retrouvée au sud de Clark Point, à mi-chemin le long de la côte est du lac, parce qu'elle a été sapée par le lac actuel. Elle s'étend, vers le nord, jusque dans la baie Georgienne et, vers l'est, à partir des environs du lac Simcoe jusqu'au déversoir de Kirkfield où, à la suite d'un soulèvement différentiel, elle se trouve à une altitude de 870 pieds (Deane, 1950). La ligne de rivage bien marquée du grand lac Algonquin peut être le résultat de l'action des deux déversoirs de Kirkfield-Fenelon Falls et de Port Huron, lors d'un arrêt du soulèvement isostatique de la région. L'auteur croit que l'abaissement par érosion du déversoir de Fenelon Falls a réduit fortement et longtemps le débit à Port Huron. Deane croyait que le chenal de Fenelon Falls atteignait environ 30 pieds de profondeur. D'importantes gorges ont été découpées dans la roche calcaire, le long de la vallée de la rivière Trent, au-dessus de l'ancienne ligne de rivage Sydney des lacs postérieurs au lac Iroquois; par la suite, le débit était sensiblement réduit.

Dans les régions du lac Simcoe et du lac Couchiching, la pente de la ligne de rivage du grand lac Algonquin augmente vers le nord de 2.8 à 4.0 pieds au mille, le long d'une ligne N21°E. Plus au nord, cette pente plus prononcée atteint 5.0 à 6.3 pieds au mille du fait que l'ancienne ligne de rivage relevée par Chapman (1954, 1966) à son point le plus élevé, atteint 1,070 pieds d'altitude à Huntsville et 1,245 pieds à Sundridge. Cet accroissement de la pente tend à aller contre la thèse d'un soulèvement différentiel rapide à l'époque marquée par les lignes de rivage les plus élevées; il semble donc bien que le grand lac Algonquin se soit étendu vers le nord, jusqu'à Sundridge, sans variation sensible de niveau, alors que le front glaciaire reculait dans la région du lac Huron et de la baie Georgienne. Entre Sundridge et Trout Creek, cependant, Chapman (1966) rapporte que les lignes de

rivage les plus élevées se sont abaissées d'environ 50 pieds, vers le nord et attribue ce fait à un soulèvement différentiel. Si toutefois l'on projetait le niveau hydrostatique du grand lac Algonquin vers le nord jusqu'à Trout Creek, on relèverait un abaissement d'environ 125 pieds. Un soulèvement régional aussi soudain, au cours de l'existence de ce lac, semble improbable. Il semble plus vraisemblable qu'il y ait eu une période d'écoulement le long du front de glaces ou sous les glaces à Fossmill, les eaux descendant à l'est, vers les rivières Petawawa et Barron, pour se déverser dans la mer Champlain, aux environs de la vallée submergée de l'Outaouais. Si l'on projetait la ligne de rivage du grand lac Algonquin, vers le nord jusqu'au déversoir de Fossmill, seuil de Kilrush (1,145 pieds d'altitude), elle atteindrait une altitude de 1,415 pieds environ. Ainsi, l'écoulement par le déversoir de Fossmill, au-dessus du seuil de Kilrush, aurait abaissé le niveau du lac Algonquin d'environ 270 pieds, sans la compensation par des soulèvements différentiels, au cours d'une période assez longue, à condition que la région fût restée au-dessus du niveau de la mer.

Ce double processus, contrôle de l'écoulement des eaux par les glaces et soulèvements différentiels, peut partiellement expliquer la longue controverse du parallélisme ou de la convergence des quelques lignes de rivage des lacs postérieurs au lac Algonquin, dénommées: Ardtrea, Upper Orillia, Lower Orillia, Wyebridge, Penetang, Cedar Point et Payette. Selon Deane (1950), le déversoir de Fenelon Falls a servi d'issue aux eaux jusqu'après la phase Ardtrea. Un soulèvement différentiel, d'environ 50 pieds, eut lieu avant la période Upper Orillia, et le lac Simcoe s'est trouvé séparé des eaux du bassin du lac Algonquin, après la phase Penetang (fig. XII-16k).

Antérieurement au cours de l'existence du lac Algonquin une avancée importante de la nappe glaciaire a envahi les bassins du lac Supérieur et du lac Michigan, mais ses conséquences sur le bassin du lac Huron semblent limitées. Cette avancée glaciaire, nommée Valders, est présumée dériver du nord-est du lac Supérieur (fig. XII-16i). Les hautes-terres, à l'est du lac Supérieur, peuvent fort bien avoir restreint l'avancée des glaces dans le bassin du lac Huron en les dérivant vers le sud sur le bassin du lac Michigan. Ces glaces sont demeurées dans ces bassins, tandis que le recul de celles de Valders (fig. XII-16j) ouvrait au lac glaciaire Algonquin la région de Sault-Sainte-Marie, alors qu'il était restreint à la pointe nord du bassin du lac Michigan, et pratiquement exclu du bassin du lac Supérieur (Hough, 1958).

Le lac glaciaire Algonquin n'a pas recouvert le bassin de Sudbury; des lignes de rivage y sont visibles à différentes altitudes, mais elles sont toutes au-dessous de la projection du niveau hydrostatique du grand lac Algonquin. Plus à l'ouest, toutefois, on relève des lignes de rivage à un niveau plus élevé, et, à 3 milles au nord-ouest de Sault-Sainte-Marie, elles atteignent 1,025 pieds. En se fondant sur la direction des isobases et sur le degré de soulèvement, on constate que ces lignes de rivage ont un rapport étroit avec la plus haute ligne relevée dans l'île Manitoulin. A 3 milles au sud de Little Current, cette ligne est à 1,013 pieds et est considérée comme un rivage du grand lac Algonquin. La projection de l'isobase vers l'est démontre, toutefois, qu'elle est à environ 25 pieds plus bas que la ligne de rivage du grand lac Algonquin, relevée à l'est de Huntsville. Ce fait permet de supposer que l'île Manitoulin est restée couverte de glace jusqu'à ce qu'un soulèvement élève la région de quelque 25 pieds, probablement au cours de la phase Ardtrea du lac Algonquin.

Dans la partie septentrionale de la région du lac Simcoe, la différence d'altitude entre les lignes de rivage d'Upper Orillia et de Payette est d'environ 140 pieds (Deane, 1950, fig. 7). Ainsi, l'écoulement prolongé par le déversoir de Fossmill et son surcreusement maximal par érosion, d'environ 220 pieds, expliqueraient toutes les lignes de rivage relevées par Deane. Si aucun soulèvement ne s'était produit dans la région de Fossmill, au cours de l'existence des lacs postérieurs au lac Algonquin, les phases Sheguiandah et Korah du lac Algonquin, qui représentent un abaissement de 70 pieds par rapport à la ligne de rivage de Payette, à Sault-Sainte-Marie (Hough, 1958), pourraient également s'expliquer par l'écoulement sur le seuil de Kilrush à Fossmill. Il est cependant probable que, durant un soulèvement différentiel déjà engagé, un nouveau soulèvement de 50 à 100 pieds se soit produit sur une période de plusieurs centaines d'années, dans la région de Fossmill. Il en résulte que les phases Sheguiandah et Korah du lac Algonquin peuvent correspondre aux phases à écoulement par d'autres routes, vers la vallée de la rivière Petawawa. L'une d'elles passait par les lacs Sobie et Guilmette, le seuil formant barrière est, à l'est du lac Guilmette, à environ 1,125 pieds d'altitude. Ce site, à quelque 3 milles au nord du seuil de Kilrush, en direction du soulèvement le plus important, a subi un surcreusement de quelque 40 pieds; il correspond, selon l'auteur, à la phase Sheguiandah, de 35 pieds au-dessous du niveau Payette à Sault-Sainte-Marie. Une autre issue s'est ouverte lorsque le front glaciaire s'est retiré dans la vallée de la rivière Mattawa et a dégagé partiellement la vallée de la rivière Amable du Fond; cette nouvelle issue était orientée vers le sud, en direction du lac Mink et du réseau de la rivière Petawawa. Le seuil du lac Mink est à 1,075 pieds d'altitude et se trouve sur la même isobase que le seuil de Guilmette (1,125 pieds d'altitude). Ainsi, un maximum de surcreusement de 50 pieds est possible, mais il se peut fort bien qu'un soulèvement de terrain de quelque 15 pieds eut lieu lorsque les glaces se sont retirées dans la vallée de la Mattawa. L'auteur a donc établi ici une corrélation entre la phase Korah, à environ 35 pieds au-dessous de la phase Sheguiandah, à Sault-Sainte-Marie, et l'écoulement au déversoir d'Amable du Fond sur le seuil du lac Mink (fig. XII-16l).

Les eaux des lacs postérieurs au lac Algonquin, à Fossmill, s'écoulaient vers l'est et, par des chenaux auxiliaires,

jusqu'aux rivières Petawawa et Barron, et ont formé dans la mer Champlain un vaste delta aux dépôts de sable et d'un peu de gravier. A en juger par la dimension du delta, l'issue devait côtoyer un front glaciaire actif. Gadd (1963) a en effet localisé une petite moraine terminale dans la vallée de l'Outaouais, près du confluent de la rivière Petawawa et de l'Outaouais. Les blocs erratiques, retrouvés dans le réseau d'écoulement des rivières Petawawa et Barron, ont une dimension exceptionnelle, atteignant par endroits deux à trois pieds de diamètre. Ils forment des crêtes et des monticules, parfois de 20 pieds, qui ressemblent à des barres construites par des cours d'eau torrentiels.

Lorsque le seuil du lac Mink contrôlait l'écoulement des eaux des lacs postérieurs au lac Algonquin, immédiatement avant l'écoulement vers l'est, dans la vallée de la rivière Mattawa, la profondeur de l'eau au-dessus du seuil de North Bay était de 400 pieds, calcul fondé sur un degré de soulèvement de 6.5 pieds au mille, en direction N20°E, tel qu'indiqué par la disposition des lignes de rivage au nord de North Bay. Puisque Hough (1958) considère que l'altitude de la surface du lac de la phase Payette était de 465 pieds, l'altitude du lac de la phase Korah devait se situer à environ 400 pieds. Hough a estimé que l'altitude du lac Stanley, lac glaciaire du bassin du lac Huron au niveau le plus bas, était d'environ 190 pieds, bien que ce lac pût, selon C. F. M. Lewis, être à une altitude bien plus élevée. Il est donc évident qu'à la suite d'une baisse de niveau du lac, peut-être de 200 pieds, et par suite de l'écoulement vers l'est des eaux du lac postérieur au lac Algonquin, le long de la vallée de la rivière Mattawa, la partie de ce lac dans le bassin du lac Huron a dû se séparer du lac demeuré dans le bassin du lac Nipissing. Après cette séparation, le niveau de cette dernière partie s'est encore abaissé de 200 pieds et a dégagé le seuil de North Bay (fig. XII-16m). Un lac distinct, à basse altitude, existait également dans le bassin de la baie Georgienne; W. M. Tovell propose de lui donner le nom de lac Hough, en reconnaissance des travaux de recherches de J. L. Hough sur les lacs à faible altitude des bassins des lacs Michigan et Huron.

Lors du recul des glaces vers l'est, le long de la vallée de la Mattawa, l'abaissement du niveau des eaux des lacs a dû s'accomplir surtout par écoulement sous-glaciaire. L'auteur n'a relevé aucune trace d'issue en surface, dans la vallée de la Mattawa, entre Amable du Fond et un point à 5 milles au sud-est de Mattawa (Ont.). Lors de l'écoulement des eaux en surface (le long du front des glaces) vers la vallée de l'Outaouais, un abaissement d'environ 370 pieds, du niveau du lac Korah, dans la vallée Nipissing-Mattawa, avait déjà eu lieu. L'écoulement en surface a abaissé le niveau de 30 pieds, et le seuil de North Bay a émergé. Le recul de la glace de la vallée de l'Outaouais, entre les points situés de 7 à 20 milles à l'est de Mattawa, n'eut d'autre résultat que d'accentuer la pente du déversoir à l'est de North Bay.

Bassin du lac Supérieur

Lacs Duluth-Minong-Houghton. Dans le bassin du lac Supérieur, le retrait des glaces s'est effectué vers le nord-est, et les eaux de fonte se sont accumulées à l'extrémité occidentale du bassin. Farrand (1961) et Zoltai (1965) ont décrit l'évolution des lacs du bassin du lac Supérieur et du retrait glaciaire de cette région. Selon Farrand, les premiers lacs du bassin du lac Supérieur n'ont pas touché les rives canadiennes. Il reste que le lac glaciaire Duluth a pu former une plage dans l'Isle-Royale, juste à l'est de la frontière internationale, à une altitude de 1,060 ou de 1,075 pieds, et, d'après Zoltai, le lac Duluth se prolongeait le long de la frontière, à l'ouest du lac Supérieur. Le lac Duluth s'écoulait vers le sud-ouest, dans la vallée du Mississippi (fig. XII-16j). Le retrait des glaces a ouvert plus tard un déversoir à un niveau plus bas, vers le bassin du lac Michigan, ce qui a amené la formation d'une succession de lacs glaciaires temporaires. On a cru que ces phases correspondaient à celles du lac Algonquin du bassin du lac Huron, mais on pense maintenant qu'elles se sont développées indépendamment; Farrand les appelle les lacs postérieurs au lac Duluth (fig. XII-16j, m). Des plages, attribuables à quelques-uns de ces lacs, ont été relevées dans l'Isle-Royale et à l'ouest de Fort William. Celle à l'ouest de Fort William semble cependant avoir été partiellement formée par un autre lac, indépendant et plus ancien, dans le bassin de la rivière Kaministikwia (Zoltai, 1965).

Lorsque le recul glaciaire, de l'extrémité orientale du bassin du lac Supérieur, eut donné aux lacs postérieurs du lac Duluth libre accès à la baie Whitefish, leurs eaux se sont unies à celles des lacs postérieurs du lac Algonquin, dans le bassin du lac Huron. Ultérieurement, le glacier s'est retiré complètement du bassin du lac Supérieur. Farrand a donné le nom de Minong au lac qui en est résulté; ce lac a laissé les lignes de rivage les plus élevées, à l'extrémité nord-est du bassin du lac Supérieur. Les plages, soulevées sur la rive nord du lac se trouvent entre 950 et 1,000 pieds. Farrand fait coïncider la phase du lac Minong à celle du lac Sheguiandah du bassin du lac Huron; l'auteur croit qu'elle est un peu plus récente, et situe le déversoir du lac Minong à Sault-Saint-Marie (fig. XII-16n, o).

Sur la rive nord du lac Supérieur, au-dessous de la ligne de rivage du lac Minong, apparaissent une série de dépôts de plage ou de petits escarpements d'abrasion littorale, selon les caractéristiques du rivage, que Farrand attribue à des phases de lac postérieures au lac Minong. Ils se rencontrent sur une distance verticale de plus de 50 pieds. La ligne de rivage, la plus basse et la mieux formée, est entre 750 et 765 pieds d'altitude, près de Dorion, elle est connue sous le nom de plage Dorion et semble être le résultat d'adaptations du déversoir au relief de la région, plutôt qu'à un soulèvement différentiel (fig. XII-16p, q). Une autre adaptation a occasionné un nouvel abaissement de quelques dizaines de pieds et la formation d'une ligne

de rivage que Farrand met en corrélation avec les phases des lacs de basses altitudes dans le bassin du lac Huron. Il a donné au lac de basse altitude, du bassin du lac Supérieur, le nom de lac Houghton, et indique que ce lac s'écoulait dans le bassin du lac Huron, à Sault-Sainte-Marie, par l'ancienne rivière Sainte-Marie. Il estime que le lac était à environ 360 pieds a.n.m. Ses lignes de rivage ont été oblitérées, le long de la côte est du lac Supérieur, par un lac plus jeune, mais elles ont été conservées sur la rive nord par un soulèvement différentiel (fig. XII-16r, s).

Partie supérieure de la région des Grands lacs

Lacs Nipissing et post-Nipissing de basse altitude. Comme mentionné antérieurement, le retrait des glaces de l'extrémité orientale de la vallée de la rivière Mattawa a drainé les eaux des lacs de la partie supérieure des bassins des Grands lacs à des niveaux très bas. La cote de dénivellation, indiquée à North Bay, laisse également supposer la formation de lacs indépendants, respectivement dans les bassins du lac Nipissing, de la baie Georgienne et du grand lac Huron (fig. XII-16m). L'érosion des déversoirs de chacun de ces bassins a entraîné l'abaissement continu du niveau des lacs de la partie supérieure des Grands lacs, au cours d'une très longue période, pendant laquelle un soulèvement différentiel a élevé l'extrémité nord-est du réseau de drainage. Ainsi, les niveaux les plus bas des lacs Stanley, Houghton et Chippewa n'ont pas été atteints simultanément. Ces lacs ont subsisté jusqu'à ce que leurs déversoirs soient submergés par l'eau de l'est, à la suite du soulèvement continuel dans la région de North Bay. Une configuration conjecturale de ces lacs est représentée dans les figures XII-16m, w. Suivant les hypothèses émises, tant sur les dates des différentes phases postérieures au lac Algonquin que sur l'ampleur et le taux de surrection du soulèvement différentiel, au cours de ces phases lacustres et des phases de bas niveau subséquentes, différents âges de ces lacs à bas niveau peuvent être déduits. Le lac Stanley peut avoir fusionné avec le lac Chippewa dès 10,400 ans avant le présent au lieu de 8,100 ans comme indiqué. Peut-être qu'un âge de 9,500 ans avant le présent serait plus vraisemblable que ces deux extrêmes, mais il doit être tenu compte du temps d'érosion pour la réouverture du chenal Mackinac de jonction, entre les bassins du lac Michigan et du lac Huron.

Lorsque North Bay s'est trouvé à 605 pieds a.n.m., l'écoulement a recommencé à Port Huron et à Chicago. Finalement, un soulèvement différentiel continu a élevé le déversoir de North Bay au-dessus du niveau du lac, et le drainage s'est effectué entièrement par les issues du sud. La longue utilisation de ces issues a occasionné une certaine stabilisation du niveau du lac, et le développement d'une ligne de rivage bien marquée, celle de la phase Nipissing des Grands lacs (fig. XII-16x). Les nappes d'eau, convergeant dans les bassins des lacs Huron, Michigan, et Supérieur, avec écoulement à Port Huron et à Chicago, sont appelées les Grands lacs Nipissing. La plate-forme d'érosion Nipissing est bien visible à peu de distance à l'ouest de North Bay, à 700 pieds d'altitude, alors que la rive actuelle se situe à 648 pieds. La grand-route vers Sault-Sainte-Marie traverse la plate-forme Nipissing à maintes reprises.

On s'accorde généralement pour faire remonter la phase Nipissing des Grands lacs à environ 4,200 ans avant notre ère. De nombreux dépôts organiques, trouvés à des niveaux inférieurs à la ligne de rivage Nipissing, en divers endroits de la région des Grands lacs, remonteraient à 7,000 ou 8,000 ans avant le présent; on les attribue en général au pré-Nipissing ou à la période antérieure à la montée des eaux du lac Nipissing. La datation récente de matériaux de la Petite rivière Pic, sur la rive nord du lac Supérieur, indique une des phases du lac Nipissing, antérieure à 6,000 ans avant notre ère. Du bois de couches d'argile silteuse, sous un dépôt de sable de 15 pieds d'épaisseur, qui forme une terrasse où le pont de la grand-route enjambe cette rivière, a été daté à 5,920 ± 120 et 5,960 ± 120 ans (CGC-83, 103). La terrasse se trouve à une altitude d'environ 700 pieds. Farrand (1961) considère que ces dépôts sont de la période transitoire Nipissing/Algoma puisqu'ils sont à 692 pieds d'altitude, et qu'il a trouvé une crête de cailloux à 718 pieds, qu'il considère comme la plage du lac Nipissing. L'auteur et S. C. Zoltai ont noté un passage graduel entre une argile silteuse inférieure, contenant des débris végétaux et des coquillages dans les quelques pieds supérieurs, et du sable, au sommet, à teneur de coquillages (principalement *Sphaerium sulcatum*). De minuscules tissus végétaux, prélevés sur quelques pouces à la base du sable, ont donné 6,100 ± 160 ans (CGC-285). L'auteur considère donc que l'argile silteuse renfermant des débris végétaux, le sable contenant des coquillages et la plage de blocs erratiques remontent tous au même étage lacustre, probablement celui de Nipissing. Sur le côté est du lac Huron, à 4 milles au nord-est d'Owen Sound, on a trouvé des débris de bois dans la partie inférieure d'une large crête de gravier que L. J. Chapman affirme être une plage du lac Nipissing. Les graviers forment un dépôt d'une épaisseur de 18 pieds et passent graduellement dans du sable le long de la pente. Le tout repose sur de l'argile silteuse. Du bois recueilli dans la zone de contact sable-argile date de 5,770 ± 130 ans (CGC-347). A Meaford, 14 milles plus à l'est, on a trouvé du bois dans une couche argileuse, sous huit pieds de sable, à une altitude de 605 pieds. On croit que, là encore, il s'agit d'une phase du lac Nipissing. La datation de ce bois a donné 6,300 ± 150 ans (L-312).

La datation au radiocarbone des matériaux organiques, à la base des dépôts dans de petits lacs au même niveau que le lac Nipissing, dans l'île Manitoulin (Lewis, 1968), prouve qu'une des phases du lac Nipissing était presque à son étendue maximale, il y a environ 5,500 ans. Lewis relève une preuve similaire à North Bay, indiquant que le chenal avait cessé d'être utilisé il y a quelque 5,000 ans. Il est donc évident que les Grands lacs Nipissing (605 pieds a.n.m.), que l'on considérait comme ayant été

formés il y a environ 4,200 ans, sont en fait une combinaison de phases lacustres, reflétant tout d'abord l'écoulement par trois déversoirs, puis par les deux déversoirs méridionaux seulement; ces phénomènes remonteraient entre 6,000 et 4,200 ans avant le présent. La phase à trois déversoirs peut être appelée, Grands lacs Nipissing I, et la phase à deux déversoirs, Grands lacs Nipissing II.

L'érosion, le long des déversoirs méridionaux des Grands lacs Nippissing II, a provoqué un abaissement du niveau des eaux qui s'est maintenu jusqu'à ce qu'une partie du système des déversoirs de Port Huron se stabilise, grâce à la roche en place et à l'accumulation de blocs erratiques; simultanément, le déversoir de Chicago se stabilisait de la même manière. L'arrêt dans l'abaissement du niveau des déversoirs a marqué la phase initiale du lac Algoma, à environ 596 pieds d'altitude (Hough, 1958). Cet événement peut remonter à environ 4,000 ans (CGC-301). Tandis que la partie septentrionale des bassins lacustres était lentement soulevée, un déplacement latéral du chenal de Port Huron vers des matériaux moins résistants, a occasionné une reprise du processus de surcreusement du chenal. Le soulèvement du seuil, à Sault-Sainte-Marie, a donné naissance à un lac distinct dans le bassin du lac Supérieur, événement connu comme l'étage Sault (Farrand, 1961), qui peut remonter à environ 2,000 à 3,000 ans. Cet étage a été suivi par le sous-étage Sault et, finalement, par la formation du présent lac Supérieur, à 602 pieds d'altitude. Dans l'intervalle, l'érosion du déversoir, à Port Huron, a abaissé le niveau des eaux des bassins des lacs Huron et Michigan à leur niveau actuel de 580 pieds.

Nord-ouest de l'Ontario

Zoltai (1961, 1963, 1965) et Boissonneau (1966, 1968) ont traité du retrait des glaces du nord de l'Ontario, dans les régions situées au-delà des bassins des lacs Supérieur et Huron. Antérieurement au recul des glaces du bassin du lac Supérieur, la nappe glaciaire Laurentide, à l'ouest du lac Supérieur, s'étendait vers le sud-ouest dans le Minnesota. A mesure de son recul vers le nord, dans l'ouest de l'Ontario, la nappe glaciaire demeurait en contact avec le lac glaciaire Agassiz sur un vaste front; l'évolution de ce lac fait l'objet d'une étude séparée. Les fluctuations du flux glaciaire ont favorisé la formation de nombreuses moraines terminales importantes. Le système de moraines terminales le plus au sud, dans l'ouest de l'Ontario, est orienté sud-est et s'étend du lac des Bois au lac à la Pluie (carte 1253A). A la suite d'un recul du front glaciaire de quelque 75 milles vers le nord-est, s'est formée la moraine de Steep Rock. Cette moraine s'étend des environs du lac Steep Rock, vers le sud-est, à la frontière internationale, à environ 25 milles à l'ouest du lac Supérieur. Peu après, la vaste moraine Eagle-Finlayson s'est déposée. Elle peut être suivie sur environ 175 milles vers le sud-est, à partir d'un point situé à 30 milles au nord-ouest de Kenora jusqu'à moins de 30 milles de Thunder Bay, où elle se trouve tronquée par une moraine terminale, déposée par un lobe glaciaire du bassin du lac Supérieur. Après un vaste recul des glaces dans l'ouest de l'Ontario, une nouvelle avancée du front glaciaire a donné naissance à la moraine Hartman, que Zoltai (1965) considère de Valders. A son extrémité nord-ouest, cette moraine s'incurve brusquement vers le nord, puis, au nord-est, jusqu'à ce qu'elle soit tronquée par la moraine de Lac Seul, plus récente. Lors du contact du front glaciaire et de la moraine Hartman, d'importants lobes glaciaires étaient actifs dans les bassins des lacs Nipigon et Supérieur, et ont formé respectivement les moraines correspondantes adjacentes du lac Dog et de Marks. Cette dernière peut être suivie jusqu'à une région élevée d'affleurements, au sud-ouest de Thunder Bay; il est donc possible que le front glaciaire de Valders traversait la frontière internationale à quelques milles seulement à l'ouest de la rive du lac Supérieur.

A 10 ou 20 milles environ au nord-est de la moraine Hartman, la masse de glace a déposé une vaste moraine, la moraine de Lac Seul, incurvée autour de la partie occidentale de Lac Seul. Au sud-ouest, elle fusionne avec la moraine interlobaire Kaiashk (Zoltai, 1965), formée, en partie, entre les lobes glaciaires de dépôt des moraines Hartman et du lac Dog; Zoltai croit, cependant, que l'extrémité nord-est de la moraine Kaiashk est une moraine terminale reconstituée du lobe de glace de Lac Seul. Des couches d'argiles varvées sous-jacentes, dans la région de Lac Seul, témoignent d'un recul glaciaire, suivi d'une avancée du front de glace, d'au moins 20 milles (Zoltai, 1965). La moraine de Lac Seul s'étend vers le nord-ouest, jusque dans la région de Red Lake-Lansdowne House (Prest, 1963). Le long de la rive sud-ouest du lac Trout, elle s'élève brusquement à environ 270 pieds, mais, sur le côté opposé au front de glace, elle s'incline plus doucement vers le sud-ouest, et présente plusieurs excellentes plages et terrasses du lac glaciaire Agassiz. La moraine s'est formée au-dessous du niveau du lac Agassiz, et seules trois petites parties de la moraine émergaient. Vers le nord-ouest, la moraine est plus basse et moins distincte, mais, contrairement aux eskers environnants remaniés, des rides de sable et de gravier, modifiées par les vagues, peuvent être d'origine morainique et peuvent indiquer la position antérieure du lobe glaciaire. La moraine terminale semble faire une boucle vers le nord, puis, vers l'est, en direction des lacs Windigo, où elle est tronquée par les moraines terminales du lobe glaciaire du petit lac Windigo. Des caractéristiques d'écoulement de la glace et des eskers indiquent également la forme convexe du front glaciaire de Lac Seul. La formation de lobes sur le front ouest de la masse de glace était probablement due au vêlage des fronts glaciaires dans les eaux profondes d'une baie du lac Agassiz (fig. XII-16 m).

Après une courte période de récession dans l'ouest de l'Ontario, un intervalle stationnaire du recul du front des glaces et une avancée mineure de la masse de glace ont donné la moraine de Sioux Lookout, en terrain relativement élevé, à l'ouest du lac Nipigon. Vers le nord-ouest,

on rencontre quelques rares moraines De Geer, qui délimitent les positions du front glaciaire lors du vêlage dans le lac Agassiz. Après un recul d'au moins 80 milles, la partie septentrionale de la masse de glace s'est immobilisée et a formé la moraine Whitewater. Sur le côté est, un lobe de glace a avancé de nouveau et a formé la moraine Nipigon le long du côté ouest du bassin Nipigon (Zoltai, 1965). L'auteur croit que seule la partie septentrionale de cette moraine terminale s'est formée à ce moment (fig. XII-16p) et que la partie méridionale représente une ancienne moraine.

Le mouvement plus prononcé de la masse de glace en récession de la partie septentrionale, par rapport à celle de la partie orientale, a donné lieu à la formation de nombreuses moraines terminales de retrait dans la région des lacs Windigo, dans le nord-ouest de l'Ontario, et à la formation d'une moraine interlobaire, au sud de ces lacs.

Le second réseau morainique le plus important, déposé dans le nord-ouest de l'Ontario par la masse de glace qui, bien que présentant des mouvements variables, était généralement en régression, est la vaste moraine Agutua, orientée sud-est (Tyrrell, 1913; Prest, 1963). La présence d'argiles lacustres, sous le till, le long de la rivière Otoskwin, indique une nouvelle avancée de quelque 25 milles. La partie la plus élevée de cette moraine se trouve dans un vaste coude de la rivière Albany, à l'ouest des lacs Miminiska, où elle atteint 500 pieds au-dessus du niveau de la rivière. Le système morainique Crescent (Zoltai, 1965), au nord du lac Nipigon, et la moraine Agutua sont probablement corrélatives.

Après le dépôt de la moraine Agutua, la masse de glace septentrionale a reculé d'une vingtaine de milles en direction du nord-est avant un stationnement assez long pour former une moraine terminale. Cette moraine se présente en plusieurs segments discontinus et s'aligne avec des zones de moraines De Geer. A cette époque, il semble que la partie orientale de la masse de glace ait avancé profondément, c'est l'avancée glaciaire Miminiska, car elle a recouvert plusieurs parties de la moraine Agutua dans les environs de la rivière Albany. Au cours de son recul, la masse de glace a laissé des segments de moraine terminale, une moraine interlobaire, des eskers et des indices d'écoulement glaciaire, vestiges de sa forme. Au sud-ouest, dans la région de la rivière Ogoki, cette même avancée glaciaire est probablement à l'origine des moraines Nakina (Zoltai, 1965).

A la suite d'un recul d'une trentaine de milles, le lobe septentrional s'est stabilisé et une moraine s'est formée près de Big Beaverhouse, sur la rivière Winisk. Cette moraine s'étend vers le nord-ouest, depuis la région sud du lac Wunnummin jusqu'au petit lac Sachigo. Le lobe oriental a laissé peu de traces de la position de son front. Il est possible qu'il ait formé les segments de moraine, à l'ouest de Landsdown House, et qu'il se soit allongé vers le sud-sud-est, à travers le lac Ogoki. Non loin à l'est de ce lac, les traits d'écoulement des glaces sont dissimulés ou ont été détruits par l'avancée glaciaire Cochrane, plus récente et venant du nord (*voir* la partie de ce chapitre nord de l'Ontario et ouest du Québec).

Lac glaciaire Agassiz. Avec le recul de la masse de glace Laurentide, au nord de la ligne de partage des eaux du Mississippi, le lac glaciaire Agassiz recouvrait de vastes régions comprises aujourd'hui dans le Minnesota, le Dakota-Nord, la Saskatchewan, le Manitoba et l'Ontario. A mesure de leur transgression vers le nord, les eaux du lac s'étendaient moins loin vers le sud. Il s'ensuit que, même si la superficie des terres recouvertes par le lac Agassiz, à quelque époque que ce soit, atteignait plus de 200,000 milles carrés, le lac lui-même n'a probablement jamais mesuré plus de 80,000 milles carrés environ (Elson, 1967).

L'histoire du lac glaciaire Agassiz se rattache partiellement et de façon complexe à la période de retrait de la masse de glace continentale de la région nord-ouest de l'Ontario, décrite précédemment. Pendant ce retrait, les issues dépendaient de la position du front des glaces et de la topographie du nord-ouest de l'Ontario. Nombre de lignes de rivage ont été formées par l'action de l'écoulement des eaux aux issues de l'est, vers le bassin du lac Nipigon, et, de là, vers le sud, dans le bassin du lac Supérieur.

Dès 1822, était reconnue l'existence d'un vaste lac ancien, dans le bassin de la rivière Rouge aux États-Unis, appelé Agassiz en 1879, en l'honneur du savant Louis Agassiz. La première étude remonte à Upham (1895), puis celle de Leverett et Sardeson (Leverett, 1932). Nombre de chercheurs ont apporté de nouveaux renseignements sur la partie canadienne du bassin du lac Agassiz, notamment Johnston (1946) et Elson (1957, 1967). Les études sur place de Zoltai (1961, 1963, 1965) et Prest (1963) ont permis de recueillir des informations sur les issues de l'est, qui alimentaient le lac glaciaire Kelvin, dans le bassin du lac Nipigon, et sur l'étendue du lac Agassiz dans le nord-ouest de l'Ontario. Elson a retracé plusieurs aspects de l'évolution du lac Agassiz. Il a reconnu les traces d'une baisse progressive du niveau des eaux du lac, baisse qui serait en rapport avec l'ouverture successive d'issues au sud, au nord-ouest, à l'est et au nord. Les fluctuations du front des glaces dans la région des déversoirs ont interrompu cette baisse à quelques reprises, et le niveau des eaux du lac s'est élevé. Elson croit à une relation entre ces divers déversoirs et les anciennes lignes de rivage dans le bassin de la rivière Rouge. L'auteur de ce chapitre a tenté de reconstituer la configuration du lac Agassiz, au cours de quelques-uns des stades où la forme du lac était modifiée par l'existence des déversoirs de l'est. Dans ce travail, il a tenu compte des degrés de soulèvement établis par Johnston, de la position et de l'altitude des déversoirs d'après Zoltai, de ses propres données sur les niveaux du lac et sur les positions du front de glace dans le nord-ouest de l'Ontario, et des données des nouvelles cartes topographiques à courbes de niveau.

Le lac Agassiz s'est formé au cours du recul de la masse de glace Laurentide dans la région d'amont du bassin de la rivière Rouge, le long de l'actuelle frontière entre le Minnesota et le Dakota-Nord. Il s'est étendu ensuite vers le nord, au Manitoba et au nord-ouest de l'Ontario, jusqu'aux secteurs de Keewatin et de Labrador de la masse de glace Laurentide. L'écoulement s'effectuait par le lac Traverse, situé à l'extrémité sud du réseau fluvial de la rivière Rouge, puis dans la rivière Minnesota du réseau fluvial du Mississippi. Par suite de l'érosion du niveau du déversoir jusqu'à un seuil rocheux, le niveau du lac Agassiz s'est abaissé de 80 à 90 pieds. Cette baisse s'est produite par intervalles irréguliers, probablement du fait des remparts morainiques édifiés le long du déversoir, et dont un débit périodiquement plus puissant avait raison. Dans le sud du Manitoba et le nord-ouest de l'Ontario, on a reconnu quatre phases du niveau du lac: les phases Herman, Norcross, Tintah et Campbell, et de nombreuses petites lignes de rivage intermédiaires (fig. XII-16d, f).

Elson (1966, p. 92) a suggéré que l'abaissement des eaux, à partir du niveau Norcross, et le retour à ce niveau correspondaient à une courte période d'évacuation des eaux du côté est, dans le lac Supérieur, par un déversoir qui serait maintenant la rivière du Chien, dans le nord-ouest de l'Ontario (fig. XII-16g, h). L'auteur est d'avis que l'ancien écoulement des eaux par ce déversoir peut expliquer la première phase du niveau du lac Agassiz le plus bas, phénomène qui remonterait peut-être à 12,000 ans (Elson, 1966, fig. 6). De la tourbe sableuse, provenant d'alluvions déposées à peu près au niveau Campbell, dans la vallée de la rivière Assiniboine, et dont la formation serait reliée à un approfondissement du lac, a été datée à 12,400±420 ans. Lorsqu'une nouvelle avancée des glaces a obstrué le déversoir de la rivière du Chien, l'écoulement des eaux s'est effectué par le sud. Les eaux du lac s'élevaient jusqu'au niveau Norcross car, dans l'intervalle, le déversoir du lac Traverse avait été comblé de sédiments. A mesure que l'érosion déplaçait ces sédiments, le niveau du lac Agassiz s'abaissait jusqu'au niveau Campbell, niveau déterminé par un seuil de roche en place (fig. XII-16i, j). Le front de la masse de glace était alors délimité par les moraines Hartman et du lac du Chien, estimées être de Valders.

Lors d'un nouveau recul de la masse de glace, le déversoir du lac du Chien est demeuré fermé, et l'écoulement des eaux du côté oriental ne s'est effectué qu'après le retrait du front des glaces au-delà d'une ligne passant par Sioux Lookout; de là, le lac se déversait dans le bassin du lac Nipigon (fig. XII-16k). Ce phénomène date d'environ 11,000 ans. Une nouvelle avancée des glaces a fermé les déversoirs de l'est, le niveau du lac est remonté au niveau Campbell, et la moraine de Lac Seul s'est déposée (fig. XII-16l, m). Un nouveau recul de la masse de glaces a amené la réouverture des réservoirs, l'écoulement vers le bassin du lac Nipigon, et une baisse du niveau du lac (fig. XII-16n). Un retour de la masse glaciaire, il y a environ 10,000 ans, a donné lieu à la formation de la moraine Sioux Lookout, à la fermeture des déversoirs de l'est et, pour la dernière fois, à une élévation du niveau des eaux du lac Agassiz jusqu'au niveau Campbell (fig. XII-16o). Ultérieurement, le retrait des glaces a amené du côté est l'ouverture de déversoirs à des niveaux toujours de plus en plus bas, et la formation d'une succession de plages bien définies dans certaines régions du bassin de la rivière Rouge. A mesure de la baisse de niveau, le terrain émergeait à l'ouest du lac Nipigon, et les déversoirs vers l'ouest s'allongeaient (fig. XII-16p).

Lors de l'écoulement des eaux vers l'est par les plus bas déversoirs, les glaces se sont retirées de la région nord-ouest du bassin du lac Nipigon (Prest, 1963). Il s'est formé une nouvelle issue à un niveau plus bas et les eaux se sont écoulées vers le sud-est le long du front des glaces, jusqu'à l'extrémité nord du bassin du lac Nipigon. Par suite d'un retrait important du front nord de la masse de glaces avant l'avancée d'Agutua, il est possible que par des terrains bas les eaux du lac Agassiz se soient déversées vers le sud-est dans le lac glaciaire Barlow-Ojibway. Toutefois, la nouvelle avancée d'Agutua a obstrué tous ces déversoirs. Le réseau des déversoirs s'est transformé lorsque les glaces se sont éloignées de la moraine Agutua, et lors de leur avancée dans la région des moraines Nakina. A cette époque, les eaux du lac Agassiz se déversaient dans le lac glaciaire Nakina (Zoltai, 1965), dont un déversoir écoulait les eaux vers l'extrémité nord du bassin du lac Nipigon (fig. XII-16r).

Le front de la nappe glaciaire continentale en recul est resté baigné par les eaux du lac Agassiz jusqu'au retrait de la masse des glaces de la région occupée par la moraine Big Beaverhouse. L'écoulement des eaux du lac peut être demeuré vers le sud-est, peut-être vers le lac Barlow-Ojibway, pendant le dépôt de la moraine, et qu'ensuite les eaux aient emprunté la vallée de la rivière de l'Écho vers le nord, pour atteindre les basses-terres de la baie d'Hudson. La baisse du niveau des eaux, occasionnée par cet écoulement, eut pour effet de séparer le lac Agassiz des lacs, situés en bordure du front glaciaire, dans la partie ontarienne du bassin hydrographique de la baie d'Hudson (fig. XII-16s). Ultérieurement, l'écoulement du lac Agassiz était détourné et les eaux dirigées vers le bassin de la rivière Nelson. Enfin, après la fonte de ses glaces périphériques, le lac glaciaire Agassiz s'est transformé en étendues lacustres, antécédents des lacs Winnipeg, Winnipegosis et Manitoba d'aujourd'hui.

Nord de l'Ontario et ouest du Québec

Lac glaciaire Barlow-Ojibway. Dans le nord de l'Ontario, à l'est et au nord-est du lac Supérieur, la régression glaciaire était en direction nord vers la baie James alors que, dans les régions adjacentes de l'ouest du Québec, le recul était en direction nord-est, vers le centre de la province de Québec. Les eaux de fonte ont formé un lac entre le front de la masse de glaces et la ligne de partage

des eaux (fig. XII-16m, q). On s'est longtemps demandé par quel phénomène les eaux de ce grand lac, à cheval sur la ligne séparant les bassins hydrographiques de la baie d'Hudson et du Saint-Laurent, ont pu demeurer à des niveaux élevés, tout en se déversant vers le sud, par la vallée du lac Témiscamingue. Le déversoir étant obstrué par une moraine de quelque 10 milles au nord de Témiscamingue (Québec), il est vraisemblable que le niveau du lac se soit stabilisé par l'accumulation de blocs erratiques. Les pentes du déversoir et le niveau du lac ont dû être modifiés périodiquement par le redressement isostatique. La profondeur du lac a diminué graduellement. Ce fait est établi par la présence d'horizons sablonneux dans les dépôts d'argile à varves, et par un degré de redressement sur les plus hautes lignes de rivage, plus élevé dans la partie sud du bassin que dans la partie nord. L'auteur a établi, à partir de la position du déversoir jusqu'au lac Larder, un degré de redressement d'environ 4 pieds au mille et du lac Larder à la colline Plamondin, de 2.1 pieds au mille. Hughes (1965) affirme que le redressement maximal de courts segments des anciennes lignes de rivage inférieures varie entre 2.1 et 3.8 pieds au mille, et que le degré maximal de redressement doit excéder 3.8 pieds. La position de la ligne de valeur zéro, autour de laquelle le redressement s'est fait, n'a pas été déterminée, mais elle se trouve probablement au sud de la position du déversoir. Le soulèvement différentiel de la partie nord du bassin s'est peut-être produit le long d'une seconde ligne de valeur zéro, située dans la région du lac Larder et de Noranda.

Un diagramme du niveau hydrostatique maximal entre la colline Plamondin et le lac Larder indique, qu'à la position actuelle de la ligne de partage des eaux près de Noranda, la profondeur minimale des eaux du lac était d'environ 300 pieds. Il est donc évident que l'action combinée du soulèvement et de l'érosion du déversoir près de Témiscamingue, a dû faire baisser de 300 pieds le niveau des eaux du lac, avant que le lac glaciaire Ojibway n'ait été restreint à la région au nord de la ligne de partage des eaux; la décharge des eaux s'est alors fixée à partir d'un point situé à 15 milles à l'ouest de Noranda (fig. XII-16r), en direction du sud, dans l'ancien lac Témiscamingue. Le déversoir de Témiscamingue a été creusé jusqu'à plus de 350 pieds. Une faible part de ce travail d'érosion s'est produite sans aucun doute après l'époque du lac Barlow-Ojibway.

Des indices fragmentaires, sur les lignes de rivage maximales de l'est de Malartic démontrent que les niveaux du lac avaient baissé sensiblement avant la régression des glaces des hautes-terres du Québec, de cette partie du bassin du lac Barlow-Ojibway. Un phénomène difficile à expliquer est l'augmentation soudaine de la profondeur de ce lac glaciaire, que révèlent l'épaisseur accrue de l'argile à varves et la diminution du sable secondaire de la couche annuelle 1528, alors que le front glaciaire se trouvait dans les environs de Cochrane (Hughes, 1965). Peut-être que l'écoulement des eaux s'est effectué en direction de l'ouest, dans le bassin du lac Supérieur, pendant un certain temps avant la formation de la couche annuelle 1528, et qu'ensuite, une nouvelle avancée du front des glaces aurait fermé ce déversoir de l'ouest, approfondi le lac, puis détourné les eaux par le déversoir de Témiscamingue. Cette nouvelle avancée des glaces est peut-être reliée à la formation, soit des moraines Crescent, soit des moraines Nakina.

Au cours du retrait du front de la masse de glaces de la région de Hearst-Cochrane, vers le nord, une stabilisation prolongée de ce front s'est produite aux environs de Fraserdale, à 60 milles au nord de Cochrane. Une très importante moraine de kame à direction est-ouest, composée de silt, de sable et d'un peu de gravier, s'est alors déposée au contact sur le côté sud d'un lac sans issue (Boissonneau, 1966). La formation de cette moraine est peut-être reliée à la moraine interlobaire, à l'ouest de Hearst et au nord de Hornepayne. Ces moraines sont surtout composées de sable et de gravier, associés à une importante proportion de calcaire. Toutes correspondent peut-être aux moraines Nakina (Zoltai, 1965) sises plus au nord-ouest. En effet, il n'existe pas d'autres moraines semblables de l'époque pré-Cochrane dans la région nord-ouest de l'Ontario.

Le lac, qui s'étendait devant la moraine déposée près de Fraserdale, écoulait probablement ses eaux vers le sud dans le bassin du lac Témiscamingue, par un déversoir situé près de Noranda. Le cours de ce déversoir correspond à l'orientation des isobases du lac Barlow-Ojibway et à une baisse d'environ 300 pieds du niveau des eaux du lac de la région du lac Abitibi. Toutefois, avec le recul du glacier au nord de la moraine de kame, toute décharge ou tout drainage, tant latéral que sous-glaciaire, a dû se faire vers la baie d'Hudson. Sur l'évolution du lac Barlow-Ojibway, Antevs (1925, p. 77) a émis l'opinion que, au cours de la phase antérieure à l'époque Cochrane, les eaux du lac se déversaient dans la baie d'Hudson en coulant sur la mince couche de glace de la baie James. Ultérieurement (1931), il a pensé que les eaux du front glaciaire se déversaient dans la mer aux environs de l'embouchure des rivières Nelson et Hayes (Man.). L'auteur de ce texte croit que le lac, dénommé ici «lac glaciaire Antevs» (fig. XII-16s), s'est écoulé vers le nord-ouest, le long d'une ligne de moindre résistance située entre une vaste masse de glace semi-stagnante, dans le nord-ouest de l'Ontario, et un important glacier couvrant la baie James et le sud de la baie d'Hudson, et que les eaux de ce lac se seraient déversées dans la mer dans la région la plus à l'est du Manitoba. On suppose que la mer avait déjà pénétré dans la baie d'Hudson par le détroit du même nom et qu'elle avait ensuite envahi une dépression orientée sud-ouest au fond de cette baie, et qu'elle a séparé définitivement le secteur de Keewatin du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide.

Phase Cochrane lors du recul des glaces. L'événement le plus important au cours du recul de la masse de glaces du secteur de Labrador, a été la formation du till de Cochrane, dans les basses-terres de la baie d'Hudson. Il est évident que les glaces de la baie d'Hudson ont avancé vers le sud, en suivant plus ou moins la bordure du Bouclier (Cochrane I); un peu plus tard, les glaces de la région de la baie James ont avancé vers le sud-ouest et le sud (Cochrane II). Le front des glaces de la phase de Cochrane est rarement indiqué par une moraine terminale. En 1956, Hughes a fait remarquer que l'expression «moraine Cochrane» est inexacte, et qu'elle devrait être remplacée par «till de Cochrane», car cette moraine de fond constitue une entité stratigraphique reconnaissable sur une vaste superficie. La ligne limite de Cochrane est simplement une ligne au-delà de laquelle on n'a pas reconnu l'existence du till de Cochrane. Au-delà de la limite de ce till, la phase de Cochrane est représentée par une série de sédiments à varves, la séquence de Connaught. Ces sédiments à varves renferment des cailloux lithologiquement semblables à ceux existant dans le till de Cochrane, mais différents des cailloux associés aux sédiments à varves sous-jacents, la séquence de Frederickhouse, composés pour une large part, de dépôts du lac Barlow-Ojibway. Hughes signale qu'il a compté, dans la séquence de Connaught, environ 60 couches annuelles de sédiments à varves distinctement visibles. La couche la plus épaisse de ces sédiments à varves est la couche annuelle 25, et l'on est d'avis qu'elle correspond dans l'ordre chronologique à la mise en place du till de Cochrane plus au nord. La séquence de Connaught comprend également des sédiments à varves d'un étang de faible profondeur, qui serait la dernière phase du lac glaciaire Antevs, pendant la phase de Cochrane de recul des glaces.

Le till de Cochrane typique est une moraine de fond d'argile gris-bleu, contenant peu de cailloux et reposant sur des sédiments à varves. Exposée à l'air, cette argile prend une teinte rose très pâle; oxydée, elle devient jaune-brun. Elle renferme de la chaux, et est bien différente des anciens tills sableux et non calcareux de la région de Timmins-Cochrane (Hughes, 1965). On est d'avis que la nature argileuse du till de Cochrane est due principalement à l'incorporation d'argiles lacustres lors de l'avancée de la masse de glaces de Cochrane vers le sud.

Boissonneau (1966) mentionne que le front de glaces a reculé de plusieurs milles au nord de la moraine de kame, près de Fraserdale sur la rivière Abitibi, antérieurement à l'avancée des glaces, qui ont recouvert d'une mince couche de till argileux certaines parties de la moraine de kame. L'auteur du présent texte a constaté que le till argileux de Cochrane recouvre des sédiments à varves près de Coral Rapids (altitude: 364 pieds). On a reconnu du till de Cochrane à un point aussi au nord que l'embouchure de la petite rivière Abitibi, à 200 pieds d'altitude, mais, dans cette région, sa composition argileuse provient d'argile gris foncé plus ancienne et de calcaires jaune clair. Antérieurement à l'avancée de Cochrane, le front glaciaire a reculé probablement jusqu'aux environs de Coral Rapids, où la masse de glace s'est étendue sur un terrain, dont l'altitude actuelle n'atteint pas 400 pieds au-dessus du niveau de la mer.

La régression glaciaire vers les régions inférieures du bassin hydrographique de la baie d'Hudson à partir de Timmins, à 1,029 pieds d'altitude, jusqu'à Coral Rapids, à 364 pieds d'altitude, soit sur 110 milles, semble indiquer que l'épaisseur de la masse de glaces a dû diminuer d'environ 600 pieds. D'autre part, du fait que le point le plus au sud, où du till de Cochrane a été reconnu, se trouve à 12 milles au nord de Timmins, à environ 960 pieds, il semble que l'épaisseur de la masse de glaces a dû augmenter de 500 à 600 pieds, lors de l'avancée de Cochrane. Toutefois, un tel accroissement de l'épaisseur de la masse de glaces est improbable à cette phase tardive de déglaciation, d'autant plus que les eaux marines de la mer de Tyrrell (Lee, 1960) ont envahi peu après, une grande partie des basses-terres de la baie d'Hudson (I-CGC-14, 7,875±200 ans). Il est plus vraisemblable que la mise en place du till de Cochrane soit quelque peu reliée à la transgression marine dans la baie d'Hudson. Les figures XII-16t, u montrent les deux principales avancées des glaces qui ont formé, selon l'auteur, les accidents de terrain modelés par l'avancée de Cochrane et la mise en place du till de Cochrane argileux, visibles sur la carte 1253A.

Nord du Québec et Labrador

Dans cette région, la régression de la dernière nappe de glace s'est effectuée vers les terres les plus élevées de l'intérieur. Le relief, dû au mouvement des glaces, s'y trouve disposé radialement autour d'un bassin central en forme de U, situé au sud et au sud-ouest de la baie d'Ungava. Dans ce bassin sont demeurées les dernières glaces. Les lacs glaciaires étaient peu nombreux, mais quelques-uns étaient étendus et ont subsité longtemps.

Dégagement des côtes du Labrador et de l'Ungava. Lorsque la dernière masse de glaces était à son maximum dans le nord du Labrador, de puissantes langues glaciaires, empruntant les cols des monts Torngat, ont avancé latéralement dans les régions côtières où elles se sont disloquées par vêlage dans la mer du Labrador, à peu de distance du littoral actuel. L'altitude la plus élevée atteinte par ces glaciers de vallée a été nommée le «niveau Saglek», par J. T. Andrews, et le phénomène lui-même devenait la «glaciation Saglek» (Andrews, 1963, Løken, 1962). La ligne évidente de l'altitude maximale atteinte par le front des masses de glaces, diminue vers le nord et l'est, et indique la pente de la nappe glaciaire à l'ouest de la chaîne Torngat. Un certain temps, l'on croyait que les monts Kaumajet et Kiglapait, plus au sud sur la côte, avaient échappé à la glaciation. Toutefois, la présence de blocs erratiques sur les sommets les plus élevés de ces

monts révèle une avancée des glaces de l'ouest, à une époque plus ancienne. On croyait qu'il s'agissait de la glaciation Wisconsin (Tomlinson, 1959), mais, d'après les travaux de J. T. Andrews, ce n'était sans doute pas le Wisconsin classique. Sur les côtes du Labrador, de nombreux chercheurs ont remarqué des traces de divers niveaux attteints par les glaces, mais il est parfois difficile de distinguer quels sont les vestiges de la dernière grande masse de glaces (Daly, 1902; Wheeler, 1958; Ives, 1958a, b, 1960a; Tomlinson, 1959; Andrews, 1963). Tous ces géologues sont d'accord que, dans les montagnes du littoral, les glaciers de cirque étaient peu importants; cette opinion confirme les idées de Tanner (1944). Les cirques glaciaires sont apparus après la régression glaciaire et, probablement, lors de l'époque dite Petite Glaciation. Selon Tomlinson, un grand nombre de nunataks et une large bande du plateau continental sont apparus avec le recul de la nappe de glace de la région côtière, antérieurement à la transgression marine.

Les coquillages découverts dans le détroit de l'Éclipse, près de l'extrémité nord de la chaîne Torngat, indiquent que la mer submergeait la côte du Labrador il y a plus de 9,000±200 ans (L–642). Les coquillages étaient à 95 pieds dans la zone où Løken avait fixé à 185 pieds la limite de la transgression marine. D'après des résultats obtenus par l'analyse pollinique, Wenner (1947) a situé à plus de 10,000 ans avant le présent la période de déglaciation de la partie centrale de la côte du Labrador.

La chaîne Torngat était surtout des nunataks lors de l'avancée maximale de la dernière grande glaciation (Ives, 1958a, 1960a, fig. 3), bien qu'ils aient été recouverts entièrement au cours d'une avancée glaciaire plus ancienne que l'on croyait être la phase maximale de la glaciation Wisconsin (Ives, 1957). A mesure du retrait de la nappe glaciaire du Labrador et de l'arrêt des glaces aux passes des régions de l'intérieur, les glaciers de vallée se sont stabilisés. Les montagnes ont fourni peu de glace; il s'est formé quelques glaciers de cirque, mais les glaces ont rarement dépassé les moraines latérales des glaciers de vallée. Løken (1960) a fait état de l'existence de quelques calottes glaciaires plus récentes dans le bassin hydrographique de la rivière Abloviak, à l'est de la baie d'Ungava, et, non loin de là, sur la côte du Labrador, il a découvert, autour de la baie de Ryans, des vestiges d'une nouvelle avancée des glaciers de vallée, d'une époque avancée de la déglaciation. Dans la région de la baie d'Okak, entre les monts côtiers Kaumajet et Kiglapait, Tomlinson a trouvé en 1959 des vestiges d'une avancée glaciaire tardive, qui laissa des moraines frontales avant son retrait. Dans la même région, plus au sud, Wheeler (1958) et J. T. Andrews ont découvert à une altitude élevée, des moraines latérales déposées à l'époque où le front de glace se trouvait à l'est du littoral actuel. Ils ont découvert aussi d'importantes moraines plus récentes, dont la formation, à leur avis, témoigne d'une nouvelle avancée des glaces à une époque tardive. Ces nouvelles avancées vers l'est, à travers la partie sud peu élevée de la chaîne Torngat, sont peut-être l'indication que dans la région au sud des monts Torngat, la nappe glaciaire du Labrador rencontrait moins d'obstacles qu'au nord, et que le mouvement des glaces vers le littoral était relativement facile. Au cours de son recul, le front glaciaire est resté en mouvement, mais le glacier s'est amenuisé si rapidement qu'il n'a laissé aucune moraine.

Lacs glaciaires. Avec la diminution de la nappe glaciaire à l'ouest de la chaîne Torngat, les langues glaciaires sur le côté est de la chaîne ont reculé et ont déposé le long de la côte du Labrador de nombreuses moraines latérales et frontales. Plus tard, le front de glaces a reculé à l'ouest de la ligne de partage des eaux, et les eaux de fonte se sont accumulées dans deux des plus importantes vallées fluviales, à l'est de la baie d'Ungava (Ives, 1958b, 1960a; Løken, 1962). A la même époque, plus au sud, les glaces se sont retirées par le plateau situé entre la chaîne Torngat et le bassin de la rivière George. La discordance entre l'orientation des drumlins et celle des eskers indique peut-être que le retrait du glacier ne s'est pas effectué en suivant la même direction que celle des anciennes avancées glaciaires (Matthew, 1961).

Les eaux de fonte se sont accumulées dans le bassin hydrographique de la rivière George et ont formé de nombreux lacs éphémères, à niveau élevé, qui ont cédé la place au lac glaciaire Naskaupi (Ives, 1960b). Ce lac a subsisté longtemps et on y a reconnu plusieurs niveaux importants de ses eaux. Les lignes de rivage remarquablement nettes du lac glaciaire Naskaupi II correspondent à l'écoulement de ses eaux par la rivière Koraluk (autrefois Kogaluk), vers la mer du Labrador. Les autres issues étaient les rivières Fraser, Harp et Kanairiktok et la dépression formée par la rivière George et le lac Michikamau, mais leurs phases lacustres respectives n'ont pas été déterminées. A son étendue maximale, le lac glaciaire Naskaupi avait environ 200 milles de long sur 30 milles de large et occupait tout le bassin de la rivière George, excepté l'extrémité nord recouverte de glace. Le lac glaciaire correspondant McLean (Ives, 1960b) s'était formé dans la région d'amont du bassin de la rivière à la Baleine, immédiatement à l'ouest de la rivière George. Le déversoir de ce lac se trouvait à son extrémité sud-est et ses eaux se jetaient dans le lac Naskaupi II. Le lac McLean avait environ 70 milles de long sur 30 milles de large et se trouvait contenu par les glaces à ses extrémités nord-ouest et sud-ouest. Les anciennes lignes de rivage de ces lacs sont soulevées différentiellement vers le sud-ouest et le centre du Labrador (Barnett et Peterson, 1964).

Les anciennes lignes de rivage des lacs Naskaupi et McLean, aux lignes parfois taillées dans la roche en place, témoignent de la longue durée de chacune des nombreuses phases lacustres. La durée dépendait de la présence de seuils rocheux aux déversoirs et d'un barrage de glaces efficace dans la baie d'Ungava (Ives, 1960b). La disposi-

tion des eskers et des traces du mouvement des glaces au sud de la baie d'Ungava semble confirmer l'hypothèse de l'existence d'une calotte glaciaire dans cette baie; toutefois, la plupart des vestiges évidents sur la direction du mouvement des glaces, au sud de la baie, indiquent que l'écoulement glaciaire était nord, plutôt que sud, avec un recul du glacier vers l'intérieur (Matthew, 1961). L'écoulement des glaces vers le nord semble avoir été une conséquence naturelle de la transgression marine de la baie d'Ungava. Même dans le bassin de la rivière George, Matthew a observé que certaines traces du mouvement des glaces indiquent un écoulement vers l'ouest, alors que, les lacs étant bloqués par les glaces, seul un écoulement vers l'est paraît vraisemblable. La position de la ligne de partage des glaces a fait l'objet de nombreuses controverses. L'auteur de la présente étude est d'avis que, pour interpréter de manière satisfaisante les observations faites sur le terrain, il faut supposer que la ligne de partage des glaces, ou le sommet de la calotte glaciaire, ait occupé trois positions différentes. L'auteur pose donc les hypothèses suivantes: i) l'existence, à l'intérieur du bassin de la rivière George, d'une ligne de partage des glaces de direction nord, afin d'expliquer les vestiges d'écoulement des glaces vers l'ouest reconnus dans ce bassin (carte 1253A); ii) la baie d'Ungava et les basses-terres, situées au sud de cette baie, étant recouvertes par les glaces, la ligne de partage des glaces s'est déplacée vers l'ouest; iii) l'écoulement des glaces vers l'est, dans le bassin de la rivière George, a persisté pendant les premières phases de la déglaciation, sans effacer tous les vestiges d'un écoulement plus ancien vers l'ouest; iv) à la suite de la transgression marine, dans la baie d'Ungava, l'écoulement glaciaire a subi de profondes modifications; v) à cette époque, il est probable qu'une ligne de partage des glaces, orientée légèrement à l'est du nord, s'est établie, pour un temps relativement court, à l'ouest des lacs glaciaires Naskaupi et McLean; vi) l'écoulement glaciaire s'est effectué entièrement vers la baie d'Ungava, la ligne de partage des glaces s'est déplacée rapidement vers le sud, et les lacs glaciaires se sont écoulés vers le nord; vii) la ligne de partage des glaces s'est trouvée alors au sud de la baie d'Ungava et n'eut plus de prolongement vers le nord; d'autres déplacements de la ligne de partage ont eu lieu à l'intérieur, au fur et à mesure de la récession.

Avec l'amélioration du climat et la fonte, les glaces se sont retirées de la partie nord du Nouveau-Québec, à l'ouest de la baie d'Ungava, et ont dégagé cette baie et le détroit d'Hudson. L'écoulement des glaces s'effectuait vers la côte. Par suite de cette fonte et de la régression des glaces de l'autre côté de la ligne de partage des eaux près de la côte, les eaux se sont accumulées le long du front de glaces, au sud-ouest du détroit d'Hudson. Le lac le plus élevé, à environ 1,800 pieds, couvrait le cours supérieur de la rivière Povungnituk et se déversait vers l'est dans la baie Joy (Ives, 1960a). A mesure du recul du front des glaces vers le sud-ouest, vers l'aval dans la vallée de la rivière Povungnituk, le front s'est incurvé vers le nord-est, et les lacs, au cours de phases successives de bas niveau, se sont écoulés vers le nord, dans le détroit d'Hudson, et vers l'est, dans la baie d'Ungava (carte 1253A). Le niveau maximal des lacs était à environ 1,500, 1,200 et 1,000 pieds d'altitude et de nombreux réseaux de déversoirs profonds se sont formés. Les données connues ne permettent pas d'établir avec certitude l'orientation ou l'importance du soulèvement postglaciaire. Matthews (1962) a signalé, au sud du cap Wolstenholme, la présence de petits lacs glaciaires le long du front de glaces, à écoulement probable vers l'ouest ou le sud-ouest, et d'origine un peu plus récente que certains des réseaux lacustres plus importants mentionnés ci-dessus.

Dégagement de la côte de la baie d'Hudson. Le glacier du Labrador, en régression vers l'intérieur, a dégagé la partie nord de la baie d'Hudson et s'est disloqué rapidement dans la mer. Entre le cap Wolstenholme et Port Harrison, il a déposé une succession magnifique de moraines De Geer, qui ont contenu les lobes glaciaires de la plupart des vallées, le long de la côte. Ces moraines déposées sur le littoral correspondent peut-être à une succession semblable de moraines De Geer de l'intérieur, loin de la côte orientale de la baie James. L'absence de moraines De Geer, sur une partie de la côte à l'est de la baie James, indique peut-être que lors de la submersion marine sur la région, le glacier était trop épais pour déposer ces moraines. A l'est du golfe de Richmond, on attribue plutôt l'absence quasi totale de collines morainiques De Geer à la faible épaisseur des glaces, comparativement à la profondeur de la mer.

Récession glaciaire à l'intérieur. Dans la région de l'intérieur des terres, exempte de transgression marine, les glaciers en retrait ont laissé les systèmes courants d'eskers et les autres traits d'écoulement des glaces caractéristiques du Bouclier canadien. Des surfaces de rides morainiques dominent en plusieurs endroits, associées à d'autres vestiges de l'écoulement des glaces et à des eskers (pl. XII-8). Au dernier stade de la récession, les glaces ont probablement régressé vers des lignes de partage des glaces ou vers des centres épars à l'intérieur de la région nord du Québec, en périphérie de la baie d'Ungava (Henderson, 1959b; Ives, 1960c; Derbyshire, 1962). L'une des dernières masses de glaces se trouvait dans la vallée de la rivière Howells, à l'ouest de Schefferville, où les derniers centres de diffluence se déplaçaient souvent, mais contrôlés par la topographie. Des glaciers sont demeurés dans les dépressions de Knob Lake et de Lac le Fer-Swampy Lake. Des canaux sous-glaciaires et des déversoirs périphériques (pl. XII-9) étaient les voies d'écoulement les plus efficaces des eaux de fonte dans les régions de diffluence (Ives, 1959). Derbyshire était d'avis que les canaux sous-glaciaires dépendaient tout d'abord de l'épaisseur de la glace et de la pression hydrostatique différentielle, mais, à mesure de l'amincissement de la masse, la glace se crevassait et était submergée

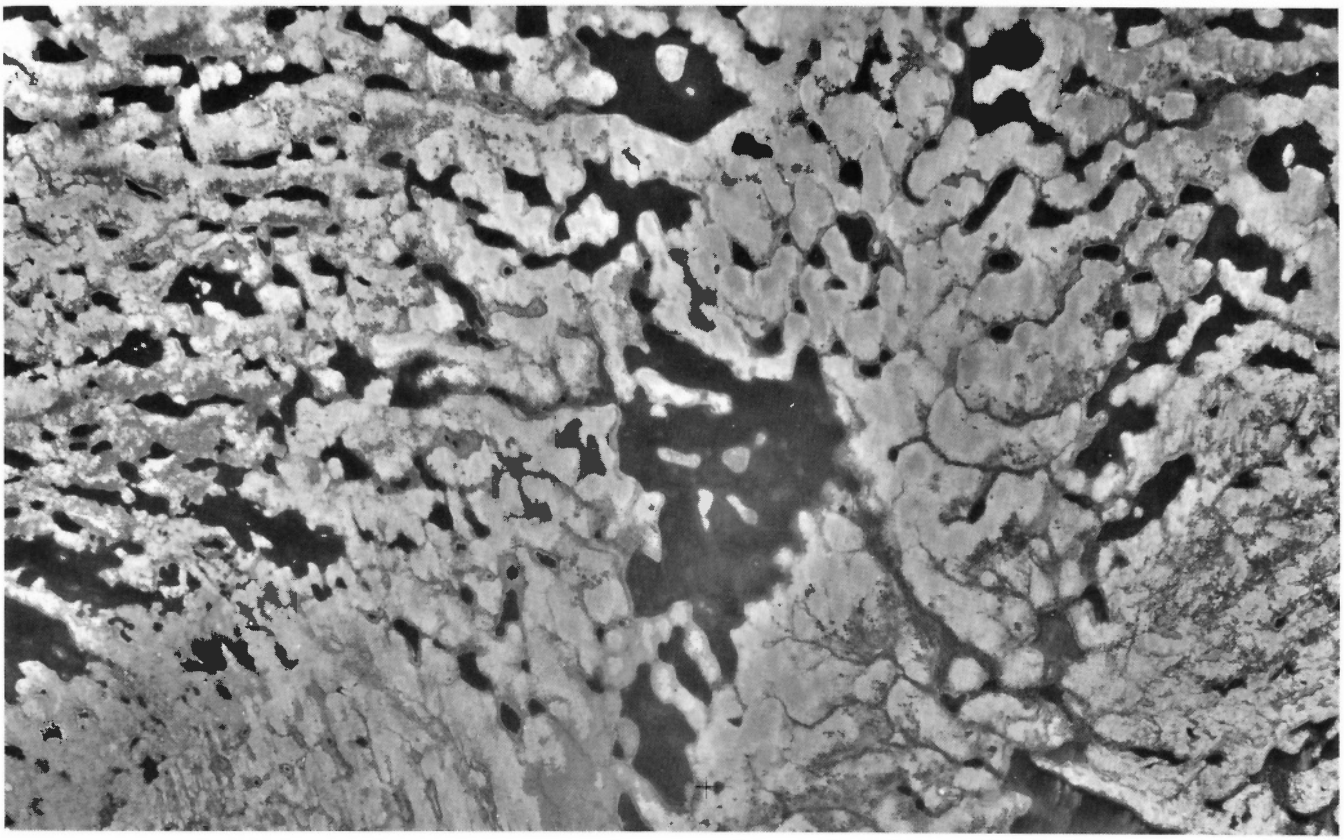


PLANCHE XII-8. Moraine moutonnée cannelée sise au sud de la baie d'Ungava (Québec). La photographie suggère une association étroite de temps entre les rides et les cannelures. Photographie aérienne verticale; échelle de 1 mille au pouce.

par l'eau, et l'écoulement sous-glaciaire se trouvait contrôlé par le relief.

D'après la disposition des eskers et des traits d'écoulement des glaces (carte 1253A), il est clair qu'aucun centre principal de diffluence n'a existé, mais plutôt un complexe de centres variant avec les conditions climatiques. La région de Schefferville, toutefois, a été un important centre de diffluence. Son existence est confirmée par la présence de divers groupes de stries dans la région, et par les directions du soulèvement isostatique différentiel, directions qui ont été déterminées d'après les données obtenues des lacs glaciaires au sud, à l'est et au nord-est de cette région (Barnett et Peterson, 1964).

Un dépôt de gyttja sous de la tourbe, dans la région de Chibougamau (Québec), daté au radiocarbone, a indiqué que les sédiments, déposés au fond des étangs, se sont formés il y a 6,960 ± 90 ans avant le présent. Les trois pieds supérieurs de la couche d'argile silteuse du dépôt lacustre glaciaire contenaient du pollen. Il est donc probable que le retrait du front de glaces de cette région est antérieur à 7,500 ans. Des échantillons de la partie inférieure des tourbières, l'une aux Grandes Chutes, sur le fleuve Hamilton (Morrison, 1963), et l'autre près de l'extrémité nord du lac Achouanipi, à 100 milles à l'ouest-sud-ouest des Grandes Chutes (Grayson, 1956), ont donné entre 5,250 ± 800 et 5,575 ± 250 ans. Dans ces successions, l'analyse pollinique indique un intervalle entre l'époque de formation de la partie inférieure de la tourbe et celle des dépôts glaciaires sous-jacents. Les dates obtenues indiquent le début de formations des vastes dépôts tourbeux, mais n'indiquent pas l'époque de déglaciation de la région. La déglaciation de cette région est probablement antérieure à 7,000 ans. La datation au radiocarbone d'un ensemble d'échantillons de la partie inférieure d'une tourbière des environs du lac Marymac, à 170 milles au nord-nord-ouest de Schefferville, a indiqué que de la tourbe avait recouvert les dépôts lacustres antérieurement à 6,400 ± 900 ans. D'après Grayson, le début de la formation de la tourbe est plus proche de 8,000 que de 7,000 ans. La déglaciation de cette région, placée entre 8,000 et 7,500 ans, est en rapport avec la transgression marine dans la baie d'Ungava, il y a environ 9,000 ans, et dans la baie d'Hudson, vers 8,000 ans avant le présent.

Secteur de Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide

Le secteur de Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide, ou plus simplement la nappe glaciaire du Keewatin, est cette partie de la masse de glaces continentale en régression vers la région de la ligne de partage des glaces du

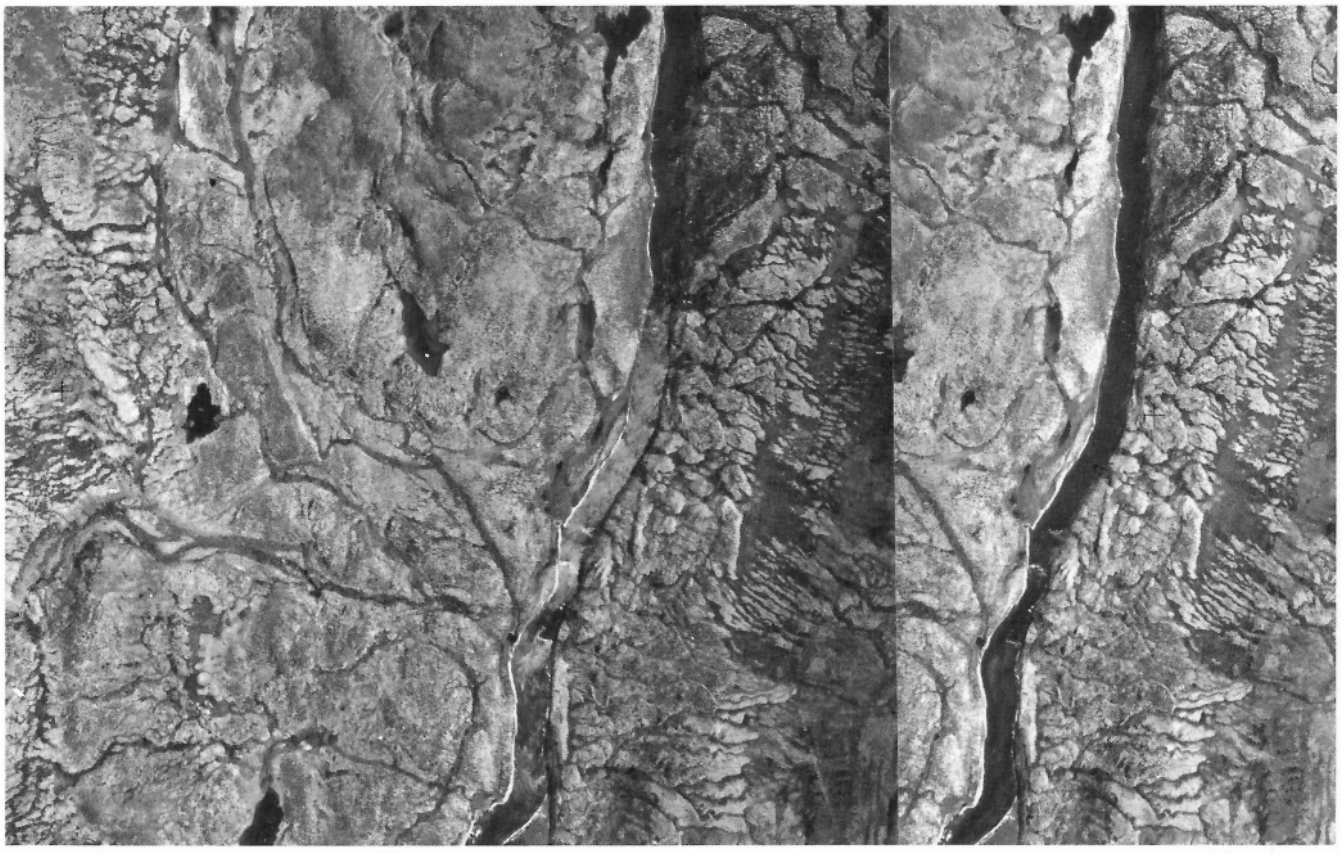


PLANCHE XII-9. Chenaux d'eau de fonte au front glaciaire et subglaciaire, rivière Mushalagan (Québec). La glace a rétrogradé vers le nord. Une série de petits chenaux d'eau de fonte s'est formée sous la glace ou dans la glace crevassée; les chenaux les plus larges sont des chenaux au front des glaces. Vue stéréoscopique; échelle de 3,330 pieds au pouce.

Keewatin, allongée au nord-ouest de la baie d'Hudson, qui a déposé un ensemble de moraines transversales et d'eskers et a laissé nombre de traits d'écoulement glaciaire. La nappe glaciaire du Keewatin a recouvert tout l'Ouest du Canada, à l'est de la région de la Cordillère, et une partie adjacente de la région centrale du Nord des États-Unis, sauf quelques petites superficies près du front de glaces, aux environs de la frontière canado-américaine, où l'épaisseur de la masse de glaces était relativement mince. La nappe glaciaire du Keewatin a recouvert également quelques-unes des îles de l'archipel Arctique, situées non loin de la côte, et la partie sud le l'île Melville. A son maximum, la nappe glaciaire était en contact à l'ouest, avec les glaces de la région de la Cordillère, et celles de l'Arctique, de l'île Baffin et du Labrador, au nord et à l'est. Tyrrell (1897) déclare que le mot «Keewatin» vient de la langue des Indiens Cris et signifie «nord» ou «vent du nord», et qu'il a donné ce nom au glacier dont la zone d'alimentation se trouvait, selon lui, au nord-ouest de la baie d'Hudson dans le district de Keewatin des Territoires du Nord-Ouest. Tyrrell connaissait la difficulté d'établir l'existence d'un ancien glacier dans cette région intérieure du continent de faible altitude, mais il n'en émit pas moins l'hypothèse de la présence d'un centre de diffluence actif, de position variable, qui aurait subsisté très longtemps. L'expression «ligne de partage des glaces du Keewatin» désigne une région linéaire de près de 500 milles, située au nord-ouest de la baie d'Hudson, et autour de laquelle eskers et autres traits de l'écoulement glaciaire se trouvent disposés plus ou moins radialement. La ligne de partage des glaces du Keewatin représente «plutôt qu'un centre de diffluence, la région occupée par les derniers vestiges de la nappe glaciaire» (Lee et coll., 1957).

La région de la ligne de partage des glaces du Keewatin est une région de peu d'eskers et de peu de traits d'écoulement glaciaire comparativement aux régions adjacentes (Lee, 1959). Les quelques vestiges indiquent que par suite de la transgression marine dans la baie d'Hudson, la zone de diffluence des dernières glaces s'est déplacée vers l'ouest, au cours des derniers stades de mouvement. Ainsi, en nombre d'endroits, les traits de l'écoulement des glaces, formés par le mouvement de la glace dans les directions opposées, se groupent les uns contre les autres ou fusionnent. Mais l'on se perd en conjectures quant à l'origine et à la formation initiale de la nappe glaciaire de Keewatin.

Sud des plaines Intérieures

Dans les Prairies, l'épaisseur du drift glaciaire varie d'une moyenne d'environ 200 pieds à plus de 1,000 pieds par endroits. La nature générale de ce drift diffère de celle du drift de l'Est du Canada. Les Prairies renferment de vastes étendues de drift à relief bosselé (pl. XII-10, 11) qui, par endroits, comportent aussi des rides transversales (Prest, 1968). Il semble que ce relief reflète la nature argileuse des tills des Prairies, originaires de strates constituées surtout de schistes argileux, dont certains renferment beaucoup de montmorillonite. Les vraies et importantes moraines terminales sont relativement rares et peuvent être interprétées différemment. Nombre de vastes crêtes de drift, regardées comme des moraines terminales formées

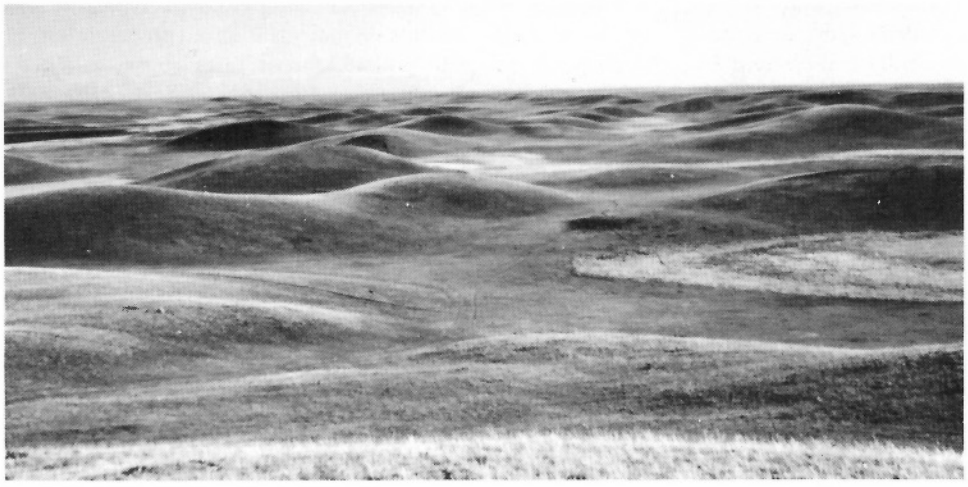


PLANCHE XII-10

Moraine de désintégration à topographie bosselée près des collines Cyprès (Sask.).

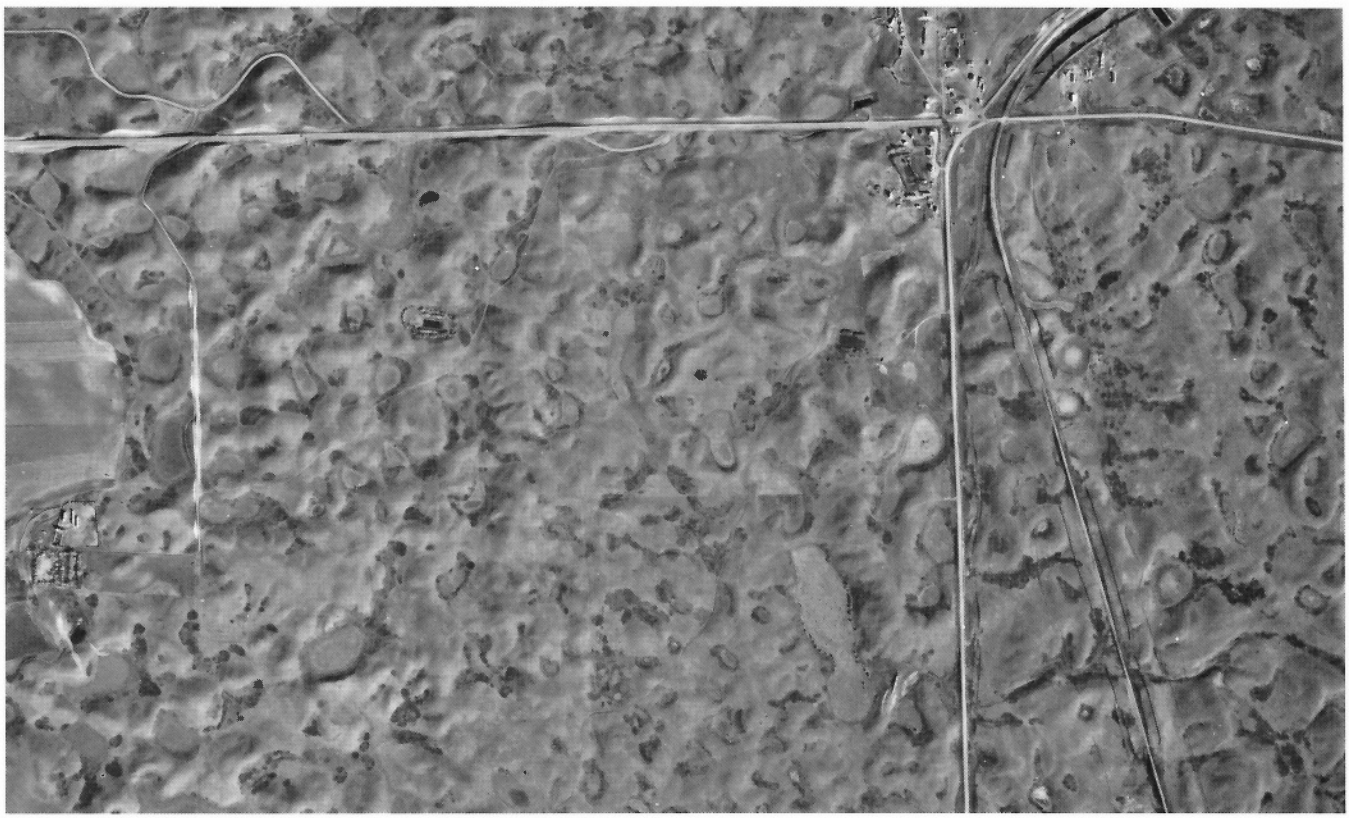


PLANCHE XII-11. Moraine de désintégration à topographie bosselée à l'est du lac Johnstone, dans le sud de la Saskatchewan. Elle occupe le flanc ouest de la moraine de poussée du complexe morainique de Coteau; le relief local atteint environ 80 pieds. En haut à droite, la ville de Crestwynde. Photographie aérienne verticale; échelle de 1,320 pieds au pouce.

par des glaciers en mouvement vers le sud-ouest, sont maintenant considérées comme des crêtes de roche en place recouvertes de drift. La plupart dénotent des positions périphériques des fronts des lobes glaciaires plutôt que des positions terminales. Les pressions exercées par les glaciers, y compris celle transmise par les pores, ont causé nombre de chevauchements et de plissements de la roche en place (Slater, 1927; Byers, 1960; Kupsch, 1962). Il est donc difficile, voire impossible, de différencier les crêtes de drift de récession de celles formées par la poussée des glaciers et recouvertes de drift (Prest, 1968). Les deux types de crête sont représentés par le même symbole (rides transversales) sur la Carte glaciaire (1253A). De gros blocs de la roche en place, qui semble mesurer quelques milles, reposent sur du till, le long de la rivière Oldman, dans le sud de l'Alberta (Stalker, 1963). L. A. Bayrock signale des masses semblables, à l'est d'Edmonton. Selon E. A. Christiansen, des feuillets de la roche en place, sus-jacents à du till et recouverts de till, ont été rencontrés dans des trous de forage en Saskatchewan. Whitaker (1965) signale la présence de masses semblables dans le sud de la Saskatchewan. Il parle également de masses considérables de drift stratifié sous forme de blocs erratiques, présumés gelés lors de leur transport. Les crêtes, dues à la poussée des glaciers, la présence de feuillets de roche en place, sous forme de blocs erratiques entre des couches de tills, les glissements de terrain dans les régions bosselées de moraines de désagrégation et les inversions qui en résultent dans la topographie, rendent ardue la mise au point d'une chronologie des dernières phases de la glaciation dans les plaines Intérieures. Actuellement, malgré un travail considérable, il est difficile de présenter une suite ordonnée de faits qui expliqueraient l'ordre général du retrait des glaces.

Directions de l'écoulement des glaces. Dans le sud des plaines Intérieures, la disposition générale des traits de l'écoulement des glaces et des moraines de récession indique que le mouvement des anciens glaciers était orienté sud-ouest, sud et sud-est. Les accidents topographiques de la région ont contrôlé la direction d'écoulement des derniers glaciers. Il est également évident que l'orientation régionale de la roche en place vers le nord-ouest et celle de la pente régionale vers le nord-est ont joué un rôle important dans la déviation, vers le sud et le sud-est, de l'écoulement à direction sud-ouest des glaces en provenance du Bouclier. Les traces en direction sud-ouest, laissées par les glaciers en mouvement dans certaines régions relativement élevées des Plaines, peuvent se rattacher aux mouvements d'une nappe de glaces à direction sud-ouest, mais il est plus probable que ces traces de l'écoulement des glaces se rattachent à des glaciers en mouvement vers le sud et le sud-est, et qui, par endroits, ont débordé leurs vallées. On a trouvé le long des Foothills des Rocheuses des roches du Bouclier, qui indiquent une origine lointaine, mais on ignore leur provenance exacte. A son avancée maximale au Wisconsin, la nappe glaciaire de Keewatin était en contact avec les glaces de la région de la Cordillère, ou recouvrait les régions libérées par ces glaces, tout le long des Foothills des Rocheuses en Alberta, sauf une petite région des collines Porcupine du sud-ouest de l'Alberta (Douglas, 1950).

Au Manitoba, l'ensemble des traits de l'écoulement des glaces indique que les mouvements régionaux des glaciers étaient orientés sud-est. Des roches du Crétacé, en provenance du côté ouest de la vallée de la rivière Rouge, près de la frontière internationale, ont été transportées, selon H. E. Wright, Jr. (Univ. Minnesota), sur plus de 400 milles à travers un terrain paléozoïque et précambrien, et incorporées à un till du sublobe de Grantsburg, à l'est de Minneapolis. Ceci indique un long et continuel écoulement des glaces dans une direction parallèle à celle de l'écoulement des glaces lors du recul. La régression glaciaire était surtout nord-ouest, mais, près du bassin du lac Winnipeg, l'influence de la nappe glaciaire du Labrador a compliqué l'écoulement général des glaces et les rapports d'âge entre les diverses directions d'écoulement n'ont pu être établis. Le long de l'escarpement du Manitoba, les principales collines et vallées ont donné lieu à la formation de lobes le long du front des glaces lors des dernières phases et, par suite, la glace a régressé par endroits vers l'est et le nord-est.

Dans le sud et le centre de la Saskatchewan, l'écoulement général des glaces est exceptionnellement complexe et l'ordre des mouvements des dernières phases glaciaires varie considérablement d'une région à l'autre (Parizek, 1964; Christiansen, 1965). Il semble qu'un retrait régional de la nappe glaciaire ait eu lieu vers le nord-nord-est, mais les principales positions du front des glaces ne peuvent que refléter un amincissement de la nappe glaciaire et une diminution de la pente régionale vers le nord-est, alors que l'écoulement des glaces demeurait absolument sud et sud-est le long de la pente. Les traits glaciaires transversaux et longitudinaux paraissent indiquer cette direction générale, mais localement la topographie a donné lieu à beaucoup de variations à cette direction.

Dans le sud de l'Alberta, les traits glaciaires indiquent clairement une direction prédominante sud-sud-est. L'écoulement de la nappe glaciaire de Keewatin doit s'être effectué longtemps vers le sud car les glaces de la région de la Cordillère, en provenance de la vallée de la rivière Athabaska, ont fusionné avec la nappe glaciaire de Keewatin et ont déposé sur elle d'immenses blocs de quartzite caillouteux, transportés ensuite vers le sud jusqu'au Montana (Stalker, 1964; Mountjoy, 1958). Ces blocs erratiques ont été déposés sur une région large seulement de quelques milles et longue de plus de 400 milles. Ils représentent la coulée de blocs erratiques des Foothills des Rocheuses (pl. XII-12). A.M. Stalker croit que cette coulée de blocs erratiques marque la limite, ou presque, de la nappe glaciaire du Wisconsin classique. Les blocs de quartzite à Okotoks (Alb.) sont considérés être des parties détachées d'un bloc d'environ 18,000 tonnes.

La régression régionale des glaces était orientée nord-ouest, en direction parallèle avec la structure régionale,



PLANCHE XII-12

Blocs de quartzite caillouteux de charriage erratiques du glacier Athabasca Valley, Claresholm (Alb.). Les dépressions autour des blocs résultent surtout du travail des bisons en s'y vautrant. Le plus gros bloc, morcellé en trois, mesurait environ 50 sur 13 sur 4 pieds.

mais avec de légères déviations vers le nord et le nord-est, causées par des régions de terrain élevé et par des vallées à orientation nord-est. Dans le nord de l'Alberta, le retrait des glaces a dévié graduellement vers le nord-est en direction du Bouclier; les positions du front des glaces et des moraines se sont alors trouvées orientées nord-ouest. Toutefois, il s'est formé plusieurs lobes glaciaires et il y a eu de nombreuses variations dans la direction du mouvement des glaces au cours de leur récession. Ceci est indiqué par un ensemble très complexe de traits d'écoulement des glaces.

Lacs glaciaires. L'eau de fonte s'est généralement accumulée le long des bords des glaces en récession, mais, à part le lac glaciaire Agassiz déjà mentionné, les lacs, en général, ont été éphémères et leurs rivages à peine délimités. Leurs dépôts sont généralement minces, mais, par endroits, ils sont assez épais pour masquer ou recouvrir complètement le relief bosselé. Là, où étaient déposés d'épais sédiments lacustres, antérieurement à la fonte de blocs de glace enfouis, il s'est formé un terrain à relief bosselé similaire à un relief de moraine de désintégration ou de moraine de glace morte.

Dans le sud de la Saskatchewan, l'eau de fonte s'est accumulée sur le côté sud le long du front des glaces, le long de la partie supérieure de la rivière Qu'Appelle, et a formé le lac glaciaire Regina (Johnston et Wickenden, 1930; Christiansen, 1961). Ce lac, sis à une altitude de 1,900 à 1,950 pieds, se déversait au sud-est par le réseau de la rivière Souris dans le fleuve Mississippi. Par suite du recul des glaces vers le centre-nord de la Saskatchewan, la vallée de la rivière Qu'Appelle a servi de déversoir à une série de lacs de la vallée de la rivière Saskatchewan, en direction du lac glaciaire Agassiz. Ces lacs recevaient l'eau de fonte des régions du front des glaces et des lacs glaciaires, sis au nord-ouest, aussi loin que les montagnes Rocheuses du centre-est de l'Alberta. A mesure du recul des glaces, les eaux de fonte ont continué à se déverser dans le bassin du lac Agassiz, mais par les régions supérieures de la rivière Assiniboine, dans l'est de la Saskatchewan. La relation précise, entre les divers stades des lacs de la vallée de la rivière Saskatchewan et les lacs glaciaires en Alberta ou le lac glaciaire Agassiz, n'a pas encore été établie.

Dans le sud de l'Alberta, les lacs glaciaires étaient nombreux, mais de petite superficie; les eaux de fonte se sont rapidement écoulées vers le sud-est. Les lacs glaciaires étaient plus étendus dans le nord de l'Alberta où le front des glaces a fermé les vallées des principales rivières, orientées nord-est, et où le déversement latéral était difficile. Le lac glaciaire Edmonton a occupé une partie de la vallée de la rivière Saskatchewan-Nord près d'Edmonton, et, à un certain stade, il s'étendait jusque dans la vallée de la rivière Athabasca (Gravenor et Bayrock, 1956; Taylor, 1958). Des dépôts à l'extrémité ouest du bassin de la rivière Saskatchewan gisent à une altitude de 3,400 pieds, mais au sud-est d'Edmonton, ils reposent à moins de 2,500 pieds. Le déversement s'effectuait vers le sud-est, d'abord dans la vallée de la rivière Rouge et ensuite dans la vallée de la rivière Battle et de la rivière Qu'Appelle, vers le lac Agassiz. Henderson (1959a) et St-Onge (1966) ont décrit la succession de lacs des vallées de la rivière Smoky et de la rivière Little Smoky, à l'ouest de la rivière Athabasca. La phase la plus élevée de ces lacs glaciaires, à une altitude de 2,800 pieds, a été nommée le lac glaciaire Rycroft. Ce lac se prolongeait à l'ouest et au nord-ouest, le long du front convexe des glaces, dans la vallée de la rivière de la Paix. L'écoulement s'effectuait de l'extrémité sud-est du lac par le déversoir de Pass Creek, à travers une ligne basse de partage des eaux, à la source de la rivière Iosegun dans la rivière Athabasca et, probablement, dans une des basses phases du lac Edmonton. St-Onge (1966) signale une date de 12,190 $\pm$ 350 ans (CGC-508), obtenue au radiocarbone sur des coquillages correspondants au lac glaciaire Rycroft.

Lorsque le front des glaces a reculé jusqu'au point où le déversement pouvait se faire dans le bassin du Petit lac des Esclaves, le lac glaciaire le long du front des glaces dans les vallées de la rivière Smoky a baissé d'environ 800

pieds, mais il demeurait dans la vallée de la rivière de la Paix et occupait une région un peu plus grande que le lac Rycroft. Cette phase est connue sous le nom de lac glaciaire Fahler. L'écoulement s'effectuait vers l'est par un seuil à 10 milles à l'ouest de High Prairie, à une altitude bien inférieure à 2,000 pieds (Henderson, 1959a), dans un lac du bassin du Petit lac des Esclaves, dont les eaux fusionnaient avec celles de la vallée de la rivière Athabasca. Ces eaux s'écoulaient par un seuil à l'est du lac La Biche, à une altitude de 1,850 pieds et, de là, coulaient en passant par la rivière Saskatchewan vers le lac glaciaire Agassiz. La succession des différents lacs glaciaires de la vallée de la rivière de la Paix, y compris le lac Rycroft, le lac Fahler et autres lacs à des niveaux plus bas, a été appelée le stade du lac glaciaire de la Paix, par Taylor (1958) et Mathews (1963).

La phase du lac Fahler a pris fin lors du recul du front des glaces d'environ 150 milles vers le bas de la vallée de la rivière de la Paix et a ainsi ouvert des déversoirs vers l'océan Arctique. Selon Henderson (1959a), le bassin du lac Fahler, en amont de la ville de Peace River, était asséché antérieurement à une nouvelle avancée de la masse de glace, qui lui a redonné son niveau avec déversement vers l'est, dans le bassin du Petit lac des Esclaves. Le retrait de la masse de glace a entraîné un déversement en sens inverse. De nombreux déversoirs écoulaient vers l'ouest les eaux de la vallée de la rivière de la Paix vers la rivière Fort Nelson (C.-B.), permettant ainsi le déversement vers le nord par la rivière Liard et le fleuve Mackenzie. Le niveau du lac glaciaire de la Paix a baissé à environ 1,800, 1,500 et 1,200 pieds par suite de l'ouverture d'une succession de déversoirs. Un nouveau retrait de la glace a permis le déversement, vers le nord, par la rivière au Foin dans le Mackenzie. Cette phase du lac glaciaire de la Paix semble correspondre à une phase à un niveau élevé des eaux du lac glaciaire Tyrrell (Taylor, 1958). A mesure du recul de la masse de glace vers le nord-est et vers l'est, dans le nord de l'Alberta, le lac Tyrrell s'est étendu dans le bassin du lac Athabasca et dans les parties basses de la rivière Athabasca. La vallée des Esclaves, libre de glace, le lac glaciaire Tyrrell a fusionné avec le lac glaciaire McConnell, qui se déversait dans le fleuve Mackenzie à partir de l'extrémité ouest du Grand lac des Esclaves (Craig, 1965a).

Nord des plaines Intérieures et plaine continentale de l'Arctique

La nature et l'épaisseur du drift dans le nord des plaines Intérieures varient énormément; Craig signale que le till, dans la région à l'ouest du Grand lac des Esclaves, est silteux, argileux et rocheux. Par endroits, la région est recouverte de nombreuses formes drumlinoïdes, dont certaines, à l'ouest du Grand lac des Esclaves, atteignent une hauteur de 100 pieds et présentent une surface entrecoupée de sillons d'un relief de 10 à 15 pieds. La région contient peu de moraines à surface bosselée et du type kame, mais au nord du Grand lac de l'Ours, les moraines à surface bosselée sont abondantes et il y a plusieurs moraines terminales. Mackay (1958) signale que le till dans la région de la baie Darnley renferme beaucoup de silt et d'argile par suite de la prédominance de roches carbonatées. Bien que peu abondants, des eskers se trouvent épars dans les plaines du nord.

Craig signale des dépôts de drift de 380 pieds d'épaisseur dans la région à l'ouest du Grand lac des Esclaves et d'au moins 150 pieds, dans les régions en bordure du fleuve Mackenzie, où il est parallèle à la chaîne de montagnes, et où la roche en place n'affleure pas. Un sondage à l'est d'Inuvik, sur le cours inférieur du Mackenzie, a indiqué une épaisseur maximale de 230 pieds de drift. Les dépôts de drift dans les moraines au nord du Grand lac de l'Ours, sont probablement très épais. Les traits, dus à l'action de poussée des glaces, sont fréquents le long de la côte de l'Arctique (Mackay, 1963).

Lors de l'extension maximale de la dernière nappe de glaces, dite glaciation du Wisconsin classique, la nappe glaciaire de Keewatin, à l'ouest du Grand lac des Esclaves, ne semble pas être venue en contact avec les glaces de la région de la Cordillère bien qu'elle ait atteint les montagnes, à l'ouest du cours inférieur de la rivière Liard. Il existait plutôt une zone de séparation, en majorité exempte de glaces, longeant la chaîne de montagnes, de 10 à 30 milles de large sur presque 200 milles de long vers le nord, à partir de la frontière de la Colombie-Britannique; cette zone contenait toutefois quelques glaciers de vallée. Une autre zone, légèrement plus large, a été reconnue à l'ouest du Grand lac de l'Ours, où la nappe glaciaire de Keewatin a coulé vers le nord-ouest, le long de la chaîne de montagnes. On a peu étudié ces régions qui, en majorité, n'ont pas subi de glaciation, mais une évidence d'ordre géomorphologique, le long du versant est de la chaîne de montagnes, indique que la dernière nappe glaciaire n'a pas atteint l'avancée maximale d'une transgression antérieure. La nappe glaciaire de Keewatin s'est étendue sous forme de lobes allongés dans quelques vallées sur les côtés est des régions exemptes de glaces et a atteint plus de 4,500 pieds. Ces deux régions, relativement exemptes de glaciation, peuvent être reliées par une bande étroite semblable, ou corridor, à la grande région exempte de glaciation du nord-ouest du Yukon et de l'Alaska.

Directions de l'écoulement des glaces. A l'ouest du Grand lac des Esclaves, la dernière nappe glaciaire semble avoir atteint les montagnes presque à angle droit, mais, beaucoup plus au nord, elle a été déviée et a suivi une ligne parallèle à la chaîne de montagnes et à la vallée du Mackenzie. Elle s'est aussi déplacée parallèlement à la chaîne de montagnes dans la plus grande partie des plaines à l'est du fleuve. Par suite de l'amincissement de la nappe glaciaire et du recul du front vers le bassin du Grand lac des Esclaves, le mouvement des glaces a continué vers l'ouest et a donné aux traits d'écoulement des dernières glaces une direction transverse à ceux des glaces plus anciennes, parallèles à la direction régionale, mais ces dernières glaces

ont dû contourner les monts Horn, à l'ouest du Grand lac des Esclaves, ainsi donc, le front des glaces s'incurvait profondément. Ailleurs, entre le Grand lac des Esclaves et le Grand lac de l'Ours, un ensemble complexe de traits d'écoulement des glaces, discernable sur les photographies aériennes, permet d'affirmer qu'il y avait des variations dans l'écoulement régional des glaces et que, localement, il y a eu formation de lobes en raison de la topographie durant la déglaciation. La régression glaciaire à l'est vers le Bouclier a formé un front en ligne droite, à quelque 20 ou 30 milles à l'ouest des limites du Bouclier canadien, sur toute la longueur de l'escarpement des plaines. Des segments de moraines terminales et quelques moraines de moindre importance, se trouvent près du lac La Martre (Craig, 1965a). Craig affirme que ce front des glaces s'étendait vers le sud jusqu'au Grand lac des Esclaves et au-delà. Des dépôts morainiques, discernables sur des photographies aériennes de la région au nord du lac La Martre, permettent de penser que ce front des glaces s'est prolongé en ligne droite vers le nord.

La nappe glaciaire de Keewatin n'a pas dépassé le delta actuel du fleuve Mackenzie, sauf à l'ouest de l'embouchure. A l'ouest de la rivière Peel, la dernière nappe glaciaire était moindre qu'une masse de glace antérieure (Hughes, 1965), mais elle s'est étendue vers l'ouest, le long de la plaine côtière de l'Arctique jusqu'à la pointe Kay. Un excellent rapport de Mackay (1963) donne de nombreux renseignements sur les dépôts du Pléistocène de la région du delta du Mackenzie et sur l'évolution de cette région.

Entre le fleuve Mackenzie et la rivière Anderson, les traits d'écoulement des glaces se dirigent vers le nord, suivant la direction générale des roches paléozoïques, mais, au sud des lacs des Esquimaux, ils sont orientés nord-est; on ignore la raison de ce changement de direction. Mackay (1963) considère les terrains morainiques du côté nord des lacs des Esquimaux, formant une bande de 5 à 10 milles de large, comme la zone terminale d'une importante nappe glaciaire. Il a aussi remarqué des moraines terminales plus petites dans la région des lacs Campbell et Sitidgi à l'est d'Inuvik, et des traits d'écoulement des glaces nord-nord-est et nord-ouest. Il a exprimé l'avis, que l'extrémité nord-est de la péninsule Tuktoyaktuk, qui sépare la mer de Beaufort des lacs des Esquimaux et de la baie Liverpool, peut représenter une région exempte de glaciation, et que la limite de la dernière transgression glaciaire importante se trouve plus ou moins vers le centre de cette péninsule. Mais Fyles (1967a) pense que la limite de la dernière transgression peut s'être étendue sur toute la longueur du côté sud de la péninsule Tuktoyaktuk, et qu'elle n'a peut-être pas atteint la partie nord du cap Bathurst.

En général, le retrait des glaces, au nord du Grand lac de l'Ours, était orienté sud-ouest parallèlement à la direction générale des roches protérozoïques et des roches paléozoïques. Mais l'ensemble complexe des traits d'écoulement des glaces indique que, durant les dernières phases de déglaciation, nombre de lobes se sont formés le long de la bordure des glaces. Près de la côte de l'Arctique, les derniers lobes à se former le long du front des glaces ont été en plus affectés par le lobe du golfe Amundsen (Mackay, 1958). Craig (1960) a décrit l'action combinée de ce lobe et de celui au nord du Grand lac de l'Ours, et des effets locaux de la pente vers et dans le voisinage du bassin du Grand lac de l'Ours.

Lacs glaciaires. A mesure du recul de la nappe glaciaire de Keewatin, du nord des plaines Intérieures, les eaux de fonte occupaient les grandes dépressions du Grand lac de l'Ours et du Grand lac des Esclaves, et coulaient vers le nord, en direction du Mackenzie. Lorsque le front des glaces longeait le bord du Bouclier canadien, un lac immense s'étendait à partir du bassin du Grand lac de l'Ours vers le sud, à travers le bassin du Grand lac des Esclaves jusqu'aux basses vallées de l'Athabasca et de la rivière de la Paix. Craig (1965a) a donné à cette phase, où plusieurs lacs forment un seul, le nom de lac glaciaire McConnell. A mesure de la baisse de niveau par soulèvement isostatique, ce lac a diminué de superficie et se séparait en lacs plus petits, antécédents du Grand lac de l'Ours et du Grand lac des Esclaves. Dans le bassin de ce dernier, d'anciennes lignes de rivage se dirigent vers l'est, et le redressement augmente dans cette direction. Craig affirme que le degré minimal de redressement est d'environ 2 pieds au mille dans le bassin du Grand lac des Esclaves, d'après la présence, à Fort Simpson, d'un delta à une altitude de 500 pieds et de lignes de rivage, à environ 925 pieds, en périphérie du Bouclier canadien. Le Grand lac de l'Ours s'est séparé du Grand lac des Esclaves lorsque le niveau des eaux est descendu au-dessous d'environ 750 pieds, qui est l'altitude de la ligne actuelle de partage des eaux entre ces deux lacs.

Pingos et glace dans le sol. Les accidents postglaciaires d'intérêt de la partie inférieure du delta du Mackenzie et de la région des lacs des Esquimaux et de la baie Liverpool sont les pingos ou buttes coniques, dont la partie centrale est de la glace (Porsild, 1938). Mackay (1962, 1963) affirme que les pingos ont en plan une forme elliptique ou ovale, qu'ils ont de 100 à 2,000 pieds de diamètre et de 10 à 150 pieds de hauteur et, qu'en général, ils sont asymétriques. Ils se rencontrent dans d'anciens bassins de lac ou dans des chenaux d'égouttement. On croit que la partie centrale de glace correspond à peu près à la forme du pingo, mais qu'elle est peut-être à pentes plus raides, et que son contact inférieur est près du niveau du sol environnant. La glace est recouverte d'une couche de sable sur laquelle s'étend une couche de matières végétales; elle repose également sur un sable similaire à celui des régions basses environnantes. Le sommet des pingos est souvent ébréché ou brisé. Les pingos, au diamètre de plus de 500 à 700 pieds, s'élèvent moins haut que les plus petits, et ceux, à plus large base, ne sont que des gonflements en forme de bosse dans des sédiments de bassin de lacs. Les pingos résultent d'un processus de compression dû au

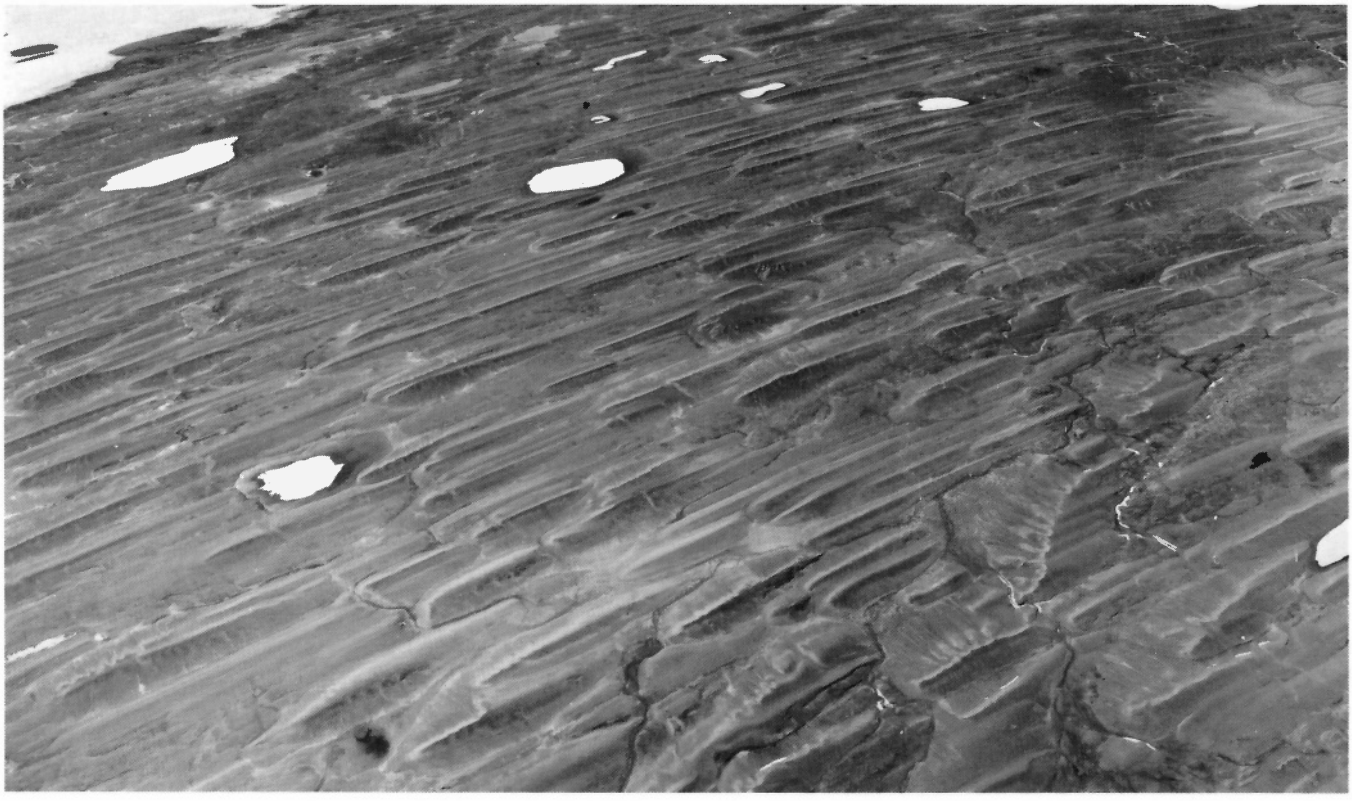


PLANCHE XII-13. Zone de drumlins, île Stefansson (T. N.-O.). Vue vers l'ouest. L'écoulement des glaces s'effectuait au nord vers le détroit du Vicomte-Melville.

pergélisol, qui envahit des sables saturés non gelés au-dessous de ce qui était autrefois des lacs relativement grands et profonds. Ils peuvent exister pendant des centaines et des milliers d'années.

De grandes lentilles de glace dans le sol expliquent aussi plusieurs des formes de relief dans cette région du nord, selon Mackay. Fyles (1966) souligne les difficultés des études stratigraphiques dans les régions où prédominent des coins de glace.

Basses-terres de l'Arctique

Cette partie de l'archipel Arctique s'étend entre le continent et les îles Reine-Élisabeth, et comprend la limite septentrionale de la nappe glaciaire Laurentide. En général, le drift reflète la nature variable des roches en place protérozoïques et paléozoïques sous-jacentes.

De vastes zones de dépôts morainiques, à relief glaciaire récent, caractérisent une partie orientale de l'île Banks, et se rattachent au Wisconsin classique (Fyles, 1962). Le drift est varié et ses dépôts forment généralement des buttes à flancs abrupts, mais, par endroits, ils forment des collines ou crêtes aux vastes sommets arrondis, avec de faibles dépressions entre elles. Le relief atteint plusieurs centaines de pieds et, par endroits, s'étendent des plages marines bien typiques.

La dernière nappe glaciaire continentale a atteint le sud de la côte de l'île Melville, il y a peut-être à peine environ 11,000 ans, et a déposé la moraine Winter Harbour (Fyles, 1967b). Cette moraine est composée de drift rocheux et de dépôts stratifiés, et comprend une zone de 50 milles de long, d'une largeur moyenne de 2 milles, dont la topographie est une suite de collines et crêtes. Cette dernière nappe glaciaire était moins étendue qu'une glaciation antérieure.

Fyles (1963a) signale que le drift sur l'île Victoria a une gangue bien typique de teinte pâle, d'argile dense et légèrement gluante, ou d'argile sablonneuse. De nombreuses formes de relief linéaires, d'une variété infinie, sont constituées de débris glaciaires ou de dépôts déformés par les glaces. Elles comprennent des formes de relief généralement attribuées à des moraines terminales, à des moraines de type kame et à des moraines bosselées. Les crêtes morainiques varient d'une altitude de plusieurs centaines de pieds, sur plusieurs dizaines de milles, à de petits monticules de quelques pieds, échelonnés sur environ un mille. La complexité de ces grandes étendues de moraine, en buttes arrondies et allongées, et leurs rapports réciproques ne permettent pas de délimiter facilement les moraines terminales proprement dites. En général, l'épaisseur du drift va de quelques dizaines de pieds à plus de 100 pieds, et elle excède 500 pieds par endroits. Les collines en forme de drumlins sont caractéristiques de la plupart des basses-terres (pl. XII-13); dans ces régions, le drift n'a que quelques dizaines de pieds d'épaisseur, et, par endroits, la roche

en place affleure. Les eskers, nombreux dans les parties basses de l'est et du sud de l'île Victoria, sont rares et courts ailleurs; le plus long a 120 milles. Les eskers ont généralement moins de 150 pieds de hauteur, mais certains dépôts à la jonction de deux eskers ou plus, atteignent plusieurs centaines de pieds. La plupart sont constitués de sable et de gravier, mais certains ont une composition similaire aux moraines.

Une crête de moraine terminale et des collines de kame au nord-ouest de l'île Prince-de-Galles forment une zone linéaire de drift épais (Craig, 1964a). Les eskers, plutôt rares sur l'île Prince-de-Galles, sur l'île Somerset et sur la presqu'île Boothia, sont nombreux sur l'île Roi-Guillaume. Ils sont généralement parallèles à la direction du mouvement des glaces, mais, sur l'île Prince-de-Galles, certains sont obliques. Les kames constituent des accidents frappants dans l'ouest de l'île Prince-de-Galles et dans le centre de la presqu'île Boothia, promontoire du Bouclier canadien dans les basses-terres de l'Arctique. Ils sont concentrés en de larges zones qui semblent marquer des fronts de glace. Ils se présentent aussi sous forme de buttes isolées, de groupes de buttes et de crêtes. En hauteur, ils vont de quelques dizaines de pieds à environ 200 pieds, et atteignent rarement 400 pieds au-dessus du niveau général du sol. Les formes de relief glaciaire sont peu élevées dans la partie septentrionale de l'île Prince-de-Galles, spécialement sur l'île Somerset. Ces hautes-terres de roches paléozoïques sont monotones et sans relief, mais, en de nombreux endroits, s'étend une mince couche de till glaciaire silteux et caillouteux, et, en d'autres, quelques moraines de fond, des kames isolés et des canaux d'eau de fonte.

Directions de l'écoulement des glaces. Les traits d'écoulement des glaces et les dépôts morainiques transverses dans les basses-terres de l'Arctique sont très complexes, et l'étendue maximale de la nappe glaciaire du Wisconsin peut être délimitée en général. Le lobe glaciaire du golfe Amundsen a traversé la presqu'île Darnley et a atteint le côté est de la baie Franklin, mais ne semble pas avoir traversé le cap Bathurst. Il s'est étendu au moins sur une partie du sud de l'île Banks et sur la côte est de l'île (Craig et Fyles, 1960). J. G. Fyles croit qu'il peut s'être étendu vers l'ouest, le long du détroit de M'Clure, jusqu'à l'extrémité occidentale de l'île Banks, et avoir atteint une certaine distance à l'intérieur des terres, dans le sud de l'île Melville. Dans l'est, la masse de glace du Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide a traversé l'île Somerset et la presqu'île Boothia (Fraser, 1957; Craig, 1964a). La nappe glaciaire, à son extension maximale, avançait probablement vers le nord-ouest et vers le nord, à travers les îles Prince-de-Galles et Somerset, mais plus tard, lors de son recul, les détroits profonds entre les îles ont contrôlé la direction de l'écoulement des glaces. Dans le sud de l'île Prince-de-Galles, le dernier mouvement des glaces était en direction de l'est, à travers les champs de drumlins, à orientation nord, déposés par un écoulement glaciaire régional antérieur. Un lobe glaciaire récent dans le détroit de Peel peut avoir été à l'origine des stries glaciaires, orientées vers l'est, sur le côté occidental de l'île Somerset. Des champs de drumlins à orientation nord-ouest et nord-est occupent certaines parties de l'île Roi-Guillaume. Craig (1964a) croit que les derniers mouvements des glaces, dans l'île Roi-Guillaume et la presqu'île Boothia, étaient à direction nord-est.

Dans l'île Victoria, l'écoulement régional des glaces était orienté vers l'ouest et le nord-ouest, mais une succession de changements dans l'écoulement récent des glaces s'est produit à mesure que la masse de glace s'amincissait (Fyles, 1963a). En certains endroits, des directions diverses de drumlins se trouvent côte à côte ou l'une au-dessus de l'autre. La direction de l'écoulement des glaces dépendait aussi de caractéristiques d'ordre topographique, relativement peu importantes, ce qui permet de croire que la masse de glace était mince et se présentait en lobes. A mesure que les glaces s'amincissaient, elles se retiraient des parties hautes de l'ouest de l'île Victoria et se déplaçaient vers le sud-est. Des langues de glace en mouvement, alimentées par la principale masse de glace du sud et de l'est, sont demeurées dans les dépressions actuellement occupées par les divers détroits. Les moraines de l'ouest de l'île Victoria se sont formées sur les côtés de ces langues de glace. Dans l'est des basses-terres du centre, la glace s'est probablement écoulée vers le nord-ouest pendant les premières phases de désagrégation, mais, avec la persistance de la désagrégation, laquelle était progressive d'ouest en est et du nord au sud, la glace des basses-terres s'est amincie, et la direction de l'écoulement a été déviée à un degré sans cesse croissant par des irrégularités mineures de la topographie. Des lobes glaciaires dans les régions basses ont donné lieu à des régions en forme de cônes, où les traits d'écoulement des glaces ont une orientation nord et sud-ouest.

Dans la partie sud-est de l'île Victoria, les crêtes morainiques sont plus petites, plus basses et plus courtes, comparativement aux grands complexes morainiques des parties occidentales. Cette partie de l'île a été la dernière à être dégagée des glaces. L'intense écoulement des glaces du continent, qui alimentait le lobe en recul du golfe Amundsen, a suivi l'inlet Bathurst, a traversé le golfe du Couronnement, et a déposé un champ de drumlins en forme de cônes à travers l'extrémité sud-ouest de l'île. Il semble que les dernières glaces sur l'île aient recouvert les régions basses des côtes est et sud-est, alors que des langues de glace occupaient encore le détroit de M'Clintock et le golfe Reine-Maud (Fyles, 1963a).

Bouclier canadien occidental

La nature du drift et les traits glaciaires eux-mêmes, dans les régions du Bouclier canadien à l'ouest et au nord de la baie d'Hudson, sont différents de ceux des plaines et des basses-terres, décrites plus haut. La matrice du till va, en général, de silteuse à sablonneuse, et manque de cohésion. La partie occidentale du Bouclier est en majorité recouverte de drift sous forme de moraine de fond et de moraine du type *ribbed*, lesquelles donnent une apparence,

généralement bosselée mais différente, des régions bosselées des moraines de désintégration ou des moraines de glace morte des plaines. Les eskers sont nombreux et largement répandus; ils comprennent de simples crêtes sinueuses et de vastes réseaux multiples et complexes d'un mille ou plus de largeur (pl. XII-14). Les eskers et la remarquable continuité de zones de drumlins, de drumlinoïdes et de cannelures glaciaires indiquent clairement la direction de l'écoulement des glaces, lors du retrait de la nappe glaciaire du Keewatin. Il existe peu de moraines terminales, mais, où elles se trouvent, elles constituent des traits linéaires bien définis et transverses à la direction de l'écoulement des glaces. Le relief, en général, passe de plusieurs dizaines de pieds à environ 100 pieds, mais, par endroits, des kames, des dépôts d'eskers et des protubérances de moraines atteignent plusieurs centaines de pieds au-dessus des terrains environnants.

Directions de l'écoulement des glaces. A mesure du recul de la nappe glaciaire Keewatin, du sud-est des plaines Intérieures vers le Bouclier, le front des glaces paraît avoir emprunté une ligne presque parallèle à la bordure du Bouclier, et l'écoulement des glaces était presque radial par rapport à cette bordure. Un arrêt du front des glaces, dans le nord de la Saskatchewan, est marqué par la moraine Cree Lake (Sproule, 1939; Tremblay, 1961a, b). Cette moraine a été retracée par photographies aériennes, en direction nord-ouest jusqu'à l'extrémité occidentale du lac Athabasca et, vers l'est, jusque dans le Manitoba sur environ 500 milles. Elle passe d'un complexe de moraine terminale et de dépôts d'épandage à une seule crête bien définie ou à une série de petites crêtes. Par la suite, le recul vers la ligne de partage des glaces du Keewatin ne paraît pas avoir été interrompu par d'autres importants arrêts ou nouvelles avancées.

Dans la région du Grand lac des Esclaves et du Grand lac de l'Ours, le recul des glaces était continuel et aucune moraine terminale importante ne s'est formée. Le résultat le plus important de cette longue période de retrait est la différence marquée entre la configuration des eskers et des traits d'écoulement des glaces, laissée par les deux principaux lobes glaciaires, différence qui a persisté à mesure du recul de la masse de glace vers la ligne de partage des glaces du Keewatin (Fyles, 1955; Craig, 1957; Craig et Fyles, 1960; Blake, 1963; et Craig, 1964b). La différence dans la configuration générale des traits d'écoulement des glaces permet de penser que deux importants lobes glaciaires se sont formés au cours du retrait de la masse de glace. La ligne de discontinuité entre les deux configurations d'écoulement des glaces peut être facilement tracée à

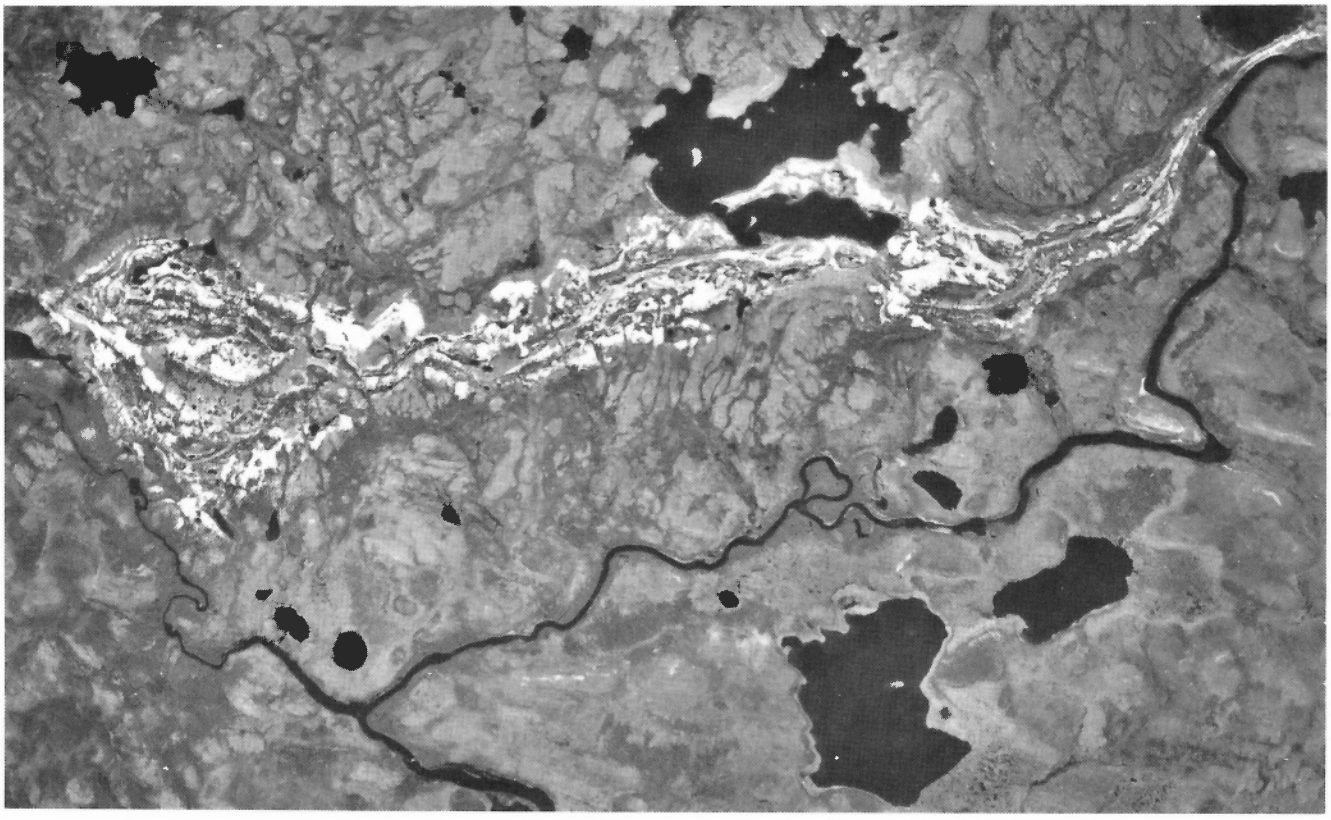


PLANCHE XII-14. Complexe d'eskers à l'ouest du lac Ennadai (T. N.-O.). L'écoulement des eaux de fonte s'effectuait vers le sud. Le grand esker «knot» s'étend à l'extrémité sud d'un système plus ou moins continu vers le nord-est, sur environ 60 milles jusqu'à la rivière Kazan. Photographie aérienne verticale; échelle de 3,300 pieds au pouce.

partir du côté ouest du lac Dubawnt, en direction ouest-nord-ouest, jusqu'à un point au nord du lac Aylmer, ensuite vers le nord, par le lac Contwoyto jusqu'au golfe du Couronnement et au-delà. Au nord et à l'est de cette ligne, les traits causés par l'écoulement des glaces sont à angle aigu par rapport à cette ligne de discontinuité, alors, qu'au sud et à l'ouest, elles ont tendance à être parallèles ou légèrement divergentes. La ligne est aussi révélée par un système complexe d'eskers, sis à quelques milles au sud de la ligne de discontinuité entre les lacs Dubawnt et Aylmer. Ce système d'eskers continue sur environ 225 milles et, sauf près de son extrémité occidentale, tous les eskers tributaires s'étendent sur le côté sud. Au-delà du lac Aylmer, un groupe d'eskers rapprochés marque la continuation de ce système vers le Grand lac de l'Ours (Craig, 1964b).

Craig et Fyles (1960) croient que la formation du relief est la cause de cette ligne de discontinuité. Au sud et à l'ouest de cette ligne, les glaces recouvraient un terrain plus élevé, se déplaçaient lentement, stagnaient par endroits, alors que les glaces au nord occupaient un terrain de plus basse altitude et s'écoulaient rapidement. Blake (1963) invoque aussi une différence d'écoulement des glaces entre deux lobes pour expliquer la ligne de discontinuité au nord-est du lac Contwoyto. Craig indique que certains eskers à direction nord et sur le côté nord de cette ligne ont été recouverts presque à angle droit, par le dernier lobe de la masse de glaces sur le côté nord de cette ligne. Des crêtes en forme de drumlins, orientées sud-ouest et sud, à l'ouest du lac Dubawnt, du côté nord de la ligne de discontinuité, sont à angle droit avec les traits d'écoulement des glaces sur les deux côtés de la ligne. Ces traits sont en partie parallèles aux anciennes stries remarquées par Tyrrell (1897), mais Craig considère qu'ils se rattachent à la formation d'un lobe glaciaire dans la région au nord de la ligne, lors du recul des glaces vers la ligne de partage des glaces du Keewatin.

Le retrait des glaces de la région au nord et à l'est de la ligne de discontinuité a été marqué par des moraines terminales. Deux moraines terminales, d'environ 25 milles chacune, s'étendent dans la région à l'est-nord-est du lac Contwoyto et sont légèrement orientées à l'ouest du nord. La plus occidentale, avec un relief maximal de près de 400 pieds, se trouve près de la ligne de discontinuité et représente apparemment la position terminale de la masse de glace en mouvement vers le sud-ouest (Blake, 1963). La moraine orientale est une moraine de récession. Plusieurs segments d'une moraine terminale, orientés de l'est à l'ouest, sont évidents au sud-ouest du golfe Reine-Maud. Une importante moraine s'étend vers le nord-est à partir de la rivière Back, au 106° méridien, jusqu'au lac MacAlpine, y compris les coupures, sur plus de 200 milles. Cette moraine varie en largeur, de quelques dizaines de pieds à 4 milles, et en hauteur, de 10 à 250 pieds. Le front des glaces s'est apparemment incurvé vers l'est jusqu'à l'inlet Chantrey (Blake, 1963; Craig, 1961) et a formé deux autres segments de moraine terminale, d'environ 60 et 25 milles de long. De nombreux segments de moraine terminale, correspondant peut-être à ceux de l'ouest de l'inlet Chantrey, s'étendent à l'est sur 250 milles jusqu'à la baie Comité. Dans cette dernière région, toutefois, il y a plusieurs segments discordants et une corrélation des positions du front des glaces est incertaine. Une corrélation avec les moraines terminales plus à l'est, au-delà de la sphère d'influence des glaces du Keewatin, est encore moins certaine. Une moraine terminale récente, rattachée au lobe septentrional de la nappe glaciaire du Keewatin, s'étend au nord-est sur 100 milles, à partir de la rivière Back, au 106° méridien.

On ne connaît pas la position du prolongement du front des glaces au sud de la ligne de discontinuité, mais, selon Craig (1964b, fig. 7), il y a peut-être un décalage important vers l'est. On n'a pas encore mis en corrélation les moraines, au nord de la ligne de discontinuité, à celles au sud.

Lacs glaciaires. Avec le recul de la nappe glaciaire du Keewatin vers l'est à travers le Bouclier, les issues d'écoulement des eaux, vers l'est et vers le nord-est, ont été débloquées, et les eaux de fonte ont formé plusieurs lacs glaciaires de grande étendue (carte 1253A). Un grand lac a occupé le bassin du lac Athabasca et s'écoulait vers le nord, dans la rivière des Esclaves, par le seuil rocheux à 700 pieds d'altitude (Craig, 1965a).

A une époque antérieure, un lac glaciaire s'est formé, derrière la moraine Cree Lake, dans la vallée du lac des Cris et de la rivière Pipestone; les anciennes lignes de rivage s'y trouvent à environ 1,800 pieds d'altitude. Il est possible que ce lac se soit égoutté vers le sud par une interruption de la moraine, et qu'il se soit déversé vers l'ouest dans le profond canal de la rivière Clearwater jusqu'à la vallée de la rivière Athabasca. Il existait toutefois, à l'extrémité sud-ouest du bassin de ce lac glaciaire, une issue d'écoulement vers un lac de la vallée de la rivière Richardson, à environ 1,400 pieds; ce lac était probablement une partie orientale du lac glaciaire Tyrrell. Après le recul du front des glaces, au nord-est vers l'aval de la rivière Pipestone, le lac glaciaire de cette vallée s'est déversé latéralement dans le bassin du lac Athabasca, et il s'est établi successivement des niveaux inférieurs. Lorsque le front des glaces a libéré l'extrémité est du bassin du lac Athabasca, les deux réseaux d'écoulement ont fusionné à une altitude d'environ 1,000 pieds. Au cours de ce retrait, un lac glaciaire s'est formé dans le bassin du lac Wollaston, à environ 1,600 pieds, avec déversoir au sud-est vers le bassin du lac Reindeer. Ultérieurement, des issues se sont ouvertes à des niveaux plus bas vers la vallée de la rivière Pipestone. Le bassin du lac Reindeer était occupé par des eaux de fonte, lorsque le front des glaces s'est retiré de la moraine à son extrémité sud. L'issue à travers la moraine était à environ 1,200 pieds, et était orientée vers le lac glaciaire Agassiz, au sud de la moraine.

De vastes lacs glaciaires se sont également formés dans les Territoires du Nord-Ouest. Craig (1964b) a découvert des vestiges de lacs glaciaires éphémères dans le bassin du lac Artillery et de la rivière Lockhart, à l'est du Grand lac des Esclaves. Des lignes de rivage se trouvent jusqu'à 1,300 pieds d'altitude dans les environs des lacs Clinton et Holden. A mesure du recul vers l'est du grand lobe du sud de la nappe glaciaire du Keewatin, les eaux de fonte s'accumulaient aux sources des bassins des rivières Thelon et Dubawnt, orientées nord-est. Les phases lacustres, les plus élevées, étaient à environ 1,250 pieds d'altitude, et les lacs se déchargeaient probablement vers le sud. Le recul de la glace vers l'est a entraîné la baisse du niveau des lacs. Le retrait du grand lobe du nord de la nappe glaciaire du Keewatin a permis à l'eau du bassin Thelon de s'écouler vers le nord, dans le bassin de la rivière Back, et le niveau des lacs s'est fixé à environ 700 et 800 pieds. Vers cette époque, le lac Hyper-Dubawnt était à 900 pieds d'altitude. Craig a représenté graphiquement ces phases lacustres et les a décrites.

Au sud du lac Dubawnt, le lac glaciaire Kazan (Lee, 1959) occupait une partie de la rivière Kazan, les bassins Ennadai et Kasba et divers bassins lacustres. Ce lac s'écoulait vers l'est, vers le lac Henik-Sud, puis, il semble qu'il ait débouché dans la baie d'Hudson. Les anciennes lignes de rivage autour du lac Ennadai (1,070 pieds d'altitude) sont à 1,260 pieds d'altitude (pl. XII-15). Ultérieurement, lors de la fonte de la glace de la ligne de partage des glaces du Keewatin, le lac s'écoulait par la rivière Kazan.

Transgression de la mer. A l'époque où existaient certains des lacs, cités plus haut, la mer submergeait la côte nord, dès 10,200 ans avant le présent (Craig et Fyles, 1960). La mer était également en contact avec une partie du front des glaces, tandis que se déposait la moraine terminale du lac MacAlpine, il y a seulement 8,200 ans. Par la datation au radiocarbone de coquillages, retrouvés près de la limite de la transgression marine, Blake (1963) a calculé qu'au cours d'un millénaire, les glaces ont reculé d'environ 175 milles, soit de la presqu'île Kent au lac MacAlpine. Le recul vers la ligne de partage des glaces du Keewatin a été également rapide, car la mer de la baie d'Hudson atteignait presque sa limite maximale dans la zone de la ligne de partage des glaces, dès 7,200 ans avant le présent (Lee, 1960). Il est également certain que, durant cette période de recul, le redressement isostatique a été rapide, car l'altitude de la limite marine diminue, en général, suivant sa proximité avec la ligne de partage des

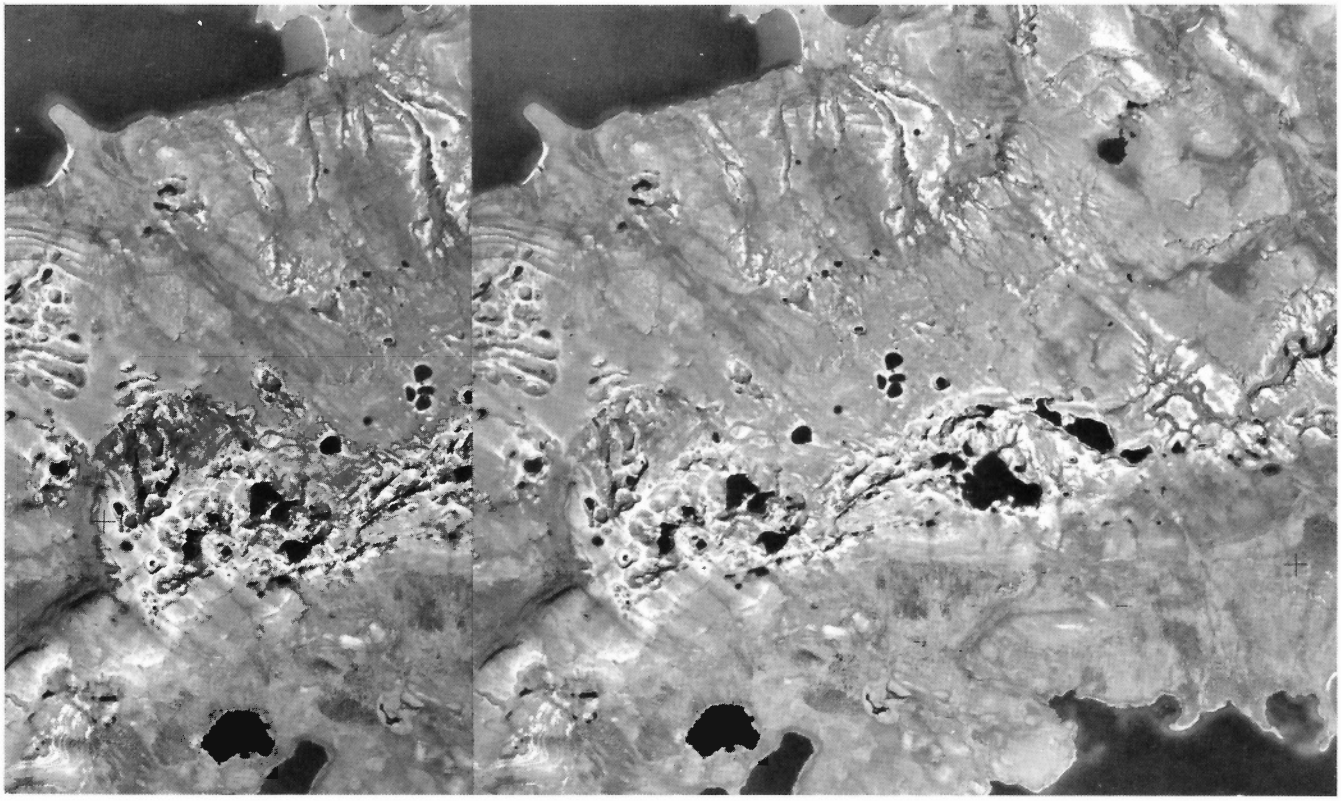


PLANCHE XII-15. Dépôts cannelés et en forme de marmite, mis en place au contact des glaces et anciennes lignes de rivage élevées, lac Ennadai (T. N.-O.). Dépôts mis en place au contact des glaces, 50 milles à l'ouest de l'extrémité sud de la ligne de partage des glaces du Keewatin. Les cannelures résultent d'une avancée des glaces, suivies de la formation de terrasses et chenaux d'eau de fonte. Le lac glaciaire Kazan a lavé les pentes inférieures des dépôts. Une partie de la glace enfouie a fondu pendant et après la phase du lac glaciaire. Vue stéréoscopique; échelle de 3,100 pieds au pouce.

glaces. Le degré d'émergence des terres a diminué jusqu'à présent, suivant une fonction exponentielle (Lee, 1960; Craig, 1961). Pour la région de l'inlet Bathurst, Blake (1963) propose le rythme moyen de 1.5 pied par siècle depuis deux millénaires et suppose qu'actuellement le rythme est plus lent.

La limite marine à l'ouest de la baie d'Hudson semble s'abaisser du sud au nord; elle atteint environ 650 pieds dans le nord du Manitoba, seulement 480 pieds au lac Kaminuriak, et 400 pieds à la baie Wager. Sur la côte de l'Arctique, la limite marine est à une altitude plus élevée; elle dépasse 650 pieds à l'ouest de la baie Comité et descend à 500 pieds à l'inlet Chantrey, plus à l'ouest. Plus à l'ouest encore, elle remonte à 750 pieds, à l'extrémité sud de l'inlet Bathurst, puis descend rapidement à 200 pieds vers le nord-ouest, à la baie Darnley. La limite marine n'est pas partout synchrone, et il est probable que plus d'un centre de soulèvement postglaciaire existait dans cette vaste région.

Complexe glaciaire Foxe-Baffin

Les phénomènes de glaciation et de déglaciation de l'île Baffin sont plutôt complexes à cause de la physiographie de l'île, de sa latitude et de son climat; elle a subi les effets de la masse étendue de la nappe glaciaire Laurentide, de plusieurs calottes glaciaires locales, de glaciers de cirque et de glaciers de vallée. Les événements dans certaines parties de l'île étaient différents de ceux en d'autres régions de l'île, même si elles étaient contiguës. Sur la presqu'île Meta Incognita (anciennement Kingait), près de son extrémité et le long de la côte sud de la baie Frobisher, Mercer (1956) a reconnu plusieurs cirques non modifiés. Le long de la partie centrale de cette baie, les cirques portent les traces de modifications ultérieures, causées par les glaces de l'intérieur, mais dans le fond de la baie, ces traces n'existent pas, car la région était recouverte par les glaces de l'intérieur avant l'époque des glaciers de cirque. Mercer a également prouvé que nulle part, le long de la côte de la baie Frobisher, des glaciers de cirque se sont formés à la fin du Wisconsin, à mesure du recul des glaces de l'intérieur. Il a considéré que l'intervalle de formation des cirques a été long, et qu'il se situe au cours du Wisconsin. Cependant, Bird (1963) pense plutôt qu'ils se sont formés pendant une période interglaciaire. Quelques glaciers de cirque se sont néanmoins formés dans les terrains montagneux le long de la côte, au nord de la baie Cumberland, à la fin du Wisconsin. Donc, malgré des observations exactes, effectuées en plusieurs endroits, il ne faut généraliser les effets des glaciers dans toute l'île qu'avec prudence.

On s'accorde généralement à penser qu'un dôme de glace occupait le bassin Foxe à une époque quelconque de la dernière glaciation importante, mais deux opinions s'opposent quant à son âge: 1) le dôme existait à peu près vers l'époque de la dernière avancée maximale des glaces; 2) il n'a existé que très tard lors de la déglaciation. Dans les deux cas, le dôme de glace aurait existé en même temps que de nombreuses calottes de glace locales, ainsi que des glaciers de cirque et de vallée, le long des hautes-terres de l'est et du nord de l'île Baffin (Ives et Andrews, 1963; Bird, 1963; Andrews et Sim, 1964; Falconer et coll., 1965; Andrews, 1966). Les rapports entre le dôme de glace du bassin Foxe et les glaces des secteurs de la nappe glaciaire Laurentide ne sont pas bien connus. L'auteur pense que le dôme de glace était un centre de dispersion pendant une grande partie du Wisconsin classique. Ce dôme s'est probablement réuni aux glaces des secteurs de Keewatin et de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide à l'ouest, au sud-ouest et au sud, pendant une longue partie du Wisconsin, mais en conservant sa propre sphère d'influence. La glace des calottes locales de la presqu'île Brodeur et de la péninsule Borden, et les énormes glaciers de vallée glissant vers le nord le long des inlets de l'Amirauté et Navy Board, ont probablement fusionné avec la glace de la calotte de Devon, dans le détroit de Lancaster, à la dernière avancée maximale des glaces.

Glaciation

Antérieurement, on était convaincu que les glaciers de l'île Baffin avaient pris naissance dans la chaîne de montagnes de l'est et que les mouvements de la glace vers l'intérieur avaient créé des glaciers de piémont, lesquels en s'étendant ont formé des calottes de glace qui, par leur jonction, ont constitué une nappe glaciaire. La bordure de la chaîne de montagne de l'est étant la limite érodée d'un plateau incliné vers l'ouest, il est improbable que les glaciers de montagne aient pu fournir un apport considérable à la formation de la nappe glaciaire intérieure; il est plus probable que la glace se soit accumulée sur la superficie centrale plus large du plateau. Le versant ouest du plateau étant en pente douce et les vallées peu profondes, la glace a dû glisser vers l'ouest sur un large front, sous forme, peut-on présumer, d'une calotte qui s'étendait à mesure que le front avançait vers l'ouest (Mercer, 1956; Ives et Andrews, 1963). Les glaciers se sont formés par suite de l'abaissement de la limite inférieure des neiges éternelles au-dessous du niveau des bas-plateaux, à mesure du changement de climat du Wisconsin. L'avancée rapide, sur un vaste front, de la calotte de glace sur les bas-plateaux, affectait les glaciers plus petits des montagnes de la côte, de sorte que les calottes de glace et les glaciers des montagnes étaient sensiblement de la superficie de ceux d'aujourd'hui. Il est possible que la calotte de glace Penny fasse exception. Les hautes-terres de Penny constituent les restes d'un bas-plateau ancien, disséqué, plus élevé que la surface générale de l'île Baffin (Bird, 1959). J. D. Ives suppose que, sur les hautes-terres de Penny, à cause de leur proximité avec la mer du Labrador et des vents humides, qui remontent le détroit de Davis, une large calotte de glace a pu se former plus tôt que sur les autres régions de l'île Baffin.

On suppose que les premières calottes de glace de l'intérieur de l'île Baffin ont formé une nappe de glace, qui s'est étendue inégalement vers l'ouest et a alimenté en glace le bassin Foxe. Il reste possible que les glaciers de la presqu'île Melville, en s'étendant vers l'est, aient alimenté le bassin Foxe et que la nappe glaciaire Laurentide ait avancé vers le nord jusqu'au bassin Foxe, bien que rien ne soit évident. D'autre part, la nappe glaciaire Laurentide a dû faire obstacle ou retarder le mouvement vers le sud des glaces du bassin Foxe, lequel s'est néanmoins rempli et est devenu une aire de dispersion (Ives et Andrews, 1963, fig. 19). L'inclinaison des anciennes lignes de rivage de la mer, dans le centre de l'île Baffin, vers le bassin Foxe (Andrews, 1966), indique l'existence d'un dôme de glace dans ce bassin. Des analyses de la teneur en carbonate du drift de nombreux endroits, autour du bassin Foxe, indiquent un mouvement des glaces du bassin vers l'extérieur (Andrews et Sim, 1964), bien que plusieurs petites masses de calcaire cristallin précambrien, au centre de l'île Baffin, aient pu fournir un peu de carbonates. Blake (1966) n'a trouvé aucun bloc erratique du Paléozoïque, ni aucune augmentation de la teneur en carbonate du drift, à l'est du lac Amadjuak, dans le sud-est de l'île Baffin. Cependant, des indices probants indiquent un écoulement radial ancien, à partir du bassin Foxe, à travers le milieu de l'île Baffin (Ives, 1962, 1964; Ives et Andrews, 1963; Andrews, 1963). A cet endroit, la masse de glace a atteint au-dessus de 3,000 pieds, et s'est étendue vers l'est, par les grandes vallées de la chaîne de montagnes, jusqu'aux régions en bordure du continent. Les blocs erratiques du Paléozoïque découverts au nord de la calotte glaciaire Barnes ont été probablement transportés du bassin Foxe vers le nord-est et ont résisté à la brève phase ultérieure d'écoulement vers l'extérieur de la calotte glaciaire proto-Barnes (Ives et Andrews, 1963, fig. 22).

Les glaces du bassin Foxe se sont aussi écoulées vers l'est en traversant les basses-terres de l'île Baffin jusqu'à la baie Cumberland et probablement vers le sud-est jusqu'à la baie Frobisher. Le mouvement s'est opéré vers le sud à travers la péninsule Foxe et il est possible qu'il se soit effectué aussi à travers une partie de l'île Southampton (Bird, 1953). L'écoulement des glaces était puissant et probablement long vers l'ouest à travers la presqu'île Melville, car la roche en place y est fortement creusée et les roches moutonnées y sont communes (Blackadar, 1958; Sim, 1960a; Craig, 1965b). Il ne demeure aucune évidence d'un mouvement des glaces vers le nord à partir du bassin Foxe, mais on peut peut-être le supposer, vu qu'il existe des vestiges d'écoulement des glaces vers le nord-est, à l'est de l'inlet Steensby. Il est possible évidemment que d'importantes calottes dans le nord de l'île Baffin aient retardé ou fait obstacle au mouvement des glaces vers le nord, pendant le Wisconsin.

A l'avancée maximale des glaces, certaines calottes glaciaires locales occupaient quelques régions de l'est et du nord de la chaîne de «montagnes», et aussi la presqu'île Brodeur et la péninsule Borden; ces calottes ont peut-être empêché les glaces de l'intérieur d'envahir les régions adjacentes des hautes-terres, et ont peut-être préservé certaines parties de la côte du rabotage des glaciers s'écoulant le long des fjords. C'est ainsi que de petites parties des basses-terres de la côte est et certains «nunataks» n'ont pas subi la glaciation, pendant la dernière avancée maximale des glaces (Løken, 1966).

Déglaciation

Après la dernière avancée maximale des glaces, soit la phase Clyde d'Ives et d'Andrews (1963), il y eut une phase d'amincissement des glaciers et de recul du front des glaces. Ces mouvements ont été suivi de phases de stagnation et de brèves avancées, dont la nouvelle avancée, dite phase Cockburn. Les moraines terminales et latérales, dites moraines Cockburn, marquent les positions frontales orientales de la nappe glaciaire intérieure. Dans le nord-est de l'île Baffin, les moraines terminales les plus éloignées du centre de dispersion, gisent aux flancs des hautes montagnes entre les fjords et, dans les fjords, elles se continuent sous forme de moraines latérales; les moraines médianes s'étendent sur le plateau des hautes-terres (Falconer et coll., 1965). A ce stade, la glace des fjords avait de 1,500 à 2,000 pieds d'épaisseur. La datation au radiocarbone de coquillages recueillis près des anciennes lignes de rivage de la mer, ligne déterminée par le retrait des glaces des zones côtières, indique que certaines moraines de l'est ont environ 8,200 ans. Les anciennes lignes de rivage de la mer se trouvent à environ 220 pieds d'altitude au fond des fjords et à 50 pieds à leur sortie. Les moraines médianes du plateau sont probablement plus récentes. Blake (1966) signale une importante moraine terminale dans le sud-est de l'île Baffin. Il suppose qu'elle appartient aux moraines Cockburn et qu'elle s'est formée au cours de plusieurs siècles à partir de 8,200 ans avant le présent. Il suggère aussi que l'importante moraine terminale de la péninsule Foxe est une moraine correspondante. Les moraines Cockburn s'étendent sur toute la région nord de l'île Baffin et le long du côté ouest de la presqu'île Melville (Falconer et coll., 1965). Certaines parties de cette moraine, au nord et au nord-ouest de l'île Baffin, peuvent être d'une époque plus ancienne, peut-être d'une époque remontant à 9,000 ans. Les moraines Cockburn semblent donc s'être formées au cours d'une phase entre 9,000 à moins de 8,000 ans avant le présent. C'était probablement une phase de recul des glaces, apportant de rapides changements dans la configuration des dômes de glace. D'après J. T. Andrews, les glaciers de montagne de la côte est étaient moins étendus durant la phase Cockburn qu'ils ne le sont actuellement. Pendant cette phase, la calotte Penny et plusieurs autres masses de glace importantes se sont séparées de la nappe glaciaire de l'intérieur.

Après la phase Cockburn, le dôme de glace du bassin Foxe s'est désagrégé rapidement et la mer a envahi le bassin Foxe, il y a environ 7,000 ans. Le centre de disper-

sion des glaces s'est donc trouvé déplacé vers le nord-est et s'est établi sur l'île Baffin; l'écoulement des glaces prit la direction du bassin Foxe, au lieu de se faire à partir du bassin. Sur le côté nord-est de l'île, le front des glaces a reculé à l'ouest de la ligne de partage des eaux, et des lacs glaciaires se sont formés. Le long du côté ouest, dans le centre de l'île Baffin, les glaciers occupaient à cette époque les fjords et les baies intérieures. La transgression marine a laissé des lignes de rivage à des altitudes de 350 pieds près de la côte à 100 pieds à l'intérieur, tandis que les glaciers de vallées demeuraient en contact avec la mer. On lie la moraine terminale de la vallée inférieure de l'Isortoq à un niveau de mer, qui coïncide avec la limite marine (Andrews, 1966). Andrews fait correspondre l'«immobilisation» de la limite marine avec un accroissement de la masse de glace sur l'île Baffin et une diminution concomitante du redressement isostatique. Il appelle phase Isortoq cette période d'épaississement des glaces et de formation de moraines. Elle semble correspondre à la phase de la calotte proto-Barnes (Ives et Andrews, 1963, fig. 22). La datation au radiocarbone indique que cette phase a eu lieu il y a moins de 7,000, mais plus de 5,500 ans avant le présent. Andrews a constaté que la limite marine était à environ 230 pieds, à 15 milles de l'embouchure de la rivière Isortoq, et à 300 pieds à l'embouchure, ce qui indique un redressement différentiel en direction S35°W vers le centre du bassin Foxe, au taux d'environ 5.3 pieds au mille.

La glace s'est retirée de la côte du bassin Foxe, à l'ouest des lacs Nettiling et Amadjuak, il y a 6,700 ans avant le présent, et la limite marine s'est fixée à une altitude d'environ 350 pieds, à l'ouest de ces lacs. La glace semble être demeurée dans le bassin du lac Amadjuak pendant la phase Isortoq; elle a disparu avant 4,500 ans avant le présent, peut-être vers 5,500. A mesure du rétrécissement de la calotte proto-Barnes, des lacs glaciaires subsistaient sur son côté nord-est et s'écoulaient dans la baie Baffin. Des lacs glaciaires se sont formés dans la partie centrale de la vallée de la rivière Isortoq, au nord et au nord-ouest de la calotte Barnes, entre 5,000 et 2,000 ans environ avant le présent. Il y a seulement 1,000 ans, une faible extension de la calotte Barnes a obstrué de nouveau la rivière Isortoq et a créé un lac glaciaire. Ce lac s'est asséché à une époque relativement récente, alors que la calotte prenait ses positions, dimension et forme actuelles. La planche XII-16 montre la bordure sud-ouest de la calotte actuelle et les moraines terminales et latérales récentes. On suppose que les glaciers de montagne de la côte est se sont étendus, durant les derniers 2,000 ans, et ont atteint leur surface maximale, au cours des derniers siècles (Harrison, 1964). Depuis les derniers 200 à 400 ans, de minces champs de glace et de neige ont recouvert une large partie des hautes-terres de l'intérieur, mais ils ont graduellement fondu, de sorte qu'aujourd'hui, la calotte Barnes exceptée, ils ne recouvrent que 2 p. 100 de l'île (Ives, 1962). Falconer (1966) a indiqué que dans le nord de l'île Baffin, une petite calotte de glace d'environ 3 milles carrés, dont l'épaisseur n'a jamais dépassé 200 pieds, s'est formée il y a seulement 300 ans, sur un terrain polygonal découvert de glaces, il y a environ 1,000 ans. Cette petite calotte de glace est restée immobile et a servi de protection au terrain polygonal et à la végétation, qui apparaissent maintenant à mesure du recul de la glace. La déglaciation reste en cours, donc le qualificatif de postglaciaire ne s'applique pas à l'île Baffin.

Craig (1965b) signale que, dans l'extrême nord de l'île Baffin, le relief et presque tous les dépôts de surface résultent de la dernière avancée des glaces ou de celle du Wisconsin classique. Cependant, les reliefs glaciaires sont rares, surtout sur le plateau Jones-Lancaster, recouvert de roches paléozoïques. Des blocs erratiques gisent à travers la région, mais ils sont rares dans le nord de la partie centrale de la presqu'île Brodeur. Des zones de moraines linéaires à surface bosselée, dont les crêtes les plus hautes sont mal définies, se rencontrent en quelques endroits et, bien que certaines marquent des positions terminales, d'autres fournissent peu d'informations sur la position et le mouvement des glaces de leur formation. La zone linéaire la plus longue se prolonge sur le côté sud de l'inlet Bernier-Berlinguet, où elle a été retracée sur 90 milles, et où, par endroits, elle domine de 200 pieds le terrain contigu. Les glaces semblent s'être déplacées vers l'ouest le long de l'inlet et s'être étendues radialement. Au nord de l'inlet, on a reconnu des indices d'un mouvement récent des glaces, provenant d'une calotte au nord-nord-est de l'île. D'après Craig, les glaces peuvent s'être déplacées vers l'est, jusqu'à l'inlet de l'Amirauté et ensuite vers le nord, le long de l'inlet. Les glaces peuvent s'être également déplacées vers l'ouest au large de l'île Bylot. De vastes superficies de moraines à surface bosselée s'étendent dans le nord de l'île Baffin. Ces moraines fournissent rarement des informations sur les positions ou les mouvements antérieurs des glaces, mais il est probable que celles, sises sur le côté ouest de la presqu'île Brodeur, ont été formées par les glaces du plateau. La datation au radiocarbone de coquillages marins des plages soulevées dans l'extrême nord de l'île Baffin indique que la transgression marine était à son maximum entre 9,000 et 7,000 ans avant le présent.

Tandis que les événements décrits plus haut se déroulaient sur l'île Baffin, une succession de phénomènes assez comparables se produisait sur la presqu'île Melville (Sim, 1960; Ives et Andrews, 1963; Falconer et coll., 1965; Craig, 1965b). Après la phase des mouvements glaciaires vers le nord-ouest sur la presqu'île, probablement pendant les phases Clyde et Cockburn, le complexe glaciaire s'est aminci sur une vaste étendue, et la mer a envahi l'ouest du bassin Foxe. Sim relève l'inondation de la côte est de la presqu'île Melville jusqu'à environ 500 pieds au-dessus du niveau de la mer; Craig signale que la mer a recouvert la côte sud-est jusqu'à 485 pieds. Il est probable qu'une calotte glaciaire ait occupé la plus grande partie de l'intérieur de la presqu'île Melville, avant de se fractionner

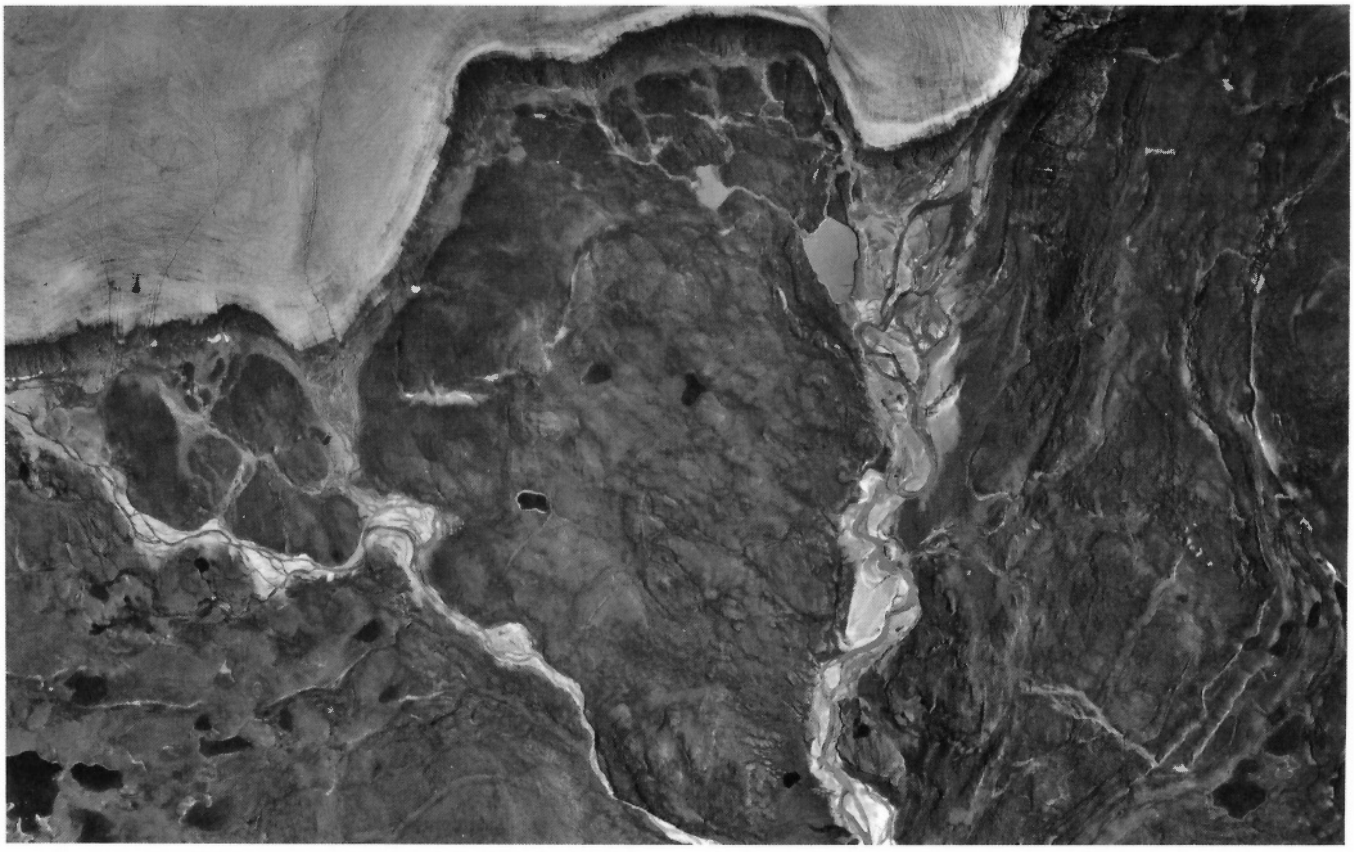


PLANCHE XII-16. Calotte glaciaire Barnes et moraines frontales et terminales récentes, île Baffin (T. N.-O.). Photographie aérienne verticale des parties supérieures de la rivière MacDonald, côté sud-ouest de la calotte glaciaire Barnes. Échelle de 4,700 pieds au pouce.

en deux ou trois calottes locales. La masse du sud, la plus grande, a probablement continué à s'étendre radialement. Dans le centre de la presqu'île, le grand nombre de petits canaux d'eaux de fonte indique qu'il y existait une petite calotte glaciaire et, plus au nord-est, les eskers indiquent l'écoulement vers le sud-est d'eaux de fonte d'une autre masse glaciaire (Sim, 1960; Craig, 1965b).

Le phénomène de déglaciation du nord de l'île Southampton, laquelle a peut-être été recouverte en partie par le complexe glaciaire Foxe-Baffin, est peu connu. Cependant, Bird signale qu'il existait récemment une calotte glaciaire, dans la région centrale de la côte nord-est de l'île, d'où les glaces se sont déplacées radialement.

Complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth

Les actuels champs de glace et glaciers de vallée sont des traits communs de la région orientale la plus élevée des îles Reine-Élisabeth, et il reste de petites calottes glaciaires sur les îles Meighen et Melville. Ces masses de glace ne sont pas toutes des restes de l'ancien vaste complexe glaciaire; certaines sont d'origine récente. Les caractères glaciaires, relativement récents, sont en général absents, ce qui est probablement dû à l'immobilité des glaciers du climat froid de l'Arctique, comparés aux glaciers des climats tempérés, mais c'est surtout dû à la nature des roches en place et aux phénomènes de solifluxion intense (Fyles et Craig, 1965). A son maximum d'extension, l'ancien complexe glaciaire occupait probablement toute la région des îles, sauf la partie de la côte sud de l'île Melville, recouverte par la nappe glaciaire Laurentide. Le mouvement des glaces dans la partie ouest des îles a été limité en général aux canaux entre les îles. Les renseignements actuels sur les directions des mouvements des glaces et sur la transgression marine indiquent que les glaces étaient plus épaisses dans les parties est et sud des îles et que le recul s'est opéré vers ces régions; il est possible que le complexe glaciaire se soit formé près des nappes glaciaires Laurentide et Groenland. Le recul définitif et la fonte des glaces peuvent être survenus sur chacune des îles séparément. Blake (1964) estime que certaines parties de l'île Bathurst n'étaient plus recouvertes vers 10,000 ans avant le présent, et que des régions étendues étaient libres de glace, il y a 9,000 ans avant le présent.

Île Prince-Patrick. Les striations glaciaires et autres accidents de terrain au fond de la baie Mould sont dus aux glaces en mouvement de l'intérieur de l'île vers le sud

(Tozer et Thorsteinsson, 1964). Ces accidents proviendraient de l'action d'une petite calotte locale, présumée être du Wisconsin, et qui se serait formée ultérieurement à l'établissement du principal système hydrographique. La formation de la baie Mould et des inlets voisins résulte de l'action des glaces. J. G. Fyles a remarqué à l'extrémité sud-ouest de l'île des blocs erratiques, originaires de l'est, ce qui indique que probablement le mouvement des glaces des îles Prince-Patrick et Melville était orienté vers l'ouest. Il a remarqué également une plus forte transgression marine sur le côté est de l'île, ce qui laisse supposer une masse de glaces plus épaisse dans l'est.

Île Melville. Tozer et Thorsteinsson (1964) concluent que les nombreux bras de mer en forme de fjord dans l'ouest de l'île Melville sont probablement à l'origine des vallées creusées par des rivières, et que la glace d'une calotte locale les a affouillées. Ils ont aussi remarqué nombre de vallées de glaciers dans l'ouest de l'île Melville. Le long des deux baies dans le nord de l'île, J. G. Fyles a trouvé des blocs erratiques gisant loin au nord de leur lieu d'origine; il suppose que leur dépôt remonte à la dernière avancée régionale des glaces. Les glaciers actuels dans l'ouest de l'île Melville ne sont pas des restes de la calotte glaciaire du Wisconsin, car ils se trouvent dans des régions entrecoupées de ravins postglaciaires récents, peu modifiés. Ces calottes glaciaires ont probablement moins de 200 pieds d'épaisseur.

La transgression maximale marine a eu lieu sur le côté est de l'île; les lignes de rivage les plus élevées atteignent 235 pieds d'altitude (Henoch, 1964). La datation de coquillages des dépôts les plus élevés a donné 9,075 ± 275 ans (I-730), et celle de coquillages, sis à une altitude de plus de 175 pieds, a donné 8,275 ± 320 ans (I-CGC-21). La limite marine semble s'abaisser vers l'ouest, car aucun indice de transgression marine n'apparaît dans l'ouest de l'île Melville. Henoch suppose que la dépression le long de la côte est a été causée par une calotte de glace, dont le centre était proche de la presqu'île Sabine, tandis que la dépression de la côte sud résultait de la nappe glaciaire Laurentide.

Île Bathurst. Le complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth recouvrait toute l'île Bathurst et a apparemment limité l'expansion de la nappe glaciaire Laurentide vers le nord. Blake (1964, 1965) relève de nombreux canaux d'eaux de fonte, des taches de drift portant les traces de l'écoulement des glaces, quelques formes de terrain de glace morte, de rares striations, des restes d'eskers et de moraines terminales modifiés par les vagues, et diverses données indiquant que la région a été recouverte par les glaces. Les glaces ont pu être plus épaisses à l'extrémité nord de l'île qu'à l'extrémité sud, du fait que la limite de la transgression marine maximale est à une altitude d'environ 450 pieds dans le nord, à 350 pieds seulement dans l'ouest et le sud-ouest, et rarement au-dessus de 300 pieds sur les côtes du centre-est et du sud-est. Le retrait des glaces semble s'être opéré vers un reste de glaces à l'intérieur de l'île. La glace s'est écoulée de l'île vers le nord, et peut avoir atteint l'île Lougheed, car Fyles (1965) a trouvé sur cette île des blocs erratiques de roches, originaires de l'île Bathurst. La transgression marine sur l'île Lougheed a atteint 300 pieds d'altitude. La datation de coquillages recueillis entre 25 et 100 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer a donné 8,200 ± 180 ans (I-CGC-24).

Île Cornwallis. D'après Thorsteinsson (1958), l'île Cornwallis a subi au moins une fois la glaciation. Les stries de la baie Resolute, sur la côte sud de l'île, et de la baie Read, sur la côte est, indiquent le mouvement des glaces provenant d'une calotte insulaire. Les vallées en U et les autres indices de relief glaciaire, relevés dans les régions côtières de l'est, indiquent aussi un mouvement des glaces provenant de l'intérieur de l'île. Une série de lacs en forme de bassins, formés dans le roc et associés à des roches moutonnées, à quelque 12 milles de la baie Read, à l'intérieur, indique un mouvement des glaces vers le nord. Comme des blocs erratiques de roches ignées et métamorphiques se rencontrent en de nombreux endroits au-dessus de la limite marine, il est probable que la nappe glaciaire Laurentide ait atteint l'île avant la phase de la calotte insulaire, mais l'âge de ce stade demeure inconnu. Thorsteinsson situe la limite marine postglaciaire à 425 pieds d'altitude, et indique que les lignes de rivage bien définies se rencontrent à moins de 275 pieds d'altitude.

Île Devon. Les calottes glaciaires actuelles des hautes-terres et des plateaux de l'île Devon couvrent environ le quart de la surface de l'île. Bien que la calotte principale atteigne une altitude maximale d'environ 6,100 pieds, on suppose que son épaisseur ne dépasse pas 1,000 à 2,000 pieds. Elle est immobile, excepté dans les hautes-terres de l'est, où quelques glaciers de vallée s'écoulent dans de profonds canaux. Ailleurs, les calottes semblent avoir joué un rôle de couverture protectrice, et on sait que les petites calottes sont gelées à la base. L'eau de fonte s'écoule par des rivières supraglaciaires. La physiographie des régions, actuellement non recouvertes de glaces, a amené Roots (1963) à conclure que l'ancienne vaste calotte glaciaire a joué plutôt un rôle de couverture protectrice que d'agent d'érosion. Il note cependant que la glace en mouvement vers l'ouest a découpé l'inlet Griffin sur la côte ouest et, qu'au nord de cet inlet, le front des glaces était en mouvement par endroits, puisqu'il a creusé une série de lacs. Les glaces de la grande calotte en s'écoulant vers l'ouest ont également creusé des lacs dans le centre-ouest de l'île, à l'endroit où elles ont dévié vers le sud à la baie Maxwell et au nord jusqu'à la côte nord de l'île. Près de la bordure nord-ouest de la grande calotte, une succession de canaux de rivière superposés et de nombreux canaux d'eaux de fonte des glaces de paroi indiquent une période ancienne de fonte, mais ces traits n'apparaissent pas près de la

bordure actuelle des glaces. Dans le nord-ouest de l'île, une calotte de glace plus étendue que la calotte actuelle a déposé quelques moraines à surface bosselée au sud de la baie Norvégienne, et sur la côte ouest au sud de la presqu'île Grinnell, mais la presqu'île même, comme nombre d'îles, ne semble pas avoir subi la glaciation. On suppose que les stries glaciaires et les blocs erratiques de roches cristallines de l'île Beechey, à l'extrémité sud-ouest de l'île Devon, sont dus au mouvement des glaces vers le nord-ouest. On croit également que le bloc erratique de granite, découvert à l'ouest du détroit de Jones, est dû au mouvement des glaces vers l'ouest.

Îles Brock, Borden et Mackenzie King. Sur l'île Brock, Fyles (1965) a observé une zone arquée de crêtes qu'il a considérée être une moraine de poussée, formée par les glaces en mouvement vers l'ouest, le long du détroit de Wilkins. On n'a reconnu aucun autre relief d'origine glaciaire sur les îles Brock ou Borden, bien qu'il y ait quelques blocs erratiques. La limite marine, sur l'île Mackenzie King, s'étend entre 50 et 100 pieds et, sur l'île Brock, elle se trouve à environ 50 pieds. On ne l'a pas retrouvée sur l'île Borden, mais, à l'extrême ouest de cette île, il existe une plage dont l'altitude est à 10 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer.

Île Ellef Ringnes. Les vestiges de glaciation sont rares sur l'île Ellef Ringnes; c'est, pour une large part, dû à la solifluxion et à la nature de la roche en place. Des blocs erratiques de roches cristallines gisent au nord-ouest ou à l'ouest de leur lieu d'origine, bien au-dessus de tout vestige de la transgression marine. Deux crêtes de graviers orientées vers l'ouest, une autre vers le sud-ouest, sont considérées comme des eskers (St-Onge, 1965; Fyles, 1965). La limite marine sur les côtes centre-est, sud, et centre-ouest de l'île se situe respectivement à 150, 110 et 75 pieds d'altitude. On ne possède aucun renseignement sur le Pléistocène de l'île Amund Ringnes.

Île Meighen. Fyles et Craig (1965) signalent de nombreux gros blocs erratiques striés sur l'île Meighen et des stries glaciaires dues aux glaces en mouvement vers l'ouest sur l'île Fay. Ils croient que les glaces de la fin du Pléistocène, provenant de l'île Axel Heiberg, ont avancé suffisamment vers l'ouest pour recouvrir ces îles. La calotte de glace actuelle atteint un peu plus de 900 pieds et a une épaisseur maximale d'environ 400 pieds (K. Arnold, 1965). Arnold a constaté, en dix ans, un amincissement de l'épaisseur de la calotte de glace d'environ 15 pieds à son sommet et à son extrémité nord, mais il indique qu'une légère détérioration du climat pourrait entraîner un accroissement de sa superficie. Il a observé des vestiges de la transgression marine postglaciaire jusqu'à 50 pieds au-dessus du niveau de la mer, mais il situe la limite marine à environ 80 pieds.

Île Axel Heiberg. Dans le centre-ouest de l'île Axel Heiberg, l'eau de fonte semble avoir été plus abondante au début du postglaciaire que sous l'actuel climat aride (Müller, 1963). Actuellement, l'écoulement des eaux de fonte est rapide, du fait du sol gelé et de l'absence de végétation, et l'eau creuse des canaux et dépose des cônes d'alluvions et des alluvions dans les vallées. Les courtes vallées, entre les glaciers et la mer, ont la forme d'un U seulement près du front des glaces et sont en V, où elles contiennent des traînées de débris glaciaires et de petits cônes d'alluvions aux extrémités inférieures (Rudberg, 1963). Certaines vallées, partiellement érodées et en forme d'auge, se rencontrent aussi dans les régions sud de l'île, non recouvertes de glaciers. Les abondantes stries de la région centre-ouest de l'île dénotent deux périodes de mouvement des glaces, le premier, provenant du nord et de l'est, le second, du sud-est et de l'est-sud-est. Rudberg n'y a pas reconnu d'indices certains de blocs erratiques d'origine lointaine, mais des blocs de granite rouge, présumés être de l'île Ellesmere, se trouvent sur la péninsule Schei, sur le côté nord-est de l'île Axel Heiberg. Ici aussi, les indices du mouvement des glaces de l'intérieur indiquent que les mouvements récents étaient à direction nord. Au sud de la péninsule Schei, J. G. Fyles a observé des blocs erratiques de granite rouge, qui ont été charriés vers le nord-ouest, à peu près parallèlement au détroit d'Eureka; ces mouvements résultent de l'avancée d'anciens grands glaciers de vallée, entre les îles Ellesmere et Axel Heiberg. Ailleurs, les stries semblent indiquer des mouvements de glace récents et locaux le long des petites vallées et des fjords à mesure de la régression glaciaire vers les hautes-terres de l'intérieur.

On a reconnu dans le centre-ouest de l'île Axel Heiberg deux principales phases de glaciation; la plus récente appartient définitivement au Wisconsin (Boesch, 1963), tandis que la plus ancienne reste inconnue. A mesure du recul du glacier du Wisconsin sur l'île, la mer submergeait le terrain découvert et atteignait des niveaux à 250 pieds au-dessus du niveau de la mer. Les coquillages extraits des plus hauts dépôts de rivage ont donné 9,000 $\pm$ 200 ans (L-647F). Le redressement isostatique a été assez rapide, comme l'indique la couche inférieure d'un gisement de tourbe, à 80 pieds d'altitude, daté à 4,210 $\pm$ 100 ans (Bern). D'après Müller, le glacier Thompson n'a pas avancé de plus de 2 kilomètres depuis 4,000 ans, et le climat des 9,000 dernières années n'a jamais été propice à une avancée des glaces de plus de quelques centaines de pieds au-delà des positions actuelles. Les glaces forment actuellement une moraine de poussée composée d'énormes blocs de matériaux stratifiés, dont l'épaisseur atteint 60 pieds. La datation des matières organiques de la couche inférieure de certains blocs a donné 6,200 $\pm$ 100 ans (L-647A), et un morceau de bois d'une couche supérieure de la moraine de poussée a donné 5,325 $\pm$ 270 ans (Gx.-0144). Ces âges semblent indiquer que la formation de la moraine de poussée a commencé après l'époque des hautes températures et qu'il y a 5,300 ans, la mer occupait la région présentement sous l'appendice du glacier Thompson.

Cette hypothèse suppose que le niveau de la mer était d'au moins 50 pieds plus haut qu'actuellement. Des coquillages marins d'une terrasse à 120 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer ont donné 5,330 ± 195 ans (Gx.-0143).

Île Ellesmere. L'île Ellesmere, la plus vaste île des îles Reine-Élisabeth, possède les plus grandes calottes de glace au Canada. Il est probable que sur les montagnes et plateaux, l'ancienne masse de glace était un complexe de la fusion de glaciers de vallée et de calottes glaciaires de montagne généralement conformes à la topographie, similaire aux actuels grands complexes glaciaires de l'île (Fyles et Craig, 1965). Par endroits, la répartition des blocs erratiques indique qu'une ancienne masse de glace était assez épaisse pour transgresser régionalement à travers les accidents topographiques. Christie (1967) signale que des blocs de granite et de gneiss, probablement originaires du Groenland, se rencontrent sur une zone côtière, large de 10 à 25 milles, du plateau de Hazen. Le point extrême de l'avancée des glaces du Groenland vers l'ouest n'est pas connu, puisque les glaces récentes d'Ellesmere ont avancé depuis vers le sud-est et l'est, à travers le plateau de Hazen jusqu'à la côte. A l'avancée maximale, le nord de l'île Ellesmere était entièrement recouvert et la masse s'étendait probablement sur le plateau continental bien au-delà de la rive nord actuelle (Hattersley-Smith, 1961). Les calottes de glace sur la côte nord de l'île Ellesmere, à l'ouest du point extrême nord, la disposition et la forme des vallées et des fjords, indices de la présence d'anciens glaciers de vallée, dans les régions de l'ouest et du nord, peuvent être dues à des vents de l'ouest et du nord-ouest, entraînant des masses de neige, à la haute altitude de la région. Toutefois, Taylor (1956) et Smith (1961) supposent que le nombre réduit de fjords du plateau de Hazen peut résulter partiellement de la jonction des masses de glace du Groenland et de l'île Ellesmere.

Les vallées du nord de l'île Ellesmere sont considérées comme des vallées préglaciaires ordinaires, élargies et creusées par un puissant écoulement des glaces. La profondeur du fjord Disraeli dépasse 965 pieds, et les données séismologiques indiquent une gorge sous-marine à direction nord-ouest, à partir de l'embouchure du fjord, à environ 2,800 pieds de profondeur (Crary, 1956). Malgré cette grande profondeur, le glacier du fjord Disraeli semble avoir transgressé sur l'île Ward Hunt, au large de l'embouchure, et donné à l'île l'aspect de roches moutonnées, et déposé à 1,100 pieds des blocs erratiques de gabbro, originaires de l'île Ellesmere (Hattersley-Smith, 1961). Les rivières actuelles sont profondes et la plupart sont en V, mais près de leur source, au bord du glacier, elles sont en U, et les vallées tributaires sont suspendues par rapport aux vallées principales.

Avec la régression des glaces de la côte nord, la mer a submergé la terre jusqu'à l'altitude maximale de 400 pieds comme sur l'île Ward Hunt, mais la limite marine varie beaucoup d'un endroit à l'autre, du fait probable de glaces récentes. Des coquillages marins, à 125 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, ont donné 7,200 ans. Du silt, du sable et des matières organiques, jusqu'à 4 pouces d'épaisseur, reposent en lits cycliques jusqu'à 70 pieds d'altitude, à l'amont de l'inlet Clements-Markham. Ces dépôts remonteraient à une époque de climat chaud, mais J. G. Fyles les a reconnus à diverses altitudes dans nombre de vallées, et a noté qu'ils peuvent être d'âges très divers.

Le caractère des vallées du nord de l'île a amené les chercheurs à conclure que la calotte de glace actuelle a peu changé depuis le climat le plus chaud. Il existe encore de vastes champs de glace de plate-forme, jusqu'à 50 pieds d'épaisseur et de 12 milles de large sur le plateau continental, et des glaces de continent, près de la côte. Hattersley-Smith (1961) estime que ces glaces résultent d'un refroidissement postérieur au climat le plus chaud (environ 5,000 ans avant le présent), tandis que les champs de glace de l'intérieur sont en grande partie des restes (d'une épaisseur maximale de 2,700 pieds) du principal complexe glaciaire du Wisconsin. Il a noté que les glaciers de vallée ont transgressé sur les plages soulevées et les vallées en V, et que des calottes de glace se sont formées à faible altitude, dans les régions de plages soulevées. Il en conclut que le climat s'est amélioré depuis quelques décennies, bien que les principales calottes glaciaires à des altitudes élevées et les glaciers de vallée du nord de l'île Ellesmere montrent peu ou point de changement en superficie d'une année à l'autre; toutefois, les parties basses de ces glaciers de vallée s'amincissent et les petites calottes glaciaires de bas niveau diminuent et régressent. Sur la côte nord de l'île, la détérioration de la surface des masses de glace et le vêlage de masses, détachées des glaces de plate-forme, reflètent le climat moins froid des dernières décennies.

Dans les régions du lac Hazen et du plateau de Hazen, la masse de glace Ellesmere a reculé vers la chaîne États-Unis (Christie, 1967). La direction de l'écoulement des glaces et la répartition des blocs erratiques indiquent un mouvement vers l'est et le sud-est à travers le plateau. Bien que les vallées présentent des traits de l'écoulement des glaces, elles révèlent peu d'évidences d'importants glaciers de vallée; il existe peu de saillants de roche tronqués et de vallées suspendues, et le surcreusement est rare. Un glacier de piémont a dû se former sur le plateau par le fusionnement de glaciers, dérivés de la chaîne États-Unis. Le bassin du lac Hazen a été creusé le long d'un contact d'une masse de roches tendres, en forme de coin, recouvrant des roches plus dures. Le lac atteint au moins 864 pieds de profondeur.

Dans la région nord-ouest de l'île Ellesmere, les vallées ressemblent à des fjords, les stries glaciaires et la répartition des blocs erratiques indiquent un mouvement des grands glaciers vers l'extérieur. Les blocs erratiques à haute altitude indiquent une transgression régionale des glaces sur une région de crêtes et de vallées au relief de

plus de 3,000 pieds (Fyles et Craig, 1965). Fyles et Craig ont constaté qu'au cours de la déglaciation, le complexe glaciaire de glaciers et de calottes de l'ouest et du centre de l'île Ellesmere a progressivement reculé, à partir des côtes extérieures, et a remonté les fjords et les vallées jusque dans diverses régions de hauts-plateaux et de montagnes. Ils ont aussi remarqué que les moraines terminales sont peu nombreuses et que la plupart se rencontrent dans les vallées à quelques milles seulement d'un glacier ou d'une calotte de glace. Le Wisconsin classique récent est considéré comme une époque de retrécissement des glaces, d'après quelques dates au radiocarbone. Une moraine terminale dans le centre de l'île Ellesmere, à 3 milles environ de la bordure ouest de la calotte de glace, a donné plus de 6,400 ans et une autre, à moins d'un mille d'un glacier moderne, plus de 4,200 ans; ces dates indiquent que depuis 6,000 ans le taux de régression a été plutôt lent. Müller (1963) signale que des coquillages recueillis à une altitude de 350 pieds, à Eureka, ont donné à 9,550 ± 250 ans (L-647b).

Complexe glaciaire de la région de la Cordillère

Le complexe glaciaire de la région de la Cordillère est le système de glaciers d'entremont, de piémont et de vallée, formés dans la province physiographique de la Cordillère canadienne. Les complexes glaciaires résultent du passage des masses d'air humides du Pacifique sur les diverses chaînes de montagnes. Il est probable qu'une glaciation alpine étendue a précédé la formation des grands

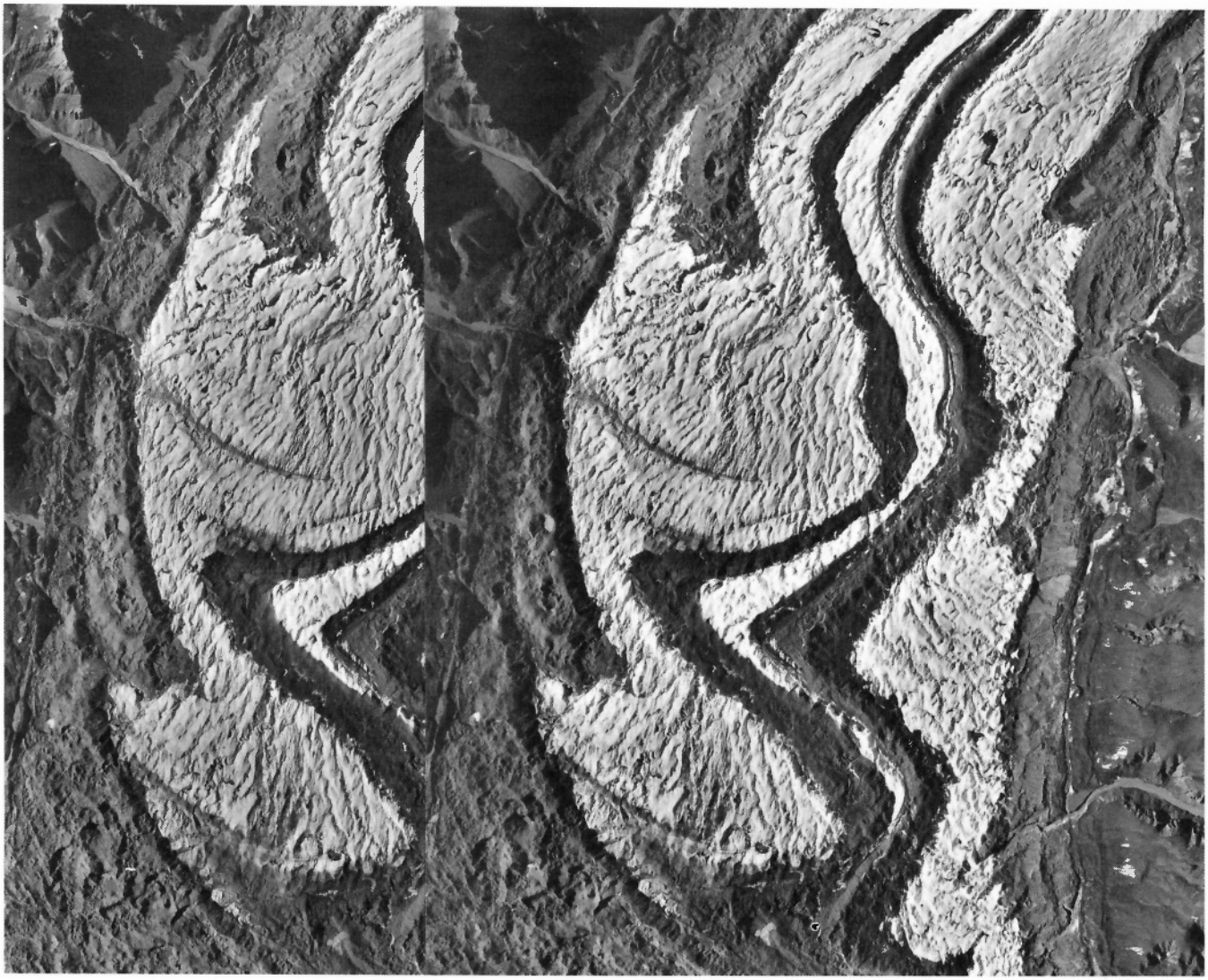


PLANCHE XII-17. Glacier Klutlan, massif de Saint-Élie (Yukon). Remarquez les moraines frontales et médianes, la zone terminale recouverte de drift et parsemée de petits étangs, les chenaux sinueux d'eau de fonte du glacier, et la fin des cours d'eau de vallée au front du glacier. Le glacier s'écoule en direction est et nord en amont de la vallée de la rivière Generc. Photographie aérienne verticale; échelle de 5,200 pieds au pouce; vue stéréoscopique.

champs de glace. Il est certain que les chutes de neige sur les versants côtiers des montagnes étaient plus importantes que sur les versants des autres montagnes de la Cordillère, et qu'elles étaient aussi plus nombreuses sur les versants ouest de toutes les chaînes de montagnes que sur leurs versants est. Toutefois, avec les conditions glaciaires, des glaciers se sont formés sur les versants est et ont contribué, par la suite, au comblement des vallées, des plaines et plateaux de l'intérieur.

Glaciation

Chaîne Côtière et massif de Saint-Élie. Les glaciers de la chaîne Côtière et du massif de Saint-Élie, en mouvement vers l'ouest, ont en majorité fondu dans l'océan Pacifique. Il est probable, qu'au sud, un glacier s'étendait sur une grande partie du détroit d'Hécate jusqu'aux îles Reine-Charlotte. Un vaste glacier de la région sud de la chaîne Côtière a occupé le détroit de Géorgie et était probablement alimenté, en partie, par les glaciers du plateau central de l'île Vancouver. Il a transgressé vers le sud-ouest, sur la partie sud de l'île, où il a dégradé les montagnes jusqu'à une altitude d'au moins 5,100 pieds (Fyles, 1963b), puis s'est dirigé vers le sud-ouest jusqu'au-delà de Seattle (Washington) (Armstrong et coll., 1965). La dernière grande période glaciaire de la vallée du Fraser, dénommée la glaciation Fraser (Armstrong et coll., 1965), représente probablement la même phase géologique et climatique que le Wisconsin classique de la région centrale du continent. La formation des glaces et leur avancée comportent une phase de glaciers alpins, stade Evans Creek, et un stade de nappe glaciaire, le stade Vashon, tandis que les glaces occupaient les basses-terres du sud-ouest de la Colombie-Britannique et certaines régions contiguës de l'État de Washington. Tous les dépôts de l'île Vancouver, reliables à la dernière avancée régionale des glaces, sont placés dans le drift Vashon (Fyles, 1963b). On suppose que la dernière masse de glace régionale est entrée dans l'extrémité nord du détroit de Géorgie, il y a moins de 25,000 ans avant le présent, mais elle n'a pas atteint le sud de l'île Vancouver après 19,000 ans avant le présent.

Centre de l'Intérieur. Sauf ceux le long de la côte du Pacifique, les glaciers de toutes les chaînes de montagnes en général se sont écoulés dans des régions d'entremont et en sont sortis le long des vallées. Du fait de l'espace restreint, l'accumulation des glaciers de l'Intérieur atteignait le niveau des pics, sauf les plus élevés du plateau Intérieur, zone relative de faibles précipitations. D'après H. W. Tipper, les glaces du centre de la Colombie-Britannique ont atteint plus de 6,000 pieds d'épaisseur; il est possible que leur épaisseur ait augmenté jusqu'à ce que la région des glaces soit une zone principale d'accumulation quelque peu plus élevée que les montagnes environnantes. La transgression glaciaire était surtout vers l'est, à partir de la chaîne Côtière, à travers la plaine de Nechako jusqu'à sa dérivation vers le nord et le sud, le long du sillon des montagnes Rocheuses. L'avancée des glaces au Wisconsin maximale était parallèle à l'orientation de la partie sud de la chaîne des Cassiars, mais, localement, les glaces ont traversé les chaînes en direction de la plaine de la Liard.

Sud de l'Intérieur. La première avancée glaciaire dans la vallée de l'Okanagane provenait probablement des terrains de rassemblement de la chaîne Monashee, au nord et à l'est (Nasmith, 1962). Les vallées tributaires du sud conservent peu d'évidence de glaciation, et très peu des glaces semblent être originaires des plateaux et hautes-terres adjacents. Ces glaciers de vallée ont alors été rejoints par la grande masse de glace de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades, en transgression vers le sud et le sud-est par le plateau de Columbia, jusqu'à environ 90 milles au sud de la frontière internationale. A la frontière, la masse de glace atteignait une altitude de 7,200 pieds et son épaisseur était vraisemblablement de quelque 6,300 pieds au-dessus de la vallée de l'Okanagane. Les eaux de fonte s'écoulaient par le fleuve Columbia vers l'océan Pacifique. Des forages, dans la vallée de l'Okanagane, ont révélé une grande épaisseur de sédiments lacustres sur des sédiments d'épandages et, en un endroit, le forage a indiqué un fond de vallée, au-dessous du niveau de la mer. Les vallées ont donc pris leur forme actuelle avant la dernière glaciation.

Région de l'Est. Les glaciers dans l'est de la partie sud des montagnes Rocheuses se sont formés par la précipitation locale et n'ont pas été en contact avec la masse de glace à l'ouest de la ligne de partage des eaux du continent. Cependant, au nord de la vallée de l'Athabasca, les glaces ont avancé au-delà de la ligne de partage des eaux et quelques glaciers du haut du bassin du fleuve Fraser ont transgressé dans la vallée de l'Athabasca. La limite sud d'importants mouvements des glaces, à travers les montagnes Rocheuses, est située à environ 70 milles au sud de la rivière de la Paix.

Il est certain que des glaciers de piémont ont existé par endroits, au sud de la vallée de l'Athabasca, mais, en général, la masse de glace était les glaciers de vallée en mouvement vers l'est, à travers les Foothills des Rocheuses jusqu'aux plaines, où ils s'amenuisaient ou fusionnaient avec la masse du Keewatin. On n'a pas établi partout les rapports de temps entre les deux masses de glace. Au sud du pas du Nid-de-Corbeau, les glaciers de vallée n'ont atteint que les Foothills et étaient en régression dans les vallées de montagne, lorsque la nappe glaciaire du Keewatin s'est étendue loin à l'ouest. Le drift du Keewatin a été déposé sur plusieurs milles dans les vallées libres des glaces de la Cordillère, et recouvre le drift laissé par ces glaces (Stalker, 1960, pp. 72-73). Au nord de cette région, les glaces de la Cordillère et du Keewatin n'ont pas fusionné au cours du Wisconsin, mais étaient séparées par les collines Porcupine, longue et étroite zone de collines assez hautes (Douglas, 1950). Dans les Foothills, à l'ouest de Calgary, les glaciers de la Cordillère avaient atteint leur avancée maximale et régressaient, lorsque les glaces du

Keewatin ont atteint cette région et recouvert, sur 5 à 20 milles, le terrain récemment dégagé. Plus au nord, les glaces de la Cordillère, dans la vallée de l'Athabasca, ont fusionné avec les glaces du Keewatin et ont dévié vers le sud, à l'est des Foothills des Rocheuses, tel que déjà mentionné.

Dans la vallée de la rivière de la Paix, les glaces de la Cordillère semblent avoir atteint une limite, située à quelque distance à l'est de la limite occidentale plus récente, atteinte par les glaces du Keewatin. Ici, cependant, on a reconnu une nouvelle avancée des glaces de la Cordillère; des glaciers de la Cordillère relativement récents ont, à partir des montagnes Rocheuses, avancé jusqu'à moins de 15 milles de Fort St. John lorsque les glaces du Keewatin ont régressé (Mathews, 1963). Au nord de la rivière de la Paix, les relations entre les glaces de la Cordillère et du Keewatin restent peu connues.

Sur le plateau de la Liard et les plaines contiguës, les glaces de la Cordillère et du Keewatin ne sont entrées en contact qu'en de rares endroits. Les glaciers de la Cordillère se sont peu étendus sur les monts Mackenzie et sur le versant est de la chaîne Selwyn, du fait que cette région semble avoir été une zone de faible précipitation. Les glaciers de la partie est de la chaîne Selwyn et, dans une moindre mesure, ceux du versant ouest des monts Mackenzie, ont partiellement comblé la zone d'entremont. Seuls, des glaciers de vallée allongés ont glissé vers l'est et le nord, en direction d'une zone exempte de glaciation ou antérieurement glaciaire. Les glaciers de vallée du versant est, le versant sec des monts Mackenzie, étaient courts et ont rarement atteint de basses altitudes. Par endroits, ils dépassaient quelque peu la limite occidentale des glaces du Keewatin.

Nord de l'Intérieur. La carte 1253A indique la limite atteinte par les glaces de la Cordillère du Wisconsin, dans l'ouest du Yukon. Cette limite correspond probablement à la moraine McConnell et à l'avancée glaciaire de Bostock (1966), dans le centre du Yukon. Elle est marquée par de récents reliefs du front des glaces, surtout dans la vallée de la rivière Stewart, quelques milles en aval de Mayo. Les glaciers ont transgressé vers le nord, en partant des régions aux abondantes chutes de neige du massif de Saint-Élie, de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cassiars, et vers l'ouest, en partant de la chaîne Selwyn et du plateau Pelly vers le plateau sec du Yukon, sans atteindre la limite de l'avancée de la nappe glaciaire du pré-Wisconsin. En périphérie des glaces, d'innombrables «monadnocks» émergeaient du glacier. Les monts Ogilvie, entre les plateaux du Yukon et de Porcupine, ont aussi alimenté des glaciers, lesquels ont glissé vers l'extérieur de plusieurs régions très élevées de cette région montagneuse, mais sans atteindre les plateaux. Les eaux de fonte du versant nord des monts Ogilvie s'écoulaient vers le nord-est en passant par le cours supérieur de la rivière Peel jusqu'à leur point de rencontre avec les glaces du Keewatin, dans la partie inférieure du bassin de la rivière Peel; grossies des eaux glaciaires du Keewatin, ces eaux de fonte se sont écoulées vers le nord par la rivière Eagle jusqu'à la rivière Porcupine, la rivière Yukon et finalement la mer de Béring. A mesure de la déglaciation et du retrait des glaces du Keewatin, du cours inférieur de la vallée de la rivière Peel, les eaux de fonte des monts Ogilvie, de la chaîne Selwyn et des monts Mackenzie ont fusionné avec les eaux des glaces du Keewatin et ont suivi la rivière Peel jusqu'au delta du Mackenzie et la mer de Beaufort.

Déglaciation

Côte ouest. Dans le sud de l'île Vancouver, la dernière glaciation régionale (Vashon) est représentée par un till et des dépôts associés (Fyles, 1963b). Ces matériaux sont généralement sablonneux, notamment dans les basses-terres, où les glaces, se déplaçant du détroit de Géorgie vers le sud-ouest, ont chevauché les dépôts de sable de l'interglaciaire Quadra. A mesure de l'amincissement, l'écoulement des glaces vers le sud-ouest, augmenté de l'apport des glaciers des hautes-terres de l'île, s'est maintenu un certain temps par les passes de montagne et les vallées. A mesure du retrait, les glaces, dérivées de l'île, devenaient dominantes. Selon J. G. Fyles, la régression glaciaire du détroit de Géorgie était probablement en cours vers 14,000 ans avant le présent et, vers 12,800 ans, la partie occidentale ouverte du détroit a permis l'écoulement des glaces et le dégagement d'une grande partie du sud de l'île Vancouver. Sur le littoral du continent, l'amincissement des glaces et le recul du front ont été prolongés par une accumulation de glaces en mouvement, au sommet des montagnes de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades. Dans la basse-terre du Fraser, le dernier lobe glaciaire important est demeuré en contact avec la mer, postérieurement à 11,000 ans avant le présent, jusqu'à une nouvelle avancée importante des glaces dans la mer, le stade Sumas, représenté sur une vaste étendue par un dépôt d'argile marine rocailleuse, à coquillages par endroits, et variant en épaisseur de quelques pieds à plus de 500 pieds. Ce dépôt résulte sans doute des icebergs, sauf en périphérie où la glace était de plate-forme (Armstrong et coll., 1965). Au nord le long de la côte du Pacifique, les glaces sont demeurées en contact avec la mer, probablement jusque vers 10,000 ans avant le présent. Le long de la côte de l'Alaska, les glaciers ont régressé à leurs positions actuelles, ou près, vers 7,500 ou 8,000 ans.

Sud et Centre de l'Intérieur. La déglaciation de la partie sud des glaces de la Cordillère s'est effectuée en grande partie par fusion et stagnation de la masse de glace dans son ensemble, sans aucun arrêt ni avancée nettement définis (Nasmith, 1962). L'abaissement de la surface des glaces a donné naissance aux régions des plateaux et des hautes-terres, puis à une vaste réduction des glaces et à leur confinement aux vallées. Il semble donc probable que le retrait des glaces se soit effectué beaucoup plus rapidement pendant les premiers stades de la fusion que dans les phases ultérieures, car l'immense réduction des glaces peut avoir

suffi à établir l'équilibre entre leur ablation et leur accumulation. Dans la vallée de l'Okanagane, les eaux de fonte ont creusé des lits latéraux, à des altitudes de 3,700 et de 2,800 pieds, près de la frontière internationale. La fusion peut avoir formé ultérieurement une surface presque plane de la masse de glace où s'écoulaient les eaux de fonte. Dans la vallée, cependant, les glaces étaient encore assez épaisses pour s'écouler, et un recul du front des glaces s'est maintenu vers le nord. Plus au nord, le long de la vallée, le lobe glaciaire Okanagane était en mouvement et les eaux de fonte ont ouvert des lits latéraux. Une faible variation climatique a donné naissance à quelques crêtes morainiques. Plusieurs lacs glaciaires se sont formés dans la vallée de l'Okanagane. Le lac glaciaire Penticton a été le plus grand et de plus longue durée. L'une de ses plages est soulevée différentiellement vers le nord, de 3.5 pieds par mille. De la cendre volcanique dans des talus, des alluvions, des lits lacustres et dans des tourbières, couvre une vaste région et proviendrait, selon Nasmith, de l'éruption du pic Glacier vers 6,700 ans avant le présent.

Au nord-ouest de la vallée de l'Okanagane, la dernière avancée des glaces est représentée par un seul till (Fulton, 1965). En divers endroits, ce till, déposé sur des sédiments proglaciaires, qui passent graduellement vers le bas en des sédiments non glaciaires d'environ 20,000 ans, fait supposer une corrélation entre ce till de la glaciation Fraser de la chaîne Côtière et celui de la glaciation Vashon de l'île Vançouver. Selon Fulton, a succédé une détérioration régionale des glaces sans oscillation le long des fronts, due au confinement des glaces dans des régions d'entremonts. En général, le front sud a reculé d'abord vers le nord, puis vers le nord-ouest. En s'amincissant, la masse de glace s'est fragmentée en de nombreux lobes stagnants ou semi-stagnants, allongés dans les principales vallées et les basses-terres. Au cours des premières phases du retrait des glaces, les eaux de fonte se sont accumulées dans les basses-terres, et la décharge était vers le sud. A mesure du recul, l'eau de fonte s'est écoulée vers l'est dans la rivière Okanagane et, via le fleuve Columbia, vers l'océan Pacifique. L'eau a emprunté cette voie pendant la déglaciation de presque toute la partie sud du plateau Intérieur. Finalement, le recul des glaces vers les montagnes de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades a dégagé la vallée du fleuve Fraser, et les eaux ont suivi cette route plus directe vers le Pacifique (Mathews, 1944; Fulton, 1965).

Dans les autres régions du sud de la Colombie-Britannique, les diverses phases de déglaciation sont moins connues. Les glaciers de la Cordillère ont reculé vers plusieurs chaînes de montagnes, où les fortes chutes de neige ont maintenu, un certain temps, des glaciers actifs dans les principales vallées, bien au-delà de leur lieu d'alimentation. Progressivement, ces glaciers de vallées ont reculé jusqu'aux confins des montagnes environnantes et ont finalement dégagé les vallées.

On croit que, récemment encore, des glaces recouvraient le nord-est de la chaîne Columbia et qu'elles obstruaient le sillon des Rocheuses dans le voisinage de Big Bend et dans certaines parties adjacentes des Rocheuses. Des glaciers demeurent dans ces montagnes, mais on ignore s'ils sont des restes d'anciennes glaces ou des glaces récentes. On suppose également qu'une grande partie de la région sud de la chaîne Côtière était récemment recouverte de glaces. H. W. Tipper est d'avis, qu'au cours du recul des glaces, l'écoulement vers l'est, à partir de la chaîne Côtière, s'est séparé de l'écoulement vers l'ouest, à partir de la chaîne Columbia. Ce dernier, influencé en grande partie par la topographie, s'est orienté vers le nord-nord-ouest et le sud-sud-est. La ligne sud-sud-ouest de partage des glaces entre le 120° et le 121° degré de longitude (carte 1253A) marque cette séparation. L'écoulement des glaces de la chaîne Côtière s'effectuait en grande partie au nord-est vers le plateau Intérieur et le cours supérieur de la vallée du fleuve Fraser. Le plateau Nechako était recouvert d'une vaste masse de glace en mouvement vers l'est et le nord-est, originaire du centre des montagnes de la chaîne Côtière (Armstrong et Tipper, 1948). Cette région a actuellement moins de glaciers que celles plus au nord et au sud. Des glaciers actifs, du cours inférieur de la vallée du Fraser, ont formé des lacs glaciaires dans les vallées du fleuve Fraser et des rivières Nechako et Stuart. L'écoulement était en direction nord, le long de la rivière Parsnip dans le sillon des Rocheuses, et descendait la rivière de la Paix vers des lacs glaciaires, retenus par la nappe glaciaire du Keewatin en Alberta. Il est ainsi possible que l'eau de fonte des glaciers des montagnes de la chaîne Côtière puisse s'être écoulée un certain temps vers l'est, le long de la rivière de la Paix jusqu'aux plaines Intérieures et, de là, par le réseau des Grands lacs jusqu'à l'océan Atlantique.

Nord de l'Intérieur. Des centres d'activité de la dernière période glaciaire ont persisté dans le nord des montagnes de la chaîne Côtière, de la chaîne des Cassiars et des chaînons Skeena. Dans la chaîne des Cassiars, plusieurs inversions de direction d'écoulement des glaces se sont produites durant la déglaciation, comme l'indiquent la répartition des blocs erratiques, les directions d'écoulement des glaces et les lits des eaux de fonte, le long des fronts des glaces (Watson et Mathews, 1944). Les glaciers du côté ouest de la chaîne des Cassiars s'étendaient jusqu'au Pacifique, mais on a peu étudié les relations entre le mouvement de ces glaciers et le mouvement de ceux de la chaîne Côtière, à la sortie des vallées. Pendant le retrait des glaces, la chaîne des Cassiars était couronnée, à plus de 7,000 pieds, d'une calotte glaciaire d'où s'écoulaient des glaciers vers le sud-ouest et le nord-est. Dans le sud, les glaces des montagnes les plus élevées de la chaîne Côtière et des chaînons Skeena, dans l'ouest, ont traversé la chaîne des Cassiars, en suivant la vallée de la rivière Dease, et s'écoulaient en direction nord-est, à environ 7,000 pieds d'altitude. Les glaciers de vallée ont précédé et suivi la dernière avancée principale des glaces (Gabrielse, 1963).

Dans certaines régions du sud-ouest du Yukon, la dernière avancée majeure des glaces, la glaciation Klouane (Denton et Stuiver, 1967), correspond probablement à l'avancée McConnell du centre du Yukon. La datation au radiocarbone de matières organiques sous du drift, déposé par la glaciation Klouane, indique que celle-ci aurait commencé vers 30,000 ans et aurait persisté jusqu'à au moins 12,500 ans, et peut-être jusqu'à moins de 10,000 ans avant le présent. Les glaciers de la glaciation Klouane, issus de champs de glaces à des altitudes variant entre 12,000 et 15,000 pieds sur le flanc est du massif de St-Élie, ont transgressé vers le nord-est par les chaînons Klouane. Ils ont avancé ensuite vers le nord-ouest, le long de la vallée de la rivière Klouane, jusqu'aux rivières Donjeck et White et, vers le nord, au-delà de Snag (Bostock, 1952; Krinsley, 1965). Dans la vallée, au sud-est du lac Klouane, la surface du glacier était à 6,100 pieds d'altitude; près de Donjeck, elle approchait environ 5,000 pieds et, à sa limite nord, elle était à environ 2,500 pieds. Les glaciers de la glaciation Klouane ont déposé trois tills distincts, associés à des dépôts d'épandage et de lacs. Les glaciers charrieurs du till supérieur, déposé dans la vallée Klouane, s'étendaient à une altitude minimale de 2,500 à 3,200 pieds. Les glaces se sont retirées par les passages de leur avancée, sans aucune pause ni arrêt marqués, bien que de grandes masses de glace aient séjourné dans la région du lac Klouane. Une mince couche de loess, dérivé des dépôts d'épandage de la glaciation Klouane, a été déposée sur tous les anciens dépôts jusqu'à une altitude de 4,500 pieds. Une période de formation de sol a suivi la glaciation Klouane (Denton, 1967). Le sol s'est formé avant la néoglaciation du massif de St-Élie, entre 2,600 et 2,800 ans, que Denton a relié à la Petite époque glaciaire. Après un intervalle relativement chaud, les glaciers ont repris leur mouvement, il y a environ 600 ans jusqu'au présent siècle, mais actuellement ils marquent une régression accompagnée de fluctuations. Les glaciers Donjeck et Kaskawulsh ont atteint leur maximum néoglaciaire il y a environ 300 ans.

LES CONSIDÉRATIONS ÉCONOMIQUES

Les dépôts meubles ou le manteau de la roche en place, dans la plupart des régions du Canada, résultent surtout de l'action des glaces. Les dépôts immédiats des glaces ou le till et les divers mélanges de matériaux plus ou moins bien triés constituent la moraine qui caractérise une immense superficie au Canada. Dans le Sud du pays, quelques vastes régions de moraine de fond, à l'aspect légèrement onduleux, se sont révélées cultivables, mais en général, la surface irrégulière et la composition plus ou moins rocailleuse de ces matériaux limitent ou ne permettent pas l'exploitation agricole sur une grande échelle. Les régions les plus accidentées de moraine de fond, et les régions de moraine de désintégration, de moraine médiane, de moraine terminale et de moraine du type kame servent de pâturages ou sont couvertes de forêts. Elles constituent également d'importantes réserves d'eau. Certaines de ces régions sont, grâce à leurs nombreux lacs, des réserves de gibier, des parcs et des terrains de jeux de grande valeur pour l'industrie touristique. Les régions de dépôts fluvioglaciaires ont une importance similaire, notamment pour l'approvisionnement en eau.

De vastes régions du Sud du Canada étaient autrefois recouvertes de lacs glaciaires, qui ont laissé des surfaces planes où le sol est finement granulé. Celles-ci comprennent les terres arables de la majorité des cultures de céréales et de légumes, essentiels à la population des régions urbaines et industrielles en expansion. Dans nombre de régions du Canada, la glaciation a été un élément d'amélioration des sols, du mélange et de la grosseur des matériaux qui caractérisent certaines des meilleures terres arables. Ailleurs, les glaciers ont probablement fait disparaître d'excellents sols qu'ils ont charriés au-delà des frontières, ne laissant à leur place que des blocs erratiques ou du terrain rocheux.

La glaciation a également joué un rôle vital dans le développement des ressources minérales au Canada. Dans certaines parties du Bouclier canadien, de la région de la Cordillère et de celle des Appalaches, les glaciers ont enlevé le manteau de nombreux gîtes minéraux, enlevant ou dispersant les enrichissements secondaires en minéraux. La glaciation a ainsi mis à nu les gîtes minéraux primaires, ce qui a amené l'époque du prospecteur au Canada et l'expansion de l'industrie minière. Ailleurs, il est possible que des gîtes minéraux, mis à nu par l'action des glaciers, aient été recouverts par des dépôts glaciaires plus récents; leur découverte exige des forages et des relevés géophysiques. D'autres peuvent être découverts grâce à l'étude géologique des dépôts meubles. Le repérage de gros blocs erratiques de la dernière avancée glaciaire, à partir des stries glaciaires et autres traits du mouvement des glaces, est une technique simple employée avec succès en de nombreuses occasions. Des méthodes plus précises, comme la méthode «glaciofocus», servant à localiser la source des éléments de trace constitutifs du drift, devraient être également efficaces en exploration de gîtes minéraux (Lee, 1964, 1968). Une parfaite connaissance des phénomènes glaciaires et des mouvements des glaces sera nécessaire à l'avenir, lors de l'étude des dépôts du Pléistocène pour la prospection de minéraux de valeur.

La glaciation a joué un rôle de premier plan dans l'expansion des villes et des régions industrielles. Celles-ci sont généralement situées dans les parties des plaines et des basses-terres, recouvertes de drift, ou dans les vallées des régions montagneuses et ondulées, plutôt que dans les

parties voisines, plus rocheuses et accidentées. Du fait de la facilité d'excavation dans des matériaux non consolidés par rapport aux travaux dans de la roche en place, et malgré l'existence de machinerie lourde moderne, on persiste à éviter de construire les villes dans les régions d'affleurements rocheux. Cette pratique est en train d'engloutir les meilleures terres arables à une vitesse alarmante. Bien que certaines villes soient construites dans des régions où il n'y a pas ou peu de drift, la plupart se trouvent sur des terrains à grande épaisseur de drift. Dans certains cas, la roche en place est profondément enfouie, et seuls les plus gros immeubles y ont leurs fondations; tous les autres reposent dans ou sur la couverture de drift. Lorsque c'est possible, les fondations sont établies sur les couches de till ou de gravier, et l'expérience a démontré qu'il faut avoir beaucoup de pratique pour évaluer les qualités physiques de la couverture de drift. La nature et l'épaisseur du manteau de drift influent aussi sur le coût d'installations des canalisations d'eau et des égouts, de la construction des routes et des trottoirs. Le drift peut être encore un facteur dans la décision du type de système de transport rapide, lors de la planification, pour de nombreuses régions urbaines.

Toutes les régions urbaines utilisent de grandes quantités de sable et de gravier; il en résulte un épuisement rapide des réserves sur plusieurs milles en périphérie, en général de quelques dizaines de milles de ces centres urbains. Au-delà le coût du transport est trop élevé et on se sert plutôt de pierre concassée. La plupart des sables et graviers utilisés proviennent de dépôts fluvio-glaciaires, mais en certains endroits on emploie des matériaux de dépôts de rivières, de lacs ou de littoral. Malgré la concurrence de la pierre concassée, l'emploi de sable et de gravier pour la construction se maintient à un niveau élevé. La production et la valeur du sable et du gravier, utilisés en 1965 pour la construction des routes, le ballast des voies ferrées et dans les mélanges de ciment, d'asphalte et de mortier, sont données au tableau XII-3. Une grande partie de ces matériaux datent du Pléistocène, mais certains des graviers sont d'âge préglaciaire.

En Ontario, à la mine Canadian Charleston, au sud de Steep Rock Lake, reposait un dépôt de gravier du Pléistocène d'un grand intérêt, exploité comme minerai de fer plutôt que comme matériau de construction. Une moraine terminale graveleuse contenait suffisamment de blocs erratiques de minerai pour être exploitée commercialement comme mine de fer. Le dépôt se composait surtout de cailloux, de cailloutis et de blocs de pierre à haute teneur en hématite et gœthite. Ces matériaux ont été déposés par un lobe glaciaire qui les avait arrachés du fond du lac Steep Rock. La production comprenait des concentrés à haute teneur de minerai de fer en boulettes. Malgré une exploitation limitée aux mois d'été et interrompue en 1961, la production a atteint environ 642,957 tonnes de concentrés à haute teneur à partir de 4.5 millions de tonnes de gravier, entre 1959 et 1964, année où l'exploitation a pris fin.

TABLEAU XII-3 *Production et valeur des sables et graviers* (F. E. Hanes, Direction des mines)

Provinces	1965	
	Tonnes courtes	$
Terre-Neuve	4,063,734	3,684,891
Île-du-Prince-Édouard	412,064	374,081
Nouvelle-Écosse	6,574,387	4,498,803
Nouveau-Brunswick	4,491,514	2,594,846
Québec	40,507,369	19,583,351
Ontario	75,082,026	55,297,474
Manitoba	9,757,104	6,767,068
Saskatchewan	8,570,008	5,615,794
Alberta	13,163,941	10,661,383
Colombie-Britannique	20,484,706	12,662,016
Total	183,106,853	121,739,707

Des dépôts d'argile d'origine lacustre et d'origine marine ont été très exploités pour la production de briques, de tuiles et de produits connexes. Dans les régions à schiste argileux, l'emploi de ce matériau a pratiquement cessé. L'argile, utilisée encore à cette fin, ne représente qu'une infime partie de la production annuelle des produits d'argile, évaluée à environ 31 millions de dollars. De vieux immeubles d'anciens quartiers de villes et des bâtiments d'anciennes fermes ont été construits avec des briques d'argiles du Pléistocène. Dans les projets de construction, tels que les barrages pour réservoirs d'eau et de production d'électricité, les autoroutes, les nouvelles voies ferrées, les levées ou chaussées et les installations portuaires, les techniciens doivent tenir compte de la nature des dépôts meubles, car certains doivent être enlevés et remplacés par d'autres matériaux. Des glissements de terrain peuvent se produire du fait de ces matériaux, là où les routes coupent des collines ou le long des flancs d'une vallée, et là où un cours d'eau creuse la vallée. L'argile ou le till argileux peuvent être employés comme matériaux imperméables à la construction de réservoirs d'eau, mais des matériaux perméables peuvent également servir pour quelques barrages en terre. La connaissance de l'évolution glaciaire de ces régions est importante pour déterminer les forages nécessaires, afin de définir la succession stratigraphique à l'emplacement du projet de construction.

Les effets du soulèvement différentiel doivent être évalués lors des projets de vastes constructions de pérennité, soumises à la pression d'importantes masses d'eau. Un soulèvement différentiel annuel d'une fraction de pouce, entre les deux extrémités d'un bassin de retenue, peut avoir de l'importance; les données doivent donc être connues sur les soulèvements différentiels de la période postglaciaire.

Le taux du soulèvement différentiel dans la baie d'Hudson, basé sur une courte étude du niveau des marées, peut être d'environ deux pieds par siècle (Barnett, 1966). Ces données, plus le taux de soulèvement postglaciaire, permettent d'établir une courbe de relations terre-mer, importantes dans la planification d'installations portuaires.

Un problème aigu dans les régions industrielles et minières est la question des déchets. Des aires d'argile, relativement imperméable, sont parfois recherchées comme dépôts de matériaux corrosifs ou nocifs, mais la composition minéralogique de l'argile doit être déterminée face aux réactions chimiques éventuelles. Les déchets moins nocifs, à décomposition assez courte, peuvent être déposés dans quelques terrains recouverts de drift, mais il faut prévoir la contamination des eaux souterraines.

Les dépôts meubles de surface ont une influence directe sur les ressources en eau du Canada, car ils déterminent le taux d'écoulement des eaux et leurs réserves. Ils retiennent d'importants volumes d'eau, évitent leur déperdition par un écoulement rapide en surface et les laissent s'écouler lentement et régulièrement vers les rivières et cours d'eau. Sans cette source constante ou presque constante, nombre de rivières seraient soit des torrents impétueux, soit des vallées asséchées.

Les dépôts donnent ainsi au Canada son caractère fondamental et influent sur les progrès agricoles, forestiers et miniers, l'industrie de la pêche, l'expansion urbaine et industrielle et les installations récréatives, domaines aux immenses répercussions sur le mode de vie quotidien des Canadiens et sur leurs projets d'avenir.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

Alcock, F. J.

1941: The Magdalen Islands; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 44, pp. 623–649.

1948: Problems of New Brunswick geology; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 42, sér. 3, sect. 4, pp. 1–16.

Andrews, J. T.

1963: The cross-valley moraines of north-central Baffin Island: A quantitative analysis; *Bull. géog., Can.*, n° 20, pp. 82–129.

1966: Pattern of coastal uplift and deglacierization, west Baffin Island, Northwest Territories; *Bull. géog., Can.*, vol. 8, n° 2, pp. 174–193.

Andrews, J. T., et Sim, V. W.

1964: Examination of the carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, Northwest Territories; *Bull. géog.*, Can., n° 21, pp. 44–65.

Antevs, E.

1925: Retreat of the last ice sheet in eastern Canada; *Comm. géol., Can.*, Mém. 146.

1931: Late glacial correlations and ice recession in Manitoba; *Comm. géol., Can.*, Mém. 168.

Armstrong, J. E., Crandell, D. R., Easterbrook, P. J., et Noble, J. B.

1965: Late Pleistocene stratigraphy and chronology in southwestern British Columbia and northwestern Washington; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 76, n° 3, pp. 321–330.

Armstrong, J. E., et Tipper, H. W.

1948: Glaciation in north-central British Columbia; *Am. J. Sci.*, vol. 246, pp. 283–301.

Arnold, K. C.

1966: Aspects of the glaciology of Meighen Island, Northwest Territories, Canada; *J. Glaciol.*, vol. 5, n° 40, pp. 399–410.

Barnett, D. M.

1966: A re-examination and re-interpretation of tide gauge data for Churchill, Manitoba; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 77–88.

Barnett, D. M., et Peterson, J. A.

1964: The significance of glacial Lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador-Ungava; *Can. Geographer*, vol. 8, n° 4, pp. 173–181.

Barry, R. G.

1960: The application of synoptic studies in Paleoclimatology: A case study for Labrador-Ungava; *Aerograph. Ann.* 42, n° 1, pp. 36–44.

Barton, R. H., Christiansen, E. A., Kupsch, W. O., Mathews, W. H., Gravenor, C. P., et Bayrock, L. A.

1965: Quaternary, *dans* Geological history of western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*

Bell, J. M.

1904: Economic resources of Moose River Basin; *min. Mines, Ont.*, vol. 13, part. 1, pp. 135–191.

Bell, R.

1879: Michipicoten to Moose Factory route, *dans* Exploration of the east coast of Hudson Bay in 1877; *Comm. géol., Can.*, Rapp. des opér. 1877-1878, part. C.

1887: Explorations de certaines portions des rivières Attawapishkat et Albany; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1886, part. G.

Bird, J. B.

1953: Southampton Island; *Dir. géog., Can.*, Mém. 1.

1954: Postglacial marine submergence in central Arctic Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 65, pp. 457–464.

1959: Recent contributions to the physiography of northern Canada; *Z. Geomorphologie*, Neue folge, Band 3, Heft 2, pp. 151–174.

1963: A report on the physical environment of southern Baffin Island, Northwest Territories, Canada; *The Rand Corp.*, Mém. RM-2362-1-PR.

Blackadar, R. G.

1958: Patterns resulting from glacier movements north of Foxe Basin, Northwest Territories; *Arctic*, vol. 11, n° 3, pp. 156–165.

Blake, W., Jr.

1963: Notes on glacial geology, northeastern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-28.

1964: Preliminary account of the glacial history of Bathurst Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-30.

1965: Surficial geology, Bathurst Island, *dans* Rept. Activities, Field, 1964; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-1, pp. 2, 3.

1966: End moraines and deglaciation chronology in northern Canada with special reference to southern Baffin Island; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-26.

Boesch, H.

1963: Notes on the geomorphological history, *dans* Axel Heiberg Island Res. Rept., McGill Univ., Montreal; Prel. Rept. 1961–62, F. Müller and members of the Expedition, pp. 163–167.

Boissonneau, A. N.

1966: Glacial history of northeastern Ontario: I. The Cochrane-Hearst area; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, n° 5, pp. 559–578.

1968: Glacial history of northeastern Ontario: II. The Timiskaming-Algoma area; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 5, n° 1, pp. 97–109.

Borns, H. W., et Swift, D. J.

1966: Surficial geology, north shore of Minas Basin, Nova Scotia, *dans* Guidebook, geology of parts of Atlantic Provinces; *Ass. géol. Can.*

Bostock, H. S.

1952: Geology of northwest Shakwak Valley, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 267.

1966: Notes on glaciation in central Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-36.

Brummer, J.

1958: Glaciation in the northwest quarter of Holland Twp., Gaspé, North County; *Ass. géol. Can.*, vol. 10, pp. 109–117.

Byers, A. R.

1960: Deformation of the Whitemud and Eastern Formations near Claybank, Saskatchewan; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 53, sér. 3, sect. 4, pp. 1–4.

Chalmers, R.

1890: Géologie de surface du sud du Nouveau-Brunswick; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1888–1889, part. N.

1895: Géologie de surface de l'est du Nouveau-Brunswick, du nord-ouest de la Nouvelle-Écosse et d'une partie de l'île du Prince-Édouard; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1894, part. M.

Chapman, D. H.

1937: Glacial Lake Vermont; *Am. J. Sci.*, sér. 5, vol. 34, n° 200, pp. 89–124.

Chapman, L. J.

1954: An outlet of Lake Algonquin at Fossmill, Ontario; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 6, part. 2, pp. 61–68.

1966: The recession of the Wisconsin Glacier, *dans* Physiography of southern Ontario, éd. rév.; *Univ. Toronto Press.*

Christiansen, E. A.

1959: Glacial geology of the Swift Current area Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, rapp. 32.

1960: Geology and ground water resources of the Qu'Appelle area Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 1.

1961: Geology and ground water resources of the Regina area Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 2.

1965: Geology and ground water resources, Kindersley area Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 7.

1967: Preglacial valleys in southern Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., carte n° 3.

Christiansen, E. A., et Parizek, R. R.

1961: A summary of studies completed to date of the ground water geology and hydrology of the buried Missouri and Yellowstone Valley; *Cons. rech.*, Sask., Circulaire n° 1.

Christie, R. L.

1967: Reconnaissance of the surficial geology of northeastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol.*, Can., Bull. 138.

Coleman, A. P.

1920: The glacial history of Prince Edward Island and the Magdalen Islands; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sér. 3, vol. 13, pp. 33–38.

1933: The Pleistocene of the Toronto region; *min. Mines, Ont.*, vol. 41, part. 7, 1932.

1937: Lake Iroquois; *min. Mines, Ont.*, vol. 45, part. 7, 1936, pp. 1–36.

1941: The last million years; *Univ. Toronto Press.*

Cooper, J. R.

1937: Geology and mineral deposits of the Hare Bay area; *min. Ress. nat., T.-N.*, Sect. géol., Bull. n° 9.

Craig, B. G.

1957: Drumheller, Alberta, surficial geology; *Comm. géol., Can.* carte 13-1957.

1960: Surficial geology of north-central District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-18.

1961: Surficial geology of northern district of Keewatin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 61-5.

1964a: Surficial geology of Boothia Peninsula and Somerset, King William and Prince of Wales Islands, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-44.

1964b: Surficial geology of east-central District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 99.

1965a: Glacial Lake McConnell, and the surficial geology of parts of Slave River and Redstone River map-areas, District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 122.

1965b: Surficial geology, Operation Wager; northeast District of Keewatin and Melville Peninsula, District of Franklin, *dans* Rept. Activities, Field, 1964; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-1, pp. 17-19.

Craig, B. G., et Fyles, J.G.

1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-10.

Craig, B. G., et McDonald, B. C.

1968: Quaternary geology, Operation Winisk, Hudson Bay Lowland, *dans* Rept. Activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 68-1, part. A, pp. 161–162.

Crary, A. P.
1956: Geophysical studies along northern Ellesmere Island; *Arctic,* vol. 9, n° 3, pp. 155–165.

Daly, R. A.
1902: The geology of the northwest coast of Labrador; *Bull. Museum Comp. Zool., Harvard Coll.,* vol. 38, sér. géol., vol. 5, n° 5.

David, P. P.
1966: The Late Wisconsin Prelate Ferry Paleosol of Saskatchewan; *Can. J. Earth Sci.,* vol. 3, pp. 685–696.

Deane, R. E.
1950: Pleistocene geology of the Lake Simcoe district, Ontario; *Comm. géol., Can.,* Mém. 256.

Denton, G. H., et Stuiver, M.
1967: Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology, northeastern St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 78, n° 4, pp. 485–510.

Derbyshire, E.
1962: Glacial features of the Howells River valley and watershed; *McGill Sub-Arctic Res. Paper,* n° 14.

Douglas, R. J. W.
1950: Callum Creek, Langford Creek, and Gap map-areas, Alberta; *Comm. géol., Can.,* Mém. 255.

Dreimanis, A.
1957: Stratigraphy of Wisconsin glacial stage along northwestern shore of Lake Erie; *Science,* vol. 126, n° 3265, pp. 166–168.
1958: Wisconsin stratigraphy at Port Talbot on the north shore of Lake Erie, Ontario; *Ohio J. Sci.,* vol. 58, pp. 65–84.

Dreimanis, A., Reavely, G. H., Cook, R. J. B., Knox, K. S., et Moretti, F. J.
1957: Heavy mineral studies in tills of Ontario and adjacent areas; *J. Sediment. Petrol.,* vol. 27, n° 2, pp. 148–161.

Dreimanis, A., Terasmae, J., et McKenzie, G. D.
1966: Port Talbot Interstade of the Wisconsin Glaciation; Can. J. Earth Sci., vol. 3, pp. 305–325.

Elson, J. A.
1957: Lake Agassiz and the Mankato-Valders problem; *Science,* vol. 126, n° 3281, pp. 999–1002.
1967: Geology of glacial Lake Agassiz, *dans* Life, Land and Water; Proc. of 1966 Conference of Environmental Studies of the glacial Lake Agassiz region; W. J. Mayer-Oakes, éd., *Univ. Manitoba Press.*

Falconer, Geo.
1966: Preservation of vegetation and patterned ground under a thin ice body in northern Baffin Island, N.W.T.; *Bull. géol.,* Can., vol. 8, n° 2, pp. 194–200.

Falconer, G., Ives, J. D., Løken, O. H., et Andrews, J. T.
1965: Major end moraines in eastern and central Arctic Canada; *Bull. géog.,* Can., vol. 7, n° 2, pp. 137–153.

Farrand, W. R.
1961: Former shorelines in western and northern Lake Superior Basins; *Univ. Microfilms Inc.,* Ann Arbor, Michigan.

Flint, R. F.
1940: Late Quaternary changes of level in western and southern Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 51, pp. 1757–1780.
1951: Dating late Pleistocene events by means of radiocarbon; *Nature,* vol. 167, n° 4256.

Frankel, L.
1966: Geology of southeastern Prince Edward Island, Part 2, Surficial Geology; *Comm. géol., Can.,* Bull. 145.

Fraser, J. K.
1957: Activities of the Geographical Branch in northern Canada; *Arctic,* vol. 10, n° 4, pp. 246–250.

Fulton, R. J.
1965: Silt deposition in late-glacial lakes of southern British Columbia; *Am. J. Sci.,* vol. 263, pp. 553–570.
1968: Olpmpia Interglaciation, Purcell Trench, British Columbia; *Geol. Soc. Am.,* vol. 79 (*sous presse*).

Fyles, J. G.
1955: Pleistocene features, *dans* G. M. Wright, Geological notes on central District of Keewatin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.,* Étude 55-17, pp. 3, 4.
1962: Physiography: Chap. II, *dans* Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Thorsteinsson and Tozer, *Comm. géol., Can.,* Mém. 330.
1963a: Surficial geology of Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin; *Comm. géol., Can.,* Bull 101.
1963b: Surficial geology of Horne Lake and Parksville map-areas, Vancouver Island, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 318.
1965: Surficial geology, western Queen Elizabeth Islands, *dans* Rept. Activities, Field, 1964; *Comm. géol., Can.,* Étude 65-1, pp. 3–5.
1966: Quaternary stratigraphy, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, *dans* Rept. Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 66-1, pp. 30, 31.
1967a: Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, *dans* Rept. Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 67-1, part A, pp. 34, 35.
1967b: Winter Harbour moraine, Melville Island, *dans* Rept. Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 67-1, part A, pp. 8, 9.

Fyles, J. G., et Craig, B. G.
1965: Anthropogen period in Arctic and Subarctic; U.S.S.R. *Res. Inst. Geol. Arctic.*

Gabrielse, H.
1963: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Mém. 319.

Gadd, N. R.
1960: Géologie de la région de Bécancour, Québec; *Comm. géol., Can.,* Étude 59-8F.
1963: Géologie de la région d'Ottawa, Ontario et Québec; *Comm. géol., Can.,* Étude 62-16F.
1964: Moraines in the Appalachian Region of Quebec; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 75, pp. 1249–1254.
1966: Surficial geology in the St. Sylvestre area, *dans* Rept. Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 66-1, pp. 163–166.

1971: Pleistocene geology of the Central St. Lawrence Lowlands; *Comm. géol., Can.*, Mém. 359.

Gadd, N. R., et Karrow, P. F.

1960: Surficial geology of Trois-Rivières; *Comm. géol., Can.*, carte 54-1959.

Goldthwait, J. W.

1915: The occurrence of glacial drift on the Magdalen Islands; *Comm. géol., Can.*, Bull. Mus. n° 14, sér. géol. n° 25.

1924: Physiography of Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 140.

Goldthwait, R. P.

1950: Geomorphology, *dans* Baffin Island Expedition 1950: A Preliminary Report par P. D. Baird, et coll.; *Arctic*, vol. 3, n° 3, pp. 139–141.

Gravenor, C. P., et Bayrock, L. A.

1956: Stream-trench systems in east-central Alberta; *Cons. rech., Alb.*, rapp. prél. 56-4.

1961: Glacial deposits of Alberta; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc., n° 3, pp. 35–50.

Grayson. J. F.

1956: The postglacial history of vegetation and climate in the Labrador Quebec region as determined by Palynology; *Univ. Microfilms Inc.*, Ann Arbor, Mich.

Hare, F. K.

1951: The present-day snowfall of Labrador-Ungava; *Am. J. Sci.*, vol. 249, n° 9, pp. 654–670.

Harrison, D. A.

1964: A reconnaissance glacier and geomorphological survey of the Duart Lake area, Bruce Mountains, Baffin Island, North West Territories; *Bull. géog., Can.*, n° 22, pp. 57–71.

Hattersley-Smith, G.

1961: Geomorphological studies in north-western Ellesmere Island; Directorate of Physical Research, *Cons. rech. défense, Can.*, Rept. No. Misc. G-5.

Henderson, E. P.

1959a: Surficial geology of Sturgeon Lake map-area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 303.

1959b: A glacial study of Central Quebec-Labrador; *Comm. géol., Can.*, Bull. 50.

1960: Surficial geology of St. John's, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Étude 35-1959.

Henoch, W. E. S.

1964: Postglacial marine submergence and emergence of Melville Island, Northwest Territories; *Bull. géog., Can.*, n° 22, pp. 105–126.

Hickox, C. F.

1962: Pleistocene geology of the central Annapolis Valley, Nova Scotia; *min. Mines, N.-É.*, Mém. 5.

Hogg, N., et coll.

1953: Drilling in James Bay Lowland: Part I; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 61, part. 6, 1952, pp. 115–140.

Hough, J. L.

1958: Geology of the Great Lakes; *Univ. Illinois Press*, Urbana, Illinois.

1963: The prehistoric Great Lakes of North America; *Am. Scientist*, vol. 51, n° 1, pp. 84–109.

1966: Correlation of Glacial Lake Stages in the Huron-Erie and Michigan Basins; *J. Geol.*, vol. 74, n° 1, pp. 62-77.

Hughes, O. L.

1956: Surficial geology of Smooth Rock Falls, Cochrane district, Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 55-41.

1965: Surficial geology of part of the Cochrane district, Ontario, Canada; *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. n° 84.

Ives, J. D.

1957: Glaciation of the Torngat Mountains, northern Labrador; *Arctic*, vol. 10, n° 2, pp. 67–87.

1958a: Mountain-top detritus and the extent of the last major glaciation in northeastern Labrador-Ungava; *Can. Geographer*, n° 12, pp. 25–31.

1958b: Glacial geomorphology of the Torngat Mountains, northern Labrador; *Bull. géog., Can.*, n° 12, pp. 62–77.

1959: Glacial drainage channels as an indicator of late glacial conditions in Labrador-Ungava; *Cahiers géog., Québec*, n° 5, pp. 57–72.

1960a: The deglaciation of Labrador-Ungava: An outline; *Cahiers géog., Québec*, n° 8, pp. 323–343.

1960b: Former ice dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava; *Bull. géog., Can.*, n° 14, pp. 44–70.

1960c: Glaciation and deglaciation of the Helluva Lake area, Central Labrador-Ungava; *Bull. géog., Can.*, n° 15, pp. 46–64.

1962: Indications of recent extensive glacierization in north-central Baffin Island, Northwest Territories; *J. Glaciol.*, vol. 4, n° 32, pp. 197–205.

1964: Deglaciation and land emergence in northeastern Foxe Basin; *Bull. géog., Can.*, n° 21, pp. 54–65.

Ives, J. D., et Andrews, G. T.

1963: Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, Northwest Territories; *Bull. géog., Can.*, n° 19, pp. 5–48.

Jenness, S. E.

1960: Late Pleistocene glaciation at eastern Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 161–180.

Johnston, W. A.

1946: Glacial Lake Agassiz, with special reference to the mode of deformation of the beaches; *Comm. géol., Can.*, Bull. 7.

Johnston, W. A., et Wickenden, R. T. D.

1930: Glacial Lake Regina, Saskatchewan, Canada; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. 4, pp. 41–50.

Karrow, P. F.

1959: Surficial geology, Grondines, Quebec; *Comm. géol., Can.*, carte 41-1959, notes descriptives.

1964: Pleistocene geology of Toronto-Scarborough area, *dans* livret-guide, Geology of Central Ontario; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 81–88.

1965: *Dans* livret-guide: Field Conference G, Great Lakes-Ohio River Valley, INQUA, 1965, pp. 106–107. *Nebraska Acad. Sci.*, Lincoln, Nebraska.

1967: Pleistocene geology of the Scarborough area; *min. Mines, Ont.*, rapp. géol. n° 46.

Keele, J.
1921: Mesozoic clays and sands in northern Ontario; *Comm. géol., Can.,* rapp. somm., 1920, part. D.

Klassen, R. W., Delorme, L. D., et Mott, R. J.
1967: Geology and paleontology of Pleistocene deposits in southwestern Manitoba; *Can. J. Earth Sci.,* vol. 4, n° 3, pp. 433–447.

Krinsley, D. B.
1965: Pleistocene geology of the southwest Yukon Territory, Canada; *J. Glaciol.,* vol. 5, n° 40, pp. 385–398.

Kupsch, W. O.
1962: Ice-thrust ridges in western Canada; *J. Geol.,* vol. 70, n° 5, pp. 582–594.
1964: Bedrock surface and preglacial topography of the Regina-Wynyard region, southern Saskatchewan; *Third Intern. Williston Basin symp.,* Regina, Sask.

Lee, H. A.
1955: Surficial geology of Edmundston, Madawaska, and Témiscouata counties, New Brunswick and Quebec; *Comm. géol., Can.,* Étude 55-15.
1959: Surficial geology of southern district of Keewatin and the Keewatin Ice Divide, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.,* Bull. 51.
1960: Late glacial and postglacial Hudson Bay sea episode; *Science,* vol. 131, n° 3413, pp. 1609–1611.
1962: Géologie de la région de Rivière-du-Loup—Trois-Pistoles, Québec (dépôts meubles); *Comm. géol., Can.,* Étude 61-32F.
1964: Glacial fans in till from the Kirkland Lake fault—a method of exploration; *Can. Mining J.,* vol. 85, n° 4, pp. 94, 95.
1968a: Quaternary geology, *dans* Science, History and Hudson Bay, part. 1, chap. 9, *Information Canada,* Div. de l'édition, Ottawa.
1968b: Glaciofocus and the Munro esker of northern Ontario, *dans* Rept. Activities, 1967; *Comm. géol., Can.,* Étude 68-1, A, p. 173.

Lee, H. A., Craig, B. G., et Fyles, J. G.
1957: Keewatin ice divide; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 68, pp. 1760, 1761.

Leverett, F.
1932: Quaternary geology of Minnesota and parts of adjacent States; *U.S. Geol. Surv.,* Prof. Paper 161.

Leverett, F., et Taylor, F. B.
1915: The Pleistocene of Indiana and Michigan and the history of the Great Lakes; *U.S. Geol. Surv.,* Monograph, vol. 53.

Lewis, C. F. M.
1966: Geological and palynological studies of early Lake Erie deposits; *Univ. Michigan Gt. Lakes Res. Div.,* Publ. n° 15.
1968: Postglacial uplift studies north of Lake Huron: Rept. Activities; *Comm. géol., Can.,* Étude 68-1, part. A, pp. 174–176.

Løken, O. H.
1960: Field work in the Torngat Mountains, Northern Labrador; *McGill Sub-Arctic Res. Paper,* n° 9.
1962: The late glacial and postglacial emergence and the deglaciation of northernmost Labrador; *Bull. géog., Can.,* n° 17, pp. 23–56.
1966: Baffin Island refugia older than 54,000 years; *Science,* vol. 153, n° 3742, pp. 1378–1380.

MacClintock, P., et Stewart, D. P.
1965: Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland; *N.Y. State Museum Sci. Serv.,* Bull. n° 394.

MacClintock, P., et Terasmae, J.
1960: Glacial history of Covey Hill; *J. Geol.,* vol. 68, n° 2, pp. 232–241.

MacClintock, P., et Twenhofel, W. H.
1940: Wisconsin Glaciation of Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 51, pp. 1729–1756.

Mackay, J. R.
1958: The Anderson River map-area, Northwest Territories; *Dir. géog., Can.,* Mém. 6.
1962: Pingoes of the Pleistocene Mackenzie River Delta area; *Bull. géog., Can.,* n° 18.
1963: The Mackenzie Delta area, Northwest Territories; *Dir. géog., Can.,* Mém. 8.

MacNeill, R. H.
1953: A local glacier in the Annapolis-Cornwallis Valley; Proc. N.S. Inst., *Science,* vol. 23, part. 1, p. 111.

Martison, N. W.
1953: Petroleum possibilities of the James Bay Lowland area; *min. Mines, Ont.,* rapp. ann., vol. 61, part. 6, 1952.

Mathews, W. H.
1944: Glacial lakes and ice retreat of south-central British Columbia; *Trans., Soc. Roy. Can.,* sér. 3, vol. 38, sect. 4, pp. 39–57.
1963: Quaternary stratigraphy and geomorphology of the Fort St. John area, northeastern British Columbia; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.*

Matthew, E. M.
1961: Deglaciation of the George River Basin Labrador-Ungava, *dans* Geomorphological studies in northeastern Labrador-Ungava; *Dir. géog., Can.,* Étude géog. n° 29.

Matthews, B.
1962: Glacial and postglacial geomorphology of the Sugluk-Wolstenholme area, northern Ungava; *McGill Sub-Arctic Res. Paper,* n° 12, rapp. ann. 1960-1961.

McGerrigle, H. W.
1952: Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula; *Trans., Soc. Roy. Can.,* vol. 66, sér. 3, sect. 4, pp. 37–51.

McLearn, F. H.
1927: Les dépôts mésozoïques et pléistocènes des rivières Missinaibi inférieure, Opazatika et Mattagami (Ont.); *Comm. géol., Can.,* rapp. somm. 1926, part. C.

Meneley, W. A., et coll.
1957: Preglacial Missouri River in Saskatchewan; *J. Geol.,* vol. 65, n° 4, pp. 441–447.

Mercer, J. H.
1956: Geomorphology and glacial history of southernmost Baffin Island; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 67, pp. 553–570.

Morley, L. W., et Fortier, Y.-O.
1956: Geological unity of the arctic islands; *Trans., Soc. Roy. Can.,* vol. 50, sér. 3, pp. 3–12.

Morrison, A.
1963: Landform studies in the Middle Hamilton River area, Labrador; *Arctic,* vol. 16, n° 4, pp. 273–275.

Mott, R. J., et Prest, V. K.
1967: Stratigraphy and palynology of buried organic deposits from Cape Breton Island, Nova Scotia; *Can. J. Earth Sci.,* vol. 4, pp. 709–724.

Mountjoy, E. W.
1958: Jasper area, Alberta, a source of the Foothills erratics train; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.,* vol. 6, n° 9, pp. 218–226.

Müller, F.
1963: Radiocarbon dates and notes on the climatic and morphological history, *dans* Axel Heiberg Island research reports; *Univ. McGill, Montréal,* rapp. prél. 1961-1962, F. Müller et personnel de l'Expédition, pp. 169–172.

Nasmith, H.
1962: Late glacial history and surficial deposits of the Okanagan Valley, British Columbia; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.,* Bull. 46.

O'Neill, J. J.
1924: Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18, vol. 11: Geology and Geography; Part A: The geology of the Arctic Coast of Canada, west of the Kent Peninsula; *Information Canada,* Div. de l'édition, Ottawa.

Parizek, R. R.
1964: Geology of the Willow Bunch Lake area, Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.,* Div. géol., rapp. n° 4.

Parry, J. T., et MacPherson, J. C.
1964: St. Faustin—St. Narcisse moraine and the Champlain Sea; *Rev. géog. Montréal,* vol. 18, n° 2, pp. 235–248.

Porsild, A. E.
1938: Earth mounds in unglaciated arctic northwestern America; *Rev. géog.,* vol. 28, n° 1, pp. 46-58.

Prest, V. K.
1962: Geology of Tignish map-area, Prince county, Prince Edward Island; *Comm. géol., Can.,* Étude 61-28.
1963: Red Lake-Lansdowne House area, northwestern Ontario; *Comm. géol., Can.,* Étude 63-6.
1965: Géologie du Pléistocène et dépôts meubles, *dans* Géologie et ressources minérales du Canada, 4e éd., rédigé par C. H. Stockwell; *Comm. géol., Can.,* Sér. géol. écon. n° 1, chap. 7.
1968: Nomenclature of moraine and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada; *Comm. géol., Can.,* Étude 67-57.

Roots, E. F.
1963: Devon Island physiography, *dans* Geology of the north-central part of the Artic Archipelago, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.,* Mém. 320, pp. 164–179.

Rudberg, S.
1963: Geomorphological processes in a cold senic-arid region, *dans* Axel Heiberg Island research reports; *Univ. McGill, Montréal,* rapp. prél. 1961-1962, F. Müller et personnel de l'Expédition, pp. 139–150.

St-Onge, D.
1965: La géomorphologie de l'île Ellef Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada; *Dir. géog.,* Étude géog. n° 38.
1966: Surficial geology, Iosegun Lake; *Comm. géol., Can.,* carte 15-1966.

Sim, V. W.
1960: A preliminary account of late "Wisconsin" Glaciation in Melville Peninsula, Northwest Territories; *Can. Geograph.,* vol. 17, pp. 21–24.

Slater, G.
1927: Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Alberta; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 38, pp. 721–730.

Smith, D. I.
1961: The glaciation of northern Ellesmere Island. *dans* Physical geography of Greenland; *19e Cong. géog. intern., Norden,* 1960, Symposium SD 2, pp. 224–234.

Sproule, J. C.
1939: The Pleistocene geology of the Cree Lake region, Saskatchewan; *Trans., Soc. Roy. Can.,* sér. 3, sect. 4, vol. 33, pp. 107–109.

Stalker, A. MacS.
1956: The erratics train, Foothills of Alberta; *Comm. géol., Can.,* Bull. 37.
1960: Surficial geology of the Red Deer-Stettler map-area; *Comm. géol., Can.,* Mém. 306.
1961: Buried valleys in central and southern Alberta; *Comm. géol., Can.,* Étude 60-32.
1963: Surficial geology of Blood Indian Reserve, No. 148, Alberta; *Comm. géol., Can.,* Étude 63-25.

Tanner, V.
1944: Outlines of the geography of Newfoundland—Labrador; *Acta Geograph.,* vol. 8, pp. 1–906.

Taylor, Andrew
1956: Physical geography of the Queen Elizabeth Islands, Canada, *dans* Glaciology, vol. 2; *Am. Geograph. Soc.,* New York.

Taylor, F. C.
1961: Interglacial (?) conglomerate of northern Manitoba, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.,* vol. 72, pp. 167–168.

Taylor, R. S.
1958: Some Pleistocene lakes of northern Alberta and adjacent areas; *Edmonton Geol. Soc. Quart.,* vol. 2, n° 4.

Terasmae, J.
1958: Contributions to Canadian palynology: Pt. III, Nonglacial deposits along Missinaibi River, Ontario; *Comm. géol., Can.,* Bull. 46, pp. 29–34.
1960: Contributions to Canadian palynology No. 2, Pt. II, A palynological study of Pleistocene interglacial beds at Toronto, Ontario; *Comm. géol., Can.,* Bull. 56.

Terasmae, J., et Hughes, O. L.
1960: Glacial retreat in North Bay area; *Science,* vol. 131, n° 3411, pp. 1444–1446.

Terasmae, J., Webber, P. J., et Andrews, J. T.
1966: A study of late Quaternary plant-bearing beds in north-central Baffin Island, Canada; *Arctic,* vol. 19, n° 4, pp. 296–318.

Thorsteinsson, R.

1958: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Mém. 294.

1961: The history and geology of Meighen Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Bull. 75.

Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.

1961: Structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time; *Geology of the Arctic*, vol. 1, pp. 339–360.

Tomlinson, R. F.

1959: Geomorphological field work in the Kaumajet Mountains and Okak Bay area of the Labrador Coast; *McGill Sub-Arctic Res. Lab.*, rapp. ann. 1957-1958, pp. 61–67.

Tozer, E. T., et Thorsteinsson, R.

1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 332.

Tremblay, L.

1961a: Geology, La Loche, Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, carte 10-1961.

1961b: Geology of Firebag River area, Alberta and Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, carte 16-1961.

Tyrrell, J. B.

1892: Report on northwestern Manitoba with portions of the adjacent district of Assiniboia and Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1890-1891, part. E.

1897: Rapport sur les rivières Doobaunt, Kazan et Ferguson et la côte nord-ouest de la baie d'Hudson; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1896, part. F.

1913: Hudson Bay exploring expedition; *bur. Mines, Ont.*, vol. 22, part. 1, pp. 161–209.

Upham, W.

1895: The glacial Lake Agassiz; *U.S. Geol. Surv.*, Monograph, vol. 25.

Vernon, P., et Hughes, O. L.

1965: Surficial geology of Larson Creek, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, carte 1171A.

Watson, K., et Mathews, W. H.

1944: The Tuya-Teslin area, Northern British Columbia; *min. Mines, C.-B.*, Bull. n° 19.

Wayne, W. J., et Zumberge, J. H.

1965: Geologic history of the Great Lakes, *dans* Pleistocene geology of Indiana and Michigan; The Quaternary of the U.S.; INQUA 7, Review vol., pp. 73–80, *Princeton Univ. Press.*

Wenner, C-G

1947: Pollen diagrams from Labrador, *dans Geografiska Ann.*, vol. 29, pp. 137–173.

Westgate, J. A.

1965: The Pleistocene stratigraphy of the Foremost-Cypress Hills area, Alberta; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, 15th Ann. Field Congress, part. 1, Cypress Hills Plateau.

Westgate, J. A., et Bayrock, L. A.

1964: Periglacial structures in the Saskatchewan gravels and sands of central Alberta, Canada; *J. Geol.*, vol. 72, n° 5, pp. 641–647.

Wheeler, E. P.

1958: Pleistocene glaciation in northern Labrador; *Geograph. Soc. Am.*, Bull. 69, n° 3, pp. 343–344.

Whitaker, S. H.

1965: Geology of Wood Mountain area (72G), Saskatchewan; *Univ. Microfilms, Inc.*, Ann Arbor, Mich.

Wickenden, R. T. D.

1931: An area of little or no drift in southern Saskatchewan; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 25, sér. 3, sect. 4, pp. 45–47.

1941: Glacial deposits of part of northern Nova Scotia; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 35, sér. 3, sect. 4, pp. 143–150.

Williams, M. Y.

1921: Paleozoic stratigraphy of Pagwachuan, Lower Kenogami, and Lower Albany Rivers, Ontario; *Comm. géol., Can.*, rapp. somm. 1920, part. D.

Wilson, W. J.

1906: Exploration de quatre cours d'eau au sud-ouest de la baie James; *Comm. géol., Can.*, compte rendu somm. 1902, pp. 231A-254A.

Zoltai, S. C.

1961: Glacial history of part of northwestern Ontario; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 13, pp. 61–81.

1963: Glacial features of the Canadian Lakehead area; *Can. Geograph.*, vol. 7, n° 3, pp. 101-115.

1965: Glacial features of the Quetico-Nipigon area, Ontario; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, n° 4, pp. 247–269.

XIII. Hydrogéologie

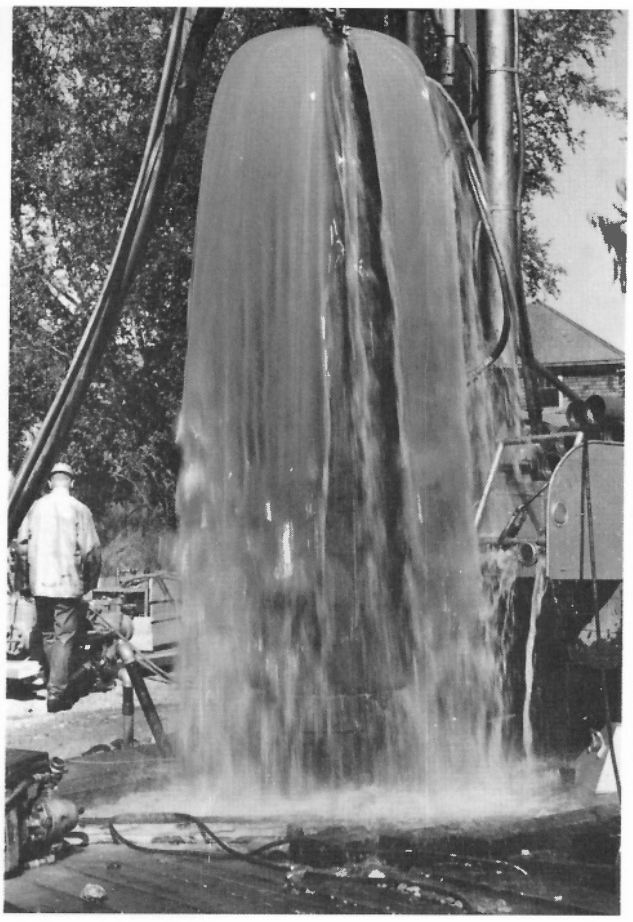
Introduction 854

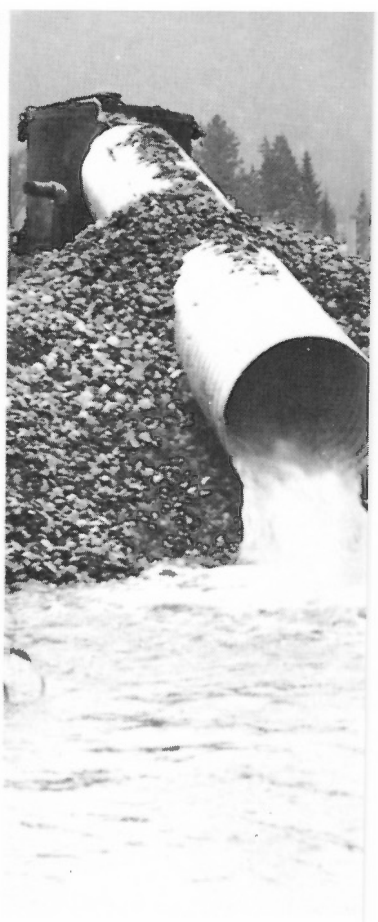
Le cycle hydrologique 855

Les régions hydrogéologiques 859

Choix d'ouvrages à consulter 881







INTRODUCTION

Au Canada, les eaux souterraines fournissent environ 10 p. 100 du volume d'approvisionnement des réseaux de distribution municipaux, desservant des localités de plus de 1,000 âmes, ainsi qu'un volume, égal ou supérieur, aux particuliers en résidence individuelle (tabl. XIII-1). Les eaux souterraines alimentent en outre les industries et servent également à l'irrigation.

Les eaux souterraines comprennent l'ensemble des eaux contenues dans la zone de saturation, sous la surface de la terre, à l'exception de celles chimiquement combinées aux minéraux.

La limite supérieure des matériaux saturés s'appelle la nappe phréatique ou le niveau supérieur de la nappe aquifère. A toutes fins pratiques, ce niveau peut être celui de la nappe dans les cavités de la zone de saturation. Plus précisément, c'est le niveau auquel l'eau se trouve à la pression atmosphérique (fig. XIII-3). Ce niveau se situe parfois à la surface du sol en saison de pluies, par saturation du terrain, ou à des centaines de pieds de profondeur en régions arides ou montagneuses. La limite inférieure des eaux souterraines correspond à la profondeur à laquelle la pression bloque l'ensemble des fissures des roches. Cette profondeur, généralement inconnue, dépend surtout de la résistance structurale des roches.

En 1875, la Commission géologique du Canada mentionne la première étude des eaux souterraines, effectuée à la suite de forages de puits dans les Territoires du Nord-Ouest (actuellement la Saskatchewan), afin d'obtenir l'eau nécessaire lors de la construction de la voie ferrée. Dans un court rapport en 1890 sur les forages de puits exécutés à Deloraine et Morden (Man.), A.R.C. Selwyn a indiqué brièvement les possibilités d'eau souterraine dans la région de la rivière Rouge, à l'escarpement de Pembina. Le premier rapport de la Commission géologique du Canada sur les eaux souterraines était un ouvrage de F. D. Adams et d'O. E. LeRoy sur les puits artésiens de l'île de Montréal. D. B. Dowling a dressé en 1915 une carte géologique des couches de grès de Milk River du sud de l'Alberta, indiquant qu'il existait sans doute une vaste nappe aquifère, de nature artésienne, qu'une série de travaux de forage a confirmé l'année suivante. Dans les décennies de 1920 et de 1930, des levés de reconnaissance cartographique de prospection de pétrole, de gaz naturel et d'eau dans les Prairies ont fait l'objet de quelques excellents rapports à large vue. En 1935, la Commission géologique a entrepris l'inventaire des réserves des eaux souterraines dans le sud de la Saskatchewan et dans le centre-est de l'Alberta, et a publié 274 études sur le volume d'eau disponible. La Commission a poursuivi cette étude hydrologique au Québec, dans l'Ontario, l'Île-du-Prince-Édouard et les provinces des Prairies jusqu'aux environs de 1959; l'étude portait spécialement sur le volume, la composition chimique de

[1] Direction des eaux intérieures.



XIII

Hydrogéologie

I. C. Brown[1]

Puits artésien, ferme Coldstream, près de Vernon (C.-B.). De gauche à droite: écoulement non contrôlé à la sortie d'un tube de six pouces; installation d'un tube de captage de 30 pouces; écoulement contrôlé à la sortie du tube de captage de 30 pouces.

l'eau et la vérification des anciennes données. Depuis, elle a étudié les réseaux et le comportement fondamental des eaux souterraines. Les données sur les réserves d'eau des puits proviennent toutes d'organismes provinciaux, dont la plupart demandent aux entreprises de forages la production d'un rapport sur chaque puits foré. Lesdits rapports constituent une source de renseignements et peuvent être facilement consultés.

LE CYCLE HYDROLOGIQUE

Le cycle hydrologique comprend l'ensemble des processus du système de circulation de l'eau terrestre en mouvement perpétuel (fig. XIII-2). Les radiations solaires produisent l'énergie nécessaire à la circulation de l'eau, qui s'évapore de la surface terrestre, des cours d'eau et des océans, des végétaux et des animaux. L'énergie solaire et la rotation de la terre entraînent perpétuellement les vapeurs d'eau de l'atmosphère vers des régions plus froides, où elles se condensent et retombent par gravité sous forme de précipitation, soit solide, soit liquide. Une partie s'évapore de nouveau, une autre ruisselle à la surface du sol et s'écoule vers les cours d'eau, les lacs et l'océan. Une autre partie pénètre dans le sol, d'où elle est puisée par les plantes et rejetée par transpiration ou retirée par évaporation directe; un certain volume pénètre plus profondément en terre, atteint la nappe phréatique, et forme l'eau souterraine. Sous l'action dominante de la gravité et de la pression des eaux environnantes, l'eau souterraine se trouve dirigée continuellement vers des régions de basse pression ou de basse énergie potentielle, et chemine par des voies sinueuses à travers les matériaux terrestres. Une partie de cette eau revient peu après à la surface et rentre dans le cycle hydrologique; une autre partie pénètre profondément en terre, s'écoule et y demeure de très longues périodes. Parfois, cette eau se déverse à la surface ou s'écoule dans des cours d'eau, des lacs ou dans l'océan, puis le cycle recommence avec une nouvelle évaporation. L'eau active, emmagasinée dans le sol, atteint un volume 30 fois supérieur environ à celui de l'ensemble des cours d'eau et des lacs, mais constitue un peu moins du quart de l'eau contenue dans la glace, et environ 1/150 de l'eau des océans.

Fluctuations des eaux souterraines

Dans le temps et l'espace, les eaux souterraines ont un régime considérablement plus lent et plus régulier que celui des eaux de surface ou des eaux atmosphériques. Le volume de débit varie selon la pente hydraulique et la perméabilité du sol et des roches. L'eau s'écoule plutôt lentement, la pente hydraulique étant couramment plus douce

TABLEAU XIII-1 *Volume d'eau distribuée au Canada*

Province	Nombre de réseaux	Réseaux d'approvisionnement en eau souterraine, en totalité ou partiellement	Eau distribuée, en milliers de gallons par jour		Population desservie, par milliers	Eau distribuée par habitant, en gal.-jour
			Eau souterraine	Total de l'eau		
Alberta	64	26	3,755	90,537	810	112
Colombie-Britannique	83	20	9,664	160,711	1,278	126
Manitoba	42	10	1,333	85,819	1,048	82
Nouveau-Brunswick	23	16	10,185	57,019	250	228
Terre-Neuve	21	1	300	23,217	155	150
Nouvelle-Écosse	34	14	4,660	38,408	341	113
Ontario	294	120	97,824	669,638	6,443	104
Île-du-Prince-Édouard	3	3	2,908	2,908	29	100
Québec	272	81	28,156	573,660	4,286	134
Saskatchewan	47	33	10,691	51,348	254	202
	883	324	169,476	1,753,265	14,894	135
Eau souterraine distribuée, % du total 9.9						(moyenne)

Eau fournie par les réseaux municipaux de distribution d'eau à des localités de 1,000 âmes ou plus. Non compris les gros volumes d'eau fournie à des industries ou à des particuliers ne dépendant pas de services municipaux. (Extraits de la statistique de *Canadian Municipal Utilities*, du *Waterworks Manual and Directory*, 1963.)

Genre de distribution	Nombre de maisons	Nombre moyen d'occupants	Volume estimatif d'eau par maison, en gpj	Volume total estimatif d'eau en milliers de gal.-jour
Par tuyaux dans maison	759,349	3	200	151,870
Autrement que par tuyaux	377,401	3	100	37,740
	1,136,750			189,610

Volume total estimatif d'eau fournie aux maisons ne dépendant pas de services municipaux. On ignore la source de l'eau, mais il est probable qu'elle provient en majorité de puits. (Extraits de *Canadian Housing Statistics*, 1962, Société centrale d'hypothèque et de logement, 1963.)

que celle de la surface dans les régions accidentées; en terrain plat, ce mouvement demeure très lent. La vitesse d'écoulement varie quotidiennement de presque zéro à plus de 100 pieds, mais les variations s'étagent généralement de cinq pieds par an à cinq pieds par jour. Ces faibles vitesses, jointes aux immenses réserves d'eau immobilisées dans les matériaux terrestres, réduisent au minimum les variations du régime des eaux souterraines. Ainsi, tandis que la nappe phréatique peut varier parfois rapidement, suivant le taux de précipitation, le volume d'écoulement des eaux souterraines en profondeur variera beaucoup plus lentement.

De nombreux facteurs naturels et artificiels entraînent de fortes variations de temps et en grandeur du régime d'écoulement des eaux souterraines (fig. XIII-5 et XIII-6). De légères et rapides variations du niveau piézométrique peuvent provenir de tous facteurs affectant les matériaux sur lesquels ils agissent, comme les vibrations dues à la circulation routière, aux séismes, à la pression des marées sur l'écorce terrestre et aux variations de la pression atmosphérique. Ces courtes fluctuations, souvent légères, s'expriment en pouces ou en fractions de pouce, bien que celles dues aux séismes puissent atteindre quelques pieds. Les fluctuations de plus longue durée proviennent de la variation du volume d'eau de recharge et peuvent être saisonnières. Dans la plupart des régions du Canada, elles varient de 5 à 20 pieds selon la vitesse de la circulation dans le réseau d'écoulement, la fréquence et le volume d'eau de recharge. Le niveau piézométrique varie également par suite de l'intervention de l'homme sur le réseau d'écoulement, soit par pompage, irrigation et drainage, soit par modification du niveau de rivières ou de lacs, transformation ou enlèvement de la couverture naturelle, et autres interventions. Au Canada, l'amplitude des fluctuations varie de quelques pouces à plusieurs dizaines de pieds et de quelques centaines de pieds à plusieurs milles en étendue.

En général, le volume d'eau de recharge et le niveau des eaux souterraines atteignent le maximum au cours de la débâcle printanière (fig. XIII-6). Vient ensuite la baisse graduelle des eaux de recharge et des eaux souterraines, dont le niveau minimal se situe vers la fin de l'été. Seules de longues périodes de pluies abondantes durant l'été renversent ce processus, car la majeure partie de la précipita-

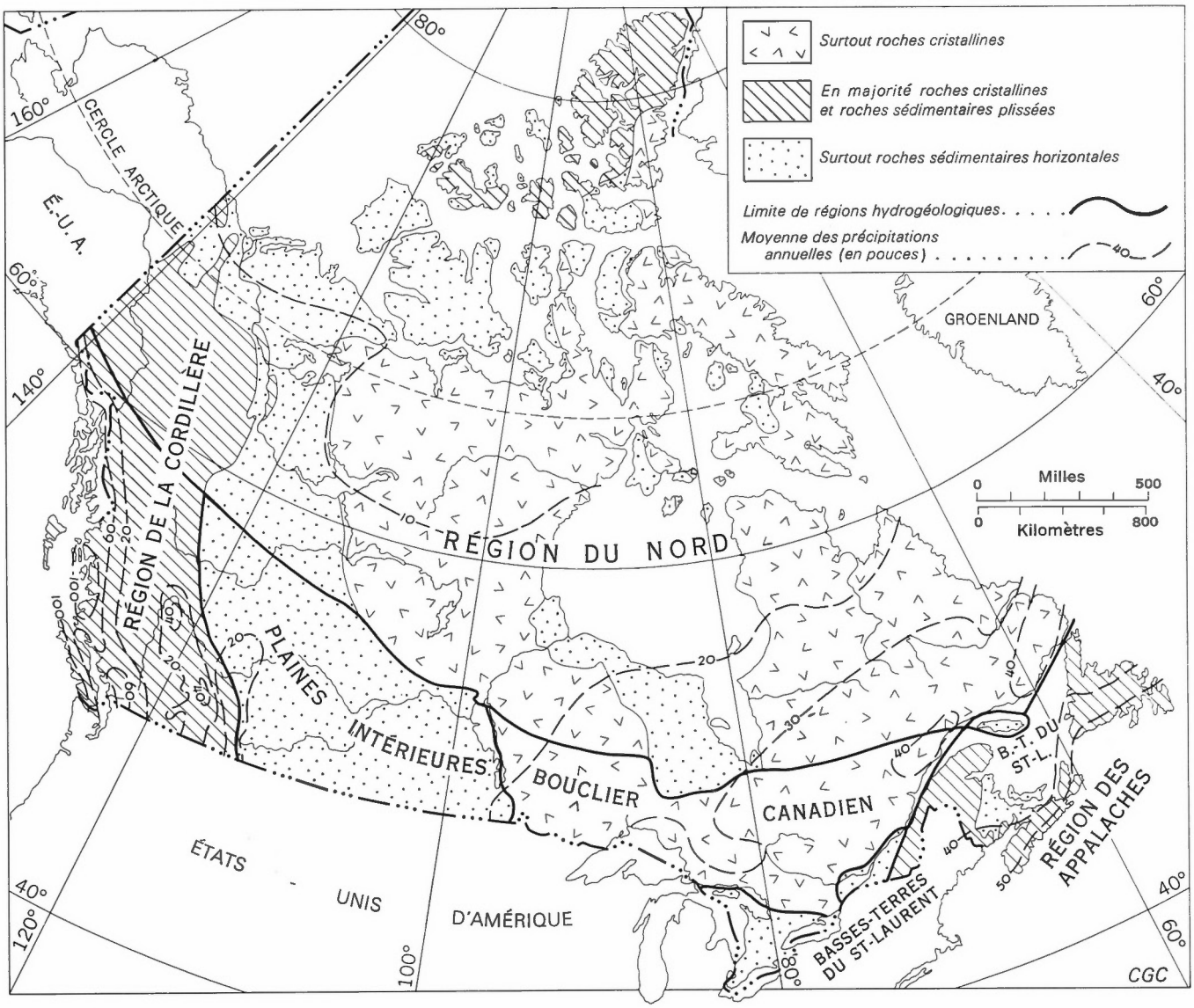


FIGURE XIII-1. Régions hydrogéologiques du Canada.

tion estivale retourne dans l'atmosphère par évapotranspiration. Au début de l'automne, les niveaux atteignent leur point minimal. Les pluies d'automne surviennent au point le plus bas de l'évapotranspiration et élèvent considérablement le volume des eaux de recharge. Dans la majeure partie du Canada, la nappe phréatique s'élève jusqu'à la période de gel, puis la précipitation survenant sous forme de neige, l'infiltration d'eau dans le sol devient minime. En hiver, le niveau des eaux souterraines baisse graduellement jusqu'au dégel printanier.

Modes d'écoulement des eaux souterraines

La gravité est la principale force exercée sur la circulation des eaux souterraines, car elle produit d'importants écarts de pression. Du fait que la gravité agit sur toute une gamme de matériaux, la pression diffère, bien qu'en général les eaux souterraines suivent la déclivité et s'écoulent en tous sens, et même remontent. Le débit peut être affecté par des forces moins continues et moins universelles, comme les gradients de température, la pression exercée par des masses de gaz souterraines, les forces tectoniques, la force capillaire, et sans doute la pression osmotique.

Il peut sembler anormal que l'eau infiltrée à la pression atmosphérique, dans le réseau des eaux souterraines, puisse circuler à de grandes profondeurs et revenir ultérieurement se déverser à la même pression; toutefois, les eaux souterraines suivent toujours la pente hydraulique. La pression en colonne d'eau, mesurée le long du réseau d'écoulement, diminue donc du point de recharge à celui de décharge.

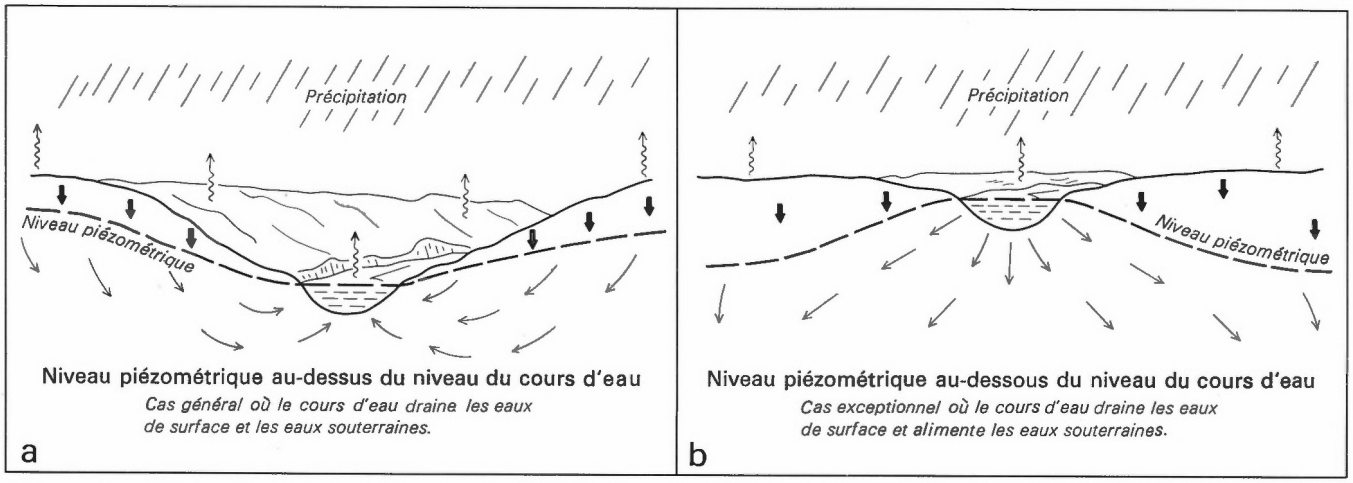


FIGURE XIII-2. Cycle hydrologique: a, rivière influente; b, rivière effluente.

La formule de Darcy, établie sur l'écoulement des fluides à travers des couches poreuses, peut s'exprimer ainsi: le volume d'eau s'écoulant par un endroit donné, vu en coupe transversale, égale la perméabilité, multipliée par la pente hydraulique. La perméabilité des couches des réseaux d'écoulement des eaux souterraines est fonction de

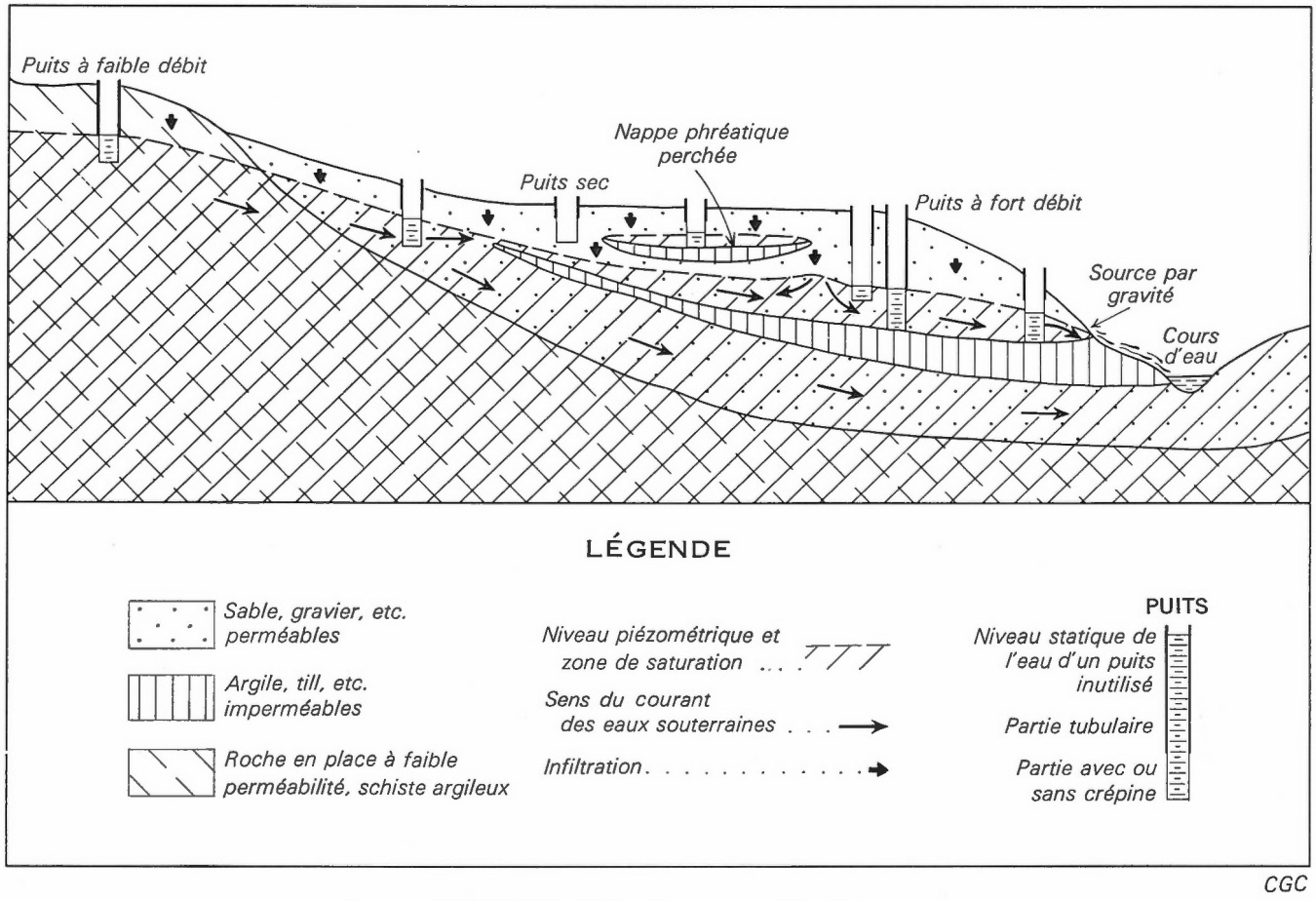


FIGURE XIII-3. Régime de nappes aquifères libres.

la composition permanente du matériau; la pente hydraulique et le volume d'eau en circulation dépendent donc des caractères géologiques des matériaux.

L'eau circule dans les matériaux entre leurs grains, et par des fissures, variant de minuscules à de larges cavités, et chenaux de dissolution. L'écoulement par les interstices des matériaux poreux est dispersé et assez uniforme dans un matériau uniforme, mais la plupart des couches perméables ont un pendage particulier, inhérent à leur condition de mise en place, et la perméabilité, dans une certaine direction, peut être supérieure à celle dans une autre. La composante horizontale est ordinairement supérieure à la composante verticale, mais ceci peut varier largement et même différer entre certaines couches d'un dépôt. Dans certains matériaux géologiques, la perméabilité peut résulter en grande partie de fissures ou de la stratification, et la perméabilité maximale peut être dans n'importe quelle direction.

Les réseaux d'eaux souterraines peuvent varier d'un simple petit étang isolé à un système de plusieurs centaines de milles de long, et même à un réseau très profond de la superficie d'un continent. Les plus importants réseaux, à régime relativement constant, constituent la source d'eau des rivières et cours d'eau, durant de longues périodes de sécheresse. Ainsi, le calcul du débit d'étiage des rivières donne une évaluation précise du volume d'eau en circulation dans les réseaux des eaux souterraines reliés à ces rivières.

Plusieurs méthodes permettent de découvrir ces réseaux. Les méthodes directes partent d'indicatifs comme la présence de source d'eau et de suintements, la pression en colonne d'eau mesurée dans des puits, et différents indicateurs radioactifs. Les méthodes indirectes forment un ensemble beaucoup plus varié, mais elles dépendent fortement de la composition chimique des eaux souterraines. Généralement, quelle que soit la roche qu'elles traversent, les eaux souterraines se chargent de bicarbonate au début, se transforment successivement en des eaux, chargées de carbonate, de chlorure et de bicarbonate, puis en des eaux, chargées de chlorure et sulfate ou de sulfate et chlorure, et finalement en eaux à prédominance de chlorure, dont la composition rappelle celle de l'eau de mer. L'entière succession ne se retrouve pas dans chaque réseau d'écoulement; néanmoins, elle s'est révélée très utile dans l'indication de réseaux dans plusieurs régions du Canada. La composition de l'eau dépend également de la nature des matériaux qu'elle traverse, par exemple, l'eau des calcaires et des dolomies sera riche en carbonate, celle des roches gypsifères le sera en sulfate. Les sables et graviers propres contiennent peu de substances qui se dissolvent. En général, la qualité de l'eau des régions de rechargement est supérieure à celles des régions de déchargement. Bien qu'il soit connu que le taux de changement de matériaux en dissolution peut être rapide, la transformation de la composition des eaux souterraines dépend essentiellement de la nature des matériaux, même si les eaux des réseaux traversent des milieux de composition différente.

La végétation permet une meilleure compréhension des réseaux. Les plantes, tolérant le sel, indiquent la présence d'un lieu de décharge des eaux après un long parcours, tandis que les plantes, réfractaires au sel, croissent dans les régions de rechargement ou au-dessus de celles à écoulement latéral. Les plantes phréatophytes, ou celles dépendant d'une source permanente d'eau, poussent ordinairement dans les endroits où leurs racines peuvent atteindre la nappe phréatique. Les plantes non phréatophytes croissent surtout dans les sols humides et peuvent survivre à de longues périodes de sécheresse, sans être en contact avec la nappe phréatique. Ainsi, dans les endroits à nappe phréatique généralement profonde, les plantes phréatophytes indiquent souvent un point de déchargement, et les non phréatophytes, un point de rechargement ou d'écoulement latéral.

LES RÉGIONS HYDROGÉOLOGIQUES

D'après certains caractères généraux relatifs à la géologie, à la précipitation, au climat et à la topographie, on divise le Canada en six régions, à conditions hydrogéologiques différentes (fig. XIII-1 et XIII-7). Elles n'ont pas de limites bien définies et forment plutôt des zones de largeur variable où un ensemble de conditions fait place à un autre. Dans la définition de ces régions, la géologie constitue le facteur le plus important, car elle permet de déterminer le volume d'eau emmagasinable et transportable. La précipitation et le climat règlent le volume d'eau de rechargement des réseaux d'écoulement. La topographie influe sur la longueur et la profondeur des réseaux.

Région hydrogéologique des Appalaches

Des roches cristallines et des roches sédimentaires tantôt plissées, tantôt horizontales, et une légère couche de dépôts meubles caractérisent cette région. Des basplateaux s'inclinent doucement vers le sud-est, coupés de vallées profondément encaissées et de larges basses-terres, formées sur des zones de roches tendres. En Gaspésie, le relief dépasse 2,000 pieds, mais ailleurs dans la région hydrogéologique des Appalaches, il atteint rarement plus de 1,000 pieds avec une moyenne de quelques centaines de pieds. Le climat, à la fois humide et continental, accuse un total de précipitations annuelles entre 30 et 50 pouces,

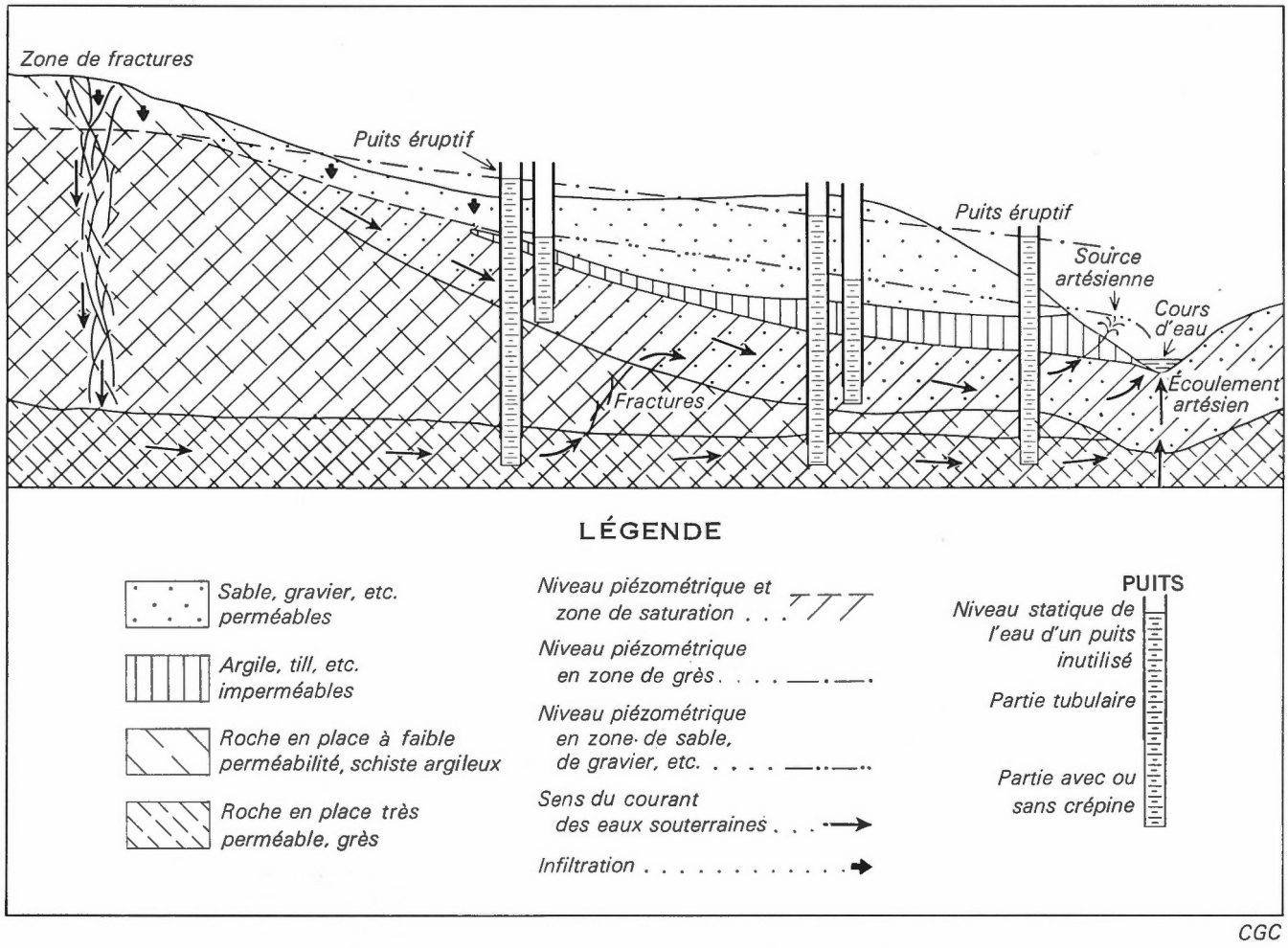


FIGURE XIII-4. Régime de puits artésiens (nappes captives).

dont la plus grande quantité, dépassée seulement par la région de la Cordillère de l'Ouest, tombe sur le littoral de l'Atlantique.

Hydrogéologie

La circulation des eaux dans les roches consolidées s'effectue surtout par les diverses fissures, et très peu à travers les pores des roches. Les caractères hydrogéologiques sont donc représentés ici par des unités hydrostratigraphiques de roches, au volume et à la qualité d'eau souterraine identiques (fig. XIII-8). Cette division en unités stratigraphiques ne peut être appliquée qu'au Nouveau-Brunswick, à l'Île-du-Prince-Édouard, aux îles de la Madeleine et à la Nouvelle-Écosse; à Terre-Neuve, en Gaspésie et dans les Cantons de l'Est au Québec, le manque de données ne permet pas d'établir ces divisions.

Nouveau-Brunswick, Île-du-Prince-Édouard et Nouvelle-Écosse

Le complexe de base englobe toutes les roches du Précambrien au Dévonien. Les réseaux de ces roches livrent rarement plus de cinq gallons d'eau par minute. Les puits de plus de 100 pieds de profondeur, spécialement ceux de plus de 1,000 pieds, ont une eau couramment salée. Les meilleurs puits se situent dans les vallées, à de faibles profondeurs. Les eaux souterraines forment surtout un composé du type à bicarbonate de calcium et contiennent généralement de 50 à 150 ppm en solides dissous. Certaines eaux ont une teneur excessive en fer et en manganèse, notamment dans le groupe de Meguma en Nouvelle-Écosse. Dans la région de Truro, la teneur en fer atteindrait jusqu'à 14 ppm.

Les roches sédimentaires pré-Windsor comprennent l'ensemble de conglomérats, grès, siltstones et schistes argileux du Mississippien, intercalé entre le complexe de base et le groupe de Windsor. Les puits débitent jusqu'à 25 gallons d'eau par minute (rarement 50), surtout du type à bicarbonate de calcium, contenant de 100 à 300 ppm en solides dissous, sauf où cette eau traverse les sédiments du Windsor avant de pénétrer dans le pré-Windsor, et être ainsi de qualité médiocre.

Le groupe de Windsor comprend des calcaires, des dolomies, de l'anhydrite, du gypse, du sel, du schiste argi-

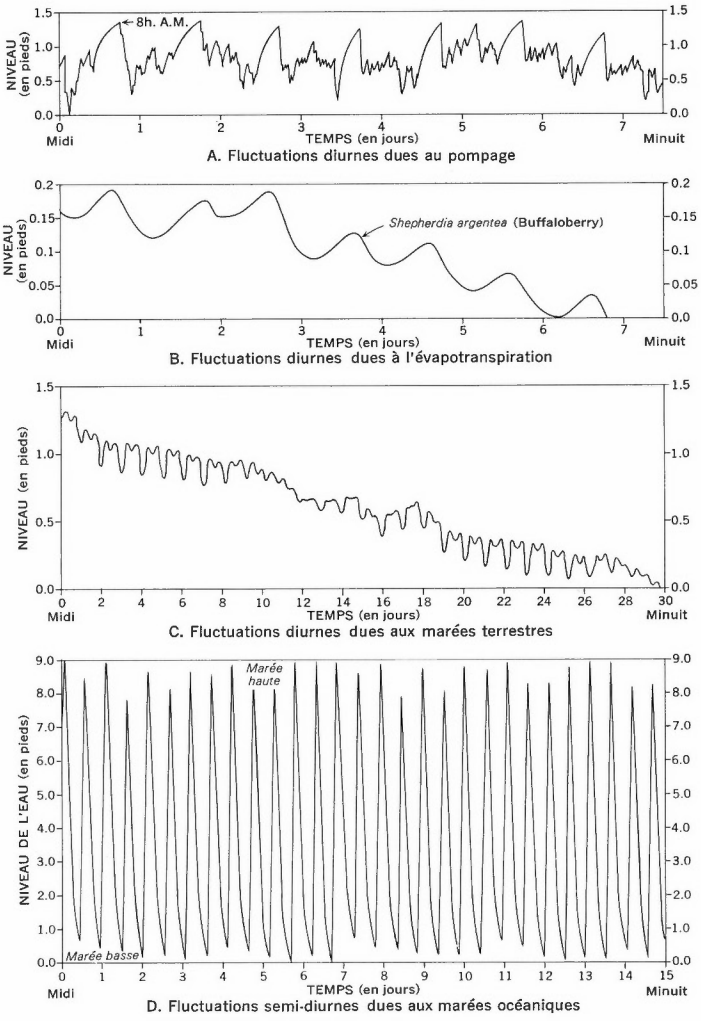


FIGURE XIII-5. Fluctuations diurnes et semi-diurnes du niveau piézométrique des eaux souterraines.

leux et du siltstone du Mississippien. Les puits débitent un volume très variable d'une eau excessivement dure, ordinairement salée, contenant souvent plus de 10,000 ppm en solides dissous, à prédominance de sodium, de calcium, de chlorure et de sulfate.

Les roches sédimentaires post-Windsor comprennent des roches de la partie supérieure du Carbonifère et du Permien: grès et claystones, mélangés à un peu de conglomérat et de siltstone. Le débit des puits atteint généralement 25 gpm et, en quelques endroits, on a obtenu des puits à gros débit. Selon un rapport, le puits appelé Imperial Pollett River No. 1 débiterait 840 gpm d'eau douce à partir de la formation de Boss Point, à la profondeur de 390 pieds. A Fredericton, quatre puits, de 187 à 400 pieds de profondeur, débiteraient de 150 à 500 gpm. A 10 milles au nord-est de Sussex, une source fournit constamment 700 gpm. A Sackville, Shediac et Amherst, des puits livrent de 150 à 670 gpm d'une eau généralement de bonne qualité, du type à bicarbonate de calcium, contenant de 100 à 300 ppm en solides dissous. S'y trouvent quelques rares puits d'eau salée attribuable au contact de l'eau avec les roches salines du groupe de Windsor. Un pompage excessif a amené l'intrusion d'eau de mer dans certains puits proches du littoral de l'Île-du-Prince-Édouard et du Nouveau-Brunswick.

Les roches triasiques, formées de grès, de schiste argileux, de basalte et de diabase, constituent probablement les meilleures roches aquifères en Nouvelle-Écosse. Les puits dans le basalte et la diabase livrent généralement moins de 3 gpm, mais des puits dans les autres roches débitent jusqu'à 400 gpm. L'eau contient de 50 à 200 ppm en solides dissous. Un peu d'eau de mer s'est infiltrée dans la région de Kingsport (N.-É.), où une prise d'eau souterraine a révélé 1,400 ppm de sels en dissolution, à majorité de chlorure de sodium.

Les dépôts de sable et gravier du Pléistocène se présentent sous forme d'eskers, de kames et de plaines d'épandage proglaciaires, généralement peu étendus et en nombre limité, mais constituant d'excellents terrains aquifères. La mince couche de till, qui recouvre la plus grande partie des provinces Maritimes, forme un médiocre terrain aquifère.

L'insuffisance de données ne permet pas de calculer le débit moyen en eau des dépôts meubles; les exemples suivants indiquent probablement des débits maximaux. Un puits de 12 pouces de diamètre, au débit de 500 gpm et d'une capacité spécifique de 17 gpm par pied de rabattement, approvisionne la ville de Sussex. A Fredericton, trois puits municipaux, de 113 à 146 pieds de profondeur, de 12 à 18 pouces de diamètre, avaient un débit initial entre 590 et 1,125 gpm et une capacité spécifique de 32 à 165 gpm par pied de rabattement. A 3 milles au nord de St. Stephen, le débit d'un puits d'un dépôt aquifère de sable et de gravier atteint 1,400 gpm. Dans ces dépôts d'épandage proglaciaires, les eaux souterraines, ordinairement du type à bicarbonate de calcium, contiennent moins de 200 ppm en solides dissous. Ces terrains aquifères, situés généralement dans des vallées adjacentes à des rivières, peuvent bénéficier d'infiltrations en soutien de leur débit.

Dans les vallées de certaines grandes rivières, telles que la rivière Saint-Jean, reposent des dépôts récents de sable et de gravier d'alluvions, originaires de dépôts fluvio-glaciaires du Pléistocène, et aux propriétés hydrologiques similaires. Les larges estrans boueux, périphériques à la baie de Fundy, ont une faible perméabilité, contiennent de l'eau salée et constituent de médiocres terrains aquifères. Les sables de plage y abondent, mais peu d'eau douce peut être pompée avant l'infiltration d'eau salée.

Gaspésie et Cantons de l'Est du Québec

Les renseignements sur les eaux souterraines de cette région demeurent limités et aucune documentation n'a fait l'objet de publication. A ce jour, les dépôts de sable et de gravier du Pléistocène constituent les meilleurs terrains aquifères. Un rapport du ministère des Richesses naturelles du Québec indique que 21 essais de pompage, dans des

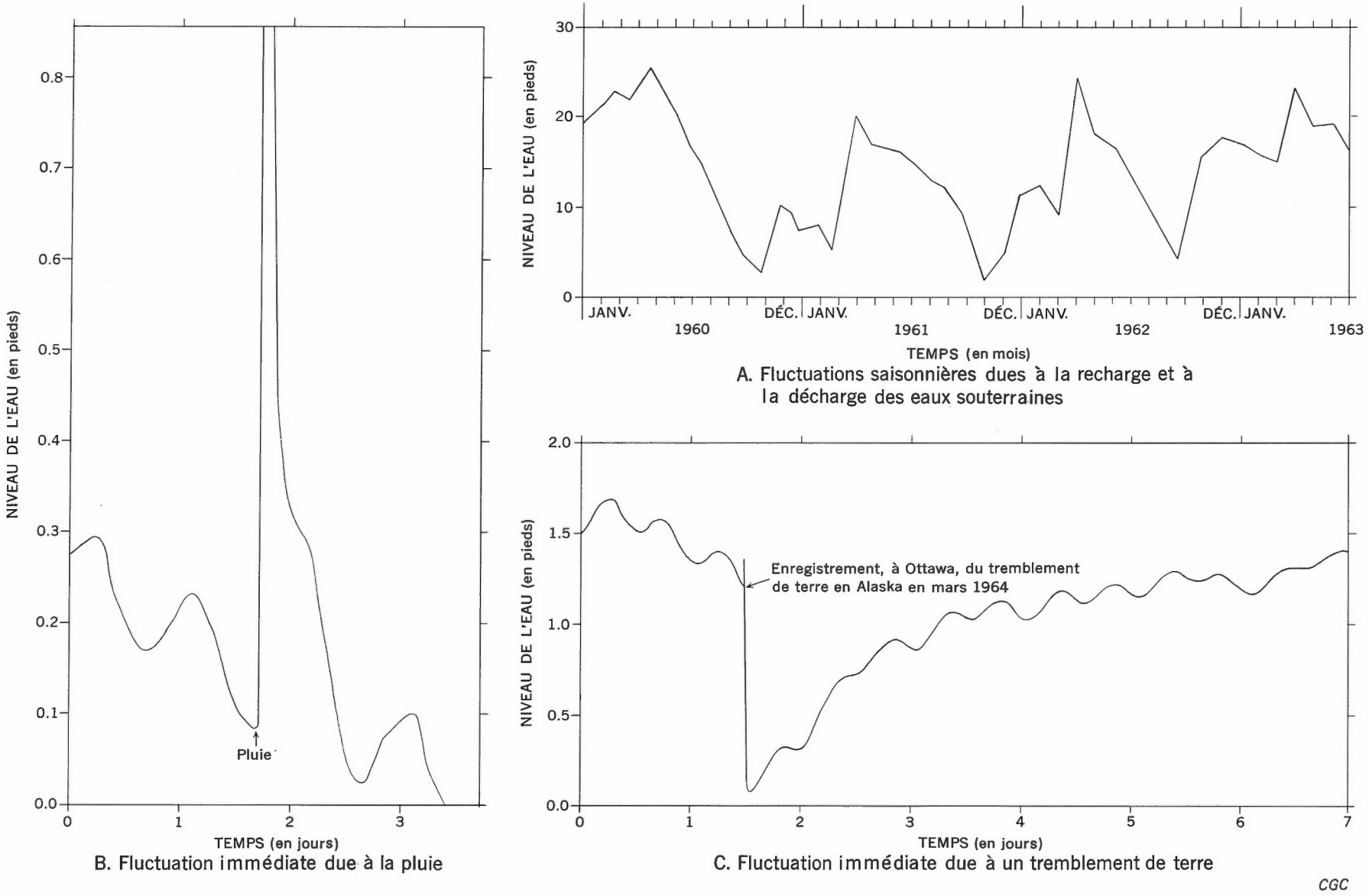
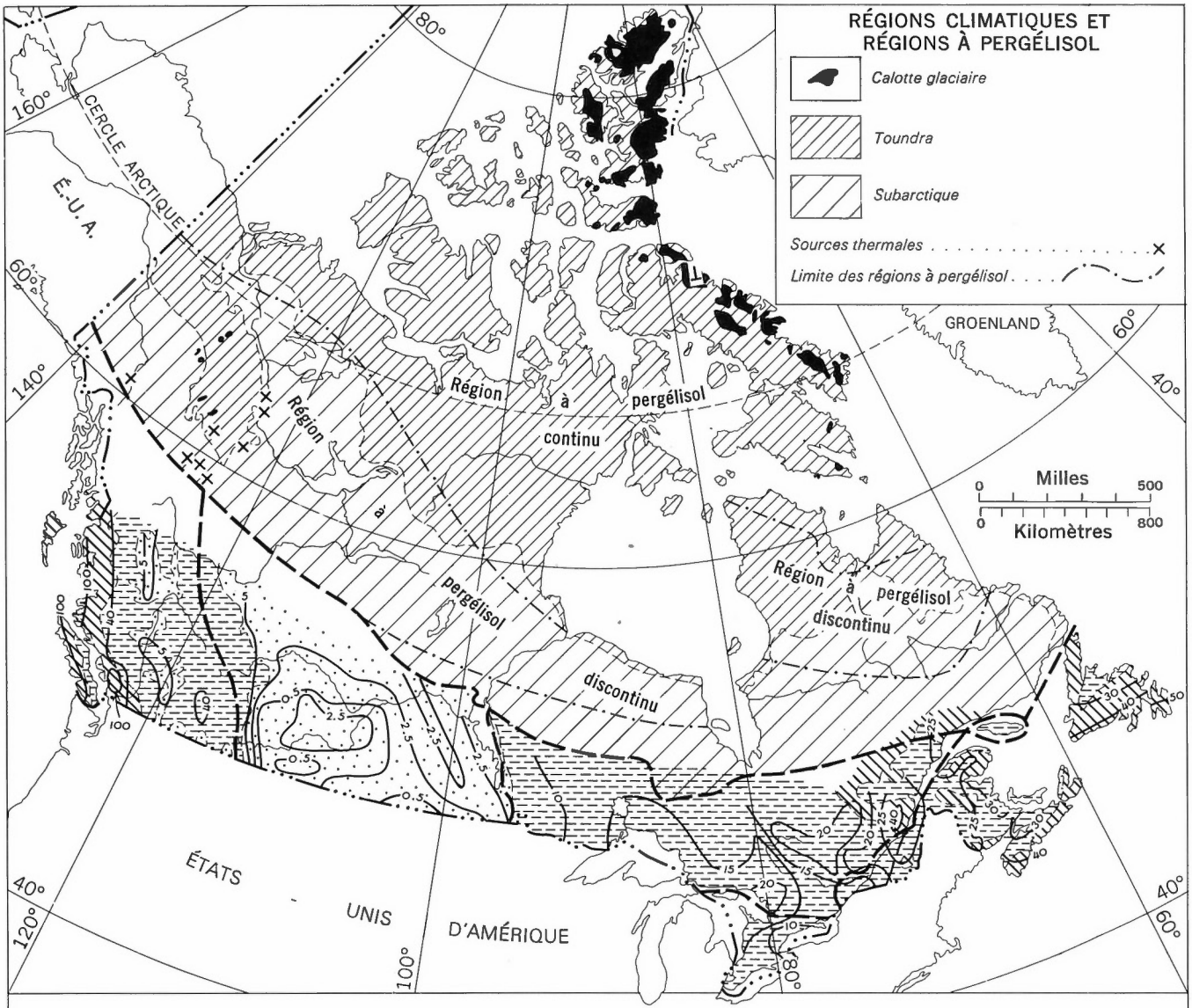


FIGURE XIII-6. Fluctuations saisonnières et immédiates du niveau piézométrique des eaux souterraines.

puits forés dans la roche en place jusqu'à 135 pieds, ont donné une moyenne de 20 gpm, avec des maximums intermittents de 65 gpm, tandis que 8 essais de pompage, dans des puits forés jusqu'à 55 pieds dans les dépôts meubles, ont donné un débit moyen de 60 gpm, avec un maximum de 136 gpm.



PROVINCES HYGROMÉTRIQUES
(d'après M. Sanderson)

- Zone à carence d'eau (aride à sec, peu humide)
- Zone à surabondance d'eau (humide à légèrement humide)
- Zone à surabondance d'eau (très humide)

RÉPARTITION DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX
(approximatif, en pouces)

* Région hydrogéologique	Eaux souterraines	Eaux de surface	Total
Cordillère	8	16	24
Plaines Intérieures	0.12	0.35	0.47
Bouclier canadien	3	14	17
B.-T. du St-Laurent	4	9	13
Appalaches	6	20	26

* Voir Figure 1

Moyenne annuelle de l'écoulement des eaux (en pouces, extrait des données du N.A.N.R.)

Limites de région hydrogéologique

CGC

FIGURE XIII-7. Régions climatiques au Canada, à pergélisol et écoulement annuel des eaux des régions du Sud.

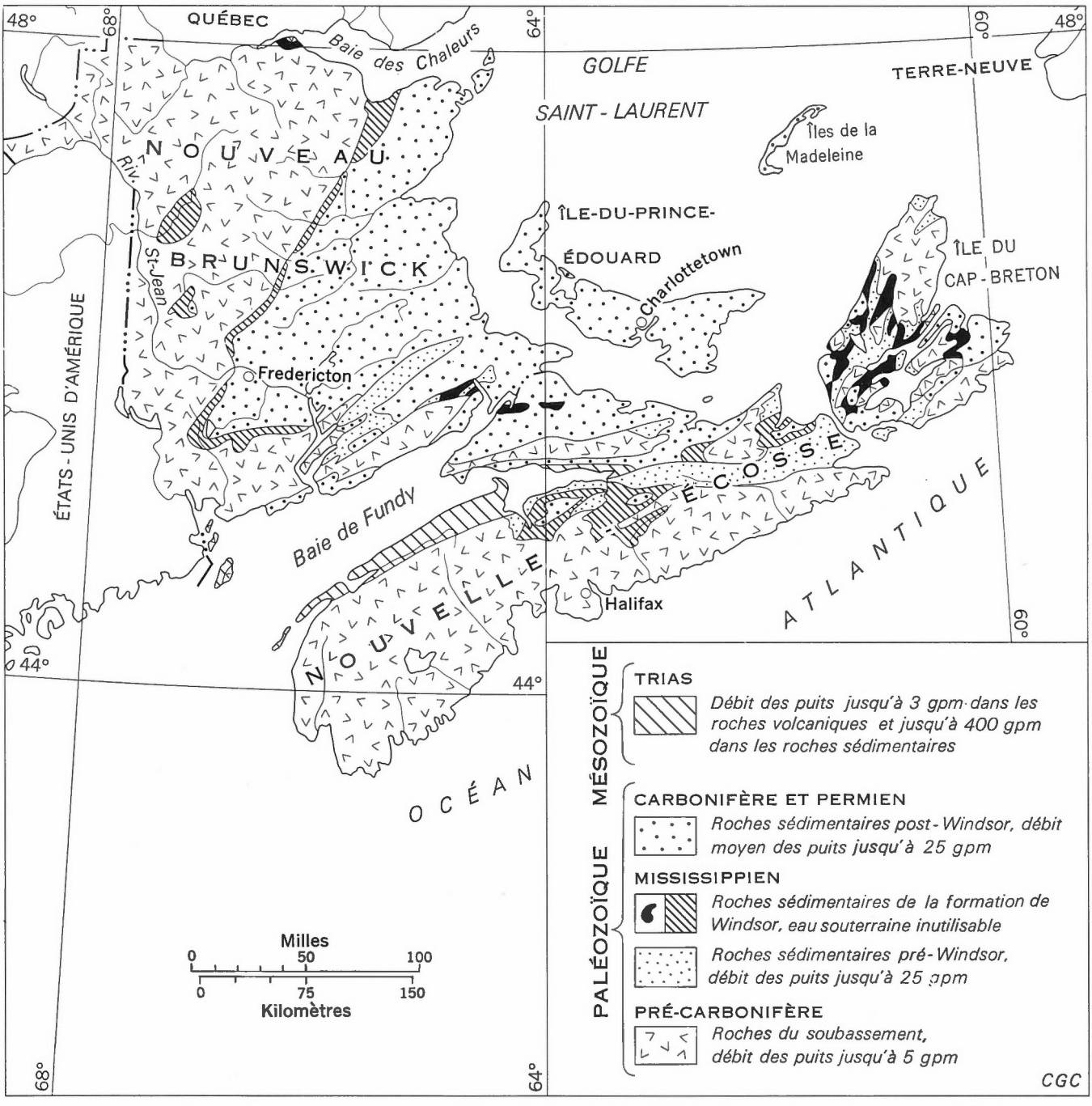


FIGURE XIII-8. Divisions hydrostratigraphiques de la roche en place, Nouveau-Brunswick, Nouvelle-Écosse et Île-au-Prince-Édouard.

Terre-Neuve

Les eaux souterraines de l'île n'ont encore fait l'objet d'aucune étude. L'eau de consommation provient en grande partie de l'eau de surface. Des roches cristallines forment la roche en place dans la plus grande partie de l'île. Les quelques puits creusés dans ces roches ont démontré qu'un faible volume d'eau potable peut seulement en être obtenu. Les dépôts meubles, notamment ceux de sable et de gravier des plaines d'épandage proglaciaires, constituent les meilleurs terrains aquifères. Ces dépôts de sable et de gravier aquifères forment environ 3.6 p. 100 de la superficie de l'île. Des puits à Stephenville fournissent un très gros débit.

Chimie des eaux souterraines

Les eaux souterraines de la région hydrogéologique des Appalaches ont généralement une composition du type à bicarbonate de calcium, pauvre en solides dissous, en

raison des nombreuses précipitations sous forme de pluie, des réseaux d'écoulement relativement courts et de la prédominance de roches cristallines et de dépôts de plaines d'épandage proglaciaires. La forte teneur en fer, en manganèse et en sulfate, due à la présence de pyrite dans certaines roches précarbonifères, notamment en Nouvelle-Écosse, la teneur élevée en sulfate de calcium et en chlorure de sodium, due aux dépôts salins d'évaporation, en particulier ceux du groupe de Windsor, et les infiltrations d'eau salée dans des puits sur le littoral, à la suite d'excès de pompage, constituent les causes principales de la médiocrité de la qualité de l'eau.

Bilan hydrique

Le bilan de tout bassin hydrographique simple s'exprime par l'équation $P = E + Rs + Rg$, où P désigne le total des précipitations en pouces, E, le total de l'évapotranspiration en pouces, Rs, l'écoulement total du cours d'eau à la surface, et Rg, le volume d'eau souterraine, déversée directement hors du bassin. Des calculs préliminaires, appliqués à trois petits bassins hydrographiques de l'Île-du-Prince-Édouard, donnent une évaluation générale des volumes reliés à la région hydrogéologique des Appalaches: $49'' (P) = 13'' (E) + 28'' (Rs) + 8'' (Rg)$.

Région hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent

D'une superficie d'environ 43,000 milles carrés, ces basses-terres reposent sur des roches paléozoïques non plissées, recouvertes en général d'une épaisse couche de dépôts meubles. Son faible relief dépasse rarement 200 pieds. Le climat, à la fois humide et continental, accuse un volume de précipitations annuelles de l'ordre de 30 à 40 pouces. La région forme trois secteurs séparés par des roches précambriennes. Le secteur de l'Ouest, séparé du secteur du Centre par l'axe de Frontenac, recouvre la plus grande partie du sud de l'Ontario. Le secteur du Centre se compose des roches paléozoïques de la région d'Ottawa et de celles de la région du Saint-Laurent; l'axe de Beauharnois divise ces deux régions au confluent de l'Outaouais et du fleuve Saint-Laurent. Le secteur de l'Est comprend l'île d'Anticosti, les îles Mingan et une étroite bande sur la rive nord du Saint-Laurent, et a comme limite, avec le secteur du Centre, un tronçon du fleuve d'environ 360 milles.

Les particularités hydrogéologiques des basses-terres du Saint-Laurent dépendent surtout des conditions climatiques et géologiques prédominantes (fig. XIII-9). L'effet modérateur des Grands lacs et de la mer favorise un climat généralement plus doux que celui des régions sises immédiatement au nord des basses-terres. Cependant, traversée par l'une des principales voies de passage des tempêtes, la région subit de rapides variations climatiques, particulièrement au cours de l'hiver.

Hydrogéologie

Des fissures de différents types accentuent la porosité et la perméabilité de la roche en place de la région hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent. Le calcul du débit de puits, en divers lieux, constitue la meilleure méthode actuelle d'évaluation de ces deux propriétés (fig. XIII-10). Les dépôts meubles comprennent les sédiments d'origine glaciaire et non glaciaire, déposés au cours du dernier stade glaciaire du Pléistocène, à l'exception de localisations relativement petites de sédiments du Récent, qui sont généralement associés aux cours d'eau et rivières contemporains. Le débit des puits permet de déterminer leur potentiel aquifère (fig. XIII-11).

Ontario

Les roches sédimentaires, entre l'axe de Frontenac et l'escarpement de Niagara, ne constituent pas de bons terrains aquifères, bien qu'en certains points de fissuration, des puits atteignent 10 gpm et au-dessus. Le calcaire constitue en général la meilleure roche aquifère.

Le long de l'escarpement de Niagara, l'eau sourd aux endroits où la dolomie fissurée du Silurien moyen repose sur des schistes argileux du groupe de Clinton (Silurien inférieur). Les formations du Silurien moyen, aux nombreuses diaclases, comptent parmi les meilleures roches aquifères du secteur de l'Ouest des basses-terres. Le débit des puits atteint de 5 à 15 gpm et, par endroits, plus de 600 gpm. La formation gypsifère de Salina, à teneur d'anhydrite et de sel, est un terrain aquifère médiocre, avec une eau fortement minéralisée. Les meilleures couches aquifères du Dévonien se situent dans les formations de Bois Blanc et de Detroit River. Le débit moyen des puits atteint de 10 à 30 gpm, grâce à un ensemble de réseaux de diaclases bien développés, d'une stratification de mince à moyenne et de certaines constructions coralliennes caverneuses. L'eau, ordinairement de bonne qualité, a tendance à devenir plus minéralisée en profondeur.

A l'est de l'axe de Frontenac, dans la région d'Ottawa, les plus anciennes roches paléozoïques comprennent les grès cambriens reposant sur des roches cristallines précambriennes. En général, surtout dans les environs de Kingston et d'Ottawa, les grès constituent de bons terrains aquifères. Des zones de diaclases et de fractures dans les parties hautes et basses de la formation permettent d'obtenir des débits variant de dix à plusieurs centaines de gpm. Des successions de couches épaisses de calcaires et de dolomies ordoviciennes, avec un peu de schiste argileux et quelques zones de roches arénacées, recouvrent les grès. Des zones de fissures, développées dans ces roches ordoviciennes, permettent des débits de 5 à 15 gpm, mais la plupart demeurent inférieurs à 10 gpm. L'eau, en général de bonne qualité, est dure. Les schistes argileux pyritifères, bruns ou noirs, peuvent contenir parfois un plus important volume d'eau, mais extrêmement minéralisée et sulfureuse.

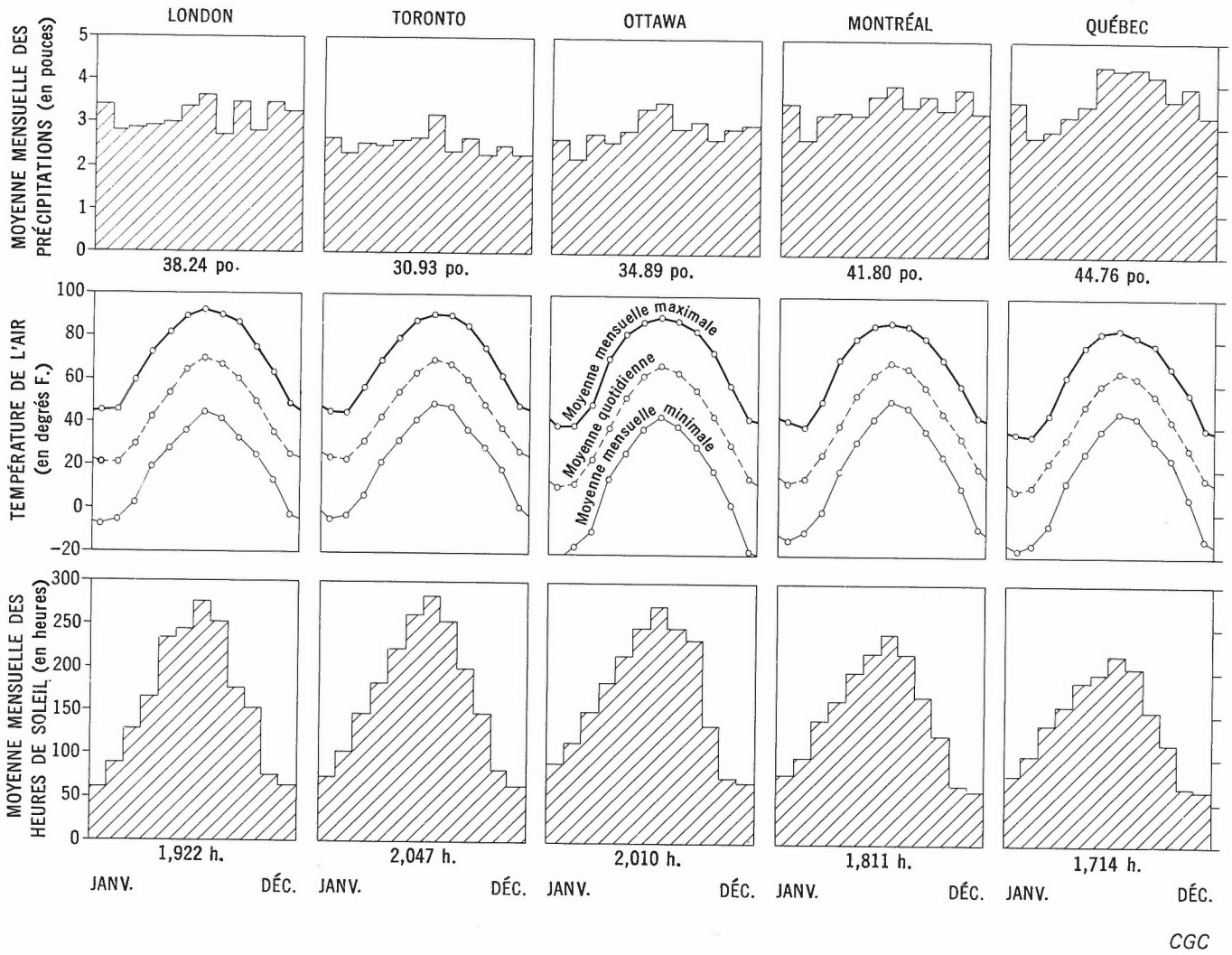


FIGURE XIII-9. Données climatiques de stations de la province hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent.

La plupart des dépôts meubles très aquifères, à grains grossiers, du secteur de l'Ouest de la région, se sont formés lors de la régression glaciaire vers le nord, lorsque les eaux de fonte exerçaient la plus forte action de charriage et de séparation des matériaux sédimentaires. Dans la région située au nord du lac Ontario, entre Orangeville et London, la jonction de deux gros lobes glaciaires demeure marquée par d'épais dépôts allongés de kames et de moraines, composés principalement de sable et de gravier. Ces dépôts forment quelques-uns des terrains aquifères les plus étendus et les plus importants de la région. La plupart des sédiments fins, déposés sur le littoral de lacs en bordure des glaciers, ont un potentiel aquifère réduit. Cependant, les dépôts plus étendus de rivages ou proches du rivage, tels que dépôts, barres et épis de plages, constituent, parfois localement, d'importants terrains aquifères.

A l'est de l'axe de Frontenac, la plupart des dépôts de sable actuellement en surface, étaient à l'origine soit des plages de la mer Champlain, soit des terrasses élevées, formées au cours du stade ancien de l'Outaouais et du Saint-Laurent. Les puits creusés dans ces dépôts ont un débit moyen de 1 à 30 gpm. Les plus productifs se trouvent dans l'ensemble de dépôts de déversoir, de plage et de kames, dans la région qui s'étend du sud d'Elmira jusqu'au lac Érié.

Des vallées préglaciaires profondes coupent la roche en place en divers endroits en Ontario, notamment le long de l'escarpement de Niagara et dans la région de la baie Georgienne. Là, où des matériaux perméables comblent ces vallées, les puits ont un débit de plusieurs centaines de gallons par minute.

Québec

Le nombre réduit de publications de données hydrogéologiques sur le secteur du Centre de la région hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent n'a pas permis l'établissement de la répartition du débit moyen des puits de ce secteur.

Les grès et conglomérats cambriens recouvrant les roches cristallines précambriennes comptent parmi les meilleures couches aquifères du secteur. Certains puits ont un débit au-dessus de 400 gpm. Des roches carbona-

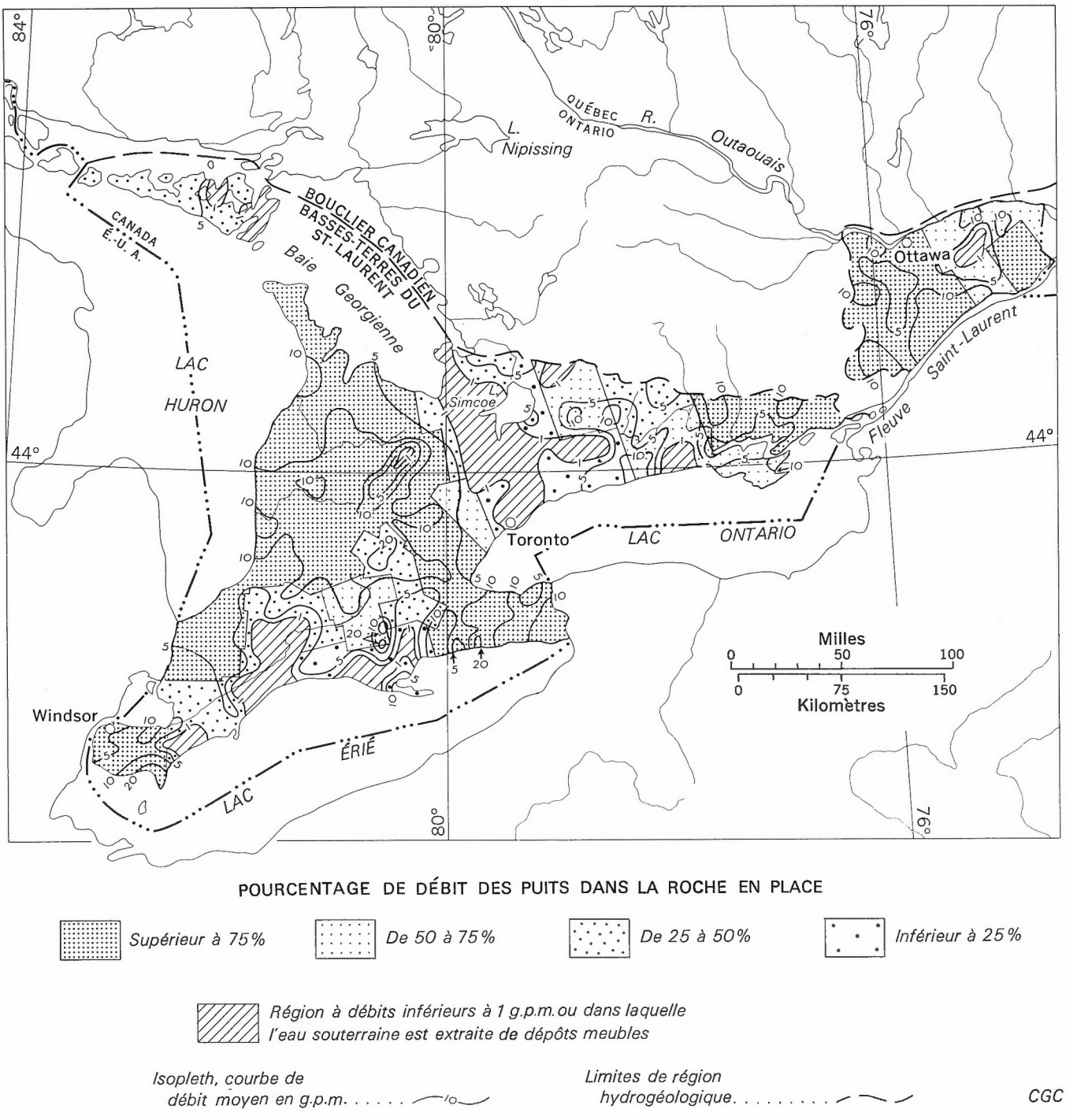


FIGURE XIII-10. Débit moyen de puits dans la roche en place, partie ontarienne de la province hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent.

tées de l'Ordovicien inférieur, à diaclases et fractures irrégulières, recouvrent le Cambrien, et bien que, dans la plupart de ces roches, circule relativement peu d'eau (le débit atteint de 5 à 15 gpm), certains puits ont un débit de l'ordre de 70 à 500 gpm. L'Ordovicien supérieur se compose surtout de couches de schiste argileux, intercalées de calcaire et de grès, et maintient rarement au-delà du volume d'eau nécessaire à l'usage domestique local.

Au cours du Crétacé, les sédiments paléozoïques ont subi l'intrusion de masse en forme de culot de roches ignées alcalines, qui forment les collines Montérégiennes. Des fractures, le long de la zone de contact entre les roches

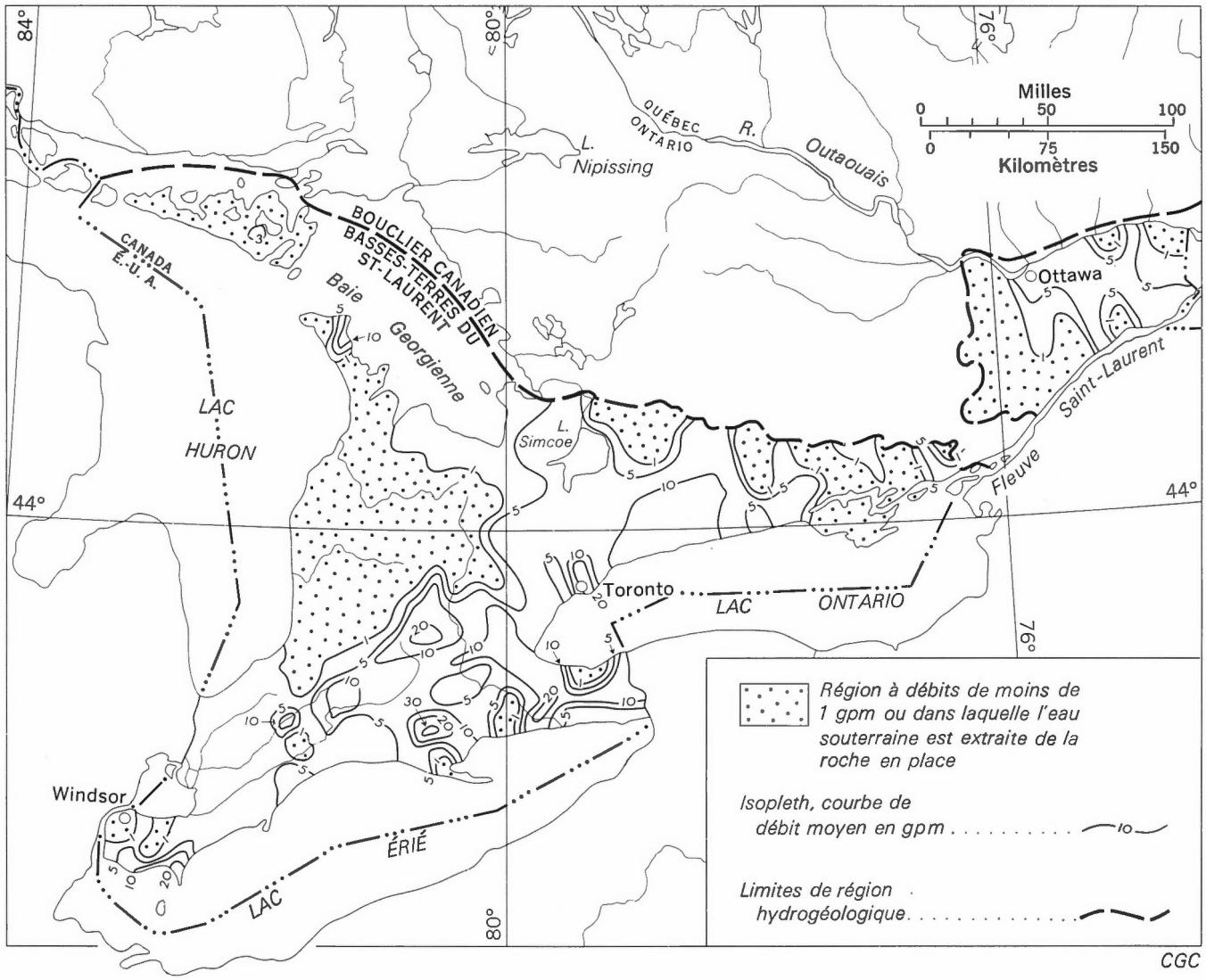


FIGURE XIII-11. Débit moyen de puits dans les dépôts meubles, partie ontarienne de la région hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent.

intrusives et sédimentaires, ont formé des localisations aquifères au débit de 50 gpm.

Le till qui recouvre la roche en place constitue généralement le plus ancien dépôt glaciaire. Dans certains cas, cependant, comme dans la région de Bécancour, le till recouvre des dépôts stratifiés de lac glaciaire. Il se trouve lui-même recouvert de dépôts stratifiés d'origine non glacaire, recouverts de till plus récent, puis, de dépôts stratifiés de drift, de kames et de dépôts fluvio-glaciaires. Associés à ces dépôts, notamment en bordure nord de la région, s'étendent des dépôts glaciaires d'épandage de sable et gravier. Les matériaux grossiers les mieux triés constituent des terrains aquifères en puissance, et en raison de l'interstratification de couches perméables et imperméables, les conditions de puits artésiens se trouvent probablement réalisées.

La mer Champlain a déposé sur ces matériaux glaciaires, soit en eau marine, soit en eau saumâtre, des silts, des argiles et un peu de sable. S'y trouvent également associés, des sables de terrasses et d'alluvions, dans lesquels les puits creusés débitent jusqu'à 1,000 gpm.

Des levés séismiques détaillés, pratiqués dans la région au sud-est de Rigaud, et aux environs de Beauharnois et de Chambly, au sud de Montréal, ont révélé l'existence d'anciennes vallées enfouies sous le drift glaciaire, dont les cours d'eau étaient probablement tributaires d'un réseau fluvial préglaciaire. Dans l'ancienne vallée près de Rigaud, les puits creusés débitent plusieurs centaines de gallons par minute.

Île d'Anticosti

Les assises de l'île se composent d'environ 2,400 pieds de roches ordoviciennes et siluriennes, mais comme l'eau

potable nécessaire à la population provient entièrement de sources de surface, aucune donnée n'a pu être établie sur les eaux souterraines. Les cours d'eau permanents, dont le débit d'étiage dépend en majorité des eaux souterraines, confirment la présence de ces eaux.

Au-dessus de 250 pieds d'altitude, ne repose qu'une mince couche de till, sans aucun potentiel aquifère. Plus bas, s'étend une succession de terrasses d'érosion marine, couvertes d'un manteau de sédiments marins stratifiés, et, où ces sédiments se composent de sable et de gravier, des réserves d'eau pourraient probablement être mises en valeur.

Chimie des eaux souterraines

Presque partout dans le sud de l'Ontario, les eaux souterraines chargées de bicarbonate de calcium et de magnésium reflètent la composition chimique des couches de calcaire et de dolomie. Également, l'eau souterraine riche en sulfate de calcium, par suite de la formation sous-jacente gypsifère de Salina, caractérise une zone qui s'étend au nord-ouest de Caledonia jusqu'à Southampton. Des terrains sus-jacents à du schiste argileux noir renferment une eau à bicarbonate de sodium et à sulfure d'hydrogène. Le chlorure de sodium, élément chimique courant des eaux souterraines de la roche en place, prédomine généralement dans les eaux des couches aquifères profondes de la roche en place.

Dans l'ouest de la vallée du Saint-Laurent, au Québec, les eaux souterraines de la roche en place présentent la même composition. Dans les roches aquifères calcaires, elles sont du type à bicarbonate de calcium et de magnésium et, dans les schistes argileux, elles sont riches en bicarbonate de sodium et en sulfure d'hydrogène.

Localement, dans toute la vallée du Saint-Laurent, l'eau souterraine renferme une haute teneur de chlorure de sodium dissous, extrait sans doute en partie, par lessivage du sel des vastes dépôts d'argile marine de la région. Bien que généralement impropre à la consommation, l'eau de source du type à chlorure de sodium, contenant des traces de divers éléments, se vend à des fins médicinales.

Région hydrogéologique du Bouclier canadien

Des roches cristallines mixtes composent presque entièrement le sous-sol de cette région, outre quelques petites aires de roches sédimentaires. Les dépôts meubles, répartis très irrégulièrement, ont peu d'étendue ou se trouvent absents dans les régions hautes, mais sont épais dans les vallées. Le relief, extrêmement accidenté, dépasse rarement quelques centaines de pieds, sauf en quelques endroits où il atteint plus de 1,000 pieds. Le climat, à la fois humide et continental, accuse un total de précipitations annuelles, en majorité sous forme de neige, de 22 pouces dans l'ouest, près des plaines intérieures, à 44 pouces dans l'est, près du golfe Saint-Laurent. Dans la partie ouest, près d'un tiérs des précipitations moyennes annuelles tombe sous forme de neige et, dans l'est, près de la moitié tombe sous cette forme. Ces précipitations suffisent amplement, du moins en théorie, à recharger l'ensemble des bassins hydrographiques souterrains et à les maintenir à leur niveau maximal saisonnier, sauf dans quelques localités régionales à prélèvement excessif.

Les puits et les eaux souterraines de la région n'ont fait l'objet d'aucune publication d'inventaire ni d'étude. Du fait de l'absence de données suffisantes, des déductions doivent donc être tirées de la géologie, de comparaisons avec d'autres régions et de renseignements à partir des nombreuses mines.

En raison de l'abondance d'eau de surface potable, l'eau souterraine demeure peu utilisée. Environ 20 p. 100 seulement de la population de cette région (population rurale incluse) utilisent de l'eau souterraine. Les réseaux de distribution des municipalités fournissent quotidiennement environ 150 millions de gallons d'eau, non compris les approvisionnements de l'industrie, dont 11 millions de gallons proviendraient des eaux souterraines.

Hydrogéologie des dépôts meubles

Les dépôts de cette catégorie à grains grossiers, formés par l'action de l'eau de fonte des glaciers du Pléistocène, constituent les meilleurs sources d'eau souterraine. Du fait de la résistance à l'érosion des roches cristallines, les dépôts meubles ont généralement glissé dans les vallées, creusées dans la roche en place.

De vastes régions du Bouclier canadien étaient antérieurement couvertes de lacs glaciaires, tels que le lac Barlow-Ojibway. Les dépôts d'argile de ces lacs constituent de médiocres terrains aquifères, mais ils peuvent recouvrir des matériaux plus perméables. Du forage de quelques puits dans ces matériaux, il résulte que ce type de terrain peut renfermer une réserve d'importants volumes d'eau.

Sur une grande superficie du Bouclier canadien, des moraines de fond, en majorité de till argileux, recouvrent la roche en place, mais il semble peu probable qu'un volume d'eau supérieur à la consommation domestique puisse être obtenu.

Hydrogéologie de la roche en place

L'eau souterraine se trouve pratiquement concentrée dans les fractures des roches cristallines et, par suite de l'inégalité de la répartition et de la dimension de ces fractures, le volume varie en conséquence. De petites quantités d'eau peuvent être obtenues, mais seules des localisations exceptionnelles peuvent contenir les importants volumes nécessaires aux besoins de l'industrie et des villes.

Le volume d'eau susceptible d'être extrait du Bouclier canadien peut être estimé en prenant comme base celui obtenu par la *Hollinger Consolidated Gold Mines, Limited,* qui puise quotidiennement une moyenne de près de 2 millions de gallons, et près du double au cours du niveau maximal de rechargement printanier. Il semble donc exister

un vaste potentiel aquifère. Cependant, les chantiers de mines de la *Hollinger* couvrent approximativement 920 acres et descendent en profondeur à plus de 5,000 pieds; on ignore donc la circonférence du cône de dépression de ce point d'eau, ainsi que la superficie réelle des couches aquifères.

Les roches cristallines peuvent également être entièrement imperméables, comme celles des mines de la *Sullivan Consolidated Mines, Limited*, sous le lac Dubuisson, à moins de 100 pieds du fond du lac, et dont on ne retire que 200,000 gallons d'eau par jour.

Au cours des travaux miniers, on a constaté que les roches présentent de nombreuses fractures en profondeur, mais la plupart ont une forme étroite et renferment moins d'eau que celles près de la surface. En général, on possède peu de données sur cette baisse de volume avec la profondeur, mais trois mines d'uranium d'Elliot Lake fournissent un exemple intéressant. Les amas de minerai d'uranium, presque horizontaux, font que les chantiers de mines, à l'exception du puits, se trouvent sensiblement à la même profondeur. Les couches aquifères à la mine Nordic, à 1,400 pieds de profondeur, fournissent environ 400,000 gallons par jour, tandis que celles de la Denison, à 2,465 pieds, et celles de la Milliken, à 3,000, donneraient peu d'eau. Il ne faut pas généraliser, car des travaux miniers, à de grandes profondeurs, ont révélé d'importantes réserves d'eau, moins fréquemment, naturellement, qu'à des profondeurs moindres.

Chimie des eaux souterraines

Les roches cristallines et les dépôts meubles, qui en dérivent, se composent de minéraux presque insolubles, et l'eau souterraine du Bouclier canadien a, en général, une composition similaire aux eaux acides de surface à faible pH. A noter que la teneur en matière organique et l'état de l'eau des cours d'eau varient largement, mais que la composition chimique demeure presque constante toute l'année; ce fait indique que la composition de l'eau souterraine, déversée dans les cours d'eau, ressemble à celle de l'eau de surface, et amène à supposer que les réseaux des eaux souterraines ont un cours relativement restreint et peu profond.

Aux environs de certains gîtes minéraux, l'eau peut être de qualité médiocre. Les massifs de minerai de la plupart des mines des métaux communs contiennent des sulfures, rendant l'eau souterraine fortement acide et corrosive. Dans la plupart des mines d'or toutefois, où les sulfures sont rares, l'eau souterraine est potable.

Région hydrogéologique des plaines Intérieures

La région hydrogéologique s'étend au sud de la limite sud du pergélisol discontinu. A l'exception d'une étroite zone de plissements, bordant la partie ouest, la région entière est formée de strates presque horizontales du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire. Une épaisse couche de dépôts meubles la recouvre presque entièrement avec de rares affleurements rocheux, sauf le long des vallées de rivières profondément encaissées. L'altitude varie d'environ 4,000 pieds, dans l'ouest, à 500 pieds, à la limite est. Le relief, plutôt onduleux, varie de 100 à 200 pieds, excepté les parties extrêmement plates des bassins de lacs glaciaires. La région a un climat humide et continental, sauf dans le secteur intermédiaire entre Moose Jaw et Lethbridge, et vers le nord jusqu'au 52e parallèle, où règne un climat semi-aride. Les précipitations annuelles, à prédominance dans les secteurs de l'Est et de l'Ouest, varient de 10 à 20 pouces.

Hydrogéologie des dépôts meubles

Ces dépôts se composent de *till*, formé d'un mélange non consolidé de sable, de silt, d'argile et de gros galet, de *sédiments lacustres*, composés surtout de silt et d'argile, et de *dépôts d'épandage proglaciaires*, composés de sables et graviers deltaïques, ou de nappes de sable d'épandage. Leur répartition régionale (*voir* la Carte glaciaire du Canada) montre que le till recouvre 60 p. 100 de la surface des plaines, les dépôts lacustres 40 p. 100, et les dépôts d'épandage proglaciaires moins de 1 p. 100.

Le till, souvent calcaire, a une texture qui varie de celle de la terre franche, de la terre franche argileuse à celle de la terre franche sablonneuse. Son épaisseur, d'environ 75 pieds, augmente sensiblement de l'ouest à l'est et mesure, par endroits, jusqu'à 1,000 pieds. Près de la surface, la perméabilité horaire du till varie de 0.3 à 0.5 pouce, mais elle diminue de 10 fois ou plus entre 10 et 100 pieds en profondeur.

On estime que dans les provinces des Prairies, 60 p. 100 du volume des approvisionnements d'eau de l'agriculture proviennent de réseaux situés dans du till. Ce matériau constitue donc un terrain aquifère important, bien que les puits peu profonds débitent moins de 5 gpm et que les débits réguliers à gros volume soient incertains. Les débits réguliers ont leurs sources dans les dépôts stratifiés de sable et de gravier dans du till. Leur potentiel aquifère dépend de leur superficie. Près de Regina, un réseau, situé dans ce type de dépôts intercalés dans du till, assure quotidiennement près de 20 millions de gallons.

Le till se présente généralement sous forme d'une moraine de fond, au relief de plat à légèrement onduleux, de 5 à 30 pieds. Par suite de la perméabilité réduite du till et de couches plus perméables dans la roche en place sous-jacente, l'eau souterraine pénètre profondément. Le rechargement annuel dans ces endroits atteint environ 0.5 pouce. La moraine à mamelons est une forme typique de terrains de nombreuses régions topographiquement élevées. Les innombrables petites dépressions fermées de ces régions, où la neige s'accumule, semblent constituer un milieu favorable de rechargement. Cependant, l'eau pénètre lentement et les plantes phréatophytes, enracinées autour des dépressions, interceptent une grande partie de

cette eau; il reste possible que le cône de dépression, formé autour des racines de ces plantes, serve d'élément de remontée; l'eau se déverse ensuite à proximité et la dépression devient alors un lieu de décharge.

Les dépôts lacustres se composent surtout d'argile à montmorillonite, le plus souvent calcaire et inoxydée, sauf près de la surface. Leur épaisseur, d'environ 40 pieds, diminue vers la périphérie des cuvettes lacustres. La per-

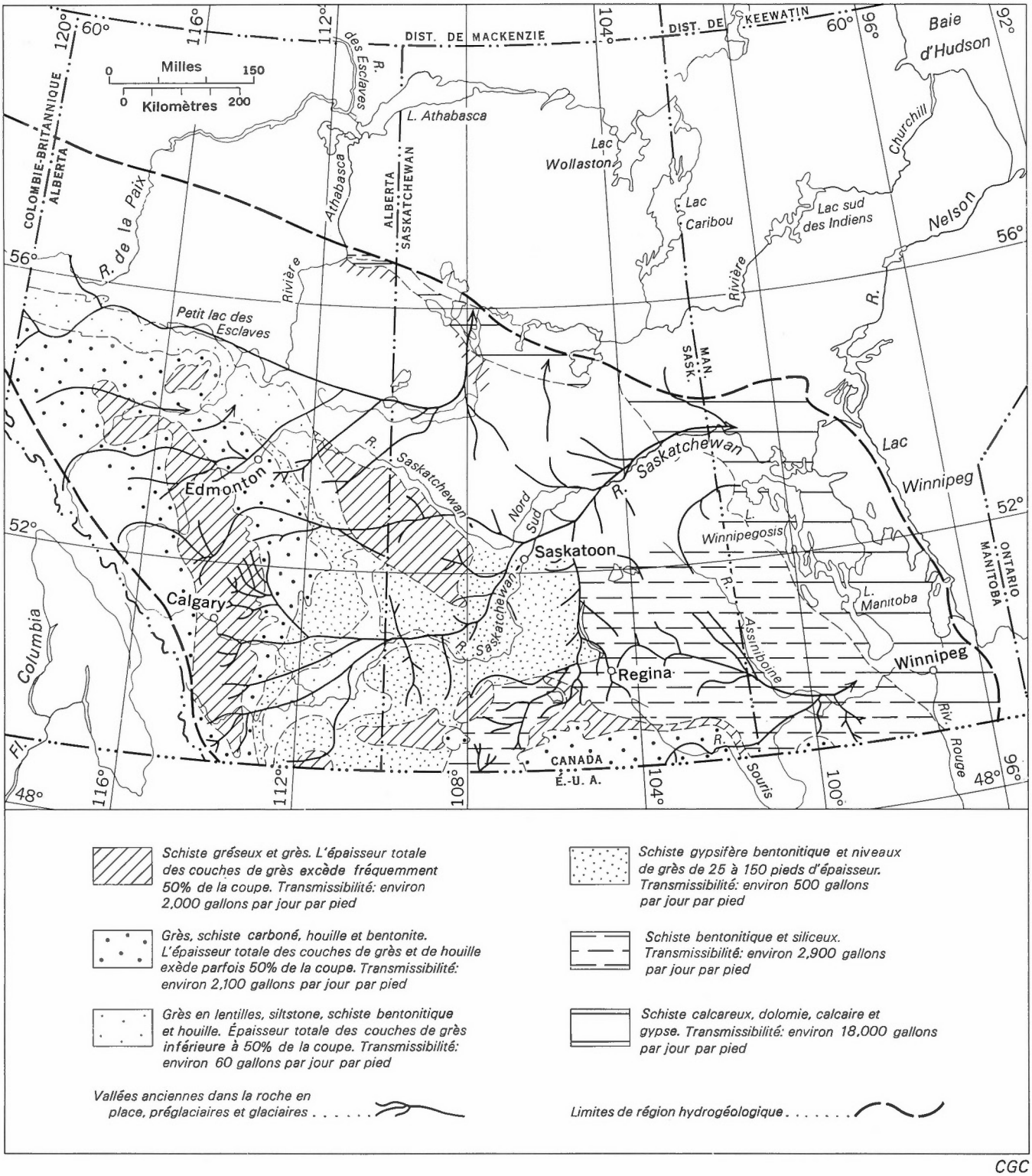


FIGURE XIII-12. Divisions hydrogéologiques de la roche en place et vallées anciennes de la région hydrogéologique des plaines intérieures.

méabilité horaire, plutôt faible, varie de 0.1 à 0.2 pouce près de la surface, à de 0.001 à 0.002 pouce entre 10 et 100 pieds en profondeur. Généralement imperméables, ces terrains ont seulement, par endroits, des couches suffisamment perméables pour fournir les approvisionnements d'eau de consommation domestique.

L'effet des dépôts lacustres, dans les régions où la décharge des eaux souterraines se limite aux vallées de rivières profondément encaissées, est de ralentir la recharge dans la plaine lacustre. Où la décharge est plus dispersée, les argiles lacustres ralentissent le débit et créent parfois les conditions de puits artésiens, comme dans la vallée de la rivière Rouge.

Les dépôts d'épandage proglaciaires bordent les rives des anciens lacs glaciaires et se trouvent sous forme d'alluvions sablonneuses, déposées à l'embouchure des chenaux d'eau de fonte des glaciers. Ils se composent surtout de sable à grains bien triés et de gravier fin. Leur épaisseur dépasse rarement 15 pieds, bien que certains plus étendus, atteignent de 50 à 100 pieds. Leur taux de perméabilité horaire, quelle que soit la profondeur, varie de 1 à 10 pouces. Bien que peu étendus, ils constituent les terrains aquifères les plus importants des prairies. Sur les plaines sablonneuses de Carberry (Man.), des puits industriels débitent quotidiennement plus d'un million de gallons, sans paraître tarissables au cours de plusieurs mois de pompage.

Les connaissances sur la roche en place n'ont permis de reconstituer aucun élément principal du bassin hydrographique antérieur à la dernière glaciation des prairies, ou contemporain de cette glaciation (fig. XIII-12). Les vallées peuvent être comblées, en tout ou en partie, de matériaux de transport glaciaire ou de dépôts d'épandage proglaciaire et d'alluvions. Elles contiennent parfois d'importants terrains aquifères si des couches de matériaux perméables les comblent, et que leur niveau de base ne permet pas l'écoulement de leurs eaux dans les cours d'eau actuels. L'affaissement de la surface piézométrique d'anciennes vallées comblées de dépôts de matériaux grossiers dénote que ces vallées servent également de drainage souterrain. Elles atteignent couramment de 2 à 10 milles de large avec des versants en pente douce et une profondeur entre 100 et plus de 300 pieds. L'eau souterraine se trouve caractérisée par une teneur moins élevée en solides dissous que celle de l'eau, contenue dans le till environnant.

Hydrogéologie de la roche en place

Les 500 pieds supérieurs des formations sédimentaires ont une valeur potentielle aquifère certaine, moins par la répartition des formations que par leur degré de transmissibilité et leur lithologie. La figure XIII-12 montre les divisions hydrogéologiques de cette roche en place.

La majeure partie des sédiments du Crétacé s'étant déposée dans des conditions non marines, aucune des formations crétacées ne renferme des aquifères, étendues et uniformes. Néanmoins, de nombreuses couches de grès à superficie limitée ont une perméabilité suffisante pour être aquifères. Sur le plan régional, l'épaisseur cumulative des couches de grès dans la succession stratigraphique et leur degré de perméabilité diminuent de l'ouest à l'est et, par voie de conséquence, leur potentiel aquifère diminue également. La plupart des terrains aquifères de la roche en place paraissent être du type captif, c'est-à-dire qu'ils se trouvent sans point d'intersection avec la surface phréatique, mais, sous l'effet d'un pompage continu, bien des couches aquifères de grès reçoivent l'eau de suintement du schiste silteux sus-jacent; il s'agit alors d'une perméabilité réduite plutôt que d'une captivité totale. Ces conditions constituent l'origine des puits artésiens éruptifs si courants dans l'Ouest du Canada.

Dans l'ensemble, les terrains aquifères de la roche en place des plaines Intérieures suffisent partout aux besoins domestiques d'eau, mais des couches de grès aquifères, à débit de 50 gpm ou plus, se trouvent seulement dans la formation de Paskapoo, dans certaines parties de la formation d'Edmonton, dans les niveaux de Birchlake et de Ribstone Creek de la formation de Belly River, et peut-être dans certaines parties des formations d'Eastend et de Ravenscrag. Actuellement, seules les réserves d'eau de la formation de Paskapoo et, par endroits, de la formation d'Edmonton, alimentent les centres de distribution des municipalités. Le pompage de 125,000 gpj d'eau (85 gpm), semble être le maximum assuré, susceptible d'être extrait de ces formations.

Bien que les divisions hydrologiques des prairies montrent l'impossibilité de trouver de bons terrains aquifères, à l'est du lac de la Dernière-Montagne, le schiste siliceux de la formation de Riding Mountain présente suffisamment de fractures pour atteindre un débit de 5 à 50 gpm. Les calcaires paléozoïques de la roche en place de la vallée de la rivière Rouge ont un haut degré de transmissibilité, qui serait dû à un étroit chenal de dissolution et à une zone de fissuration parallèle à la surface.

Chimie des eaux souterraines

Dépôts meubles

L'eau souterraine dissout les principaux éléments de sa composition chimique au cours de son infiltration à travers les sols. Le volume net de l'eau de pénétration dans le sol constitue le bilan de l'infiltration et de l'évaporation. En climat tempéré, la dissolution forme le principal processus, mais en climat semi-aride, la précipitation de sels dans le sol a une grande importance, car la quantité de sels minéraux, laissés en dépôt après l'évaporation de l'eau de capillarité, demeure plus volumineuse que celle entraînée par les rares chutes de pluie. Dans les régions à pluie légère, suivie d'une forte évaporation, l'eau d'infiltration, qui atteint la zone de saturation, sera plus minéralisée que celle de climat tempéré. Ainsi, le volume d'eau de pluie et la température constituent les principaux facteurs dans l'établissement de grandes zones climatologiques de la composition chimique des eaux souterraines. Cette zonation est plus facile par les teneurs des sels les plus solubles,

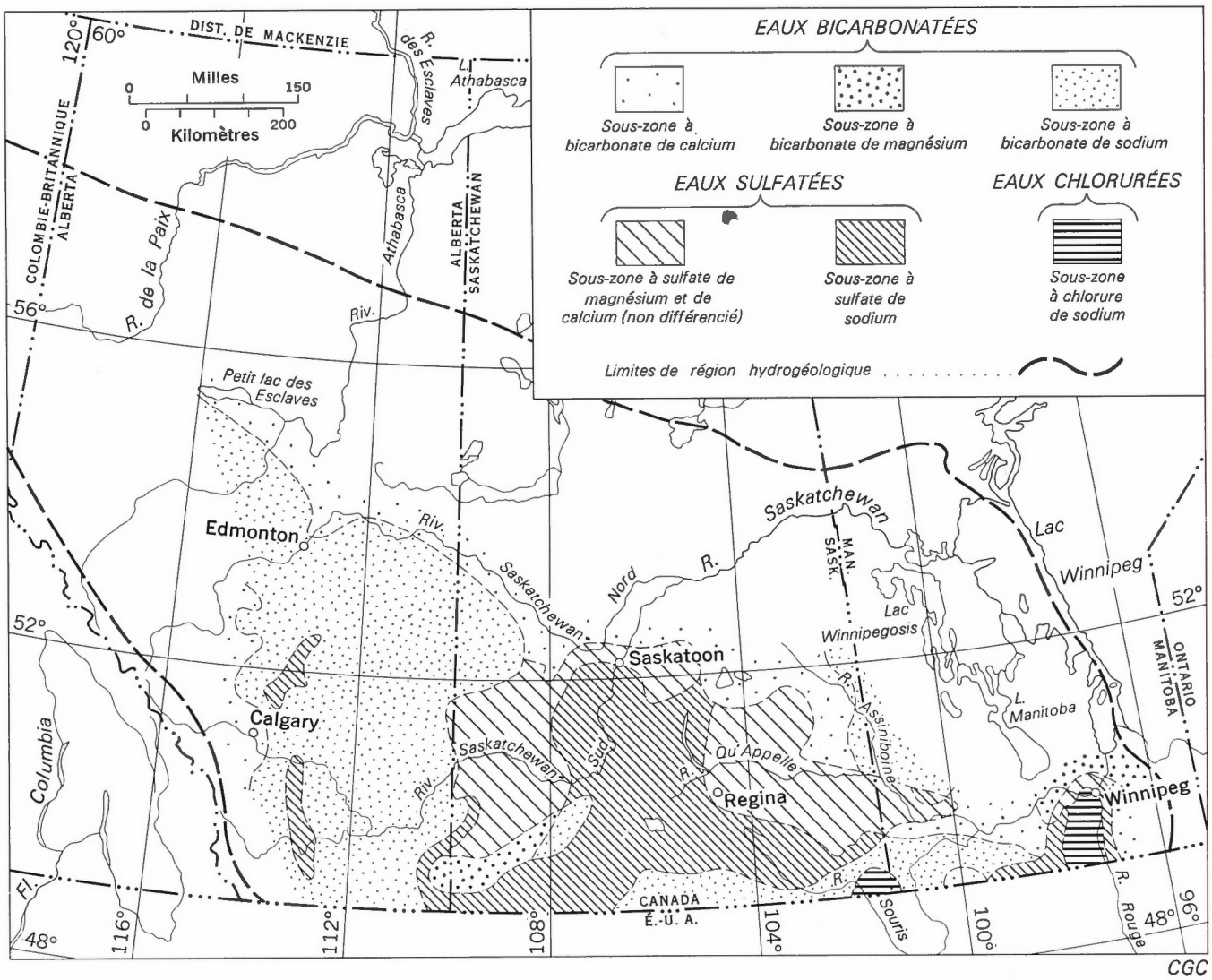


FIGURE XIII-13. Zones hydrochimiques des nappes aquifères de la roche en place peu profonde, région hydrogéologique des plaines intérieures.

surtout du sulfate de calcium ($CaSO_4$) et du chlorure de sodium (NaCl). Dans la région hydrogéologique des plaines Intérieures, elle s'établit en zones chimiques des eaux de débit d'étiage des rivières (fig. XIII-14).

Dans l'ouest de l'Alberta, où les précipitations sous forme de pluie atteignent plus de 18 pouces, l'eau souterraine des dépôts meubles contient moins de 800 ppm en solides dissous, à prédominance de bicarbonates de calcium-magnésium. Dans le centre-est de l'Alberta et dans le centre de la Saskatchewan, où le volume de pluie atteint moins de 16 pouces, les solides dissous augmentent jusqu'à 2,500 ppm. Les sulfates de sodium, de calcium et de magnésium prédominent dans ces eaux. Dans le sud-ouest du Manitoba, la moyenne des solides dissous baisse jusqu'à 2,000 ppm et, dans le centre-sud de la même province, jusqu'à 1,100 ppm. Les pluies y étant plus fréquentes, les sels de sulfates de calcium et de magnésium dominent. Dans le centre et l'est du Manitoba, aux pluies fréquentes, le total des solides dissous baisse jusqu'à 912 ppm, avec prédominance de bicarbonate de calcium et de magnésium. Les eaux souterraines, peu profondes des Prairies, ont généralement cette composition chimique par suite de l'uniformité des dépôts meubles. Cette relation se trouve modifiée cependant, lorsque les eaux souterraines s'infiltrent dans les roches en place profondes, moins uniformes chimiquement.

Roche en place peu profonde

La figure XIII-13 montre la répartition des zones hydrochimiques des nappes aquifères de la roche en place peu profonde du Crétacé supérieur et plus récent. La plupart de ces zones paraissent résulter d'interactions chimiques entre les eaux à sulfate ou à bicarbonate des dépôts meubles glaciaires, et les substances typiques de la roche en place, telles que le lignite, la houille, le méthane, la bentonite et la sélénite.

L'eau à bicarbonate de sodium du sud de l'Alberta serait due à l'action conjointe de trois processus, qui expliquent la nature très alcaline des eaux souterraines de la roche en place des formations renfermant de la houille, du lignite et de la bentonite. L'eau peu profonde à sulfate de calcium-magnésium, ou l'eau à sulfate de sodium des dépôts meubles, se transforme parfois en eau à bicarbonate sous l'action réductrice des bactéries sur les sulfates dans les sols. En second lieu, la teneur élevée en bioxyde de carbone des couches de charbon donne une teneur anormale en bicarbonate à l'eau d'infiltration. Enfin, sous l'effet d'un échange de base avec la bentonite, le sodium remplace le calcium en dissolution et, par suite, augmente la teneur en sodium de l'eau.

En Saskatchewan, les zones à schiste gypsifères renforcent la teneur en sulfate de l'eau des dépôts meubles glaciaires, et produisent une zone distincte d'eau à sulfate de calcium-magnésium, entourant le noyau central d'eau à sulfate de sodium des schistes marins.

Dans les collines Cyprès, l'abondance de pluies explique l'existence d'une zone d'eau à bicarbonate de magnésium. Les eaux à bicarbonate de sodium des régions de Shaunavon et de Riding Mountain se trouvent probablement reliées à l'échange de base avec les schistes bentonitiques.

La présence d'eau à chlorure de sodium, en faible profondeur, demeure plutôt rare dans les prairies, sauf dans les couches aquifères calcaires des basses-terres du Manitoba, où la nappe peut avoir un rapport avec l'eau très salée des formations profondes de déchargement, dans la vallée de la rivière Rouge.

Roche en place profonde

L'étude des données de la roche en place du Crétacé inférieur et plus ancien a débuté récemment et n'a fait ressortir qu'une caractéristique importante.

De toutes les eaux des formations géologiques étudiées, il ressort que celles à concentration en solides dissous jusqu'à 300,000 ppm se trouvent à l'intérieur des profonds bassins originaux de sédimentation, c'est-à-dire la dépression de l'Alberta, la zone des Foothills des Rocheuses et le bassin de Williston, et que celles, à plus basse concentration, souvent inférieures à 500 ppm, se rencontrent près de la dépression de l'Alberta et au-dessus de l'arche de Sweetgrass. Dans les endroits à haute concentration, la teneur en solides dissous augmente rapidement en fonction de la profondeur. Par exemple, dans la région de Frobisher, la teneur passe de 107,000 ppm à 256,000 ppm sur une distance verticale de 75 à 100 pieds. Ces hautes teneurs ont probablement un rapport avec la profondeur de l'eau, la distance parcourue depuis l'affleurement et la proximité de gisements dévoniens de sel gemme (halite).

Sources salées

Nombre de sources salées à teneur de plus de 25,000 ppm en solides dissous proviennent des couches paléozoïques près de la bordure du Bouclier canadien; l'eau diffère fortement de celle des plaines Intérieures à prédominance de sulfate. Les sources salées forment deux groupes. Celles du calcaire gris clair, de la partie supérieure du groupe de Manitoba, contiennent moins de 40,000 ppm en NaCl; celles du calcaire, de la partie inférieure du groupe de Manitoba et de la dolomie de Winnipegosis, renferment plus de 40,000 ppm en NaCl.

Les températures obtenues suggèrent que ces sources prennent naissance dans un intervalle même plus grand de la succession stratigraphique. Sur la rive ouest du lac Winnipegosis, la température de l'eau des deux groupes diffère de 10° en moyenne, ce qui semble indiquer une différence d'origine en profondeur d'environ 500 pieds.

Des sources salées, sans doute similaires à celles du Manitoba, se rencontrent dans le nord des plaines Intérieures, le long de la rivière des Esclaves et du fleuve Mackenzie.

Bilan hydraulique

Le volume de recharge annuel en eau souterraine a été déterminé par enregistrements hydrométriques, obtenus suivant la méthode analytique de Wundt. Celui-ci part de l'hypothèse selon laquelle la majeure partie de la décharge des eaux souterraines d'une région s'écoule dans les rivières et que, dans un réseau à débit régulier, le volume d'eau de décharge est égal au volume de recharge. Dans ces résultats, le sous-écoulement et l'évapotranspiration n'entrent pas en ligne de compte; ils donnent toutefois un indice du volume de recharge des eaux souterraines qui constitue un élément d'estimation de la valeur absolue. Le taux de remplissage naturel en eau souterraine varie annuellement de 1.8 pouce au taux le plus courant de 0.18 pouce.

Le débit d'étiage des cours d'eau est pris comme mesure du volume de décharge des eaux souterraines; une distinction peut être faite entre l'eau immobilisée dans les berges, les sources de contact et les fuites dues aux puits artésiens. Le volume d'eau, immobilisé dans les berges, atteint près de 75 p. 100 du débit d'étiage des rivières des prairies. On aboutit également à ce taux en étudiant l'hydrochimie des eaux de débit d'étiage des rivières (fig. XIII-14). L'eau du type à bicarbonate de calcium-magnésium prédomine à l'étiage, dans les cours d'eau des prairies, et ne peut donc provenir des couches aquifères des dépôts meubles, dont l'eau est du type à sulfate; elle représente plutôt des eaux de rivière, infiltrées dans les berges au cours des crues, et revenues à la rivière pratiquement inchangées. La composition chimique des eaux souterraines est le reflet de celle de l'écoulement interne du bassin du lac Old Wives et de régions du cours supérieur des rivières Qu'Appelle et Souris.

Si l'on suppose que 70 p. 100 de l'écoulement au stade d'étiage des rivières proviennent de l'eau emmagasinée dans les berges, l'indice du volume de décharge des eaux souterraines des terrains aquifères du Pléistocène et de la roche en place, en excès du sous-écoulement et de l'éva-

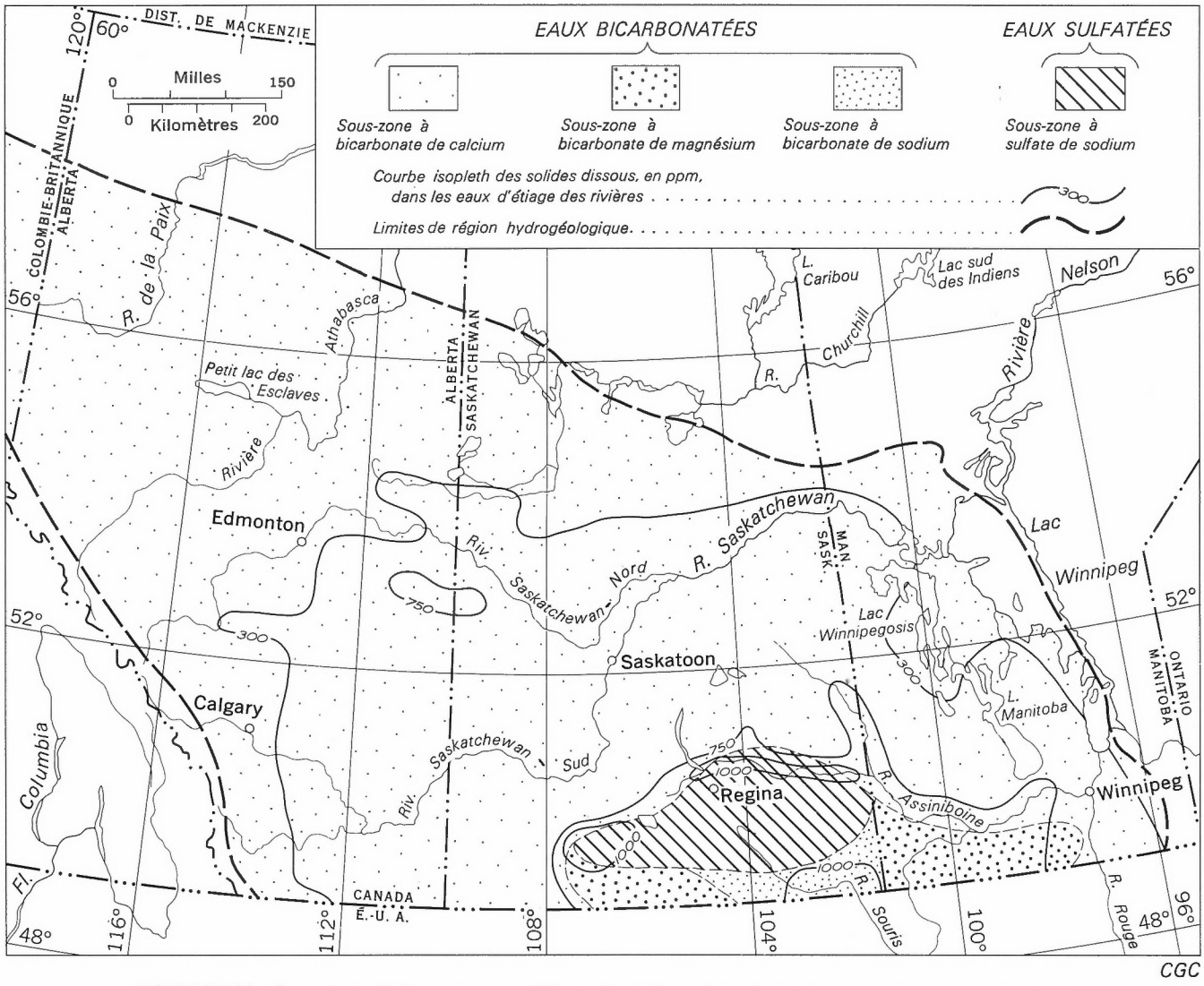


FIGURE XIII-14. Zones hydrochimiques des eaux d'étiage des rivières, région hydrogéologique des plaines intérieures.

potranspiration, varie annuellement de 0.5 à moins de 0.05 pouce. Également, si le sous-écoulement et l'évapotranspiration représentent le double des eaux souterraines de remplissage naturel, le total estimatif de l'eau de recharge, y compris l'eau de recharge immobilisée dans les berges, varie de 3.6 pouces à 0.36 pouce par an. Le rechargement en eau des terrains aquifères du Pléistocène et de la roche en place forme à lui seul 30 p. 100 du volume total annuel de 1.08 à 0.1 pouce. Ainsi, le total du rechargement dans les régions à précipitations de 12 à 16 pouces constitue de 3 à 22 p. 100 du total des précipitations annuelles, tandis que le rechargement des terrains aquifères, du Pléistocène et de la roche en place, ne représente que de 7 à moins de 1 p. 100.

Région hydrogéologique de la Cordillère

Cette région, recouverte en majorité de roches cristallines et de roches sédimentaires très plissées, comprend, par endroits du plateau central et le long du littoral du Pacifique, quelques couches horizontales de roches sédimentaires et volcaniques. Les dépôts meubles sont concentrés dans les vallées et les basses-terres. Le relief, de plusieurs milliers de pieds dans les endroits les plus montagneux, n'atteint que quelques centaines de pieds sur le plateau central, sauf où des vallées ont été creusées à un niveau plus bas que la surface du plateau. Les précipitations annuelles varient de moins de 10 pouces à plus de 100 pouces, mais de grands écarts peuvent se produire à quelques dizaines de milles seulement de distance. L'estimation des précipitations annuelles de la région s'élève à 34,848 $\times$ 10^9 pieds cubes, et celles des eaux de ruissellement, à 28,314 $\times$ 10^9 pieds cubes. Environ 6,534 $\times$ 10^9 pieds cubes représentent le volume d'eau d'évaporation ou des variations de volume d'eau, immobilisée dans les glaciers et comme eau souterraine.

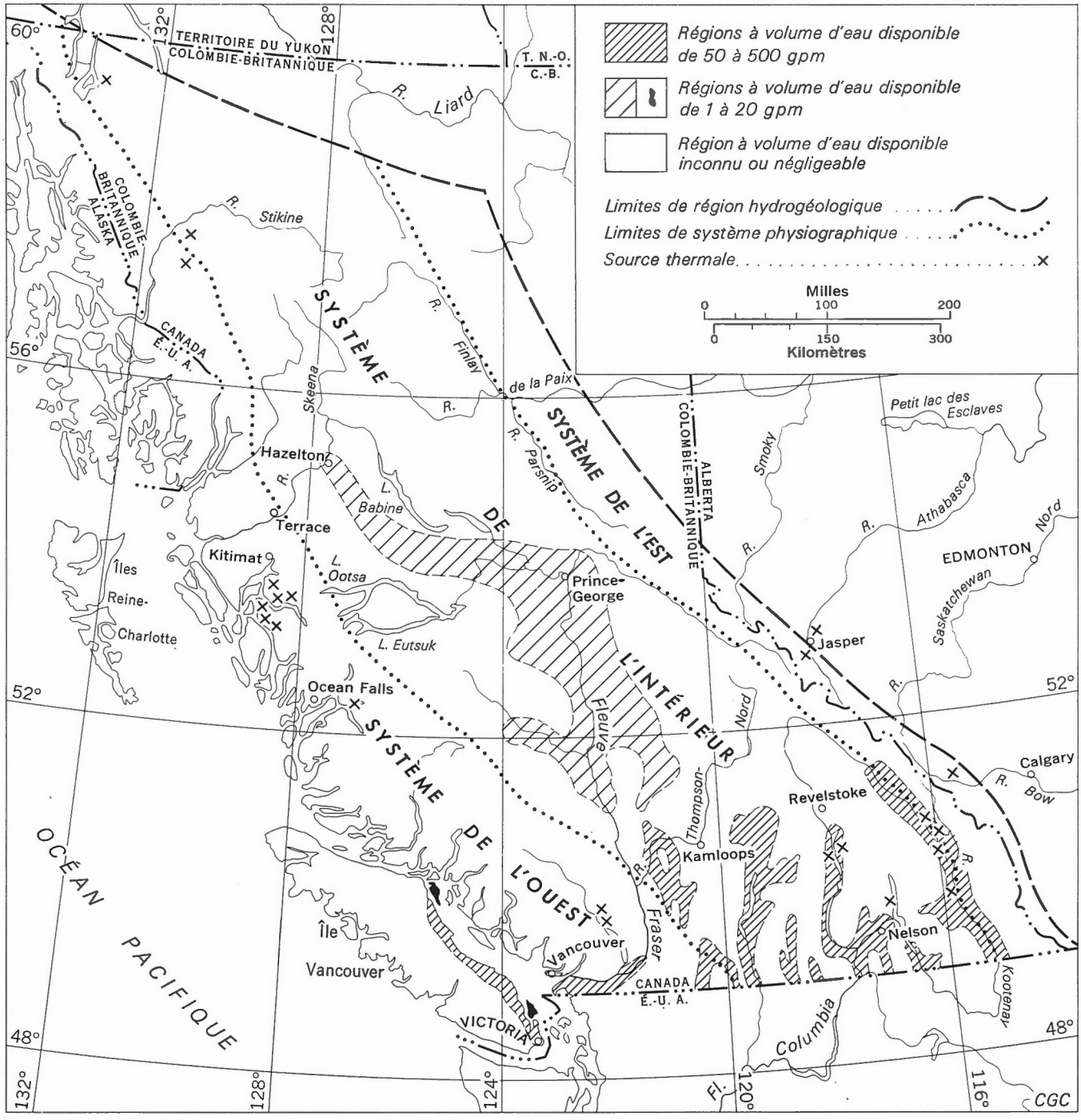


FIGURE XIII-15. Caractéristiques majeures des eaux souterraines, région hydrogéologique de la Cordillère.

Du fait de l'extrême variabilité de la géologie, de la topographie et de la précipitation, la variabilité constitue la principale caractéristique de la région.

Caractères physiques et climat

La région hydrogéologique de la Cordillère comprend trois grandes subdivisions physiographiques, le *système de l'Ouest,* celui *de l'Intérieur* et le *système de l'Est* (fig. XIII-15).

Le *système de l'Ouest* comprend le massif de St-Élie et la chaîne Côtière, de 13,000 à plus de 19,000 pieds d'altitude, les chaînons Reine-Charlotte et de l'île Vancouver et la chaîne des Cascades, dont le relief varie de 3,000 à 7,000 pieds. Les plus hautes montagnes alimentent

des glaciers ou champs de glace de type alpin. Dans ce système, les basses-terres de Nanaïmo à l'ouest, de Géorgie et de Fraser à l'est, bordent la dépression de Géorgie et constituent la zone littorale humide. Le *système de l'Est* comprend les Rocheuses et la zone des Foothills des Rocheuses, dont les sommets de plus de 11,000 pieds d'altitude alimentent des glaciers de type alpin. Dans le *système de l'Intérieur* s'étendent d'importantes et petites chaînes de montagnes et plateaux, y compris la chaîne Columbia et le vaste plateau Intérieur.

Le climat dépend de ces caractères physiographiques. Les masses d'air ascendantes des océans Pacifique et Arctique doivent s'élever et franchir les hautes montagnes du système de l'Ouest et, au contact de régions plus froides, leur humidité se condense en particules liquides qui forment les abondantes chutes de pluie le long de la zone littorale. La moyenne annuelle des précipitations de ce système atteint de 60 à 100 pouces mais, au lac Henderson, au fond d'une vallée près du bassin de Barkley, les chutes de pluie ont atteint un total de 251.3 pouces. Les montagnes traversées, l'air devenu sec et parfois chaud redescend sur le versant abrité et crée une zone intérieure à climat sec, aux précipitations annuelles de 12 à 16 pouces et de moins de 10 pouces dans les vallées profondes. Les précipitations sur les hauts-plateaux et les régions montagneuses reculées seraient plus abondantes, mais les renseignements font défaut. Les masses d'air, en déplacement vers l'est, remontent et passent au-dessus de la chaîne Columbia et des Rocheuses, et créent une seconde zone pluvieuse aux précipitations annuelles excédant 40 pouces en certains endroits. Puis, sur le versant abrité des Rocheuses, vient une zone à climat sec qui s'étend aux Foothills des Rocheuses et aux régions contiguës aux plaines Intérieures.

Le relief élevé et les pentes abruptes donnent aux eaux de surface un écoulement rapide. Dans certains bassins hydrographiques, des relevés indiquent un écoulement supérieur aux précipitations. Toutefois, cette observation peut être faussée en raison des difficultés rencontrées dans le mesurage du débit des cours d'eau à courant rapide et des données insuffisantes sur les précipitations à haute altitude. Les stations météorologiques, à l'exception de celle d'Agassiz, dans la zone littorale humide, ont enregistré durant la période estivale de croissance un taux d'évaporation supérieur à celui des précipitations. Les fortes précipitations, sous forme de neige, constituent la principale source de rechargement des eaux souterraines et compensent la perte de l'important volume d'eau, occasionnée par l'écoulement en surface et l'évapotranspiration. La majeure partie de l'eau de fonte des neiges accumulées s'écoule rapidement en surface, mais une partie pénètre dans le sol et rejoint la nappe d'eau souterraine.

Hydrogéologie

En général, les eaux souterraines dans la roche en place, séjournent dans des fissures de toutes formes, bien qu'en certains endroits la texture poreuse et perméable des roches facilite leur circulation et la formation de nappes. Le potentiel des réserves en eaux souterraines, de la majeure partie de la région hydrogéologique de la Cordillère demeure inconnu (fig. XIII-15). En terrain montagneux, les réserves en eau de surface suffisent, mais le volume d'eau des puits à gros débit dans la roche en place reste inconnu. L'humidité règne dans toutes les mines de la région, et toutes mentionnent la présence d'eaux souterraines; dans certains cas, la rencontre d'eau, à l'intersection de chenaux de dissolution ou d'importantes zones de fissuration, a créé de grandes difficultés.

L'eau souterraine des bassins sédimentaires séjourne dans des grès, des conglomérats et des schistes argileux faiblement inclinés ou plissés, et les puits forés, dans ces roches, suffisent à l'approvisionnement domestique. Dans plusieurs de ces bassins, les infiltrations d'eau ont entraîné la suspension de l'exploitation de houillères et, dès l'arrêt des travaux, les eaux ont envahi les chantiers inférieurs. Des plateaux de laves dans la partie centrale du système de l'Intérieur renferment un potentiel aquifère, car l'eau de décharge sourd à leur base même au cours de saisons où l'eau de surface se raréfie. Les dépôts meubles constituent les meilleurs terrains aquifères naturels; généralement minces dans les régions hautes, ils atteignent leur plus grande épaisseur dans les vallées. Des dépôts glaciaires, fluvio-glaciaires, lacustres, alluviaux et éoliens recouvrent le fond des vallées d'entremont et la base des versants. Par endroits, ces dépôts encaissent les rivières actuelles de 200 pieds ou plus.

Des dépôts d'épandage proglaciaires de gravier et de sable perméables, estimés de plus de 300 pieds, remplissent le sillon des Rocheuses. Des forages, dans ces dépôts, ont atteint 250 pieds sans rencontrer la roche en place. Certaines vallées ne contiennent pas de matériaux perméables; ainsi, une masse de till de plus de 300 pieds d'épaisseur remplirait les vallées des rivières Clearwater et Thompson-Nord. A Enderby, dans la vallée de l'Okanagane, des forages d'exploration ont traversé plus de 1,300 pieds de sédiments meubles. L'interstratification des couches perméables et imperméables des matériaux de ces profondes vallées constitue l'élément de formation des puits artésiens à hautes pressions que l'on y rencontre parfois.

Dans le nord du système de l'Intérieur, des couches de sable et de gravier perméables, d'une épaisseur de plus de 50 pieds, remplissent des vallées et recouvrent de larges plaines. Les réseaux de ces dépôts fournissent d'importants volumes d'eau, notamment le long des principales voies de communication.

Basses-terres côtières humides

Les basses-terres du Fraser se composent de vastes hautes régions, relativement plates, et de larges vallées à fond plat, qui rejoignent la vallée postglaciaire principale, orientée est-ouest, où coule le fleuve Fraser. Des relevés indiquent que les affluents du fleuve Fraser transportent

quotidiennement, au cours des périodes d'étiage, environ 30 millions de gallons d'eau souterraine. L'épaisseur des dépôts meubles de surface dépasse couramment 600 pieds et, en certains endroits, des forages d'exploration ont indiqué plus de 1,000 pieds et jusqu'à 1,800 pieds à Tsawwassen.

L'étude de la géologie du Pléistocène demeure complexe du fait de trois vastes transgressions glaciaires et d'une quatrième de vallée moins importante. Les principaux matériaux aquifères comprennent du sable et du gravier d'épandage proglaciaires, du sable et du gravier fluviaux, intercalés entre deux argiles à blocaux, du sable et du gravier fluviaux, sous-jacents à une moraine de fond ou un till, et des lentilles intimement liées de matériaux plus grossiers, renfermés dans du silt, de l'argile et du sable fin, qui recouvrent certaines vallées d'un manteau de plus de 900 pieds. La disposition des couches aquifères captives des vallées forme des puits artésiens éruptifs, au débit de 15 à 20 gpm.

Les chutes de pluie des mois de juillet et août, formant moins de 7 p. 100 du total des précipitations annuelles, les eaux souterraines constituent la réserve d'eau de consommation et d'irrigation de nombreuses terres de la majeure partie des localités et fermes, sises au sud du fleuve Fraser. Le volume consommé atteindrait quotidiennement plus de 20 millions de gallons.

Les dépôts meubles plutôt minces des basses-terres de Géorgie ont une texture imperméable, sauf quelques localisations de terrains sableux et graveleux au potentiel aquifère insuffisant pour assurer la consommation domestique.

Les basses-terres de Nanaïmo contiennent d'épais dépôts de matériaux meubles à majorité de till, qui recouvre une grande partie de ces basses-terres, mais séparé par endroits de la roche en place sous-jacente par des sables et graviers fluviaux, épais de plusieurs centaines de pieds. Ces sables et graviers constituent la plus vaste réserve aquifère de la région, dont les puits à gros débit approvisionnent les réseaux de distribution municipaux de Comox, Bowser, Qualicum, Lantsville, Cowichan Bay et Sidney. D'importants matériaux aquifères recouvrent le till et comprennent des gîtes de contact glaciaire de gravier et de sable, de forme variée, des dépôts de gravier et de sable de delta, accumulés au confluent de rivières et à d'anciens niveaux marins plus élevés, et des dépôts récents de fond de rivière, de delta et de cône de déjection. Ces dépôts atteignent rarement plus de deux milles de large, mais nombre d'entre eux ont une épaisseur de plusieurs dizaines de pieds et parfois 100.

Chimie des eaux souterraines

Les eaux souterraines contiennent généralement peu de minéraux et sont peu dures. Les eaux dures ont couramment une teneur élevée en fer et manganèse. Certaines conditions géologiques rendent des eaux impropres à la plupart des usages, notamment lorsque le lessivage produit une concentration de sels, ou que l'oxydation accroît la teneur en fer, et lorsque dans certaines régions du littoral un pompage excessif entraîne des infiltrations d'eau de mer.

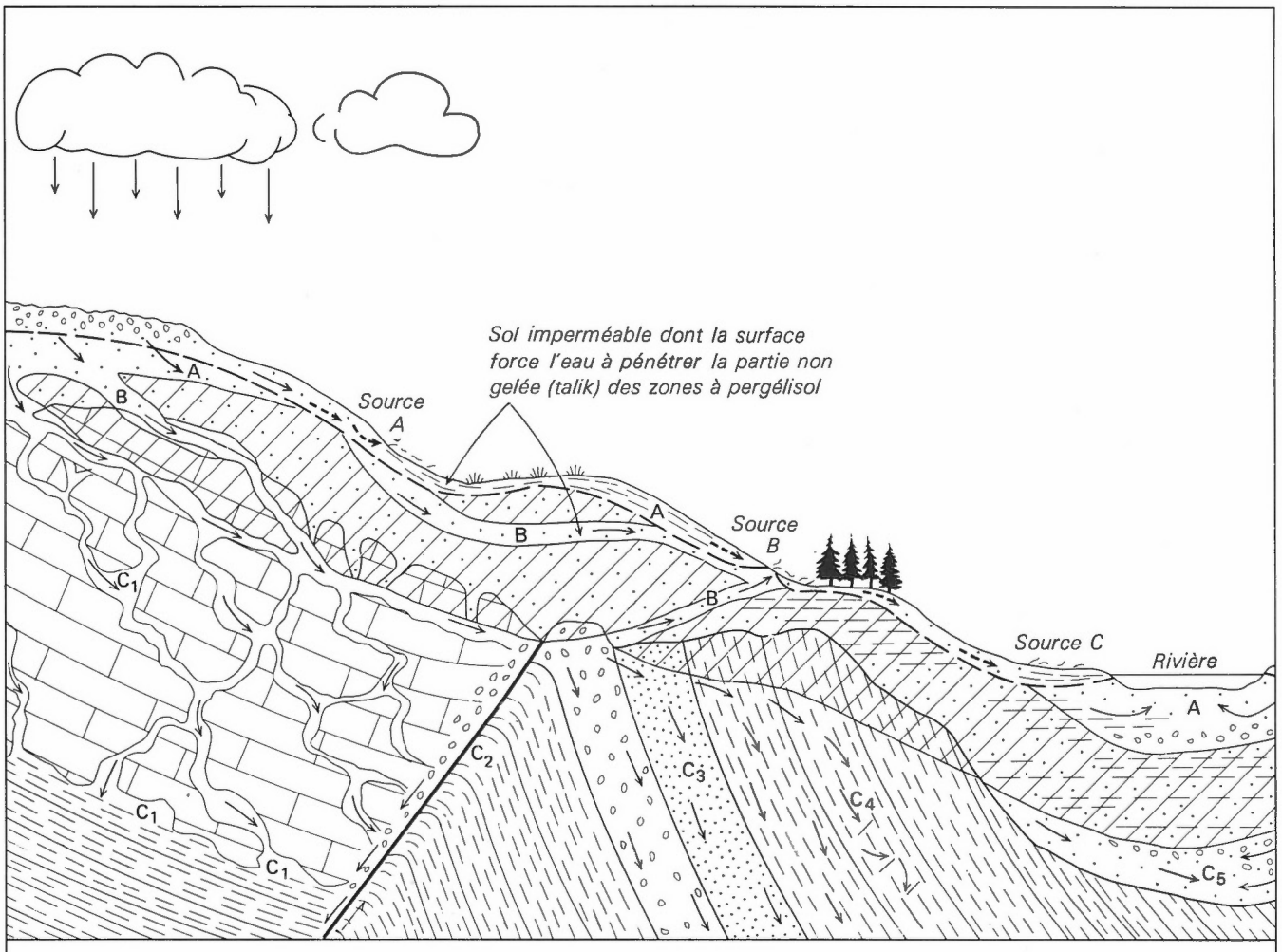
Dans les eaux des sources thermales (fig. XIII-15), le sulfate de calcium et le bicarbonate de calcium prédominent, et l'exposition à l'air de ces eaux entraîne une libération du sulfure d'hydrogène. L'analyse d'eau d'une source à Banff, effectuée sur une période de huit ans, a révélé une certaine stabilité de composition chimique et de température. En 1962, à la mine Blue Bell du district d'Ainsworth, des infiltrations d'eau et d'anhydride carbonique à une température de 105°F, au débit de 400 gpm et sous une pression de 325 livres par pouce carré, ont amené l'arrêt des travaux et l'abandon de la galerie inférieure.

Région hydrogéologique du Nord

La région englobe en général tout le Nord du Canada, au nord de la limite sud de la zone à pergélisol discontinu. Les données hydrogéologiques sur cette vaste région sont limitées. Les précipitations, plutôt faibles, atteignent moins de 10 pouces dans la partie nord, et moins de 20 pouces dans la partie sud. Des roches cristallines très variées et des roches sédimentaires, plissées ou non, en forment le sous-sol; des dépôts meubles recouvrent de vastes superficies et atteignent leurs plus grandes épaisseurs au fond de la vallée du fleuve Mackenzie et au Yukon. Les terrains montagneux, à l'ouest du fleuve Mackenzie et dans l'île Ellesmere, ont un relief de plusieurs milliers de pieds, mais ailleurs, la moyenne ne dépasse pas quelques centaines de pieds et les points culminants rarement 1,000 pieds.

La figure XIII-7 montre les limites sud approximatives des zones à pergélisol continu et à pergélisol discontinu. Dans la première zone, le pergélisol existe partout et atteint couramment des centaines de pieds d'épaisseur. Cette zone passe graduellement à la seconde, où le pergélisol, épais parfois de quelques pieds seulement, s'étend dans des secteurs de matériaux non gelés. Le sous-sol, gelé en permanence, existe également à haute altitude dans le sud du Labrador-Ungava et dans la région de la Cordillère, à une certaine distance au sud des limites indiquées dans la figure.

La région hydrogéologique du Nord se divise en trois régions climatiques. Le sud forme la région subarctique, aux étés courts et frais, d'une durée de 2 à 3 mois, à la température moyenne au-dessus de 32°F. Au nord de cette région, vient la Toundra, où la température moyenne du mois le plus chaud varie de 32° à 50°F, et au climat caractérisé par des étés extrêmement courts et frais, et de longs hivers très froids. L'isotherme entre ces deux régions, c'est-à-dire la ligne de température moyenne de 50°F pour juillet, suit approximativement la limite nord de la végétation arborescente, et coïncide en général avec la limite sud de la zone à pergélisol continu. La troisième région comprend les points recouverts de calottes glaciaires, où la température moyenne de l'année demeure au-dessous de 32°F. Relativement petite, elle comprend certains som-



LÉGENDE

Argile et silt | Sable | Gravier | Calcaire | Pergélisol

Infiltration pérenne d'eau .....→

Infiltration d'eau en saison chaude seulement . . .--→

Profondeur du sol gelé en hiver (base de la couche active) . — — —

RÉPARTITION DES EAUX SOUTERRAINES DANS LES RÉGIONS À PERGÉLISOL

A. Sus-jacente au pergélisol (eau de suprapergélisol)
B. Dans la zone à pergélisol (eau d'intrapergélisol)
C. Sous-jacente au pergélisol (eau de subpergélisol)
C_1. Dans des chenaux de dissolution (eau de terrains karstiques)
C_2. Le long d'une faille (eau de fissure)
C_3. Dans une couche poreuse de la roche en place (couche aquifère)
C_4. Dans des diaclases ou fissures de la roche en place (eau de fissure)
C_5. Dans des alluvions (eau d'alluvions)

Les sources A et C cessent de couler en hiver.
La source B coule probablement toute l'année.

CGC

FIGURE XIII-16. Répartition des eaux souterraines dans les régions à pergélisol.

mets de la Cordillère et de vastes calottes glaciaires du nord et de l'est de l'archipel Arctique.

Hydrogéologie

Dans leur répartition, les eaux souterraines des régions à pergélisol diffèrent des eaux des régions à climats plus chauds par suite du mélange d'un sol gelé imperméable et de dépôts dégelés plus ou moins perméables (fig. XIII-16). Dans la zone à pergélisol discontinu, de l'eau souterraine peut être extraite de sols dégelés. Dans la zone à pergélisol continu, notamment où le pergélisol s'étend à la roche en place, l'extraction d'eau souterraine demeure fréquemment impraticable et souvent impossible.

Le pergélisol a un effet restrictif sur l'écoulement des eaux d'une région, d'où la formation de nombreux lacs et marais dans les régions basses. Au contraire, dans les régions à haut relief, les eaux ont un écoulement rapide et complet, car elles ne s'infiltrent pas.

Dans les régions à pergélisol, les eaux souterraines peuvent se présenter comme eau de suprapergélisol, eau d'intrapergélisol et eau de subpergélisol. L'*eau de suprapergélisol* se rencontre presque partout dans les régions à pergélisol, après le dégel au cours de la saison d'été. Lorsque le dégel s'étend suffisamment en profondeur, d'importantes nappes d'eau souterraine peuvent se former sur le pergélisol sous-jacent. L'eau de suprapergélisol comprend également les eaux souterraines circulant sous les lacs et rivières. Des forages pratiqués dans le delta du fleuve Mackenzie ont révélé des dépôts dégelés sous le centre d'un petit lac, à une profondeur de 230 pieds. Des puits peu profonds, forés jusque dans cette zone productive, ont fourni temporairement un peu d'eau au cours de l'été.

L'*eau d'intrapergélisol* existe dans les zones dégelées du pergélisol, notamment dans les alluvions proches des rivières ou d'anciens chenaux de rivières, et dans les dépôts fluvio-glaciaires, au fond de larges vallées comme celle de la rivière Pelly au Yukon. La pression hydraulique peut réunir cette eau aux eaux de suprapergélisol et de subpergélisol.

Des puits forés dans des matériaux à grain grossier, gisant entre des matériaux gelés sur le territoire de localités fort éloignées les unes des autres, comme Mayo, Hay River, Fort Simpson et le point milliaire 1095 de la route de l'Alaska, procurent d'importants volumes d'eau.

La teneur en minéraux de l'eau d'intrapergélisol dépend des conditions de formation des roches dans lesquelles l'eau circule. Les eaux du sol, qui remontent et rejoignent en surface la zone d'écoulement actif, contiennent généralement peu de minéraux, tandis que les eaux d'infiltration, qui rejoignent par la structure de la roche en place un terrain aquifère profond, contiennent parfois une eau fortement minéralisée.

L'*eau de subpergélisol* s'étend sous de grandes régions à pergélisol. Les puits artésiens éruptifs, en bordure de l'autoroute de l'Alaska entre Haines Junction et la frontière de l'Alaska, en constituent un exemple. La route suit la grande vallée, dite sillon de Shakwak, au fond recouvert de vastes dépôts de sable et de gravier fluvio-glaciaires, à grain grossier. De l'observation, il résulte que l'eau de ces puits sourd du sous-sol sous-jacent au pergélisol. Également, dans la vallée du ruisseau Eldorado, près de Dawson, au cours du fonçage d'un puits de mine jusqu'à la roche en place à travers de la boue, du sable et du gravier gelés, de l'eau a jailli de la roche en place, au niveau de 221 pieds, à un débit d'environ 1,000 gpm. L'eau de subpergélisol a souvent une teneur élevée en minéraux.

Les mines de la région du Nord se trouvent concentrées dans la zone à pergélisol discontinu, et bien qu'aucune ne soit très humide, des volumes d'eau, variant de 40,000 à 470,000 gallons par jour, doivent être pompés de certaines mines. A Yellowknife, d'importantes sources d'eau ont été rencontrées à 2,300 pieds; certaines, fortement minéralisées, indiquent qu'en profondeur, les fissures des roches renferment de l'eau, même dans les régions à pergélisol. La mise en valeur économique de ces sources d'eau demeure toutefois fort lointaine.

De nombreuses sources existent dans la région du Nord, mais leur relation avec le pergélisol reste peu connue. Le calcaire et la dolomie constituent les roches hôtes les plus courantes des sources à gros débit, et leur donnent une haute teneur en sels de calcium et de magnésium. La haute teneur en sulfate de nombre de sources à gros débit proviendrait de la dissolution du gypse ou peut-être de l'oxydation des roches pyriteuses. Des eaux chlorurées existent, mais on ignore la source de cette combinaison.

Des sources thermales se trouvent échelonnées le long et à l'ouest de la vallée du fleuve Mackenzie. Leur température n'atteint que 70 à 80°F, mais ces degrés dépassent sensiblement la température moyenne annuelle du sol gelé à travers lequel elles doivent circuler. La température maximale observée au point milliaire 497 de l'autoroute de l'Alaska est de 118°F.

Aucune localité, dans la zone à pergélisol continu, n'obtient un débit ininterrompu d'eau souterraine, mais quelques-unes l'obtiennent dans la zone à pergélisol discontinu. Certaines localités, sises près d'un large cours d'eau ou d'un lac, obtiennent leur eau de puits creusés dans des matériaux dégelés, proches de l'eau de surface. Tel est le cas de Dawson et de Hay River. Fort Smith et Whitehorse s'approvisionnent d'eau tirée d'un groupe de puits en complément de l'eau de rivière. Ces localités utilisent l'eau souterraine afin d'élever la température de l'eau de rivière et prévenir le gel dans les conduits.

Nombre de petites localités échelonnées le long de l'autoroute de l'Alaska obtiennent de l'eau souterraine d'une zone de matériaux perméables, proches de l'eau de surface. En général, on n'est guère renseigné sur la présence de pergélisol dans ces régions, mais, au cours de forages de puits d'exploration près de ces endroits, on a rencontré du pergélisol près de la surface du sol.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

Bouchner, C. C., et Thomas, M. K.

1961: Le Climat du Canada; *min. Transports, Can.,* Dir. de la météorologie, Serv. de l'air, Toronto (tiré-à-part de l'Annuaire du Canada, 1959-1960).

Brandon, L. V.

1961: Rapport préliminaire sur l'hydrogéologie de la région d'Ottawa–Hull, Ontario et Québec; *Comm.* géol., Can., Étude 60-23.

1965: Groundwater hydrology and water supply in the District of Mackenzie, Yukon Territory and adjoining parts of British Columbia; *Comm. géol., Can.,* Étude 65-39.

1966: Groundwater hydrology and water supply of Prince Edward Island; *Comm. géol., Can.,* Étude 64-38.

Brown, I. C., et coll.

1968: Groundwater in Canada; *Comm. géol., Can.,* Sér. géol. écon. n° 24.

Brown, R. J. E.

1963: Map of permafrost distribution in Canada; *Cons. nat. rech.,* Mém. tech. 76.

Carr, P. A.

1961: Groundwater resources of Moncton map-area, New Brunswick; *Comm. géol., Can.,* Étude 61-14.

Chapman, J. D.

1952: The climate of British Columbia; *Trans., 5e conf. Ress. nat.*

Chapman, L. J., et Putman, D. F.

1951: The physiography of southern Ontario; *Univ. Toronto Press.*

Charron, J. E.

1963: Groundwater resources of Fannystelle area, Manitoba; *Comm. géol., Can.,* Bull. 98.

Christiansen, E. A.

1963: Hydrogeology of surficial and bedrock valley aquifers in southern Saskatchewan; *3e colloque can. d'hydrologie,* Eau souterraine.

Christiansen, E. A., et Parizek, R. R.

1961: Groundwater geology and hydrology of the buried Missouri and Yellowstone Valleys near Estevan; *Cons. rech., Sask.,* Geology Div. Circ. 1.

Elworthy, R. T.

1925: Hot springs in western Canada; their radioactive and chemical properties; investigations of mineral resources in the mining industry, 1925; *min. Mines, Can.,* Dir. mines, n° 669.

Farvolden, R. N.

1963: Bedrock channels of southern Alberta; early contributions to the groundwater hydrology of Alberta; *Cons. rech., Alb.,* Bull. 12, pp. 63–76.

Freeze, R. A.

1964: Hydrogéologie de la région de Lachine—St-Jean, Québec; *Comm. géol., Can.,* Bull. 112.

Hewitt, D. F., et Karrow, P. F.

1963: Sands and gravel in southern Ontario; *min. Mines, Ont.,* Ind. Minèrals, Rapp. n° 11.

Johnston, G. H., et Brown, R. J. E.

1963: Effect of a lake on the distribution of permafrost in the Mackenzie River Delta; *Cons. nat. rech.,* Mém. tech. 76, pp. 218–225.

LeBreton, E. G.

1963: Groundwater geology and hydrology of east-central Alberta; *Cons. rech., Alb.,* Bull. 13.

LeBreton, E. G., et Jones, J. F.

1963: A regional picture of the groundwater chemistry in particular aquifers of the Western Plains; *3e colloque can. d'hydrologie,* Eau souterraine, pp. 207–250.

Meyboom, P.

1963: Patterns of groundwater flow in the Prairie profile; *3e colloque can. d'hydrologie,* Eau souterraine, pp. 5–33.

1966: Groundwater studies in the Assiniboine River drainage basin; Part I: The evaluation of a flow system in south-central Saskatchewan; *Comm. géol., Can.,* Bull. 139.

Meyboom, P., Van Everdingen, R. O., et Freeze, R. A.

1966: Patterns of groundwater flow in seven discharge areas in Saskatchewan and Manitoba; *Comm. géol., Can.,* Bull. 147.

Patrick, K. E.

1964: The water resources of British Columbia, inventory of the natural resources of British Columbia; *Conf. ress. nat., C.-B.*

Roy, R.

1963: A comparison of groundwater hydrology in Pleistocene, Palaeozoic and Precambrian rocks of the Quebec St. Lawrence Lowlands and vicinity; *3e colloque can. d'hydrologie,* Eau souterraine.

Thomas, J. F. J.

Industrial water resources of Canada; rapp. de relevés hydrol., *min. Mines et Relevés tech.,* Dir. mines.

Toth, J.

1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins; *3e colloque can. d'hydrologie,* Eau souterraine, pp. 75–106.

Tremblay, J. J. L.

1961: Hydrologie de la moitié est de la région cartographiée de Vaudreuil (Québec); *Comm. géol., Can.,* Étude 61-20.

Sanderson, Marie

1948: The climates of Canada according to Thornthwaite's classifications; *Sci. Agr.,* vol. 28, n° 11.

van Everdingen, R. O., et Bhattacharyya, B. K.

1963: Data for groundwater model studies; *Comm. géol., Can.,* Étude 63-12.

SOURCES DES PHOTOGRAPHIES

CH. I

Frontispice, GSC

CH. II

Frontispice, EMR/T127L-182

Planche 1 EMR/A15467-44
2 EMR/A5800-69L
3 GSC104192
4 EMR/T14L-144

CH. III

Frontispice, G. Hunter

CH. IV

Frontispice, EMR/A5120-105R

Planche 1 F. C. Taylor, 125221
2 A. S. MacLaren, 200085
3 C. K. Bell, 117969
4 L. J. Kornik, 113491
5 J. F. Henderson, 84169
6 P. F. Hoffman
7 EMR/A5619-36
8 J. A. Fraser, 124123
9 EMR/A14233-138
10 L.-P. Tremblay, 200479
11 P. F. Hoffman
12 P. F. Hoffman
13 J. D. Aitken, 132860
14 EMR/A15649-62
15 F. C. Taylor, 63-2-8
16 EMR/A15830-21
17 M. J. Frarey, 5-5-64
18 M. J. Frarey, 5-9-64
19 R. F. Emslie, 120598
20 H. R. Wynne-Edwards, 3-16-57
21 F. C. Taylor, 5-6-63
22 K. L. Currie, 112643H
23 B. V. Sanford, 200841B

CH. V

Frontispice, S. M. Roscoe

Planche 1 G. A. Gross, 6-8-58
2 G. A. Gross, 130833
3 E. R. Rose

CH. VI

Frontispice, D. G. Kelley, 200354G

Planche 1 W. H. Poole, 4-6-67
2 R. D. Hutchinson, 5-6-50
3 L. M. Cumming, 123853
4 W. H. Poole, 5-3-67
5 W. H. Poole, 6-10-67
6 D. M. Baird
7 D. M. Baird
8 H. Williams, 131324
9 B. V. Sanford, 200934
10 F. D. Anderson, 3-4-65
11 B. V. Sanford, 200874
12 B. V. Sanford, 200354E

CH. VII

Frontispice, G. Hunter

Planche 1 B. V. Sanford, 200835
2 D. M. Baird
3 E. R. Rose
A, 200842G
B, 200842A
4 H. H. Bostock, 114274
5 D. M. Baird
6 Canadian Rock Salt Co. Ltd.
7 A. E. Wooton
8 P. A. Hacquebard

CH. VIII

Frontispice, J. E. Reesor, 8-6-58

Planche 1 R. A. Price 2-3-62
2 R. T. Bell, 145960
3 W. H. Fritz, 200875
4 EMR/T8-50L
5 W. H. Poole, 107545
6 R. A. Price
7 J. E. Reesor, 10-3-63
8 J. E. Reesor, 7-8-59
9 J. A. Roddick, 119768
10 J. O. Wheeler, 123503
11 W. H. Poole, 107538
12 R. A. Price, 6-7-65
13 S. L. Blusson, 123792
14 N. C. Ollerenshaw, 122947
15 E. W. Mountjoy
16 R. A. Price, 6-5-67
17 Gouvernement (C.-B.)
18 EMR/T6-117R
19 N. C. Ollerenshaw, 122956
20 RCAF/GSC99472

CH. IX

Frontispice, Granby Mining Co. Ltd.

Planche 1 G. Hunter
2 International Minerals and Chemical Corp. (Canada) Ltd.
3 British American Oil Co. Ltd.
4 H. R. Belyea
5 Shell Canada Ltd.

CH. X

Frontispice, E. T. Tozer, 113083B

Planche 1 EMR/T441R-208
2 EMR/T419R-18
3 R. Thorsteinsson, 111950
4 EMR/T419R-36
5 E. T. Tozer, 1130861
6 E. T. Tozer, 113083A
7 EMR/T489L-46
8 EMR/T428C-161

CH. XI

Frontispice, hypotype, GSC 13995

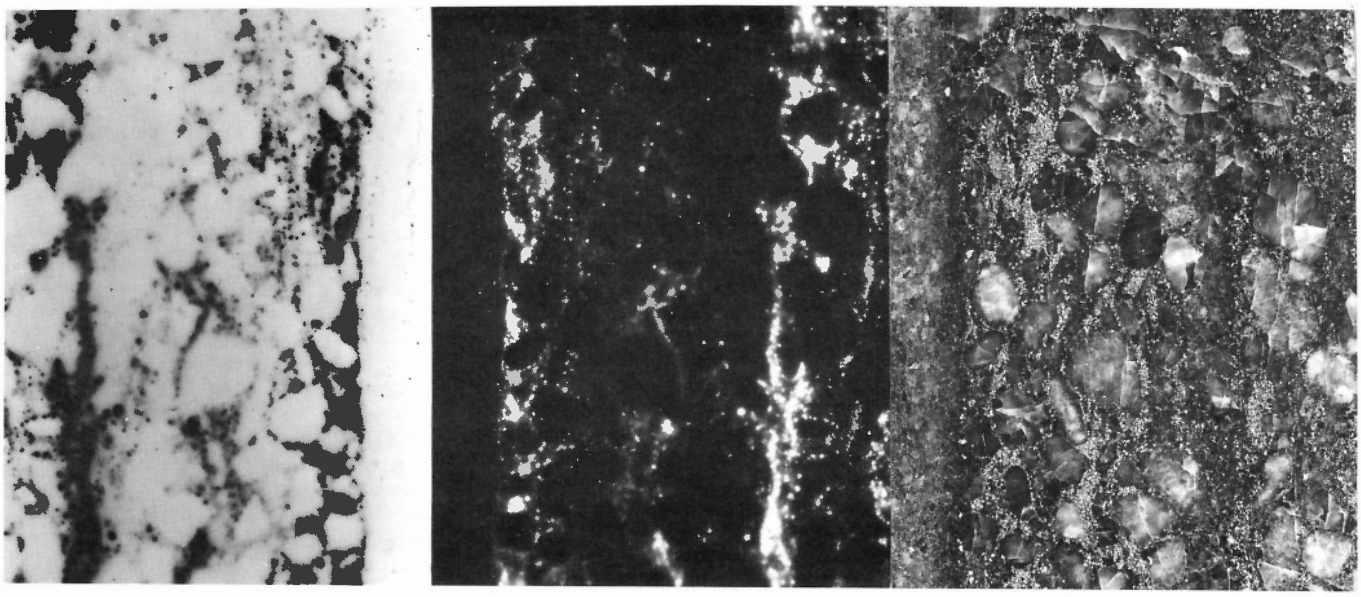
CH. XII

Frontispice, EMR/T404L-56

Planche 1 I. M. Stevenson, 1-2-56
2 N. R. Gadd, GSC/K5085
3 EMR/A15489-161
4 A. M. Stalker, 127752, 53, 54
5 R. W. Klassen, 124558
6 J. G. Fyles, 200798
7 EMR/A18863-75
8 EMR/A1141-86
9 EMR/A13479-248, 249
10 D. St-Onge, 113453
11 EMR/A19379-154
12 A. M. Stalker, 3-2-55
13 EMR/T327R-193
14 EMR/T152C-107
15 EMR/A12966-315, 316
16 EMR/A16302-29
17 EMR/A15728-63, 64

CH. XIII

Frontispice, J. S. Scott, 118628, 118661, 3-2-66



Les illustrations des coupes de ces galets, de format différent aux pages 168 et 169, ne peuvent être comparées. Ci-dessus, elles ont un format égal.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE I

Figure 1. Régions géologiques du Canada 3
Tableau 1. Superficie des principales régions géologiques et géographiques du Canada 4

CHAPITRE II

Frontispice. Plages soulevées des basses-terres de la baie d'Hudson 12
Planche 1. Fjords et glaciers, hautes-terres de Davis, île Baffin 17
Planche 2. Plaine de l'Alberta et coteau du Missouri 24
Planche 3. Partie du plateau du Yukon non affectée par les glaciers et le fleuve Yukon, près de Dawson (Yukon) 25
Planche 4. Plaine d'Old Crow, région du nord de la Cordillère (Yukon) 27
Figure 1. Régions physiographiques du Canada 14

CHAPITRE III

Frontispice. Centrale électrique nucléaire fonctionnant à l'uranium, Douglas Point, lac Huron (Ont.). 36
Figure 1. Valeur de la production minérale 36
Figure 2. Indices du volume de la production minérale et du total de la production industrielle 38
Figure 3. Exportations du Canada, 1950-1968 38
Figure 4. Consommation totale et per capita d'acier et d'énergie, 1966 39
Figure 5. Production et consommation de minéraux au Canada en pourcentage du total mondial, 1965 43
Figure 6. Marché d'exportation des minéraux (bruts et semi-ouvrés) du Canada 46
Tableau 1. Production minérale au Canada, années choisies, 1890-1968 36
Tableau 2. Comparaison de la production minérale avec le produit national brut, années choisies, 1930-1968 37
Tableau 3. Valeurs nettes de la production, 1950 et 1967, toutes les industries 37
Tableau 4. Réserves mesurées et indiquées de certains minéraux du Canada, 1956 et 1967 44
Tableau 5. Exportations canadiennes de minéraux, par principal produit 45
Tableau 6. Exportations des principaux minéraux par rapport à la production, 1967 45
Tableau 7. Valeur de la production minérale du Canada par régions géologiques, 1967 47
Tableau 8. Valeur de la production minérale au Canada, par province, 1950-1968 47

CHAPITRE IV

Frontispice. Escarpement de la faille McDonald, limitant la zone de plissements d'East Arm, province de Churchill (T.N.-O.) 50
Planche 1. Grauwacke de l'Archéen partiellement migmatisée, province du lac Supérieur, Povungnituk (Québec) 66
Planche 2. Anomalies magnétiques, sous-province de Kapuskasing, province du lac Supérieur (Ont.) 73
Planche 3. Grauwacke grenatifère du groupe de Cross Lake de l'Archéen, lac Cross (Man.) 77
Planche 4. Anomalies magnétiques, près de la limite entre les provinces de Churchill et du lac Supérieur (Man.) 79
Planche 5. Laves à structure en coussins du groupe de Yellowknife de l'Archéen, province des Esclaves, Yellowknife (T.N.-O.) 81
Planche 6. Couches granoclassées de grauwacke et de schiste argileux du groupe de Yellowknife de l'Archéen, Yellowknife (T.N.-O.) 82
Planche 7. Stock de granite intrusif dans la métagrauwacke du groupe de Yellowknife de l'Archéen, province des Esclaves (T.N.-O.). 83

Planche 8. Stromatolites du groupe d'Epworth de l'Aphébien, province de l'Ours (T.N.-O.).... 88
Planche 9. Photographie aérienne verticale de dykes de diabase du système de Mackenzie, province de l'Ours (T.N.-O.)..... 93
Planche 10. Discordance entre la formation de Martin de la fin de l'Aphébien et les gneiss du groupe de Tazin de l'Archéen, province de Churchill, Uranium City (Sask.)..... 104
Planche 11. Stromatolites algueuses du groupe de Great Slave de l'Aphébien, zone de plissements d'East Arm, Grand lac des Esclaves (T.N.-O.)..... 106
Planche 12. Minces couches granoclassées de grauwacke et d'argilite du groupe de Great Slave de l'Aphébien, Grand lac des Esclaves (T.N.-O.) 106
Planche 13. Gneiss métasédimentaire, stratifié, peut être de l'Archéen, partie nord de la province de Churchill (T.N.-O.)..... 111
Planche 14. Groupe de Nastapoka de l'Aphébien recouvrant en discordance le groupe de Richmond Gulf, sous-province de Belcher (Québec)..... 117
Planche 15. Filon-couche de diorite orbiculaire, dans le groupe de Nastapoka de l'Aphébien, golfe de Richmond (Québec)..... 118
Planche 16. Anticlinal à faible pendage sud, groupe de Belcher de l'Aphébien, îles Belcher (T.N.-O.) 119
Planche 17. Dyke de grès dans le siltstone d'Espanola, province du Sud, Espanola (Ont.)..... 125
Planche 18. Caillou charrié dans sédiments varvés de la formation de Gowganda, groupe de Cobalt de l'Aphébien, Espanola (Ont.)..... 126
Planche 19. Leucotroctolite stratifiée de l'intrusion anorthositique de Michikamau, lac Michikamau (Labrador)..... 133
Planche 20. Monzonite intrusive du Grenvillien, dans du gneiss à pyroxène, Westport (Ont.)..... 141
Planche 21. Zone de contact entre un dyke de diabase et du granite, province du lac Supérieur (Québec)..... 147
Planche 22. Structure de métamorphisme de choc, lac à l'Eau-Claire (Québec)..... 150
Planche 23. Groupe de Bad Cache Rapids de l'Ordovicien supérieur en discordance sur du gneiss granitique du Précambrien, fleuve Churchill (Man.)..... 154
Figure 1. Provinces et sous-provinces tectoniques du Bouclier canadien..... 52
Figure 2. Directions structurales dans le Bouclier canadien..... 54
Figure 3. Histogramme des datations des orogenèses du Bouclier canadien..... 55
Figure 4. Coupe schématique d'un complexe volcano-sédimentaire de l'Archéen..... 62
Figure 5. Épaisseurs des successions de l'Archéen dans la province du lac Supérieur..... 63
Figure 6. Géologie de la région de Timmins—Malartic (Ontario et Québec)..... 68
Figure 7. Expression aéromagnétique de la succession volcanique de la région de Timmins—Kirkland Lake (Ont.)..... 71
Figure 8. Géologie d'une partie de la sous-province de Kapuskasing, province du lac Supérieur (Ont.)..... 72
Figure 9. Emplacement et âges des carbonatites dans la sous-province de Kapuskasing, province du lac Supérieur (Ont.)..... 73
Figure 10. Géologie d'une partie de la sous-province de Cross Lake, province du lac Supérieur (Ont.)..... 76
Figure 11. Limite entre les provinces du lac Supérieur et de Churchill (Man.)..... 78
Figure 12. Géologie de la région de Yellowknife, province des Esclaves, district de Mackenzie (T.N.-O.)..... 84
Figure 13. Coupe transversale typique de l'intrusion de Muskox..... 91
Figure 14. Étendue possible des géosynclinaux de l'Aphébien et des orogenèses de l'Hudsonien dans les provinces de Churchill et de l'Ours. 95
Figure 15. Roches de l'Hélikien et de l'Hadrynien dans les provinces de Churchill et de l'Ours..... 98
Figure 16. Le système de failles McDonald au sud du Grand lac des Esclaves (T.N.-O.)..... 98
Figure 17. Orientations des paléocourants, groupes de Great Slave et d'Et-Then, sous-province d'East Arm (T.N.-O.)..... 107
Figure 18. Orientations des paléocourants, groupe de Dubawnt, centre-nord de la province de Churchill (T.N.-O.)..... 110
Figure 19. Section transversale schématique de la zone de plissements du Labrador à des stades successifs de son évolution..... 115
Figure 20. Répartition du supergroupe de l'Huronien, province du Sud (Ont.)..... 122
Figure 21. Principales structures dans le supergroupe de l'Huronien, province du Sud (Ont.)..... 128
Figure 22. Plate-forme du Labrador du plateau continental de l'Atlantique..... 134
Figure 23. Géologie de la région du lac Surprise (Québec)..... 136
Figure 24. Changements minéralogiques et texturaux dans les roches de l'Archéen à travers le front de Grenville, région du lac Surprise (Québec) 137
Figure 25. Étapes tectoniques dans l'évolution de la province de Grenville, régions de Mont-Laurier et du lac Kempt (Québec)..... 138
Figure 26. Coupe structurale de la zone de plissements de Seal Lake, province de Grenville (Labrador)..... 140
Figure 27. Géologie et zones métamorphiques d'une partie de la province de Grenville dans le sud-est de l'Ontario..... 143
Figure 28. Géologie d'une partie de la région de Westport (Ont.)..... 144
Figure 29. Relations déduites dans la partie centrale métamorphique d'un orogène..... 145
Figure 30. Systèmes de dykes de diabase du Bouclier canadien..... 146
Figure 31. Rapport de la teneur en alcali et en silice des dykes de diabase du Bouclier canadien..... 147
Figure 32. Classification des systèmes de dykes basaltiques..... 148
Figure 33. Rapports des isotopes du soufre contenu dans les sulfures des dykes de diabase du Bouclier canadien..... 148
Figure 34. Systèmes de dykes de diabase du Canada, du Groenland et de l'Écosse..... 148
Figure 35. Emplacement des structures de métamorphisme de choc dans le Bouclier canadien.... 149
Figure 36. Configuration des roches précambriennes sous la plate-forme de la baie d'Hudson..... 152
Figure 37. Coupe transversale des roches du Phanérozoïque de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson..... 153
Figure 38. Faciès et épaisseur des roches de l'Ordovicien supérieur de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson..... 153

Figure 39. Faciès et épaisseur des roches du Silurien (début du Niagarien) de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson 155
Figure 40. Faciès et épaisseur des roches du Silurien (fin du Niagarien(?)) de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson 156
Figure 41. Faciès et épaisseur des roches du Silurien supérieur de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson 157
Figure 42. Faciès et épaisseur des roches du Dévonien inférieur de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson 158
Tableau 1. Classification chrono-stratigraphique du Précambrien 57
Tableau 2. Composition chimique moyenne des roches provenant de la partie nord-est de la province du lac Supérieur 66
Tableau 3. Corrélations des roches archéennes, sous-province d'Abitibi 70
Tableau 4. Comparaison entre les nomenclatures stratigraphiques des roches huroniennes, province du Sud 123

CHAPITRE V

Frontispice. Conglomérat uranifère, Blind River (Ont.).. 168
Planche 1. Formation ferrifère du type d'Algoma de l'Archéen, district de Michipicoten (Ont.).... 189
Planche 2. Mine Ruth Lake (Labrador, Terre-Neuve).... 195
Planche 3. Microphotographies de surfaces polies de minerais de titane 204
Figure 1. Les protocontinents archéens 173
Figure 2. Gîtes représentatifs d'or du protocontinent du lac Supérieur 175
Figure 3. Gîtes représentatifs de nickel et de fer du protocontinent du lac Supérieur 177
Figure 4. Gîtes représentatifs de cuivre-zinc et de zinc-plomb du protocontinent du lac Supérieur 178
Figure 5. Relation entre les gîtes minéraux représentatifs et les roches sédimentaires et volcaniques archéennes du nord du Bouclier canadien.... 179
Figure 6. Répartition des mines d'uranium du Bouclier canadien 181
Figure 7. Répartition du minerai d'uranium de la formation de Matinenda, Elliot Lake (Ont.). 182
Figure 8. Coupe stratigraphique transversale de la zone principale uranifère du synclinal de Quirke Lake 183
Figure 9. Aperçu de la géologie et localisation des mines d'uranium, lac Athabasca (Sask.)..... 184
Figure 10. Gîtes et mines de fer du sud du Bouclier canadien 187
Figure 11. Diagramme des principaux types de formations ferrifères de précipitation chimique, le faciès de sédimentation et le milieu de dépôt 188
Figure 12. Formations ferrifères du géosynclinal du Labrador 191
Figure 13. Mine French, région de Schefferville—lac Knob (Québec) 192
Figure 14. Mine de fer Helen, Algoma (Ont.) 194
Figure 15. Région de Steep Rock Lake (Ont.) 196
Figure 16. Gîtes nickélifères du district de Subdury (Ont.) 198
Figure 17. Coupe verticale du gîte de Strathcona, bassin de Sudbury (Ont.) 199
Figure 18. Géologie de la zone nickélifère de Thompson (Man.) 200
Figure 19. Répartition du minerai à la mine Thompson (Man.) 201
Figure 20. Mines de cuivre et de zinc de la zone d'Abitibi (Ontario et Québec) 206
Figure 21. Partie de la région de Noranda (Québec) la plus productrice en cuivre et en zinc 213
Figure 22. Traits communs de plusieurs gîtes de sulfure de la région de Noranda (Québec) 213
Figure 23. Projection isométrique des masses de minerai à la mine Horne, *Noranda Mines Limited* 214
Figure 24. Mines et mines probables, région de Matagami (Québec) 215
Figure 25. Aperçu de la géologie et des mines de cuivre-or de la région de Chibougamau (Québec)... 216
Figure 26. Gîte principal de cuivre-or de la *Campbell Chibougamau* et de la *Merrill Island* (Québec) 217
Figure 27. Mine Flin Flon (Man.) 219
Figure 28. Gîtes aurifères du district minier de Porcupine (Ont.) 225
Figure 29. Gîtes aurifères du district minier de Kirkland Lake—Larder Lake (Ont.) 227
Figure 30. Gîtes aurifères du nord-ouest du Québec.... 228
Figure 31. Gîtes aurifères du district minier de Little Long Lac (Ont.) 229
Figure 32. Gîtes aurifères du district minier de Red Lake (Ont.) 230
Figure 33. Coupe montrant les traits généraux de la géologie de la région de Cobalt (Ont.) 234
Figure 34. Mine Silverfields, Cobalt (Ont.) 235
Figure 35. Mine Port Radium, Port-Radium (T.N.-O.). 239
Figure 36. Zonalité régionale des indices de lithium et de béryllium, région de Preissac—Lacorne (Québec) 242
Figure 37. Coupe verticale schématique de la pegmatite de la *Chemalloy Minerals Limited* 243
Tableau 1. Production des dix principales substances minérales marchandes du Bouclier canadien, 1966 168
Tableau 2. Gîtes minéraux représentatifs du protocontinent du lac Supérieur 176
Tableau 3. Gîtes minéraux représentatifs des protocontinents des Esclaves et d'Hudson 176
Tableau 4. Pourcentage des gîtes minéraux représentatifs des protocontinents archéens 179
Tableau 5. Classification des gîtes de fer 190
Tableau 6. Compositions des types de formations ferrifères 191
Tableau 7. Estimation de la répartition de la production du cuivre et du zinc, 1966 205
Tableau 8. Mines de cuivre et de zinc de la province du lac Supérieur 206
Tableau 9. Mines de cuivre et de zinc de la province de Churchill 211
Tableau 10. Analyses des roches provenant de Cobalt et de South Lorrain (Ont.) 237

CHAPITRE VI

Frontispice. Gypse dans le groupe de Codroy, bassin de St-Georges (T.-N.) 254
Planche 1. Groupe de Cow Head du Cambrien, klippe de Humber Arm, Cow Head (T.-N.) 265
Planche 2. L'Hadrynien recouvert en discordance angulaire par le Cambrien inférieur, Brigus South Point (T.-N.) 266
Planche 3. Brèche calcaire interstratifiée de schiste argileux et de calcaire de la formation de Green Point de l'Ordovicien inférieur, Green Point (T.-N.) 277

Planche 4. Stratification de la formation de Green Point de l'Ordovicien inférieur, Green Point (T.-N.) 278
Planche 5. Schiste argileux ordovicien déformé près de la base du klippe de Humber Arm, Port-au-Port (T.-N.) 283
Planche 6. Formation de English Head de l'Ordovicien supérieur, île d'Anticosti (Québec) 289
Planche 7. Biohermes dans le calcaire d'Ellis Bay de l'Ordovicien supérieur, île d'Anticosti (Québec) 290
Planche 8. Grès rouge du Silurien recouvert d'un agglomérat du groupe de Botwood, petites îles Fogo (T.-N.) 299
Planche 9. Niagara Falls (Ont.) 304
Planche 10. Plis couchés de l'Acadien du groupe de Baie d'Espoir de l'Ordovicien, baie d'Espoir (T.-N.) 316
Planche 11. Concrétion calcaire de la formation de Kettle Point du Dévonien supérieur, partie sud du lac Huron (Ont.) 320
Planche 12. Discordance d'érosion entre les groupes de Horton et de Windsor, bassin d'Antigonish—Mabou (N.-É.) 321
Figure 1. Principaux éléments géologiques du Sud-Est du Canada 257
Figure 2. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin de l'Hadrynien; et aspects topographiques de l'orogenèse de l'Avalonien de l'Hadrynien moyen et la surface du socle avant l'Hadrynien 258
Figure 3. Coupe transversale des roches précambriennes et cambriennes de la plate-forme d'Avalon, partie est de Terre-Neuve 258
Figure 4. Sédimentation et tectonisme de la fin de l'Hadrynien et/ou du début du Cambrien 260
Figure 5. Sédimentation et tectonisme du Cambrien inférieur 263
Figure 6. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Cambrien moyen et supérieur 264
Figure 7. Coupe transversale des formations paléozoïques de la plate-forme du Saint-Laurent, du bassin de Michigan au bassin d'Anticosti. 269
Figure 8. Coupe transversale des formations cambriennes et ordoviciennes du sud-ouest de l'Ontario et du nord de l'État de New York. 270
Figure 9. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de l'Ordovicien inférieur 271
Figure 10. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du début de l'Ordovicien moyen 272
Figure 11. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin de l'Ordovicien moyen, et aspects topographiques de l'orogenèse du Taconique 273
Figure 12. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de l'Ordovicien supérieur, et aspects topographiques de l'orogenèse du Taconique 274
Figure 13. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Silurien inférieur 292
Figure 14. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Silurien moyen 293
Figure 15. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Silurien supérieur 294
Figure 16. Coupe transversale des couches du Silurien inférieur et moyen, de l'arche d'Algonquin à la partie nord-ouest de la fosse d'Alleghanys 302
Figure 17. Coupe transversale des couches siluriennes, flanc est du bassin de Michigan, sud-ouest de l'Ontario 303
Figure 18. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du début du Dévonien inférieur 306
Figure 19. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen 307
Figure 20. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur, et aspects topographiques de l'orogenèse de l'Acadien 308
Figure 21. Coupe transversale des roches dévoniennes. 319
Figure 22. Sédimentation et volcanisme carbonifères, surtout du Tournaisien 324
Figure 23. Sédimentation et volcanisme carbonifères, surtout du Viséen 326
Figure 24. Étendue de la sédimentation marine des sous-zones du groupe de Windsor 327
Figure 25. Sédimentation, volcanisme et tectonisme carbonifères, du Viséen au début du Westphalien 329
Figure 26. Sédimentation et tectonisme carbonifères, surtout du début du Westphalien 330
Figure 27. Sédimentation et tectonisme carbonifères, du début du Westphalien 331
Figure 28. Sédimentation et tectonisme carbonifères et permiens, de la fin du Westphalien au début du Permien 332
Figure 29. Coupe des roches du Carbonifère, Nouveau-Brunswick et Nouvelle-Écosse 333
Figure 30. Sédimentation et volcanisme du Mésozoïque et du Tertiaire, et aspects topographiques de l'accident des Palissades (fin du Trias) 335
Figure 31. Coupe structurale, plateau continental de l'Atlantique 337
Figure 32. Épicentres des tremblements de terre de l'Est du Canada 338
Figure 33. Coupes transversales de l'orogène des Appalaches 339
Tableau 1. Couches carbonifères dans les provinces Maritimes 323
Tableau 2. Stratigraphie carbonifère dans les provinces Maritimes 323
Tableau 3. Subdivisions des groupes de Horton et d'Anguille 325

CHAPITRE VII

Frontispice. *Gaspé Copper Mines Limited*, Murdochville (Québec) 346
Planche 1. Champ de pétrole Petrolia, en Ontario, vers 1885 349
Planche 2. Mine de cuivre-zinc-plomb de la *First Maritime Mining Corporation Limited*, Tilt Cove (T.-N.) 368
Planche 3. Microphotographies de minerai des gîtes ferrifères de l'Ordovicien, Wabana (T.-N.) 375
Planche 4. *Magnet Cove Barium Corporation*, Walton (N.-É.) 382
Planche 5. Filon rubané de fluorine à la mine Director de la *Newfoundland Fluorspar Limited*, St. Lawrence (T.-N.) 384
Planche 6. Mine de sel de la *Canadian Rock Salt Company Limited*, Ojibway (Ont.) 386
Planche 7. Ponton de forage *Timesaver II* dans l'est du lac Ontario 396
Planche 8. Microphotographies de houille du Carbonifère 404
Figure 1. Provinces minérales du Sud-Est du Canada. 348
Figure 2. Modèle métallogénique schématique de l'orogène des Appalaches 350
Figure 3. Principaux gîtes de cuivre, de zinc et de plomb, province minérale des Appalaches 352

Figure 4. Principaux gîtes d'amiante, de chrome et de nickel, province minérale des Appalaches..... 353
Figure 5. Principaux gîtes d'or, de molybdène, d'antimoine, de bismuth, d'étain et de tungstène, province minérale des Appalaches..... 354
Figure 6. Coupe transversale généralisée des gîtes Needle Mountain et Copper Mountain (Québec)..... 358
Figure 7. Relation des gîtes de cuivre et de plomb-zinc au granite du Dévonien des monts Shickshock, Gaspésie..... 359
Figure 8. Principaux gîtes de métaux communs de la région de Bathurst—Newcastle (N.-B.)..... 363
Figure 9. Gîtes de sulfures de Bathurst (N.-B.)..... 364
Figure 10. Géologie et zones de minerai de la mine Heath Steele (N.-B.)..... 365
Figure 11. Gîtes de cuivre-zinc-plomb de Buchans (T.-N.)..... 367
Figure 12. Géologie de la région de Walton—Cheverie (N.-É.)..... 369
Figure 13. Mine de barytine et sulfure de la *Magnet Cove*, Walton (N.-É.)..... 370
Figure 14. Géologie de la baie de la Conception (T.-N.). 373
Figure 15. Mines de fer Wabana (T.-N.)..... 374
Figure 16. Direction des filons de minerai aux mines de fer Wabana (T.-N.)..... 376
Figure 17. Gîtes d'amiante à Thetford Mines (Québec). 379
Figure 18. Coupe transversale du gîte Bell-Johnson, Thetford Mines (Québec)..... 380
Figure 19. Massif de minerai à la British Canadian, Black Lake (Québec)..... 381
Figure 20. Géologie de la région de spath fluor de St. Lawrence (T.-N.)..... 383
Figure 21. Mines de sel et champs de saumure dans la formation de Salina du Silurien, sud-ouest de l'Ontario..... 385
Figure 22. Champs de pétrole et de gaz du Cambrien supérieur, sud-ouest de l'Ontario..... 388
Figure 23. Champ de pétrole Clearville du Cambrien supérieur, Ontario..... 389
Figure 24. Champs de pétrole et de gaz de l'Ordovicien moyen, sud-ouest de l'Ontario..... 390
Figure 25. Principaux champs de pétrole et de gaz dans les formations de Salina et de Guelph du Silurien, sud-ouest de l'Ontario..... 391
Figure 26. Faciès de la formation de Guelph du Silurien, sud-ouest de l'Ontario..... 392
Figure 27. Récifs de Tilbury et de D'Clute dans la formation de Guelph du Silurien, Ontario..... 393
Figure 28. Récif de Dawn nº 156 du Silurien, sud-ouest de l'Ontario..... 394
Figure 29. Champs de gaz des groupes de Clinton et de Cataract du Silurien..... 395
Figure 30. Champs de pétrole du Dévonien, sud-ouest de l'Ontario..... 397
Figure 31. Coupe transversale du champ de pétrole et de gaz Stony Creek, bassin de Moncton (N.-B.). 399
Figure 32. Emplacement, production et réserves récupérables des bassins houillers du Sud-Est du Canada..... 400
Figure 33. Répartition des spores de lycopodiales, Joggins et Springhill (N.-É.)..... 401
Figure 34. Plaine d'inondation, milieu de mise en place de la houille..... 403
Figure 35. Milieu limnique de mise en place de la houille..... 405
Tableau 1. Production de minéraux dans le Sud-Est du Canada, 1966..... 351
Tableau 2. Gîtes de sulfures de la région de Bathurst (N.-B.)..... 362

CHAPITRE VIII

Frontispice. Chaînon Valhalla, sud de la chaîne Selkirk (C.-B.)..... 410
Planche 1. Discordance angulaire entre les dolomies du Cambrien supérieur et les phyllades de l'Hélikien le long de la rivière Hart, nord du Yukon..... 418
Planche 2. Discordance angulaire entre l'Ordovicien et l'Hélikien, Rocheuses du Nord (C.-B.)..... 425
Planche 3. Surface de strates à monticules d'algues dans la formation de Mistaya du Cambrien supérieur, ruisseau Chaba dans les Rocheuses du Sud (Alb.)..... 430
Planche 4. Chaînons Whittaker et Iverson, sud des monts Mackenzie (T.N.-O.)..... 437
Planche 5. Microphotographie de subgrauwacke, du groupe de Sylvester du Dévono-Mississippien, nord de la chaîne des Cassiars (Yukon). 450
Planche 6. Séquence du Dévonien supérieur le long du front du récif de Peechee, chaînon Flathead, sud des Rocheuses..... 453
Planche 7. Gneiss migmatitique du complexe métamorphique de Shuswap, partie centrale de la chaîne de Monashee (C.-B.)..... 476
Planche 8. Cannelures dues à des plissements, complexe métamorphique de Shuswap, sud de la chaîne de Selkirk (C.-B.)..... 477
Planche 9. Agmatite, complexe plutonien côtier, Colombie-Britannique..... 478
Planche 10. Conglomérat du groupe de Laberge du Jurassique inférieur à cailloux bien arrondis de granite, sud-ouest de Whitehorse (Yukon). 492
Planche 11. Microphotographie de grauwacke à microcline du Jurassique inférieur, nord de la chaîne des Cassiars (C.-B.)..... 493
Planche 12. Pli parallèle au plan axial, à clivage fortement incliné vers l'ouest, Rocheuses du Sud (C.-B.)..... 505
Planche 13. Masse granitique de la fin du Columbien (Crétacé), chaîne de Selwyn (Yukon)..... 507
Planche 14. Rides de plage sur plusieurs surfaces de stratification de la formation de Blackstone, Foothills de l'Alberta..... 518
Planche 15. Plis déversés vers l'ouest, chaînon Miette, Rocheuses du Sud (Alb.)..... 527
Planche 16. Faille normale dans des roches carbonatées du Paléozoïque, mont Cirrus, Rocheuses du Sud (Alb.)..... 528
Planche 17. Sillon des Rocheuses, à proximité du confluent du Fraser et de la Torpy..... 528
Planche 18. Chevauchements de la fin du Tertiaire dans les chaînons Klouane, massif de St-Élie (Yukon)..... 532
Planche 19. Comblement de chenaux par des grès dans les mudstones de la formation de Paskapoo du Tertiaire, ruisseau Burnt Timber, Foothills de l'Alberta..... 537
Planche 20. Cône de scories sur du basalte postglaciaire sur le flanc nord du complexe volcanique du mont Edziza (C.-B.)..... 538
Figure 1. Principaux éléments géologiques de l'Ouest du Canada..... 412
Figure 2. Paléogéologie pré-paléozoïque de l'Ouest du Canada, et sédimentation et tectonisme de l'Hélikien et de l'Hadrynien..... 414
Figure 3. Corrélation des roches de l'Hélikien (Purcell) du sud des Rocheuses et des roches de l'est des chaînons Purcell (Alb. et C.-B.)..... 416
Figure 4. Sédimentation et tectonisme du Cambrien inférieur..... 421

Figure 5. Sédimentation et tectonisme du Cambrien moyen ... 422
Figure 6. Sédimentation et tectonisme du Cambrien supérieur ... 424
Figure 7. Coupe stratigraphique schématique reconstituée des roches cambriennes et ordoviciennes, Rocheuses du Sud et plaines Intérieures (Alb. et C.-B.) ... 428
Figure 8. Colonne stratigraphique des roches du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen, Rocheuses du Sud ... 429
Figure 9. Sédimentation et tectonisme de l'Ordovicien inférieur et moyen ... 432
Figure 10. Sédimentation et tectonisme de l'Ordovicien supérieur et du Silurien ... 433
Figure 11. Diagramme de coupes reconstituées des roches du Paléozoïque inférieur entre la plate-forme des Cassiars, dans le géosynclinal de la Cordillère, et le nord-ouest du Bouclier canadien ... 435
Figure 12. Coupe stratigraphique des roches cambriennes, ordoviciennes et siluriennes de la baie de Lloydminster et du bassin de Williston ... 439
Figure 13. Sédimentation et tectonisme du Dévonien inférieur, et certains traits de la géologie et de la physiographie pré-dévoniennes ... 440
Figure 14. Sédimentation et tectonisme de l'Eifélien du Dévonien moyen ... 441
Figure 15. Sédimentation et tectonisme du Givétien du Dévonien moyen ... 443
Figure 16. Sédimentation et tectonisme du Frasnien du Dévonien supérieur, et quelques traits de l'orogenèse de l'Ellesmérien ... 444
Figure 17. Sédimentation et tectonisme du Famennien du Dévonien supérieur ... 445
Figure 18. Coupe stratigraphique des roches dévoniennes entre les monts White et les Rocheuses du Sud ... 447
Figure 19. Coupe schématique reconstituée des roches du Dévonien et du Mississippien entre la chaîne des Cassiars et Hay River ... 449
Figure 20. Coupe stratigraphique des roches dévoviennes entre les Rocheuses du Sud et le Manitoba ... 451
Figure 21. Principales étapes de la mise en place du complexe récifal de Miette, du Frasnien, du Dévonien supérieur ... 452
Figure 22. Sédimentation et tectonisme du début du Mississippien (Kinderhookien) ... 461
Figure 23. Sédimentation et tectonisme du Carbonifère (post-Kinderhookien) ... 462
Figure 24. Sédimentation et tectonisme du Permien ... 464
Figure 25. Coupe transversale des roches carbonifères et permiennes de la baie de Peace River ... 468
Figure 26. Coupe stratigraphique des roches mississippiennes du bassin de Williston (Sask.) ... 471
Figure 27. Répartition des intrusions ultramafiques dans l'orogène de la Cordillère ... 472
Figure 28. Répartition des masses granitiques et des complexes métamorphiques dans l'orogène de la Cordillère ... 472
Figure 29. Sédimentation et tectonisme du Carnien (Trias supérieur), et certains traits de l'orogenèse du Tahltanien ... 481
Figure 30. Sédimentation et tectonisme du Norien (Trias supérieur) ... 482
Figure 31. Coupes schématiques reconstituées de la dépression de Whitehorse (Yukon) pendant le Mésozoïque ... 484
Figure 32. Coupes schématiques reconstituées des dépressions de Whitehorse, de Nechako, de Quesnel et de Rossland, géosynclinal de la Cordillère, du Trias supérieur au Jurassique moyen ... 485
Figure 33. Sédimentation et tectonisme du Jurassique inférieur et du début du Jurassique moyen, et certains traits de l'orogenèse de l'Inklinien ... 489
Figure 34. Sédimentation et tectonisme de la fin du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur, et certains traits de l'orogenèse du Nassien ... 491
Figure 35. Sédimentation et tectonisme du début du Crétacé inférieur, et quelques traits de la phase initiale de l'orogenèse du Columbien et de la géologie pré-albienne ... 500
Figure 36. Sédimentation et tectonisme de l'Albien du Crétacé inférieur, et quelques traits de la phase médiane de l'orogenèse du Columbien ... 502
Figure 37. Sédimentation et tectonisme du début du Crétacé supérieur, et quelques traits de la phase tardive de l'orogenèse du Columbien. 503
Figure 38. Coupes structurales de la partie sud de l'orogène de la Cordillère ... 504
Figure 39. Coupes structurales de la partie nord de l'orogène de la Cordillère ... 504
Figure 40. Coupe structurale de la partie sud des monts Ogilvie ... 506
Figure 41. Coupe stratigraphique longitudinale reconstituée des roches mésozoïques et tertiaires le long des Foothills de l'Alberta et de la Colombie-Britannique ... 511
Figure 42. Coupe stratigraphique des roches mésozoïques et tertiaires de la Colombie-Britannique au Manitoba ... 512
Figure 43. Coupe stratigraphique des roches mésozoïques et tertiaires du nord-est de la Colombie-Britannique à la Saskatchewan ... 513
Figure 44. Sédimentation et tectonisme de la fin du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire, et quelques traits de l'orogenèse du Laramide 522
Figure 45. Sédimentation et tectonisme post-éocène du Tertiaire ... 523
Figure 46. Chevauchement de Livingstone, sud des Foothills de l'Alberta ... 524
Figure 47. Limites des formations sus-jacentes au chevauchement de McConnell, Rocheuses du Sud ... 525
Figure 48. Plis-failles dans le sud des Foothills de l'Alberta ... 528
Figure 49. Coupe transversale de la nappe de charriage de Lewis, Rocheuses du Sud ... 529
Figure 50. Géologie des environs du bassin de Plume-du-Bonnet, nord du Yukon ... 531
Figure 51. Coupe transversale hypothétique de la croûte terrestre sous les îles Reine-Charlotte ... 534
Figure 52. Anomalies magnétiques au sud-ouest de l'île Vancouver ... 535
Figure 53. Complexe volcanique du mont Edziza, nord-ouest de la Colombie-Britannique ... 538
Tableau 1. Tableau synoptique de l'évolution du complexe de Valhalla ... 477

CHAPITRE IX

Frontispice. Excavation Ironsides de la Phoenix Copper (C.-B.) ... 550

Planche 1. Excavation et usine de l'Endako Molybdenum (C.-B.) 576
Planche 2. Exploitation souterraine de potasse à Esterhazy (Sask.) 582
Planche 3. Raffinerie de gaz naturel, Pincher Creek (Alb.) 583
Planche 4. Microphotographies de roches carbonatées typiques du Dévonien 591
Planche 5. Appareil de sondage, puits Shell Waterton #1 (Alb.) 605
Figure 1. Provinces minérales de l'Ouest du Canada 554
Figure 2. Gisements de plomb-zinc de l'Ouest du Canada 556
Figure 3. Géologie des environs des gîtes de plomb-zinc de Pine Point (district de Mackenzie) 557
Figure 4. Coupe transversale des gisements de la mine Sullivan (C.-B.) 566
Figure 5. Coupe transversale schématique du gisement de plomb-zinc de la mine Jersey, Salmo (C.-B.) 567
Figure 6. Géologie des régions de Keno Hill et Galena Hill (Yukon) 568
Figure 7. Gisements d'or filonien de la région de la Cordillère 569
Figure 8. Mine d'or Bralorne-Pioneer (C.-B.) 570
Figure 9. Gisements de cuivre de la région de la Cordillère 572
Figure 10. Géologie des environs des gîtes de la Phoenix Copper (C.-B.) 573
Figure 11. Géologie et coupe transversale des gîtes de cuivre de la région de Galore Creek (C.-B.) 574
Figure 12. Coupe transversale de la mine Canada Tungsten, rivière Flat (district de Mackenzie) 577
Figure 13. Venues de potasse dans le bassin d'évaporites des Prairies (Sask.) 581
Figure 14. Régions houillères de l'Ouest du Canada 585
Figure 15. Champs de pétrole et de gaz du Dévonien dans l'Ouest du Canada 588
Figure 16. Coupe transversale du champ de Clarke Lake du Dévonien moyen (C.-B.) 590
Figure 17. Coupe transversale du récif de Swan Hills, sud du champ Judy Creek, du Dévonien supérieur (Alb.) 593
Figure 18. Répartition des faciès principaux, partie supérieure de la formation de Leduc, complexe récifal de Redwater (Alb.) 594
Figure 19. Coupe transversale généralisée de la partie supérieure de la formation de Leduc, complexe récifal de Redwater (Alb.) 594
Figure 20. Direction du récif de Bonnie Glend—Wizard Lake (Alb.) 595
Figure 21. Champs de pétrole et de gaz du Mississippien et du Permien de l'Ouest du Canada 596
Figure 22. Champs de pétrole et de gaz du Mississippien, direction du récif Sylvan Lake—Minnehik (Alb.) 597
Figure 23. Coupe transversale du Mississippien, du champ Brazeau River au champ Minnehik (Alb.) 598
Figure 24. Champs de pétrole et de gaz du Mésozoïque dans l'Ouest du Canada 599
Figure 25. Courbes structurales de niveau du système supérieur du Trias, près de Fort St. John (C.-B.) 600
Figure 26. Isopaques et faciès des formations de Pardonet et de Baldonnel du Trias, près de Fort St. John (C.-B.) 601
Figure 27. Isopaques et faciès de la formation d'Halfway du Trias, près de Fort St. John (C.-B.) 601
Figure 28. Sables pétrolifères du nord de l'Alberta 602
Figure 29. Coupe transversale schématique des sables pétrolifères et formations associées, Alberta 602
Figure 30. Coupe structurale du centre du champ de pétrole et de gaz de Turner Valley (Alb.) 603
Figure 31. Coupe structurale du champ de gaz de Savanna Creek (Alb.) 604
Figure 32. Coupe structurale des champs de gaz de Waterton et de Pincher Creek (Alb.) 606
Tableau 1. Production minérale de l'Ouest du Canada 552
Tableau 2. Principaux gîtes métallifères filoniens et de minéraux industriels de l'Ouest du Canada 560
Tableau 3. Réserves mesurées de pétrole brut de l'Ouest du Canada 587
Tableau 4. Réserves mesurées de gaz naturel de l'Ouest du Canada 587

CHAPITRE X

Frontispice. Schistes de la formation de Blaa Mountain du Trias et sills de gabbro, presqu'île Raanes, côte orientale du détroit d'Eureka, île Ellesmere 612
Planche 1. Strates du Paléozoïque inférieur sus-jacentes aux roches cristallines du Précambrien, côte sud de l'île Devon 619
Planche 2. Roches du Dévonien supérieur et faille de la fin du Cénozoïque, collines Bleues, sud-ouest de l'île Melville 631
Planche 3. Falaises de Gyrfalcon du Frasnien (Dévonien supérieur), nord de l'île Banks 632
Planche 4. Zone de plissements des îles Parry, nord-ouest de l'île Melville 634
Planche 5. Formation d'Eids du Dévonien inférieur, sous-jacente en discordance à la formation de Trold Fiord du Permien, nord du fjord Trold, île Ellesmere 640
Planche 6. Roches mésozoïques au nord du mont Blaa, île Ellesmere 642
Planche 7. Plissements d'Eureka et plis diapirs anticlinaux, ouest de l'île Axel Heiberg, sud du fjord Strand 654
Planche 8. Dôme Isachsen, île Ellef Ringnes 656
Figure 1. Provinces géologiques de l'archipel Arctique 614
Figure 2. Coupes stratigraphiques des roches du Protérozoïque et du Cambrien, centre-est de l'île Ellesmere 617
Figure 3. Répartition des roches de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur, archipel Arctique 621
Figure 4. Coupes de roches de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur, archipel Arctique 623
Figure 5. Répartition des roches du Dévonien moyen, archipel Arctique 628
Figure 6. Coupe de roches du Dévonien moyen et supérieur, archipel Arctique 629
Figure 7. Affleurement des formations de Vendom Fiord, d'Eids et de Goose Fiord du Dévonien moyen, île Ellesmere 630
Figure 8. Répartition et coupe des roches du Pennsylvanien et du Permien, archipel Arctique 636
Figure 9. Répartition des roches triasiques, archipel Arctique 644
Figure 10. Coupes de formations du Trias, archipel Arctique 645
Figure 11. Répartition des roches du Jurassique et du Crétacé, archipel Arctique 648
Figure 12. Coupes de roches du Jurassique et début du Crétacé, archipel Arctique 650
Figure 13. Coupes de roches du Crétacé, archipel Arctique 651

CHAPITRE XI

Frontispice. *Eurypterus lacustris* Harlan—arthropode de la formation de Bertie du Silurien supérieur, sud de l'Ontario ... 662

Planches 1 à 33. Illustrations de fossiles

Figure 1. Répartition des faunes de l'Ordovicien et du Silurien ... 674

Figure 2. Étendue maximale supposée des mers du Crétacé inférieur (du Berriasien au Barrémien) dans l'Ouest et dans l'Arctique ... 726

Figure 3. Étendue maximale supposée des mers du début de l'Albien moyen et du milieu du Crétacé supérieur dans l'Ouest et dans l'Arctique ... 727

Tableau 1. Répartition stratigraphique des genres de trilobites dans les provinces fauniques Nord-Américaine et Atlantique ... 665

Tableau 2. Successions des faunes de l'Ordovicien ... 673

Tableau 3. Successions des faunes du Silurien ... 675

Tableau 4. Répartition et succession des faunes du Dévonien ... 687

Tableau 5. Répartition géographique et stratigraphique des fossiles des invertébrés du Carbonifère et du Permien ... 696

Tableau 6. Répartition stratigraphique et géographique des faunes pélagiques du Trias ... 707

Tableau 7. Répartition et succession des fossiles indicateurs du Jurassique ... 715

Tableau 8. Succession et répartition des faunes du Crétacé inférieur et supérieur ... 724

Tableau 9. Présence connue de fossiles de plantes taxonomiquement identifiables au Canada ... 739

CHAPITRE XII

Frontispice. Calotte Viking et glaciers, île Ellesmere (T.N.-O.) ... 752

Planche 1. Topographie karstique de gypse à un emplacement de dépôts interglaciaires de Milford (N.-É.) ... 758

Planche 2. Section de sédiments postglaciaires, till de Gentilly, et sédiments de St-Pierre, rivière Bécancour, au nord d'Aston Jonction (Québec) ... 759

Planche 3. Chenal profond des eaux de fonte entre les collines Cyprès exemptes de glaciation, et le complexe de moraines terminales du Wisconsin, sud-ouest de la Saskatchewan ... 768

Planche 4. Section de sédiments glaciaires et non glaciaires, rivière Oldman à Brocket (Alb.) ... 770

Planche 5. Section de dépôts glaciaires et interglaciaires, rivière Minnedosa, au nord de Minnedosa (Man.) ... 772

Planche 6. Terrasses à haut niveau de sédiments du type Beaufort sur de la roche en place du Crétacé, est de l'île Axel Heiberg (T.N.-O.) ... 778

Planche 7. Moraine moutonnée dans l'est de Terre-Neuve ... 788

Planche 8. Moraine moutonnée, cannelée, au sud de la baie d'Ungava (Québec) ... 821

Planche 9. Chenaux d'eau de fonte au front glaciaire et subglaciaire, rivière Mushalagan (Québec) ... 822

Planche 10. Moraine de désintégration à topographie bosselée près des collines Cyprès (Sask.) ... 823

Planche 11. Moraine de désintégration à topographie bosselée à l'est du lac Johnstone, sud de la Saskatchewan ... 823

Planche 12. Blocs de quartzite caillouteux erratiques de charriage du glacier Athabasca Valley, Claresholm (Alb.) ... 825

Planche 13. Zone de drumlins, île Stefansson (T.N.-O.) ... 828

Planche 14. Complexe d'eskers à l'ouest du lac Ennadai (T.N.-O.) ... 830

Planche 15. Dépôts cannelés, en forme de marmite, au contact des glaces, et plages soulevées, lac Ennadai (T.N.-O.) ... 832

Planche 16. Calotte glaciaire Barnes et moraines frontales et terminales récentes, île Baffin (T.N.-O.) ... 836

Planche 17. Glacier Klutlan, massif de Saint-Élie (Yukon) ... 840

Figure 1. Relations chrono-stratigraphiques de la fin du Pléistocène, Centre-Est du Canada ... 754

Figure 2. Emplacement de dépôts organiques enfouis, Nouvelle-Écosse ... 756

Figure 3. Emplacement de dépôts organiques enfouis, basses-terres du Saint-Laurent ... 759

Figure 4. Diagramme schématique des relations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène, Scarborough Bluffs, Toronto (Ont.) ... 760

Figure 5. Diagramme schématique des relations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène à la briqueterie de Don Valley, Toronto (Ont.) ... 761

Figure 6. Drift du Wisconsin et de l'Illinoien dans un déblai de voie ferrée, Woodbridge (Ont.) ... 763

Figure 7. Profil généralisé des dépôts du Pléistocène près de Port Talbot (Ont.) ... 764

Figure 8. Emplacement de dépôts organiques enfouis, basses-terres de la baie d'Hudson ... 765

Figure 9. Systèmes supposés de drainage préglaciaires des plaines Intérieures ... 769

Figure 10. Emplacement de dépôts organiques enfouis, plaines Intérieures ... 771

Figure 11. Emplacement de dépôts organiques enfouis, plaine côtière continentale de l'Arctique ... 775

Figure 12. Dépôts organiques «anciens», île Baffin ... 776

Figure 13. Emplacement de dépôts organiques enfouis et de «vieilles» coquilles, îles de l'Arctique ... 779

Figure 14. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans la région de la Cordillère. a) Sud de la Colombie-Britannique. b) Parties recouvertes de glaces dans le Yukon ... 783

Figure 15. Phases de déglaciation au cours du Wisconsin ... 786

Figure 16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin, Centre du Canada; parties a à x ... 797

Tableau 1. Section généralisée des dépôts du Pléistocène, basses-terres du Saint-Laurent ... 760

Tableau 2. Section généralisée des dépôts du Pléistocène, basses-terres du Fraser ... 784

Tableau 3. Production et valeur des sables et graviers ... 845

CHAPITRE XIII

Frontispice. Puits artésien, ferme Coldstream, Vernon (C.-B.) ... 854

Figure 1. Régions hydrogéologiques du Canada ... 857

Figure 2. Cycle hydrologique ... 858

Figure 3. Régime de nappes aquifères ... 858

Figure 4. Régime de puits artésiens ... 860

Figure 5. Fluctuations diurnes et semi-diurnes ... 861

Figure 6. Fluctuations saisonnières et immédiates ... 862

Figure 7. Régions climatiques au Canada, pergélisol et écoulement annuel des eaux des régions du Sud ... 863

Figure 8. Divisions hydrostratigraphiques de la roche en place, Nouveau-Brunswick, Nouvelle-Écosse et Île-du-Prince-Édouard ... 864

Figure 9. Données climatiques de stations des basses-terres du Saint-Laurent 866
Figure 10. Débit moyen de puits dans la roche en place, partie ontarienne de la province hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent 867
Figure 11. Débit moyen de puits dans les dépôts meubles, partie ontarienne de la région hydrogéologique des basses-terres du Saint-Laurent 868
Figure 12. Divisions hydrogéologiques de la roche en place et vallées anciennes des plaines Intérieures 871
Figure 13. Zones hydrochimiques des nappes aquifères de la roche en place peu profonde, région hydrogéologique des plaines Intérieures 873
Figure 14. Zones hydrochimiques des eaux d'étiage des rivières, région hydrogéologique des plaines Intérieures 875
Figure 15. Caractéristiques majeures des eaux souterraines, région hydrogéologique de la Cordillère 876
Figure 16. Répartition des eaux souterraines dans les régions à pergélisol 879
Tableau 1. Volume d'eau distribuée au Canada 856

INDEX

PAGE

Abitibi
bas-plateau d'....18, 19
Petite rivière....765, 817
rivière....765, 767, 818
sous-province d'.... 67
zone d'....62, 205, 212, 246
Abitibi River, formation d'.... 689
Abitibi-Wawa, zone d'....174, 175
abitibienne, région.... 57
Abloviak, rivière.... 819
Acadien, orogenèse de l'....255, 280, 283, 288, 293, 313–318, 354
Acadiens, lobe glaciaire de la baie des....790–792
Ace-Verna (2), mine (Sask.)....182, 185
Achouanipi, lac.... 821
Ackley, granite de type....311, 318, 377
Actinolite (Ont.).... 246
Active, formation d'....428, 438, 450
Acton, mine (Québec).... 360
Acton Vale.... 360
Adamant, batholite d'.... 463
Adams (60a), mine (Ont.).... 193
Adams Creek.... 768
Adanac, niveau d'.... 497
Adeline Island, formation d'.... 140
Adeyton, groupe d'.... 267
Adirondacks
anorthosite des.... 141
hautes-terres des.... 137
monts....19, 270, 312, 795
région des.... 141
Admiralty
formation d'.... 676
phase.... 810
Advocate (4), mine (T.-N.).... 382
Advocate Harbour.... 791
Afton, intervalles interglaciaires.... 753
Agassiz (C.-B.).... 877
lac glaciaire....23, 814–816, 825, 826
Agnew, lac.... 180
Agnico, mine (Ont.).... 234
Agnostus Cove, formation d'.... 268
Agutua, moraine....815, 816
Ahr Lake.... 113
Aida, formation d'.... 417
Aiken, lac....463, 565
Aillik (Labrador)....140, 142
groupe d'.... 140
Ainsworth (C.-B.).... 878
Ajax, quartzite d'.... 438
Aklavik (T. N.-O.).... 531
arche d'....490, 497, 510
chaînon.... 497
Alaska....21, 28, 30, 423, 427, 434, 468, 474, 475, 478, 486, 487, 497, 510, 533, 723
golfe d'....413, 533
îles de l'.... 30
route de l'.... 580

PAGE

Albanel
formation d'.... 67
lac.... 193
Albany, rivière....767, 815
Albemarle, groupe d'.... 303
Albert
comté d' (N.-B.).... 387
formation d'....325, 326, 398
intrusion du mont....281, 378
mines (N.-B.).... 378
mont....20, 356, 379, 654
53 (a), mine (Québec).... 361
Albert Mines (N.-B.).... 398
Alberta
arche d'....423, 434, 442, 451, 457
crête de l'.... 442
dépression de l'....420, 423, 426, 428, 431, 434, 438, 442, 460, 463, 469, 473, 480, 490, 492, 497, 499, 874
groupe d'.... 518
plaine de l'....23, 459, 515
plateau de l'.... 23
Albertan, till d'.... 770
alcalines, roches....84, 141, 142, 336
alcalins, complexes....73, 135, 211, 353, 377
Aldridge, formation d'....415, 417, 558
Alexo (54), mine (Ont.).... 202
Algoma, formations ferrifères du type....171, 189, 193–196
Algonquin
arche d'....254, 256, 262, 270, 272, 274, 286, 294, 301–307, 320, 387, 389
lac glaciaire....810–813
lacs postérieurs au lac....811–814
Alice Arm.... 575
Alida-Tilston, couches.... 597
Allan
mine (Sask.).... 581
mont.... 498
Allard
anorthosite du lac.... 139
lac....139, 172, 202
Alleghanys
bassin d'....158, 387, 389, 394
fosse d'....254, 256, 273, 274, 286, 288, 290, 291, 294, 301, 303, 307, 312, 320
Allen Bay, formation d'....623, 626, 677
Alsek, rivière.... 538
Altyn, formation d'.... 417
Amabel, formation d'....156, 303, 305, 387, 676
Amable du Fond, rivière.... 811
Amadjuak, lac....834, 835
Amaranth (17), mine (Man.).... 580
Amherst (N.-É.).... 861
île.... 792
Amherstburg
formation d'....159, 313, 387
(119a), puits de saumure (Ont.).... 384
amiante....40, 41, 172, 246, 379–382, 579
Amirauté, inlet de l'....833, 835

PAGE

Amisk
groupe d'....100–103, 220
zone d'....174, 175
Amos (Québec)....214
Amulet (18a), mine (Québec)....213
Amund Ringnes, île....838
Amundsen
golfe....22
lobe....827, 829
Anderson
formation d'....313
plaine d'....22, 510
rivière....827
Anderson Cove, formation d'....300
Anderson Lake....220
Anglo-Rouyn (6), mine (Sask.)....221
Anguille, groupe d'....324
Animikie, groupe d'....120, 131, 238
Annapolis
formation d'....336
vallée d'....32
Anse-au-Griffon, formation d'....309
Antevs, lac glaciaire....817
anticlinal, partie centrale de l'....622
Anticosti
bassin d'....254–256, 262, 268–270, 272, 274, 276, 279, 288, 290, 291, 294, 305, 313, 388, 398
île d'....31, 254, 255, 270, 279, 288, 291, 292, 305, 317, 334, 336, 398, 674, 676, 865, 868
Antigonish
bas-plateau d'....326, 327, 332
hautes-terres d'....32, 276, 283, 300, 790, 791
Antigonish-Mabou, bassin d'....324–328, 330, 333, 334
antimoine, gîtes d'....356
Antler, formation d'....465
Antoinette, formation d'....637
apatite....246
Aphébien....58, 59, 67, 84–135
gîtes minéraux....171, 172, 176–179
Appalaches
complexe glaciaire des....786–794
montagnes....31–33
orogène des (géosynclinal)....255
province minérale des....352–355
région des....20, 31–33
région hydrogéologique des....859–865
Appekunny, formation d'....417
Archéen....58, 61–86, 94–105, 107, 111, 113, 116, 131–138, 171–176
Archer, fjord....625
Archibald, formation d'....495
Arcs, niveau d'....451, 459
Arctic Bay, formation d'....112
Arctic Red, rivière....22, 782
Arctique
archipel....612–660
baie de l'....618
basses-terres de l'....20–22, 652
océan....20–22
plaine côtière de l' (plateau continental de l')....20–22, 410, 517, 536, 612, 615, 616, 652, 656, 657
Arctomys, formation d'....431, 505
Ardtrea, phase du lac....811
argent, gîtes d'....232–240, 371, 555, 565, 567
Argentia (T.-N.)....371
argile, gîtes d'....582

PAGE

Argonaut (46), mine (C.-B.)....577
Arisaig (N.-É.)....372, 676, 689
groupe d'....276, 300, 301, 312
Arizona....695
Arkona
lac glaciaire....796
schiste argileux d'....320
Armagh, groupe d'....264
Arnica, formation d'....448, 454
Arnold River, formation d'....275
arsenic....241
Artillery, lac....832
Arvida (Québec)....244
Asbestos Hill (Québec)....246
Ascot, formation d'....275, 282
Ashcroft (C.-B.)....495
Ashern, formation d'....157, 455
Ashville
formation d'....515
groupe d'....515, 521
Asitka, groupe d'....466
Askin, groupe d'....447, 449
Aspy, baie....790
Assean Lake, groupe d'....100
Asselin, formation d'....295
Assiniboia (Sask.)....24
Assiniboine
mont....431
vallée de la rivière....816
Assinica, lac....243
Assistance, formation d'....640, 641
Aston
cap....776
formation d'....112
Aston Junction (Québec)....759
astroblème....130
Atan, groupe d'....425, 475
Athabasca
bassin d'....53, 59
district d' (Sask.)....182, 184
formation d'....67, 105, 151, 185
lac....53, 99, 103, 105, 169, 172, 176, 232, 826, 830, 831
plaine d'....15
rivière....23, 450, 457, 469, 488, 498, 518, 519, 537, 559, 602, 824, 826, 831
sables pétrolifères de l'....42, 46, 515, 602
Athole Point, formation d'....113
Atikokan (Ont.)....74
Atlantique
plaine côtière de l'....256
plateau continental de l'....31, 33, 134, 160, 256, 334, 336, 352, 354, 355, 388
Atlin (C.-B.)....579
horst d'....473, 480, 484, 492, 493, 495, 496, 508
intrusions d'....473
lac....466
Attawapiskat
formation d'....156, 157
rivière....767

PAGE

Attikamagen
formation d' 113
lac 221
Aurum (31), mine (C.-B.) 571
Australia, ruisseau 782
Avalon
calotte glaciaire d' 787
isthme d' 789
plate-forme d' 257, 261, 267, 272–274, 278, 282, 284, 286, 292, 293, 297, 300, 306, 311, 312
presqu'île 33, 260, 267, 315, 317, 376, 787, 789
Avalonien, orogenèse de l' 256, 259
Awantjish, formation d' 295, 676
Awater-Lapointe (Québec), gîte d' 203
Awingak, formation d' 641, 647–652
Axel Heiberg
île 615, 618, 626, 627, 634, 637, 638, 641, 643, 646, 649, 650, 652, 653, 655, 657, 658, 778, 780, 838
monts 20
azote 584

Bache, presqu'île 16, 618, 619, 622
Back
basses-terres de la 15
rivière 16, 746, 831, 832
Backbone, chaînons 27, 436
Bad Cache Rapids, groupe de 152, 154, 676
Bad Hearth, formation de 519
Bad Vermilion Lake 75, 203
Badger (T.-N.) 360
Badger, mine (Ont.) 238
Baffin
baie 33, 643
bas-plateau de 16
basse-terre côtière de 16
île 16, 22, 33, 97, 99, 112, 169, 172, 177, 196, 612, 618, 622, 650, 658, 776, 777, 833–835
Baie-d'Espoir, basse-terre de 32
Baie d'Espoir, groupe de 267, 286
Baie-Verte 42, 281, 349, 360, 369, 379, 382
formation de 382
groupe de 276
Baillargé, formation de 622, 623
Baillie, île 774
Baker, lac 108, 109, 176
Baker Talc (50, 51), mine (Québec) 384
Bakken, formation de 460, 469, 597
Baldonnel, formation de 488, 490, 600
Baleine
banc 33
Grande rivière de la 223
Petite rivière de la 223
rivière à la 17, 819
Bamberton (C.-B.) 582
Bancroft (Ont.) 41, 137, 141, 172, 180, 183, 222, 247
(107, 108), district de 185
Banff (Alb.) 498, 510, 695, 878
formation de 453, 469, 583, 598

PAGE

Banks, île 21, 93, 616, 627, 632, 641, 643, 650, 651, 656, 688, 778, 779, 828
Bannockburn (Ont.), township de 246
Banquereau, banc 33, 337
Bar River, formation de 127
Barachois, groupe de 330
Baril, niveau de 470
Barkley, bassin de 877
Barlow-Ojibway, lac glaciaire 816, 869
Barn, chaînons 418, 447, 467
Barnat (32a), mine (Québec) 228
Barnes, calotte glaciaire 776, 777, 834, 835
Barney, rivière 791
Barron, rivière 811, 812
Barrow Dome 697
barytine 247, 382
Bashaw (86), champ de pétrole (Alb.) 594
Basler, lac 86, 89
Bass Islands, formation de 157, 304, 312
Bastion Ridge, formation de 651, 652
Bathurst (N.-B.) 41, 349, 356, 362–364, 366, 370, 377, 793
bassin de 51, 59
cap 21, 22, 774, 827, 829
collines de 16
faille de 99
île 20, 615, 625–633, 639, 653, 656, 658, 688, 780, 836, 837
inlet 16, 85, 94, 111, 177, 221, 223, 829, 833
(6), mine de fer de 375
sous-province de 85
Bathurst Island, formation de 615, 624, 625
Bathurst-Newcastle (N.-B.), région de 41, 361–363
Battery Point, formation de 309–311
Battle
formation de 521, 583
rivière 769, 825
Baumann, fjord 624, 633, 653, 655
Baumann Fiord, formation de 620
Bay, fjord 630, 638, 639, 655
Bay du Nord, groupe de 311
Bay Fiord, formation de 622
Bayham, champ de gaz (Ont.) 394
Bayonne, intrusion de 505
Bear Cove 371
Bear Point, formation de 618
Bear Rock, formation de 448, 686
Bear-Slave, bas-plateau de 16
Bearpaw, formation de 520, 521
Beattie-Duquesne, mine (Québec) 241
Beattie Peaks, formation de 511
Beatton River (13a), champ de pétrole (C.-B.) 600
Beauceville, formation de 284
Beaufort
formation de 21, 652, 656, 657, 777, 778, 780
mer de 21, 827, 842
Beauharnois (Québec) 41
axe de 865, 868
formation de 279

PAGE

Beaver, mine (Ont.) 238
Beaver Bight, formation de 285
Beaver Mines, formation de 512–516
Beaverfoot, formation de 438, 453, 676
Beaverhill Lake
  formation de 457, 492
  groupe de 451
  plate-forme de 458
Beaverlodge (Sask.) 41, 172, 180, 184
Bécancour (Québec) 868
  rivière 382
  till de 758
Beck, mine (Ont.) 238
Becscie, formation de 305, 676
Bedford, schiste de 321
Beechey, île 838
Beechhill, formation de 676
Beechhill Cove, formation de 300
Beekmantown, groupe de 387, 396
Beg (6), champ de gaz (C.-B.) 600
Béland, hautes-terres de 794
Belcher
  détroit de 614
  groupe de 118, 119, 132
  île 18, 117–119, 170, 172, 179, 193
  zone de plissements de 53, 59, 96, 99
Belcher Channel, formation de 637–640
Bell
  arche de 152
  île 349
  schiste argileux de 320
Bell Island, groupe de 278
Bell-Johnson, gîte (Québec) 380
Bell River, complexe 214
Bella Bella (C.-B.) 516
Bella Coola (C.-B.) 478, 494
Belle Bay, formation de 300, 377
Belle-Isle, détroit de 31, 33, 259, 268, 786, 788
Belle Plaine (13), mine (Sask.) 581
Belledune, fonderie de (N.-B.) 349
Belleoram, granite de 319
Belleterre (Québec) 199
Belleville, plage de 810
Belleville-Fort Ann, lac de la phase 810
Bellevue (Alb.) 586
Bellingham, bassin de 534
Belloy, formation de 469, 600
Bellshill Lake (76a), champ de pétrole 603
Belly River
  formation de 518, 519, 520, 604, 872
  groupe de 520
Benacadie (N.-É.) 757
Bending, zone ferrifère du lac 195
Bennett
  formation de 275
  groupe de 264
bentonite 583
Berea, grès micacé de 321
Béring, mer de 842
Berland River, champ de pétrole (Alb.) 594
Bernard, île 780

PAGE

Bernic, lac 245
Bernier-Berlinguet, inlet 835
Bertie, formation de 312
Bertie-Akron, formation de 676
béryllium 241
Besa River, formation de 450, 459, 469, 530, 697
Bessie Lake, formation de 139
Best Bet, propriété (T. N.-O.) 241
Bethlehem (58), mine (C.-B.) 359, 575
Betts Cove 366
  (8), mine (T.-N.) 368
Bevcon (37), mine (Québec) 228–229
Bicroft (108a), mine (Ont.) 185
Bide Arm, formation de 280
Big Beaverhouse (Ont.) 815
  moraine 816
Big Bend (C.-B.) 506, 568, 843
Big Bull (4), mine (C.-B.) 565
Big Chief-Little Chief (10) (C.-B.) 571
Big Ledge, gîte de (C.-B.) 567
Big Salmon, complexe de 465, 474
Big Snowy, groupe de 470
Big Spruce Lake 84
Big Valley
  formation de 459
  (91a), champ de pétrole (Alb.) 594
Bignell, gîte de (Québec) 203
Billhook, formation de 496
Billings, formation de 291, 396
Bindloss (128), champ de pétrole (Alb.) 603
Bingham, gîte de (Utah) 359
biochronologie 662
Birch
  île 580
  lac (Ont.) 75
Birch Creek, schiste de 474
Birch Lake (9), gisement de (Sask.) 220
Birchlake, niveau de 872
Birchtree, amas de minerai du lac (Man.) 200
Bird Fiord, formation de 615, 627, 630–633, 688
Birdbear, formation de 458, 459
Bishopric (Sask.) 581
bismuth 241, 356
Bisset (Man.), région de 231
bitumineux, dépôts 658
Bjorne
  formation de 643, 646, 647, 649, 652, 658
  péninsule 639, 641
Blaa, mont 642, 651, 655
Blaa Mountain, formation de 643, 652, 708
Black, ruisseau 388
Black Cape, formation de 297
Black Creek, sel de 455
Black Donald, mine (Ont.) 247
Black Lake 380, 381
Black River, groupe de 286–288, 387, 389, 396
Black Shale Brook, formation de 268
Blackley, niveau de 625, 627, 630
Blackstone, formation de 519
Blairmore 497
  groupe de 511–516, 519-521

PAGE

Blake River, groupe de ... 69
Blanche, baie ... 33, 279, 300, 314
Blanches, montagnes ... 33
Blind Fiord, formation de ... 643, 652, 654
Blind River ... 121, 124, 128, 169, 173, 178, 180, 183
Blomindon, formation de ... 336
Blood Reserve, formation de ... 520
Blow-me-Down Brook, formation de ... 276
Blue Fiord, formation de ... 627–630, 633, 658, 688
Blue Mountain ... 141, 248
  formation de ... 290
  syénite à néphéline de ... 145, 248
Blue Pinion, formation de ... 261
Bluebell (91), mine (C.-B.) ... 567, 878
Blueberry (9), champs de pétrole et de gaz (C.-B.) ... 600
Bluesky, formation de ... 514
Bois Blanc, formation de ... 159, 312, 865
Boisdale, massif granitique de ... 283
Boissevain, formation de ... 521, 537
Bonanza, groupe de ... 486, 495, 497, 509, 708
Bonaparte, lac ... 495
Bonaventure, formation de ... 319, 329
Bonavista
  baie ... 267, 318, 789
  formation de ... 267
Bone Creek-Instow (19), champ de pétrole (Sask.) ... 601
Bonne Bay ... 270, 357, 789
Bonnet flamand ... 33
Bonnet Plume
  bassin de ... 506, 530, 531
  formation de ... 517, 530
Bonnie Glen (60a), champ de pétrole (Alb.) ... 595
Boothia
  arche de ... 613
  golfe de ... 22
  plaine de ... 22
  plateau de ... 16, 22
  presqu'île de ... 110, 618, 624, 829
  soulèvement de ... 612–615, 620, 622, 624–626, 632, 633, 639, 652, 656, 658
Borden (Î.-P.-É.) ... 792
  bassin de ... 53, 59
  île ... 21, 641, 643, 646, 652, 778
  péninsule ... 777, 833, 834
  sous-province de ... 112
Borden Island, formation de ... 646, 650
boréale, région forestière ... 756
Borradaile, niveau de ... 515
Borsato, formation de ... 452
Borup Fiord, formation de ... 637
Boss Mountain (33), mine (C.-B.) ... 575
Boss Point, formation de ... 330, 861
Bothwell, champ de pétrole (Ont.) ... 349, 388
Botwood, groupe de ... 280, 298, 299, 311, 318
Bouclier canadien ... 49–160
  composition chimique des roches du ... 66
  production minérale du ... 168
  provinces et sous-provinces du ... 52, 173
  région hydrologique du ... 869
Bouguer (1257A), Carte des anomalies gravimétriques de ... 6

PAGE

Boulder Creek, niveau de ... 514
Bouleaux, formation de ... 297, 676
Boundary
  anticlinorium du mont ... 275
  intrusion ... 220
Boundary Lake
  (17), champ de pétrole (C.-B.) ... 600
  niveau de ... 490, 600
Boundary Lake South (5), champ de gaz (Alb.) ... 600
Bourinot, groupe de ... 268, 301, 366
Bourlamaque (Québec) ... 212
  batholite de ... 228, 229
Boutellier, intervalle non glaciaire ... 785
Bouzan (3a), mine (Québec) ... 217
Bouzan-Cadillac, faille ... 227
Bow
  rivière ... 451, 487, 498, 559, 586
  vallée de la ... 469
Bow Island, formation de ... 515, 603
Bowser (C.-B.) ... 878
  bassin de ... 492, 495, 496, 499, 509, 519
  groupe de ... 495, 509, 519
Box (5), mine (Sask.) ... 232
Boyne, niveau de ... 521
Bradore, formation de ... 268
Bradtville, till de ... 764
Braeburn, champ de gaz (Alb.) ... 600
Bralorne-Pioneer (36), mine (C.-B.) ... 570, 572
Bras-d'Or, lac ... 757, 790
Brazeau, formation de ... 520, 604
Bréboeuf (Québec) ... 248
Brent, cratère de ... 151
Brew, groupe de ... 508
Brewster, niveau de calcaire de ... 488
Brian Boru, formation de ... 509
Bridge (C.-B.), rivière ... 486, 578, 580
Bridgewater (N.-É.) ... 338
Brigus, formation de ... 267
Brigus South Head ... 377
Brisco (101), mine (C.-B.) ... 580
Bristol—Masham (Québec), région de ... 142
Britannia
  formation de ... 575
  (56), mine (C.-B.) ... 565, 575, 580
Britanniques, monts ... 21, 24, 27, 28, 410, 411, 418, 447, 460, 467, 487, 497, 615
British Canadian (61a), mine (Québec) ... 380
Broadview, formation de ... 453, 463
Brock
  enclave de ... 53, 60
  île ... 21, 643, 652, 838
  plaine de ... 90
  sous-province de ... 86, 90
Brock (9), champ de gaz (Sask.) ... 603
Brocket, till de ... 770
Brockville (Ont.) ... 810
Brodeur, presqu'île ... 22, 776, 777, 833, 835
Brokenback Hill, formation de ... 508
Brome, mont ... 355
Brompton, formation de ... 275
Brooklyn, calcaire de ... 571

PAGE

Brooks
géanticlinal de....448, 492, 499, 504, 510
péninsule.... 30
région du chaînon....27, 28
Broughton (Québec), canton de.... 379
Broughton Soapstone and Quarry (63a), mine (Québec)..... 384
Broulan (53a), mine (Ont.).... 227
Browns, banc de.... 33
Browns Mountain, groupe de....276, 285, 289, 372
Bruce
(Ont.), comté de.... 389
formation de....124, 127
groupe de.... 173
lac....171, 195
mine (Ont.)....124, 126–129
monts.... 777
péninsule.... 31, 302, 305
Bruneau, mine (Québec).... 216
Brunswick
nº 6 (3a), gîte (N.-B.)....361, 365
nº 12 (3b), gîte (N.-B.)....361, 365
brut
produit intérieur (PIB²).... 38
produit national (PNB)....3, 37
Brynnor (52), mine (C.-B.).... 577
Bubbles (5a), champ de gaz (Alb.).... 600
Buchan, golfe.... 33
Buchanan, lac.... 649
Buchans (T.-N.).... 349
groupe de.... 366
(13), mine....299, 366
Bucke, formation de.... 287
Buckingham (Québec).... 247
Buckinghorse, formation de.... 514
Buckles, mine (Ont.).... 184
Buffalo Ankerite (50b), mine (Ont.).... 226
Buffalo Lake, till de.... 770
Bug Creek, formation de.... 497
Bulkley, rivière.... 584
Bull Arm, formation de....260, 371
Bullhead, groupe de....514, 586
Bunde, fjord....647, 655
Burdett, champ de pétrole (Alb.).... 601
Burgeo (T.-N.).... 789
Burgess, mont.... 448
Burgess Mountain, formation de.... 686
Burin, péninsule....261, 318, 377, 789
Burleigh, gneiss de.... 145
Burlington
géanticlinal de....273, 282, 288, 292, 293, 298
granite de.... 368
granodiorite de....282, 300
péninsule....257, 265, 299, 368
Burnais
bassin de.... 442
formation de....452, 580
Burnett, inlet.... 622
Burnt Hill, mine (N.-B.).... 378
Burnt Jam Brook, formation de....296, 676
Burnt Timber, ruisseau.... 537
Burrard, formation de....516, 534

PAGE

Burtons Head, groupe de.... 285
Burwash, champ de placers de (Yukon).... 579
Buttle, lac.... 467
Byam Martin, île.... 780
Bylot, île....16, 835

Cabano, formation de....295, 676
Cabot
détroit de....786, 795
groupe de.... 261
Cabot Head, formation de....302, 305, 676
Cache Creek, groupe de....465–468, 473, 480, 486, 495, 496, 508, 580
Cadillac
faille....69, 71, 227, 228
groupe de....69, 70
région de (Québec).... 67
cadmium....241, 356
Cadomin (Alb.)....582, 586
formation de....513–515
Cadotte, grès de.... 603
Cadwallader, zone de cisaillement.... 570
caesium, gîtes de.... 241
Cairn, formation de....451–453, 458
calcaire....387, 582
Caldwell
groupe de....264, 275
syénite de.... 60
Caledonia (Ont.).... 869
(114), mine.... 387
Calédonien
bas-plateau du.... 331
chaîne avec l'orogène du.... 255
Calgary (Alb.).... 841
Californie.... 723
Calmar, schiste de.... 459
Calumet, niveau de.... 457
Cambrien....261–271, 420–431, 615–619, 664–671
lac.... 116
Cameron
colline.... 23
île....627, 643
rivière.... 81
Cameron Bay, groupe de....86–88
Campbell
lac.... 766
phase du lac.... 816
(9b), mine (Ont.).... 230
Campbell Chibougamau (5b), mine (Québec).... 217
Campbell-Sitidgi, lacs.... 827
Camrose, formation de....459, 595
Camsell, formation de.... 446
Camsell River, gîte de (T. N.-O.).... 240
Can-Met, mine (Ont.).... 184
Canada
baie....268, 279
bassin.... 616
Carte des anomalies magnétiques du (1255A).... 6
Carte géologique du (1250A).... 5
Carte glaciaire du (1253A).... 6
Carte isotopique du (1256A).... 5

PAGE

Carte physiographique du (1254A)....6, 11–34
Carte tectonique du (1251A)....5
Commission géologique du....4
Canada Head, groupe de....277
Canada Tungsten (1), mine (T. N.-O.)....577
Canadian Charleston, mine....845
Canadian Dyno (108b), mine (Ont.)....185
Canadian Malartic (32c), mine (Québec)....228
Canards, colline aux....772
Candego, mine (Québec)....371
Caniapiscau, plateau de la....13, 19
Canmore (Alb.), champ houiller de....586
Cannes-de-Roches, formation de....329
Cannings Cove, formation de....261
Cannonball, formation de....537
Canoe Brook, formation de....267
Canol
formation de....448, 580, 590
route....580
Cañon, fjord....639, 640, 643, 649, 653
Canon Diablo, météorite de....148
Canrobert
collines....625, 639
formation de....622
Canso
détroit de....328, 789, 790
groupe de....323, 327, 328, 371, 698, 738
Cantley, mine (Québec)....246, 248
Cantuar, formation de....515
Canyon, chaînons....27
fjord....625, 627, 629
Canyon Creek, formation de....431
Canyon Fiord, formation de....637, 639
Cap-aux-Meules, île du....792
Cap Bon Ami, formation de....309, 358
Cap-Breton
hautes-terres du....32, 789
Société de développement du....42
Cap-des-Rosiers Est....794
Cap-Tourmentin (N.-B.)....792, 793
Cape Christian....777
Cape Clay, formation de....620
Cape Columbia, groupe de....618, 626
Cape Crauford, formation de....622, 623
Cape Crozier, anticlinal de....616
Cape de Bray, niveau de....630
Cape Henrietta-Maria, arche de....151, 156, 157
Cape Ingersoll, formation de....619
Cape Kent, formation de....619
Cape-la-Hune....311
Cape Leiper, formation de....619
Cape Phillips, formation de....615, 623–625, 629, 672, 688
Cape Rawson, formation de..620, 623–625, 627, 629, 646, 677
Cape St. John, groupe de....280, 299
Cape Smith
sous-province de....116
zone de plissements de....53, 59, 60, 96, 97, 116, 119, 134, 172, 193, 202, 221
Cape Split, fosse de....334, 335
Cape Wood, formation de....620
Capreol (Ont.)....193

PAGE

Carbon, ruisseau....728
Carbon Creek
bassin de....586
synclinorium de....510
Carbonifère....321–334, 447, 459–568, 695
Carcajou Ridge....686
Cardiff (Ont.)....247
complexe de....186
Cardium, formation de....519, 607
Carey-Canadian Mines Limited (64) (Québec)....380
Cariboo
chaînons....23, 420, 426, 453, 460, 463, 504, 528
groupe de....463, 571, 579
lac....487
rivière....487
Cariboo (30), district de (C.-B.)....579
Cariboo Gold Quartz (32), mine (C.-B.)....570, 571
Caribou, orogenèse du....413, 454, 460, 463, 474
Carleton (Québec), canton de....356
Carlsbad, formation de....291
Carmacks (Yukon)....496, 536
champ de pétrole....585
groupe de....536
Carmanah, formation de....537
Carnarvon, niveau de....470
Caron, faille du lac....139
Carswell
formation de....105, 151
structure de....151
Cartridge, monts....23
Cascades
chaîne des....29, 442, 467, 479, 483, 486, 494, 496, 508, 524, 534, 781, 842
complexe des....479
zone de plissements des....413, 478, 479, 524
Cascapédia, rivière....359
Casey, monzonite quartzique de....576
Cass Fiord, formation de....620
Cassiar (C.-B.)....579
Cassiar Asbestos (5), mine (C.-B.)....579
Cassiars
batholite des....504, 505, 520, 579
chaînes des....24, 29, 420, 425, 427, 435, 436, 446, 450, 465, 467, 475, 486, 505, 517, 841, 842
plate-forme des....423, 435, 439, 442, 450
Castle, rivière....536
Castor, champ houiller de (Alb.)....589
Cat Lake....51
Cat Lake-rivière Winnipeg (Man.), district de....241
Catamaran, faille....288
Cataract, groupe de....156, 301, 305, 395
Catfish, mine (C.-B.)....575
Catfish Creek, till de....764
Cathedral
formation de....430, 431, 558
mont....685
Catskill, delta de....307
Caution Creek, formation de....154
Cecilia, lac....675
Cedar Barn, niveau de roches volcaniques de....296
Cedar Lake, formation de....157, 677

PAGE

Cedar Point, phase du lac ... 811
Cedared, formation de ... 452
célestine ... 247
cendres, cônes de ... 26
Cénozoïque ... 334–340, 521–539, 652–658, 738–749
Central
  Manitoba (20), mine (Man.) ... 231
  Patricia (4), mine (Ont.) ... 231
  plateau ... 787
Centre, hauts-fonds du ... 18
Cessford (124a), champ de gaz (Alb.) ... 603
Chaba, ruisseau ... 430
Chakonipau, lac ... 116
Chaleurs
  baie des ... 311, 319, 359, 793
  bas-plateaux des ... 32, 793
Chaleurs Bay, groupe de ... 275, 296, 297, 366
Challenger, groupe de ... 626
Chamberlains Brook, formation de ... 267
Chambly (Québec) ... 868
Champlain
  lac ... 317
  mer ... 796, 810–812, 866, 868
  vallée du lac ... 809
Chancellor, formation de ... 431
Change, îles ... 298
Chantrey
  groupe de ... 111
  inlet ... 831, 833
Chapel Cove ... 356
Chapel Island, formation de ... 261
Chapleau (Ont.) ... 74
Chaplin Lake (Sask.) ... 581
Chapperon, groupe de ... 466
charbon ... 160, 398–405, 584, 658
Charles, formation de ... 470
Charles Cove ... 378
Charlie Lake, formation de ... 488, 600
Charlotte
  comté de (N.-B.) ... 689
  groupe de ... 276, 280, 297, 311
Charny, formation de ... 263
Chasm Creek, formation de ... 154
Château-Richer (Québec) ... 248
Chatham-Grenville, masse de ... 135, 142
Chatham Sag ... 320
Chaudière, rivière ... 347, 372, 795, 796
Chaumont, formation de ... 673
Chazy, groupe de ... 279, 387
Cheakamus, formation de ... 516
Cheam (C.-B.), lac ... 584
Chédabouctou
  baie ... 335, 790
  lac ... 676
Chédabucto Lake, formation de ... 436
Cheddar, granite ... 186
Cheecham, collines ... 23
Chef-Sikanni, rivière ... 488
Chelmsford, formation de ... 130
Chemahawin, niveau de ... 157
Chemalloy Minerals, mine (Man.) ... 241, 244, 245

PAGE

Cheno River, formation de ... 67
Cherabusco (Yukon) ... 810
Chesterfield, inlet ... 16
Cheverie, formation de ... 324, 369
Chibougamau (Québec) ... 41, 121, 134, 169, 171, 205, 216, 217, 821
  groupe de ... 67
  lac ... 67
Chicago (Ill.) ... 813
  lac glaciaire ... 796
Chicotte, formation de ... 305
Chidley, cap ... 33
Chien
  lac du ... 816
  rivière du ... 816
Chilko, lac ... 480
Chilliwack (C.-B.) ... 584
  batholite de ... 534
  groupe de ... 467, 486
Chimney Arm, formation de ... 279
Chimney Corner, bassin houiller de (N.-É.) ... 400
Chinchaga, formation de ... 455, 686
Chippewa, lac ... 813
Chischa, formation de ... 417
Chisel Lake (8), mine (Man.) ... 220, 222
Chitina, vallée de ... 486
Chitistone, calcaire de ... 486
choc, structure de métamorphisme de ... 149
Christie Street, sable de ... 762
Christina, niveau de ... 457
Christopher, formation de ... 650–652, 740
Christopher Island, formation de ... 109
chromite, gisements de ... 202, 378
Chuckanut, formation de ... 534
Chukotat, groupe de ... 116
Chungo, niveau de ... 519
Churchbridge (Sask.) ... 772
Churchill (Man.) ... 155
  mont ... 28
  province de ... 53, 94–119, 172
Churchill River, groupe de ... 154, 155, 676
Chushina, formation de ... 438, 675
Cirrus, mont ... 524
Citadel, formation de ... 284
Clair, buttes-témoins du lac ... 291
Clam Bank, formation de ... 305, 313, 317
Claremont, formation de ... 330
Clarenville, formation de ... 278
Clark Point ... 810
Clarke Lake (3), champ de gaz (C.-B.) ... 589
Clausen, formation de ... 468
Clear Creek (Yukon) ... 559, 579
  champ de placers de ... 579
Clear Hills (Alb.)
  champ de gaz ... 600
  gisements de fer de ... 558
Clearville, champ de pétrole (Ont.) ... 389
Clearwater
  formation de ... 513, 515, 602
  lac ... 151
  rivière ... 831
  vallée de la ... 877

PAGE

Clements-Markham, inlet 839
Clemville, formation de 296, 676
Climax, gîte de (Colorado) 358
Clinton
  groupe de 303, 395, 865
  lac 832
Clinton Creek, gîte de (Yukon) 579
Cloud Mountains, formation de 268
Cloud Rapids, formation de 269
Cloudmaker, formation de 436
Clyde (T. N.-O.) 776
  phase du lac 834, 835
Coal, rivière 534
Coalspur (Alb.) 586
Coats, île 18, 151, 152, 156
cobalt, gîtes de 202, 232, 234
Cobalt
  bassin de 51, 53, 59
  groupe de 120, 125, 128, 234, 236
  plaine de 15, 18
  sous-province de 171
  (96–98) district de (Ont.) 234
Cobalt Lake, faille 235
Cobequid
  baie 32, 791
  bas-plateau de 326, 330, 332–334
  faille 791, 793
  monts 32, 301, 312, 330, 374, 689, 790, 791
Coboconk, formation de 286
Cobourg, formation de 286, 290
Cochenour (9c), mine (Ont.) 230
Cochrane (Ont.) 817
  avancée glaciaire 815, 818
  phase 818
  till de 818
Cockburn
  moraine 834
  phase 834, 835
Codroy, groupe de 327, 329, 387
Coffin, île 792
Colchester, champ de pétrole (Ont.) 389
Cold Lake (Alb.) 515
  sel de 454
Coldbrook, groupe de 260, 261, 283, 314
Coleman (Alb.) 513, 586
  formation de 234
Coleraine (Québec) 378
Coleville, grès de 469
Coleville-Smiley (6), champ de pétrole (Sask.) 597, 603
Collingwood, formation de 290, 291, 387, 674
Colorado, groupe de 515–520, 603
Colpoy Bay, niveau de 303
Columbia
  chaîne 29, 524, 537, 841, 877
  champ de glace 28
  lacs 428
  plateau de 841
  rivière 565, 579, 841, 843, 877
Columbides
  occidentales 504–508
  orientales 504–507, 517

PAGE

Columbien
  orogenèse du 411, 413, 492, 499–505, 510, 521, 524, 527, 579
  roches plutoniques du 476–486
  Zwischengebirge 413, 516, 521, 530
Colville
  collines de 23, 467
  dépression de 490, 497
Comité, baie 22, 831, 833
Commission de contrôle de l'énergie atomique 180
Commotion, formation de 514
Comox (C.-B.) 878
  champ houiller de 584
  groupe de 516
Compton, formation de 308
Con (9a), mine (T. N.-O.) 231
Con Rycon (9c), mine (T. N.-O.) 231
Conception
  baie de la 278, 315, 372, 376, 787
  groupe de 259, 260
Coniagas (8), mine (Québec) 222
Coniaurum (51), mine (Ont.) 226
Connaught, sédiments à varves de 818
Connecting Point, groupe de 260, 371
Connor, lac 469
Conrad (147), champ de pétrole (Alb.) 601
Consolidated (Hardrock) (31a), mine (Ont.) 230
Consolidated Discovery (6), mine (T. N.-O.) 231
Consolidated Rambler (6), mines (T.-N.) 369
construction, matériaux de 40, 42
Contact, lac 240
Contact Rapids, formation de 455
Continental, arche 442
continentale, zone 238
Continentaux, chaînons 28
Contwoyto, lac 81, 85, 831
Cooking Lake
  formation de 458, 592
  plate-forme de 592
Cooks Brook, formation de 266, 276
Copes, baie 655
Copes Bay, formation de 620
Copper, monts 558
Copper Cliff, formation de 124
Copper Mountain
  masse granitique de 359
  stock de 473, 492
  (65), mine (C.-B.) 575
  (72), mine (Québec) 356, 358, 377
Copper Rand (3b), mine (Québec) 217
Coppercorp (68), mine (Ont.) 218
Copperfields, gîtes 211
Coppermine
  arche de 423
  collines 16
  gîte de (T. N.-O.) 221
  groupe de 85, 86, 90, 92, 99, 221
  homoclinal de 53, 60
  rivière 90, 179, 212
  sous-province de 86, 90, 415
Coquitlam (C.-B.) 784

PAGE

Coral Rapids (Ont.) 160, 818
Corbin (C.-B.) 586
Cordillère
  complexe glacier de la 826, 840–844
  orogène (géosynclinal de la) 410–454, 460–487, 524–532
  région de la 15, 20–22, 410
  région hydrogéologique de la 875–878
Cordova (112), mine (Ont.) 232
Cordova Bay 784
corindon 246
Corner Brook 279, 282
Cornwall
  anticlinal de 614
  île 643, 647, 652, 653
Cornwallis
  groupe de 615, 622, 624, 633, 655
  île 615, 620, 622, 623, 626, 628, 653, 656, 837
  Petite île 658
  zone de plissements de 613, 614
Cornwallis-Annapolis, vallée 790
Coronation (10), mine (Sask.) 220
Corral Creek, formation de 420
Coryell, intrusions de 533, 535, 579
Costigan, niveau de 451
côtier
  complexe plutonique 413, 467, 474, 478, 493, 494, 496, 508, 516, 521, 575
  géanticlinal 413, 460, 475, 479, 480, 483, 490, 492, 494, 496, 499, 508, 509, 516, 532
Côtière, chaîne 24–26, 29, 30, 412, 478, 480, 494–497, 508, 516, 524, 534, 537, 783, 842, 876
Cottonbelt, gîte de (C.-B.) 567
Couchiching
  groupe de 74, 75
  lac 810
Coulombe, gîte de (Québec) 203
Couronnement
  colline du 16
  golfe du 16, 90, 829, 831
Covey Hill, déversoir de 810
Cow Head
  groupe de 265, 277, 280
  péninsule de 277
Cowichan, lac 486
Cowichan Bay (C.-B.) 878
Coxheat Hills, massif de granite de 283
Craigmont (57), mine (C.-B.) 571
  mine (Ont.) 247
Craignish, formation de 325
Cranbourne, groupe de 295
Cranbrook (C.-B.) 426, 580
  formation de 426, 580
Cree Lake, moraine 830
Creighton
  granite de 129
  mine (Ont.) 170
Crescent
  moraine 817
Crescent Lake, formation de 290
Creston, formation de 417, 426
Crétacé 160, 334–338, 510–516, 641, 643, 649–652, 723–746

PAGE

Croker Island, complexe de 129
Cross
  lac 51, 64, 78, 185
  pointe 590
  rivière 590
Cross Lake
  groupe de 64, 77
  sous-province de 77, 79, 80
Crossfield
  dolomie de 596
  (107), champ de pétrole (Alb.) 604
Croteau Lake, groupe de 133, 139
Crowsnest
  champ houiller de (C.-B.) 586
  formation de 513, 515, 519
  lac 582
Cruiser, formation de 514
Crystal Peak, formation de 465
cuivre
  fonderie et affinerie de 42
  gîtes de 205, 357, 359, 367, 558, 571, 658
Cultus, formation de 486, 494
Cumberland
  basse-terre de 32
  bassin de 322, 323, 326–331, 333, 334
  détroit de 17, 833, 834
  groupe de 323, 330–333, 400
  péninsule 33
Cummings, niveau de 515
Cunningham
  calcaire de 420, 426
  formation de 465
Cupra (56a), mine (Québec) 361
Cuprus (5), mine (Man.) 220
Custer, gneiss de 479, 534
Cutler, granite 120, 129
Cyprès
  collines du 23, 520, 537, 539, 768, 771, 874
  formation de 539

Daiber, groupe de 488
Dakota 456
Dakota-Nord 437, 456, 457, 470, 537
Dalhousie
  formation de 310, 311
  grès de 512
Daly (5), champ de pétrole (Man.) 597
Dana, faciès inlet 534
Daniels Harbour 371
Dantzig, groupe de 261
Darnley
  baie 728, 826, 833
  presqu'île 829
Dashwood, drift 784
Davidson, halite de 457
Davis
  détroit de 33, 833
  hautes-terres de 12, 15, 16
  inlet 133
  région de 16, 18, 20
  seuil de 33

PAGE

Dawn
récif de ... 394
(156), champ de gaz (Ont.) ... 391
Dawson (Yukon) ... 25, 474, 578, 580, 585, 728, 880
détroit de ... 728
rivière ... 880
Dawson Bay, formation de ... 159, 303, 456, 686
Dawson Creek (C.-B.) ... 600, 603
D'Clute, champ de gaz (Ont.) ... 391, 393
Deadmans Cove, niveau de ... 300
Deadwood, formation de ... 430, 438, 584
Dear Lake ... 265
Deas Thompson Point ... 91
Dease, rivière ... 844
Dease Creek (C.-B.) ... 579
Debolt, formation de ... 469, 470, 600
Decew, niveau de ... 303
Deer Bay, formation de ... 649, 652
Deer Horn, mine (Ont.) ... 234
Deer Park Pond, formation de ... 259, 261
DeGeer, moraines ... 820
Degerbols, formation de ... 640, 641
Del Bonita, collines ... 771
Delaware, calcaire de ... 688
Delnite (50c), mine (Ont.) ... 226
Delorme, formation de ... 436, 446, 677, 685
Deloro (111a), mine (Ont.) ... 232
Denali, système de ... 413, 533
Denault, formation de ... 113
Denison (74a), mine (Ont.) ... 183, 184, 870
Derry, mine (Québec) ... 247
Deschaillons (Québec) ... 759
argile à varves du lac ... 760
Deschambault, formation de ... 287
Destor, faille de ... 71
Detroit River, groupe de ... 688, 865
Deville, niveau de ... 515
Devon
calotte glaciaire de ... 833
île ... 16, 22, 33, 112, 618, 620, 622, 624, 630, 633, 653, 656, 675, 837
Devon Island, formation de ... 624
Dévonien ... 158–160, 305–321, 439–458, 615–630, 688–697, 740–752
Dewdney Creek, groupe de ... 494, 508
Dezadeash (Yukon)
groupe de ... 509
région de ... 536
diapiriques, intrusions ... 21, 652, 656, 658
diatomite ... 583
diatrème, brèche ... 291, 307, 312, 313, 336
Dibble Creek, faille ... 426
Dickenson (9d), mine (Ont.) ... 230
Dickstone, gîte de (Sask.) ... 220
Dieu
lac de ... 77
rivière de ... 767
Digby (N.-É.) ... 791
Digges, île ... 18
Dina, niveau de ... 515
Director (15b), mine (T.-N.) ... 383

PAGE

Disappointment Bay, formation de ... 615, 625–628, 630
Discovery, pointe ... 657
Dismal, lacs ... 16, 221
Disraeli, fjord ... 839
disthène ... 248
Dixon, entrée ... 30
Dodger, mine (C.-B.) ... 577
Dog
moraine du lac ... 814
rivière ... 814
Dogtooth, monts ... 420, 426
Doig, formation de ... 488
Dollard (21), champ de pétrole (Sask.) ... 601
Dolly Varden (12a), mine (C.-B.) ... 567
dolomie ... 387, 583
Dome (50e), mine (Ont.) ... 226
Don, formation de ... 758, 761, 762, 767
Don Valley, briqueterie de ... 761, 762
Donjek
chaînons ... 486
glaciers ... 844
rivière ... 844
Donnacona (Québec) ... 759
Doré, faille du lac ... 217
Dorion, plage ... 812
Doten Cove, formation de ... 261
Double Mer, formation de ... 140
Doublet, groupe de ... 113
Doucers, formation de ... 279, 300
Douro, formation de ... 624, 677
Dover, champ de pétrole (Ont.) ... 389
Dowling, niveau de ... 519
Driftwood Bay, formation de ... 628
Drumheller
badlands de ... 520
champ houiller (Alb.) ... 589
front de ... 458
niveau de ... 520
Drummond, excavation de (N.-B.) ... 375
Drummondville, moraine de ... 795
Dryden (Ont.) ... 243
Dubawnt
groupe de ... 67, 85, 99, 105, 109
lac ... 176, 177, 831
rivière ... 832
Duck Hawk Bluff ... 780
Ducktown, gîte de (Tennessee) ... 357
Dufault, granodiorite du lac ... 212
Duhamel (85a), champ de pétrole (Alb.) ... 592
Duke River, zone de chevauchement de ... 533
Duluth
gabbro de ... 121
lac glaciaire ... 812
lacs postérieurs au lac ... 812
Duncan, formation de ... 124
Duncan Lake, mine (C.-B.) ... 567
Dundas, schiste de ... 387
Dundee, formation de ... 159, 313, 320, 387, 396, 397
Dunvegan, formation de ... 514, 518, 519, 604
Dunwich, till de ... 764
Duperow, formation de ... 457

PAGE

Duthie (21), mine (C.-B.) 567
Duvernay (Alb.) 581
  formation de 459
Dyer Bay, formation de 302, 305, 676
Dyno, mine (Ont.) 183

Eager, dépression d' 420, 423, 426, 428
Eagle
  granodiorite d' 508
  plaine d' 27, 510, 531, 607
  rivière 842
Eagle-Finlayson, moraine 814
Eagle Plain, formation d' 517
East Arm
  collines d' 13, 15
  formation d' 270, 677
  sous-province d' 97, 105
  zone de plissements d' 53, 59, 61, 96, 105
East Braintree-West Hawk Lake (Man.), région d' 243
East Branch Pond, formation d' 288
East Jersey, amas de minerai d' (C.-B.) 575
East Malartic (32d), mine (Québec) 228
East River 349
East Waite, amas de minerai d' (Québec) 213
Eastend, formation d' 520, 872
Eastend (21b), champ de pétrole (Sask.) 601
Eastern Metals, gîte d' (Québec) 357
Eastmain, basses-terres d' 18
Eastview, formation d' 291
Eau Claire
  formation d' 271
  gîte d' (Ont.) 248
Eau-Claire
  cratère du lac à l' 150
  lac à l' 152, 154
Écho, rivière de l' 816
Echo Bay
  groupe d' 86–90, 185, 240
  (2), mine (T. N.-O.) 221, 240
Echooka, niveau d' 468
économique, croissance 3, 37
Écosse 148
Edgecliff, niveau d' 159, 313
Edmonton (Alb.) 520, 537, 581, 774, 824, 825
  formation d' 518, 520, 536, 583, 586, 604, 872
  lac glaciaire 825
Edziza, pic 29, 537-539
Eglinton
  fjord 16
  fossé tectonique 616
  île 651, 779
Eids
  fjord 639
  formation d' 625, 629
Eisenhower, mont 558
Ekwan River, formation d' 156, 159
Eldon, formation d' 430, 431
Eldorado
  ruisseau 880
  (3), mine (T. N.-O.) 180, 186, 221, 239
Eleanor River, formation d' 622

PAGE

Electric, champ de pétrole (Ont.) 389
Elise, formation d' 495
Elk
  conglomérat d' 497
  rivière 487, 586
Elk Lake 234
Elk Point
  bassin d' 442, 454, 455
  groupe d' 454, 457, 581, 589, 685
Elko, formation d' 452
Elkton, niveau d' 470, 598
Elkwater, drift d' 771
Ella, baie 618
Ellef Ringnes, île 21, 616, 647–653, 655–657, 778, 838
Ellenburg (N. Y.) 810
  phase du lac 810
Ellerslie, niveau d' 515
Ellesmere
  île 16, 20, 22, 615–620, 624–646, 650–658, 708–878
  zone de plissements d' 615, 616, 633, 658
Ellesmérien, orogenèse de l' ..411, 442, 447, 460, 468, 615, 633, 635
Ellice, rivière 16
Elliot Cove, formation d' 267, 278
Elliot Lake (Ont.) 41, 44, 121, 124, 128, 169, 170, 180, 870
  groupe d' 120, 121
  (72–75), district d' 183–185
Ellis Bay, formation d' 292, 305
Elm Point, formation d' 159, 582, 686
Elmira (Ont.) 866
Elmtree, groupe d' 366
Elsie Mountain 124
Elsonien, orogenèse de l' 55, 132–139, 140–146
Emerald (80a), mine (C.-B.) 577
Émeraude
  banc d' 33
  bassin d' 33
Emma Fiord, formation d' 637, 638, 740
Empetrum, formation d' 516
Empire (40), mine (C.-B.) 577
Empire-Britannique, chaîne 20
Endako
  groupe d' 535, 537
  monzonite quartzique d' 576
  (28), mine (C.-B.) 359, 575
Enderby (C.-B.) 877
Énergie, des Mines et des Ressources, ministère de l' 4
enfouis, dépôts organiques 756–785
Englee, formation d' 280
English Head, formation d' 292
English River
  sous-province d' 65, 75, 77
  zone d' 51, 60, 61
Englishmans, groupe d' 465
Ennadai
  lac 107, 830
  zone d' 111, 172, 176
Enniskillen (Ont.), township d' 347
Enragé, formation d' 330
Entrance, conglomérat d' 520, 537
Entrée, île de la Grande 792
Epworth, groupe d' 85–91

PAGE

Eqalulik, groupe d'....99, 112
Érié, lac....763, 880
Ernestina Lake, formation d'.... 454
Escarpment, niveau d'.... 458
Esclaves
  Grand lac des....15, 41, 53, 81, 96, 103–105, 169, 176, 221, 436, 453–460, 555, 580, 686, 826, 827, 832
  Petit lac des.... 825
  province des....51, 80–85, 172
  rivière des....686, 831, 874
  vallée des.... 826
Escuminac (Québec).... 689
  formation de....319, 738
Espanola (Ont.)....124, 126, 128
  formation d'.... 124
Esperanza, inlet.... 497
Espoir, baie d'....315, 371
Esquimaux, lac des....775, 827
Essex (Ont.), comté d'.... 388
Est
  cap.... 638
  province minérale de l'....551, 555–559
  système de l'....24, 26
Estella (106), mine (C.-B.).... 558
Esterhazy (14), mine (Sask.).... 581
Estevan
  champ houiller d' (Sask.).... 586
  plaine côtière d'.... 30
Et-Then, groupe d'....105, 106
étain, gîtes d'....245, 377
Etanda, formation d'.... 469
États-Unis, chaîne des....20, 654, 839
Etherington, formation d'.... 470
Eureka
  détroit d'....647, 838
  hautes-terres de l'.... 31
  orogenèse de l'....615, 635, 641, 652, 653, 655, 657
Eureka Sound, formation d'....633, 652, 655, 658
Eustis-Capelton (53b), mine (Québec).... 360
Evans Creek, stade.... 841
Evie, niveau d'.... 455
Exmouth, île.... 643
Expanse, lac.... 243
Expédition, fjord.... 651
Exploits
  baie des....285, 356
  groupe des....276, 285, 289
exportations....38, 39, 46
Exshaw (Alb.).... 582
  formation de....451, 460, 469, 584
Extérieure, région de la chaîne.... 30

Fabricius Fiord, formation de.... 112
Fairholme, groupe de....451, 453
Falher
  lac glaciaire.... 826
  niveau de.... 514
Falkland (62), mine (C.-B.).... 580
Falsen, île.... 623
Fantasque, formation de.... 469

PAGE

Faraday
  granite.... 186
  (107a), mine (Ont.)....183, 185
Farr, formation de....287, 291
Favel, formation de.... 521
Federal, mine (Québec).... 371
Feeney, mine (C.-B.).... 577
feldspath.... 247
Fenelon Falls, déversoir de.... 810
Fennell, formation de.... 480
fer....186–200, 558, 577, 658
Ferguson, lac.... 172
Fergusson
  faille.... 570
  groupe de....467, 570
Fernie (C.-B.)....497, 510, 583
  bassin de....497, 512
  formation de....497, 498, 510, 583, 714
Feuilles, rivière aux....13, 19
Field (C.-B.)....431, 558
Findlay, arche de....320, 387, 391
Finlayson Lake....75, 475
Fire Lake, groupe de.... 508
Firebag, niveau de.... 457
Firth, rivière....28, 487
Fish Hook Bay (Sask.), projet de.... 185
Fish Scale, couches de....515–517
Fisher Branch, formation de.... 677
Fisset Brook, formation de.... 325
Fitton, granite du mont.... 447
Flagler Fiord, formation de.... 622
flamand, Bonnet.... 33
Flat
  baie.... 652
  rivière.... 577
Flat Bay (14), mine (T.-N.).... 387
Flat Bay Brook, anorthosite de.... 375
Flathead
  chaînon.... 451
  faille....527, 539
  rivière....452, 527, 539, 586
Flatwater Pond.... 300
Flavian, granite du lac.... 212
Fleming, formation de.... 113
Flett, formation de.... 468
Fleur-de-Lys (T.-N.)....359, 371, 377
  groupe de....265, 267, 276, 282, 314, 315
Fleurant, formation de.... 319
Flexpar (Sask.), gîte de.... 220
Flin Flon (Man.)....100–103, 169, 172, 205, 218, 220, 232, 241, 245
  zone de....100, 172
  (3), mine (Sask.)....212, 220
Flin Flon-Herb Lake, zone de.... 232
Flinkote Mines Limited (62b), (Québec).... 380
Flume, formation de.... 451
fluorine....247, 383
Fogo, petites îles.... 299
Foin, rivière au.... 826
Foothills....23, 28, 411, 451, 487–490, 497, 498, 510–519, 524–529, 536, 537

PAGE

Fording River, faille 527
Foremost
  formation de 520, 521, 586
  (149a), champ de gaz (Alb.) 603
Foremost—collines Cyprès, région de 771
Forillon, presqu'île de 309
Formosa, récif de 313
Fort Ann, phase de 796, 810
Fort Augustus, formation de 515
Fort Convington, masse de glace de 809
Fort-Érié (N. Y.) 809
Fort Fitzgerald (Alb.) 580
Fort Fraser (C.-B.) 575
Fort McMurray (Alb.) 456
Fort Nelson (C.-B.) 435
  arche de 442
  formation de 519
  rivière 23, 826
Fort Norman (T. N.-O.) 517, 530, 536
Fort-Qu'Appelle (Sask.) 773
Fort Selkirk (Yukon) 782, 785
Fort Simpson 457, 459
  formation de 449, 456–460, 827, 880
Fort Smith (T. N.-O.) 880
Fort St. James (C.-B.) 486
Fort St. John
  groupe de 514
  (19), champ de gaz (C.-B.) 600, 842
Fort Vermilion, niveau de 456
Fort Whyte (Man.) 582
Fort William (Ont.) 812
Forteau, formation de 268
Fortin, formation de 309, 310
Fortune, baie de (T.-N.) 267, 300, 377, 789
Forty-four (18a), mine (Man.) 231
Fosheim, presqu'île 644, 653
Fossil Brook, formation de 268
Fossil Hill, formation de 156, 303, 305
Fossmill, déversoir de 811
Fosterton (15b), champ de pétrole (Sask.) 602
Fourchu, groupe de 260, 261
Fox Creek 600
Fox Lake, zone de plissements de 78, 100
Foxe
  bassin 152, 613, 620, 777, 833–835
  péninsule 17, 834
  plaine de 14, 16, 22
Foxe-Baffin, complexe glaciaire 786, 833
Francis Lake 475
François, lac 575, 580
Franklin
  baie 829
  monts 28, 411, 418, 419, 423, 427, 435, 436, 448, 454, 468, 510, 530, 590
Franklin Mountain, formation de 427
franklinien
  eugéosynclinal 612
  géosynclinal 20, 431, 612, 652
  miogéosynclinal 620, 659
  orogène du 635

PAGE

Fraser
  basses-terres du 30, 784, 842, 877
  bassin du 29
  cañon du 29, 480
  delta du 30, 516, 534
  dépression du 460
  faille du 534
  fleuve 30, 496, 528, 534, 537, 550, 819, 841, 877
  glaciation 783, 785, 841, 843
  vallée du 508, 579, 580, 583, 841, 843
Fraser River, champ de placers de 579
Fraserdale (Ont.) 817, 818
  arche de 152, 155, 158
Frederickhouse, sédiments à varves de 818
Fredericton (N.-B.) 285, 297, 378, 796, 865
  dépression de 292, 297, 300, 306, 311
French, rivière 128, 141
French River
  formation de 301
  granite de 145
Frenchman, formation de 521, 537
Frenchman's Cap, dôme de 476
Frobisher (Sask.) 874
  baie 17, 833, 834
  bas-plateau de 17
Frobisher-Alida, couches 597
Frontenac
  arche de 143, 254, 263, 270, 272
  axe de 865
  groupe de 308, 336
  lac glaciaire 809
  mine (Ont.) 223
  phase du lac 809
Frood, formation de 124
Fundy
  baie de 32, 321, 336, 337, 400, 790, 793, 861
  épieugéosynclinal de 307, 319–322, 333
Funeral, formation de 448, 449
Furnace, gîte de (Québec) 203
Fury et Hecla, détroit de 112

Gabarouse, baie 377
Gagnon (Québec) 138, 142
Gagnonville (Québec) 193
Galena Hill 567
Galets, formation de 288, 291
Galetta (Ont.) 222
Gallery, formation de 618
Galore Creek
  batholite de 492
  mine (C.-B.) 575, 577
Galton, mont 416
Gambier, groupe de 508, 575
Gananoque, syénite de 145
Gander
  baie 378
  lac 315
Gander Lake
  groupe de 267, 276, 280, 286, 290, 299, 314
  zone de serpentine de 280, 381
Garbutt, formation de 514

PAGE

Garibaldi, mont ... 516
Garrington (101), champ de pétrole (Alb.) ... 604
Gascons, formation de ... 297, 676
Gaspé (Québec) ... 41
  baie de ... 32
  calcaire de ... 309, 371, 689
  dépression de ... 273, 292–298, 306–311, 388, 398
  grès de ... 309–312, 371, 689, 738
Gaspé Copper Mines (72), (Québec) ... 355–359
Gasport, niveau de ... 303
Gataga
  formation de ... 417
  rivière ... 450
Gates, formation de ... 514
Gateway, formation de ... 417, 453
Gatineau (Québec), région de ... 247
gaz naturel
  champs de ... 41, 387–398, 586–607, 659
  réserves de ... 43, 387–396, 587
  stockage du ... 394
Geco (36), mine (Ont.) ... 214, 216, 222
General Electric, gîte de (Québec) ... 203
Genex, gisement de (Ont.) ... 212
Gentilly, till de ... 760
géographiques, subdivisions ... 4
géologiques
  organisations ... 4, 5
  recherches ... 2
  subdivisions ... 4
géophysiques, levés ... 60, 61, 170
George
  baie ... 791
  bassin de la rivière ... 819
  cap ... 32, 289
  formation de ... 417
  plateau de ... 17
George McLeod, mine (Ont.) ... 193
George River, groupe de ... 259, 262, 268, 283, 314
Géorgie
  basses-terres de ... 30, 877, 878
  bassin de ... 413, 503, 516, 533, 878
  détroit de ... 30, 31, 516, 783
Georgienne, baie ... 31, 138, 290, 810, 813, 866
géotectonique, tableaux schématiques de corrélation ... 5, 6, 663
germanium ... 578
Gething, formation de ... 514, 586
Giant (8), mine (T. N.-O.) ... 231
Gilbert, rivière ... 372
Gilby (95), champ de gaz (Alb.) ... 601
Giles Cove, formation de ... 300
Gillis, ruisseau ... 372
Gilmour, butte-témoin du lac ... 287
Gilwood, formation de ... 456, 590
Glacier, pic ... 843
Glacier Creek, stock de ... 504
Glacier Gulch, gîte de (C.-B.) ... 575
Glaciers, chaînons des ... 30
Gladmar (Sask.) ... 581
Gladstone, formation de ... 512–515
Glen Falls, formation de ... 262, 267, 268
Glen Lake, mine (Ont.) ... 234

PAGE

Glenbrooke, formation de ... 295
Glencoe Brook, formation de ... 301
Glenelg, formation de ... 92
Glenlyon (Yukon), région de ... 474
Glenogle, formation de ... 438, 672
Glenphyll, champ de pétrole (Alb.) ... 601
Globe, Direction de la physique du ... 4, 6
Gloucester, formation de ... 291
Goat Island, niveau de ... 303
Gobles, champ de pétrole (Ont.) ... 389
Goderich (Ont.) ... 349, 384
  (116), mine ... 384
Gog, groupe de ... 426
Golata, formation de ... 469, 740
Gold Eagle (9e), mine (Ont.) ... 230
Golden (C.-B.) ... 579
Golden Grove, massif de granite ... 283
Golden Spike (59b), champ de pétrole (Alb.) ... 592
Goldenville, formation de ... 268, 279
Goldson, formation de ... 280, 298
Good Hope, groupe de ... 420
Goodrich, formation de ... 514
Goodsir
  groupe de ... 431, 447
  inlet ... 780
Goose, rivière ... 774
Goose Cove ... 357
  formation de ... 266, 277, 281, 282, 357
Goose Fiord, formation de ... 627, 629
Gordon Lake
  formation de ... 127
  (13), mine (Ont.) ... 201
Gossage, formation de ... 446–448, 677
Gouin
  péninsule de ... 217
  réservoir ... 142
Goulburn, groupe de ... 85, 99, 221
Gowganda (Ont.) ... 202, 232, 234, 236, 795
  formation de ... 67, 125, 127
Gowland, mont ... 376
Graham Island (C.-B.) ... 584, 651
Graminia, siltstone de ... 459
Grand Lac ... 32, 314
  bassin houiller de ... 347
Grand Lake, groupe de ... 314
Grand Lake Brook, groupe de ... 265
Grand Le Pierre, formation de ... 300
Grand-Manan, île ... 336
Grand Mira South ... 372
Grand Rapids, formation de ... 515, 602
Grande, rivière ... 386, 796
Grande Grève, formation de ... 309, 310, 358
Grandes Chutes ... 821
Grands bancs ... 33, 337, 787
Grands lacs glaciaires ... 796
Granduc, mine (C.-B.) ... 575
Grandview, collines de ... 22
Granisle (22), mine (C.-B.) ... 575
Granite wash ... 589
Grant, lac ... 87
Grantland, monts ... 20

PAGE

Grantmire, formation de ... 325
Grantsburg, sublobe de ... 824
Granville, lac ... 102
graphite ... 247
Grass, amas de minerai au lac (Man.) ... 200
Grassmere, lac glaciaire ... 809
Gravelbourg, formation de ... 499
gravité ... 60, 72, 74, 76, 79, 205, 654
Great Bay de l'Eau, formation de ... 319
Great Bear, plaine de ... 23
Great Bear Cape, formation de ... 641
Great Island, groupe de ... 109
Great Northern
  enclave de ... 53, 257
  péninsule ... 266, 279, 353, 780
Great Slave
  groupe de ... 99, 105
  plaine de ... 23
Greely, fjord ... 641, 646
Green Creek, synclinal de ... 526
Green Head, groupe de ... 259, 261, 283
Green Point, formation de ... 276, 277
Greenberry, calcaire de ... 465
Greenfield (N.-É.) ... 338
Greenwood (C.-B.) ... 40, 466, 480
Gregherd (Sask.) ... 773
Gregory River (T.-N.) ... 356, 357
grenat ... 247
Grenville (Québec) ... 142
  front de ... 53, 59–61, 116, 121, 134–136, 138, 140, 142, 145
  groupe de ... 60, 135, 137, 138, 141, 244–249
  province de ... 53, 134–145, 172
Grenvillien, orogenèse du ... 55, 135–140, 415
grès ... 387
Grey, rivière ... 378
Greyhawk (107b), mine (Ont.) ... 183, 185
Griffith, mine (Ont.) ... 195
Grimsby, formation de ... 304, 386, 676
Grinnell
  formation de ... 417
  péninsule ... 614, 631–633, 639, 838
Griper Bay, formation de ... 615, 627, 631–633, 738
Grises, couches ... 488, 496, 497, 708
Grizzly Bear, colline ... 23
Groenland ... 33, 133, 148, 615, 619, 642, 839
  nappe glaciaire ... 836
Grosmont, dolomie de ... 457, 458
Grosse-Île ... 792
Grotto, niveau de ... 451, 459
Groundhog (C.-B.), champ de charbon ... 496, 585
Groundwater ... 854–880
Guelph, formation de ... 157, 304, 387, 391–394, 676
Guichon, batholite de ... 492, 495, 496, 508, 575
Guigues, formation de ... 287
Guilmette, lac ... 811
Gull Island, formation de ... 285
Gull Lake (18), champ de pétrole (Sask.) ... 601
Gull Pond ... 360
Gull River, formation de ... 286, 673
Gullbridge (12), mine (T.-N.) ... 356, 357, 360, 367
Gun River, formation de ... 305, 676

PAGE

Gunflint
  formation de ... 131, 238
  zone ferrifère de (Minnesota) ... 193
Gunnar (21), mine (Man.) ... 172, 182, 185, 231
Gunton, niveau de ... 439
Gurney (7), mine (Man.) ... 232
Guyet, formation de ... 463
gypse, gîtes de ... 386, 580, 658
Gypsumville (15), mine (Man.) ... 580

Hadley, baie ... 613
Hadrynien ... 58, 60, 91, 92, 99, 140, 259–261, 415–417
Hagersville (115), mine (Ont.) ... 387
Haggart, champ de placers (Yukon) ... 579
Haida, formation d' ... 509, 516
Haines Junction (Yukon) ... 880
Haldimand
  champ de gaz ... 394, 398
  (Ont.), comté d' ... 386
Haley (Ont.), gîte de ... 244
Halfway
  formation d' ... 488, 490, 600
  rivière ... 450, 488
Haliburton (Ont.) ... 137, 141
  hautes-terres d' ... 137, 142, 145
Halifax (N.-É.) ... 338
  comté d' ... 378
  formation d' ... 268, 279, 301, 356
Hall
  bas-plateau de ... 17
  formation de ... 495
  péninsule ... 17, 33
Hall Lake, faille ... 505
Hallnor (53b), mine (Ont.) ... 227
Halton (Ont.), comté ... 389
Hambone Lake, amas de minerai de (Man.) ... 200
Hamill, groupe d' ... 426
Hamilton (Ont.) ... 821
  bas-plateau de ... 20
  groupe d' ... 159, 320, 387, 688
  plateau de ... 20
  rivière ... 818
Hand, collines ... 539, 768
Hanford Brook, formation de ... 268
Hanson, niveau d' ... 519
Hanson Lake ... 221, 222
Harbour Main, groupe de ... 259, 260, 267, 384
Harcourt, groupe d' ... 267
Hare Bay ... 268, 378, 791
  complexe de ... 378
  klippen de ... 265, 266, 277–279
Hare Fiord ... 646
  formation de ... 637, 638
Hare Indian, formation de ... 448, 590, 686
Harmattan (104), champ de pétrole (Alb.) ... 598
Harmon, niveau de ... 514
Harp, rivière ... 819
Harp Lake ... 139
Harricana, rivière ... 765
Harrison
  lac ... 496, 508
  porphyre de ... 496

PAGE

Harrogate, formation d' 453
Hart
  chaînons 28
  rivière 415
Hartman, moraine 814, 816
Harvey, groupe d' 474
Harvey Hill, mine (Québec) 360
Hasaga (10a), mine (Ont.) 230
Hasler
  formation d' 514
  ruisseau 586
Hassel, formation de 651, 691
Hastings
  basses-terres d' 142, 145
  groupe d' 60, 139
  hautes-terres d' 137, 142, 145
  (46), champ de pétrole (Sask.) 597
Hastings Cove, formation de 268
Hat Creek (C.-B.) 586
Hatton (137), champ de gaz (Sask.) 604
Havelock (Ont.) 232
Haven, niveau de 519
Havre-Aubert (Québec) 792
Havre Saint-Pierre (Québec) 180
Hawke Bay, formation de 269
Hay River 687, 825, 880
  formation de 456
Hayes, rivière 767, 817
Hayes River, groupe de 77
Hazelton (C.-B.) 509, 577, 584
  chaînons 29
  groupe d' 494–497, 584
Hazen
  lac 839
  plateau de 654, 839
H.B. (83), mine (C.-B.) 567
Headland, groupe d' 368
Headless, formation d' 449
Hearne, chenal 245
Hearst (Ont.) 817
Heart, colline 772
Heart Peaks, formation de 537
Heath Steele (5), mine (N.-B.) 365
Hebron, fjord 133
Hécate
  basses-terres d' 30
  bassin d' 413, 503, 516
  détroit d' 25, 31
Hecla Bay, formation d' 627, 631, 633
Hector, formation d' 420
Hedley (C.-B.) 486
Hedley Camp (C.-B.) 571
Hedley Mascot (66a), mine (C.-B.) 571
Hedman, mine (Ont.) 246
Heiberg, formation de 641, 646, 649, 652–654, 705, 708
Helen (37), mine (Ont.) 188, 193
Helena, île 639
Hélikien 58, 59, 90–94, 98, 99, 104, 107–109, 116, 117, 137–145, 257, 413–415
hélium 584
Helm, formation d' 516

PAGE

Henderson
  amas de minerai (Québec) 217, 579
  champ de placers (Yukon) 579
  lac 877
Henderson et Conley (110a), mine (Québec) 249
Henry Creek, formation d' 417
Henry Kater, péninsule 16
Heppel, formation de 309
Herald, niveau de 438
Herb, lac 243
Herschel, île 21, 774
H.G. Young (8), mine (Ont.) 230
Hibbs Hole, formation de 260
Hidden Creek (15c), mine (C.-B.) 575
Hidden Hand, faille 565
High Lake 221
High Prairie (Alb.) 826
Highland Bell (71), mine (C.-B.) 565
Highland Front, moraine 795
Highwood, rivière 498, 519, 586
Hiho, mine (Ont.) 234
Hillcrest, niveau de 497
Hillier, formation de 674
Hillsborough (N.-É.) 756
  baie 792
  formation de 325
  (9), mine (N.-B.) 386
Hilton (42), mine (Québec) 196
Hinton (Alb.) 586
Histoire 41–43, 170, 347–349, 550
Hodder, gîte de (T.-N.) 357, 359
Hodgewater, groupe de 261, 262
Holden, lac 832
Hollandia, mine (Ont.) 223
Hollebeke, formation de 451
Hollinger (49b), mine (Québec) 225, 226, 246, 869
Holyrood
  granite 259–261, 267, 315, 384
  horst d' 261
Homathko, rivière 29
Home, baie 33
Hondo, évaporite de 459
Honna, formation d' 509, 516, 728
Honorat, groupe d' 284, 297
Hooker, mont 22
Hope (C.-B.) 534, 580
Hopedale (Labrador) 133
  groupe de 329
Horn, plateau de 23, 827
Horn Plateau, formation de 686
Horn River, formation de 449, 455, 686
Hornby, baie 90
Hornby Bay, groupe de 85, 86, 90-92
Horne (18e), mine (Québec) 212, 213
Hornepayne (Ont.) 817
Horseranch, groupe d' 420, 475
Horsethief Creek, groupe de 420, 426, 454
Horton
  groupe de 324–327, 329, 333, 334, 698, 738
  plaine de 22
  rivière 22

PAGE

Horton Bluff, formation de....324, 370
Horwood, baie.... 298
Hotailuh, batholite de.... 492
Hottah, lac.... 239
Hough, lac.... 812
Hough Lake, groupe de....120, 124
Houghton, lac.... 813
Howells, rivière.... 820
Howey (10b), mine (Ont.)....224, 230
Hoyle
  groupe de.... 224
  (152a), mine (Ont.).... 227
Hozameen, groupe d'.... 479
Hudson
  baie d'.... 18
  basses-terres de la baie d'.....14, 18, 119, 151, 154, 156, 688
  bassin de la baie d'....151–155
  détroit d'....17, 33, 116, 777
  montagne de la baie d'.... 575
  plate-forme d'....151–160, 294, 307, 434
  région d'.... 18
  rivière d'....809, 810, 820
Hudsonien, orogenèse de l'.....55, 79, 83–86, 89, 95–109, 112–121, 127–137, 142–145, 415
Hughes, monts....416, 426, 452
Hulcross, niveau d'.... 514
Hull, formation de.... 287
Humber Arm
  groupe de....276, 357, 398
  klippen de....265, 270, 273, 276, 280–282, 288
Hume, formation de....448, 454, 686
Hummingbird (Sask.), champ de pétrole.... 589
Hungry Hollow, schiste argileux de.... 320
Hunker, ruisseau.... 781
Hunt, mine (Ont.).... 245
Hunter V et Double Standard, mine (18) (C.-B.).... 567
Hunting, formation d'.... 112
Huntingdon
  formation d'....534, 583
  (52), mine (Québec)....356–360
Hurley, formation d'....486, 570
Huron, lac glaciaire.... 796
Huronien, supergroupe de l'.....67, 120, 121, 124, 130, 136
Hurwitz, groupe de....107, 108, 111
Hutshi, groupe d'....506, 516
hydrogéologiques, régions....859–880
hydrologique, cycle.... 855
Hyland, plateau de.... 28
Hyper-Dubawnt, lac.... 832

Ibbet Bay, formation d'....624, 630
Ice River, complexe alcalin d'....442, 448, 558
Icefield, glaciation....782, 785
Icon (1), mine (Québec).... 217
Idaho.... 565
Île-à-la-Crosse, basse-terre de l'.... 23
Île-du-Prince-Édouard....32, 333, 334, 337, 340
Îles, baie des....356, 789
  complexe de la....356, 357, 378, 382
  surface de la.... 789

PAGE

îles, zone des.... 238
Illinoien, glaciation....753, 758, 785
Illinois, rivière.... 796
ilménite, gîtes d'.... 203
Iltyd, chaînon.... 434
Imina, groupe d'.... 626
Imperial, formation d'....447, 468, 487, 738
Imperial Vermillion Ridge, puits nº 1 de l'.... 427
importations.... 46
Index, formation d'....428, 454
Indian
  péninsule.... 245
  rivière.... 782
Indian Cove.... 371
Indian Head
  anorthosite d'....375, 377
  gîte d'....203, 375, 377
Indian Head Range, complexe d'....257, 268, 269
Indian Islands, groupe d'....298, 299
Indian Mountain, lac....81, 221
Indian Point, formation d'.... 297
Indin, lac.... 83
industriels, gîtes de minéraux....247, 379, 579
Ingenika, groupe d'....426, 475
Inglefield, région d'....620, 633
Inhabitants, rivière.... 757
Inklin, formation d'.... 493
Inklinien, orogenèse de l'.....413, 474, 479, 490–493
Innisfail (Alb.).... 584
Innuitienne
  orogène....612–659
  région....20, 21
Insulaire, chaîne.... 30
insulaire
  dépression....463, 480, 483, 495, 496
  géanticlinal....413, 492, 509, 516
  zone de plissements....413, 521, 533
Intérieur
  plate-forme de l'.....410, 431, 434–438, 455–459, 469–473, 487–492, 497, 499, 535, 539
  plateau.....29, 466, 484, 508, 521, 533–536, 841
  région hydrogéologique de l'....870–877
  système de l'....24, 25, 28
Intérieure, plaine....22, 28, 436, 539
Interlake, groupe d'....156, 439
intrapergélisol.... 880
Intrepid, inlet....646, 657
Inuvik (T. N.-O.).... 826
Invermere (C.-B.).... 579
Inverness, champ houiller (N.-É.)....402, 404
investissement, dépenses d'....38, 42
Iona, amas de minerai d' (C.-B.).... 575
Ipperwash, schiste argileux d'.... 320
Irene Bay, formation d'....420, 454, 622
Ireton, formation d'.... 459
iridium.... 240
Irishtown, formation d'.... 266
Iron Mike (37), mine (C.-B.).... 577
Iron Mountain (Michigan).... 120
Irondequoit, niveau d'.... 303

PAGE

Iroquois
lac 810
lac glaciaire 809
lacs postérieurs au lac 796, 810
Isaac, formation d' 420
Isachsen
formation d' 639, 641, 649, 651, 652, 653, 658
péninsule 657
Ishbel, groupe d' 473
Iskut, rivière 29, 466, 539
Island Lake, groupe d' 77
Island Mountain (31), mine (C.-B.) 571
Islay, niveau d' 515
Isle-Royale 812
Isogun, rivière 825
Isortoq, rivière 835, 876
Iverson, chaînon 437
Ives, mine (Québec) 357
Ivishak, niveau d' 487
Ivry, gîte d' (Québec) 203

Jáchymov (Tchécoslovaquie) 236, 240
Jackass Mountain, groupe de 508
Jacksons Arm, formation de 300
Jacksonville (7), mine (N.-B.) 376
Jacobsville, formation de 262
jade 580
Jaeger, formation de 646
James
baie 18, 65, 74, 119, 151, 154
région de 18, 20
Jamieson (46), mine (Ont.) 212
Jardun (69), mine (Québec) 223
Jarvis, mine (Ont.) 238
Jasper (Alb.) 473, 498, 527, 580, 675, 697
Jean-Marie, niveau de 457, 459
Jeannine (74), mine du lac (Québec) 44, 193
Jedney (5b), champ de gaz (C.-B.) 600
Jedway (26), mine (C.-B.) 577
Jeffrey (58), mine (Québec) 382
Jennings (C.-B.), région de 474
Jens Munk, île 620
Jersey (80b), mine (C.-B.) 566, 575, 600
Joarcam-Joseph Lake (66), champ de pétrole (Alb.) 603
Joffre (94), champ de pétrole (Alb.) 603
Joggins
champ houiller (N.-É.) 400
moraine 791
Johan Beetz, baie 247
John, rivière 332, 791
Johnson, complexe alcalin de 353
Johnson Canyon, formation de 473
Joli Fou, formation de 515
Jones
cap 795
détroit de 20, 838
Jones Creek, formation de 676
Jones-Lancaster, plateau 835
Jordan
chutes 377
monts 376

PAGE

Joutel (11a), mine (Québec) 214
Jowett, formation de 453
Joy, baie 820
Juan de Fuca
crête de 533
détroit de 30
Jubilee (N.-É.) 371
formation de 428, 431
Judy Creek (19), champ de pétrole (Alb.) 592
Julies Harbour, groupe de 285
Jumping Pound (110a), champ de gaz (Alb.) 584, 607
Jupiter, formation de 301, 676
Jurassique 334, 338, 490–498, 640, 646–649, 714–723, 738–746

K-Ar, datations au 55, 56
Kagawong, formation de 155, 291
Kahochella, formation de 105
Kaiashk, moraine interlobaire 814
Kakabeka, formation de 131
Kakisa, formation de 457, 459
Kaladar, granite de 145
Kaladar-Dalhousie, synclinorium de 145
Kam-Kotia (47), mine (Ont.) 212
Kamloops (C.-B.) 578, 784
groupe de 535, 578
Kamouraska, formation de 275
Kananaskis (Alb.) 582
formation de 473
rivière 586
Kandik, bassin de 510
Kane, bassin de 620, 633
Kanguk
formation de 643, 651, 653, 739
péninsule 652
Kaniapiskau, supergroupe de 67, 113, 114, 120, 132, 135, 138
Kaninuriak, lac 833
Kansan, glaciation 753, 758
Kanuyak, formation de 85
kaolin, gîtes de 247
Kapico, zone ferrifère de 195
Kapuskasing (Ont.) 74, 245
sous-province de 72
zone de 51, 58–61
Karmutsen, groupe de 486
Kasba, lac 832
Kashabowie, lac 74
Kaskapau, formation de 519, 558
Kaskawulsh
glacier 844
groupe de 450
Kaslo, groupe de 473, 486
Katherine, groupe de 427
Kaumajet, monts 134, 775, 818, 819
Kay, pointe 774, 827
Kaybob (29), champ de gaz (Alb.) 603
Kaybob South, champ de gaz (Alb.) 600
Kaza, groupe de 419, 454
Kazan
bas-plateau de 15
formation de 109

PAGE

lac glaciaire ... 832
région de ... 15, 18
rivière ... 830, 832
Kéchika
chaînons ... 427, 450
dépression de ... 423, 438, 439, 450, 460
rivière ... 450
Kechika, groupe de ... 436, 675, 676
Kee Scarp, formation de ... 448, 590, 607, 686
Keele
chaînon ... 28, 434, 467, 468, 497, 510, 532
dépression de ... 499
rivière ... 417
Keewatin
ligne de partage des glaces du ... 830–832
secteur de ... 786, 821
Keg River, formation de ... 455, 589
Keld, niveau de ... 521
Kelligrews Brook ... 377
Kellogg (Idaho) ... 555
Kelvin, lac glaciaire ... 815
Kelvin Glen, groupe de ... 268, 301
Kemano (C.-B.) ... 478
Kenbridge, gîte de (Ont.) ... 199
Keno Hill ... 506, 565, 567, 577
Kénogami, rivière ... 767
Kenogami River, formation de ... 157, 159
Kenora (Ont.) ... 199, 814
Kénoranien, orogenèse du ... 55, 64–85
Kent (Ont.)
comté de ... 392
péninsule ... 832
Kentville, formation de ... 301, 312, 676
Kerr Addison (58b), mine (Ont.) ... 228
Kerrowgare, formation de ... 301
Kettle Point, formation de ... 160, 320, 534, 689
Ketza, rivière ... 565
Kewagama, groupe de ... 69, 70
Keweenawan
groupe de ... 121, 131
péninsule (Michigan) ... 262
Keymet (1), gîte de (N.-B.) ... 366
Kibbey, formation de ... 471
Kicking Horse (98), mine (C.-B.) ... 555, 566
Kidd Creek (48), mine (Ont.) ... 169, 212, 233
Kiglapait
intrusion de ... 132, 133
mont ... 775, 818, 819
Kilian, formation de ... 94, 658
Kilmar (48), mine (Québec) ... 244
Kilrush (Ont.) ... 811
seuil de ... 811
Kiltsuit, rivière ... 478
Kimberley (C.-B.) ... 577
faille ... 565
kimberlite, dykes de ... 336
Kindle, groupe de ... 450, 469
King, pointe ... 775
King-Bell-Johnson-Beaver, (61d), mine (Québec) ... 380
King Salmon
chevauchement de ... 493, 495
formation de ... 483

PAGE

Kingak, schiste argileux de ... 497
Kingdon (100), mine (Ont.) ... 222
Kingsport (N.-É.) ... 861
Kingston (Ont.) ... 223, 246, 247, 248, 865
Kingsvale, groupe de ... 508
Kingsville, champ de gaz (Ont.) ... 349, 388, 391
Kipalu, formation de ... 118
Kipp (Alb.) ... 774
Kippens, formation de ... 269
Kirkfield
formation de ... 286
réseau de ... 810
Kirkland Lake (Ont.) ... 40, 64, 69, 70, 121, 170, 171, 211, 224, 336
faille ... 227
Kirkland Lake—Larder Lake (Ont.), district minier de ... 223, 227, 231
Kirkland Minerals (61c), mine (Ont.) ... 227
Kishenehn, formation de ... 527, 539
Kiskatinaw, formation de ... 469, 600
Kispiox (C.-B.) ... 584
Kisseynew, complexe de ... 101–103, 220
Kitchener, formation de ... 417
Kitimat, chaînons ... 29
Kitsilano, formation de ... 534
Kitson, formation de ... 624
Kittys Brook, moraine de ... 787
Klaza, glaciation ... 782
Klinaklini, rivière ... 29
Klondike (Yukon) ... 40, 539, 785
plateau du ... 28
région de (3) ... 579
rivière ... 25
schiste de ... 474, 479
Klouane
chaînons ... 486, 532, 535, 538
glaciation ... 782, 785, 844
lac ... 26, 728, 782, 785, 786
rivière ... 786
Knee, lac ... 77
Kneehills, tuf de ... 520
Knob, lac ... 172, 246
Knob Hill, formation de ... 571
Knob Hill-Ironsides (C.-B.), excavation ... 573
Knob Lake, groupe de ... 113
Knoydart, formation de ... 312
Kognak, lac ... 108
Koksoak, rivière ... 20, 170
Kongsberg (Norvège) ... 236
Kootenay
arc de ... 454, 486, 504, 565
formation de ... 497, 498, 510, 586
inlet ... 534
lac ... 26, 420, 426, 463, 495, 567, 784
Kootenay-Est, orogenèse du ... 413, 415, 418, 419, 474, 505
Kootenay King, mine (C.-B.) ... 555
Korah, phase ... 811
Koraluk, rivière ... 819
Koroksoak, glaciation de ... 775
Kotanelee
anticlinal ... 607
formation de ... 519

PAGE

Kotcho, formation de ... 459
Kotcho Lake (2), champ de gaz (C.-B.) ... 589
Kouatabohegane, rivière ... 767
Koukdjuak, grande plaine de la rivière ... 22
Kowash, zone ferrifère de ... 195
Krist, groupe de ... 224
Kunga, formation de ... 486, 495
Kuskanax, batholite de ... 492
Kwataboahegan, formation de ... 159
Kwejinne, lac ... 86
Kyak, formation de ... 447, 468

La Biche
  formation de ... 520
  lac ... 826
  rivière ... 514
La Butte, formation de ... 686
La Croix, lac ... 243
La Have
  bancs de ... 33
  bassins de ... 33
  rivière ... 791
La Malbaie ... 673
La Manche (T.-N.)
  filon ... 371
  mine de plomb ... 347
La Martre, lac ... 827
La Poile
  baie ... 300, 311, 314, 371
  groupe de ... 300, 311
La Ronge (Sask.) ... 172, 221
  zone de ... 174–176
La Vieille, formation de ... 297, 676
Labelle, lac ... 248
Laberge, groupe de ... 493, 496, 507
Labrador
  collines du ... 13, 15, 18
  géosynclinal du ... 67, 113, 172, 177, 191, 193, 221
  groupe de ... 265, 268
  hautes-terres du ... 12, 15, 17
  mer du ... 33, 818
  plateau continental du ... 33, 134
  secteur du ... 786, 790
  sous-province du ... 113
  zone de plissements du ... 53, 59, 60, 96, 99, 119, 134, 135, 138, 139, 334
Labuma, till de ... 770
Lac Aylmer, groupe de ... 295
Lac Croche, formation de ... 309
Lac de la Dernière-Montagne ... 872
Lac des Baies, niveau de ... 295
Lac des Bois ... 195, 223, 814
Lac Dufault (18g), mine (Québec) ... 212
Lac le Fer ... 820
Lac Raymond, formation de ... 295
Lac Seul, moraine de ... 814, 816
Lac Tio (73), mine (Québec) ... 196, 202, 203
Lachine, formation de ... 291
Lachute (Québec) ... 796
Lacnor, mine (Ont.) ... 184
Lacorne (28), mine (Québec) ... 241–244

PAGE

Lacs, plateau des ... 19, 794
Ladner, groupe de ... 496
Laforce, niveau de ... 296, 676
Laguna (11), mine (Man.) ... 232
Laib, formation de ... 426, 428
Lake Asbestos (61e), mine (Québec) ... 380
Lake Branch, formation de ... 309
Lake De Montigny ... 226
Lake Dubuisson ... 870
Lake George ... 356
Lake Muskoka ... 145
Lake Shore (61b), mine (Ont.) ... 227
Lamaque (34b), mine (Québec) ... 228
Lambton (Ont.), comté de ... 347, 388, 392, 396
Lancaster
  détroit de ... 22, 33, 833
  formation de ... 329
  plateau de ... 22
Landry, formation de ... 448, 449
Landsdown House ... 815
Langis, mine (Ont.) ... 234
Lanigan (Sask.) ... 773
  mine ... 581
Lantsville (C.-B.) ... 878
Lapa Cadillac (26b), mine (Québec) ... 228
Laporte, groupe de ... 114
Laprise Creek (4), champ de gaz (C.-B.) ... 600
Laramide, orogenèse du ... 411, 413, 474, 503, 506, 517, 521–531, 539
Larch
  plateau de ... 19
  rivière ... 19
Lardeau (C.-B.)
  dépression de ... 420, 423, 428–431, 434, 438, 442, 454, 486
  groupe de ... 438, 453
  région de ... 697
Larder Lake (Ont.) ... 69, 170, 223–228, 815
  faille ... 69, 71, 224
  fracture de ... 227
Larrabee, mine (C.-B.) ... 580
Laurentide, nappe glaciaire ... 786, 792, 833, 836
Laurentien, chenal ... 33, 340, 795
Laurentienne
  hautes-terres ... 19, 759, 795
  région ... 19
Lauzon, formation de ... 264
Laval, formation de ... 279, 287
Lawn (T.-N.) ... 377
Le Pas (Man.) ... 218
Lea Park, formation de ... 520
Leadville (N.-É.) ... 371
Leaside, till de ... 762
Ledbetter, ardoise de ... 438
Leduc, formation de ... 457, 458, 584, 592
Leitch (28a), mine (Ont.) ... 230
Leitches, ruisseau ... 757
Leitchville-Shaunavon (20), champ de pétrole (Sask.) ... 601
Leon Lake (206), champ de pétrole (Sask.) ... 601
Lépine, formation de ... 514
Leray, formation de ... 287

PAGE

Les Vieilles-Forges (Québec) 759
Lethbridge (Alb.) 589, 774, 874
Letitia Lake, groupe de 139
Level, mont 29
Level Mountain, formation de 538
Lévis (Québec) 265
  formation de 275
Levvel, cap 655
Lewes River, groupe de 483, 708
Lewis, zone de chevauchement de 525, 527
Li, fjord 647
Liard
  arche de la 442, 524
  bassin de la 460
  dépression de la 460, 463, 468, 470, 480, 490, 497, 503
  formation de la 488, 490
  plaine de la 29, 841
  plateau de la 28, 411, 468, 530, 607, 781, 842
  rivière 28–30, 469, 488, 519, 536, 580, 586, 785, 826
Lièvres, baie aux 357, 382, 789
Lightning, ruisseau 579
Lillooet (C.-B.) 480, 534–578, 580
  groupe de 508
Lime Creek (16), mine (C.-B.) 575
Lindbergh (Alb.) 581
Lions Head, niveau de 303
Lisburn, formation de 468
lithium, gîtes de 241, 243
Little Bay (9), gîtes de (T.-N.) 366, 368
Little Bear
  formation de 510
  lac 534
Little Buffalo, formation de 686
Little Current 811
Little Deer Pond, gîte de (T.-N.) 368
Little Falls, formation de 271
Little Long Lac (Ont.) 223, 224
  district minier de 229
Little Smoky, rivière 825
Liverpool, baie 827
Livingstone
  chaînon 526
  champ de placer (Yukon) 579
  chevauchement de 528
  formation de 470, 583
Livingstone Creek, formation de 124
Llama, niveau de 488
Lloydminster
  baie de 423, 428, 439
  région de 515
  schiste argileux de 520
Lloydminster (71), champ de pétrole (Alb.-Sask.) 603
Lockhart, rivière 832
Lockport, groupe de 387, 676
Logan
  chevauchement de 282, 352
  ligne de 31, 254, 284, 306, 315, 317
  mont 30
  sills de 60, 121, 131

PAGE

Logjam Creek 565
London (Ont.) 758, 866
Londonderry (3), mine (N.-É.) 349, 373
Lone Land, formation de 418, 419
Long Island 791
Long Point 810
  formation de 282, 288, 305, 313
Long Range
  complexe de 257, 268
  monts 353
  plateau 787
Long Rapids, formation de 159, 689
Long Reach, formation de 676
Longarm, formation de 509
Lookout Butte (143), champ de gaz (Alb.) 607
Loomis, niveau de 470, 582
Loon, lac 131
Loon River, formation de 515
Lorrain, formation de 67, 126, 127, 248
Lorraine (40), mine (Ont.) 199
Lotbinière, formation de 291
Lotsberg, formation de 454
Love Cove, groupe de 259, 267, 314
Lowville, formation de 287, 673
Lucas, formation de 313, 387, 396
Luciana, mont 30
Lucky Strike, gîte (T.-N.) 366
Lulu, île 582
Lumby, lac 75
Lundy, lac glaciaire 810
Lunenburg (N.-É.), comté de 377, 378
Luscar (Alb.) 586
  formation de 513, 586
Lushs Bight, groupe de 276
Lussier, synclinal de 453
Lyal, formation de 431
Lyleton, formation de 459
Lyndoch (Ont.), township de 241
Lynn Creek 784
Lynn Lake (Man.) 100–103, 169–172, 199, 202, 220
  région de 102
  (1), mine 199
Lynx, formation de 430
Mabou (N.-É.) 756
  champ houiller de 402, 404
Mabou-Antigonish, bassin de 331
MacAlpine, lac 831, 832
Macassa (61e), mine (Québec) 227
Macasty, formation de 291
MacCodrum, formation de 267
Macdonald, plate-forme de 423, 425, 434, 437, 439, 442, 446, 460
Machin Point 217
MacKay, chaînon 530
Mackenzie
  arche de 418, 423, 427, 431, 434, 436, 439, 442, 446–449
  delta du 21, 517, 536, 728, 774, 842
  dépression du 423, 434, 436, 439, 442, 448, 449, 503, 510

PAGE

fleuve....15, 21, 22, 28, 530, 586, 686, 826, 827, 874, 878
monts....22, 24, 27, 411, 417, 418, 425, 427 434, 437, 446, 448, 454, 468, 506 510, 530, 531, 558, 586, 781, 842
plaine du....28, 510, 530, 536
région des monts.... 27
système de dykes....83, 92, 96, 99, 106
zone de plissements du....411, 437, 506, 521, 530
Mackenzie King, île....647, 649–652, 838
Mackinac (Michigan)
brèches des détroits de.... 158
chenal.... 813
Maclean, gisements (T.-N.).... 366
MacLean Brook, formation de.... 268
MacLeod-Cockshutt (32), mine (Ont.).... 230
MacMillan
plateau de....434, 449, 465, 467, 506
rivière.... 536
MacMullin, formation de.... 268
MacNeil, formation de....268, 278
Madeleine, îles de la....32, 327, 328, 333, 337, 375, 387
Madoc (Ont.)....170, 223, 247
Mafeking (Man.).... 582
magnésite.... 580
magnésium
(magnésie).... 244
(sel d'Epsom), sulfate de.... 581
Magnet Cove (8), mine (N.-É.)....369, 382
magnétiques, anomalies....61, 72, 73, 79, 80, 170, 204, 533, 534
Magog, formation de....282, 284, 288
Magpie Mountain.... 205
Magrath (Alb.).... 589
Maiden Point, formation de....266, 277, 282
Maine, golfe du....335, 338
Maisonneuve (Québec), canton de.... 170
Maitland (N.-É.).... 338
rivière.... 384
Majeau Lake, formation de....458, 459
Makinson, inlet.... 780
Makkovik (Labrador).... 180
Malagash, mine de sel gemme de (N.-É.).... 386
Malartic (Québec)....67–72, 817
groupe de....68, 70
Malartic Gold Fields (33a), mine (Québec).... 228
Malbaie, formation de....309, 310
Malcolm, rivière.... 487
Malden, champ de pétrole (Ont.).... 389
Malignant Cove.... 791
formation de.... 289
Maligne, formation de....451, 453
Malmo-Duhamel (85), champ de pétrole (Alb.).... 594
Mamainse, pointe.... 131
Mamainse Point, gîte de (Ont.).... 218
Mandy, mine (Sask.).... 218
Manetoe, formation de....448, 449, 686
manganèse.... 375

PAGE

Manicouagan
butte-témoin du lac.... 287
cratère de.... 151
lac....15, 152
Manitoba
escarpement du.... 23
groupe du....582, 874
lac.... 816
plaine du....23, 874
Manitou, île.... 811
Manitoulin
formation de....302, 676
île....31, 129, 257, 262, 271, 286, 290, 302–305, 674
Manitounuk, groupe de....117, 119, 223
Manitouwadge (Ont.)....41, 169, 205, 214, 241
lac.... 170
Maniwaki (Québec).... 245
Mannville, groupe de....515, 520, 603
Mansel, île....151, 152
Manuels (17), mine (T.-N.)....377, 384
Manuels River, formation de.... 267
Maple Creek (Sask.).... 768
Mapleguard, sédiments de.... 784
Maquereau, groupe de....282, 284, 297
marais, dépôts de fer des.... 578
Marathon (Ont.).... 211
Marble Bay
formation de.... 582
(48b), mine (C-B.).... 571
Marble Canyon, formation de.... 480
Marbridge (27), mine (Québec).... 201
Marcellus, formation de.... 320
March, formation de.... 279
March Point, formation de.... 270
Maritimes
accident des....255, 307, 319, 320, 322, 333, 334, 354
plaine des.... 32
Marker Lake, batholite de.... 505
Markham (Ont.).... 762
Markhamville, gîte de (N.-É.).... 375
Marks, moraine de.... 814
Marmora (111b), mine (Ont.).... 131
marne.... 584
Marron, formation de.... 535
Marsden (Sask.).... 773
Marshybank, niveau de.... 519
Marston, niveau de.... 470
Martin, formation de....67, 104, 105, 185
Marymac, lac.... 821
Maryvale (N.-É.).... 791
Mascarene, groupe de....297, 311
Masik, rivière.... 780
Massett, formation de.... 534
Matagami (Québec)....40, 169, 171, 205, 212, 214, 241
Matapédia
groupe de.... 284
région de.... 295
vallée de la....793, 794
zone du faciès de....273, 274, 284, 288, 292, 296

PAGE

Matheson (Ont.) 246
Matinenda (Mississagi inférieur), formation de 121, 183
Matonipi, lac 192
Mattagami
  formation de 160, 766, 767
  rivière 766
Mattagami Lake (9a), mine (Québec) 214
Mattawa (Ont.) 204, 248
  rivière 811, 813
Mattson, formation de 469, 740
Maude, grès de 495
Maumee, lac 796
Maunsell, till de 770
Maxwell, baie 83
Mayo (Yukon) 40, 474, 506, 782, 785, 842, 880
  lac 26
Mayo Landing (Yukon) 785
Mayook (108), mine (C.-B.) 580
McAdam, formation de 301, 676
McAdam Lake, formation de 312
McCann Hill, chert de 448
McCarthy, schiste argileux de 487
McConnell
  avancée des glaces 782
  chevauchement de 525, 527
  formation de 446
  lac glaciaire 826, 827
  moraine 783, 842
M'Clintock
  détroit de 22, 829
  groupe de 626
  inlet 626, 637
M'Clure
  cap 616
  détroit de 829
McDame
  groupe de 686
  intrusion de 473
  mont 579
McDame Creek 41
McDonald, faille 61, 99, 103, 107, 467
McDougall
  col 27
  groupe de 427
McDougall-Segur, grès de 512
McIntyre (49d), mine (Ont.) 212, 225, 226
McKay, groupe de 426, 428, 467, 470, 675
McKenzie (9f), mine (Ont.) 230
McKim, formation de 121
McLean, lac glaciaire 819, 820
McLeod, rivière 559
McLeod Brook, formation de 278
McMarmac (9g), mine (Ont.) 230
McMurray (Alb.) 581
  formation de 515, 602
McQuesten (Yukon) 474, 785
Meadowcliffe, till de 762
Meadowlake, escarpement de 442, 454, 455
Meaford (Ont.) 813
Meaford-Dundas, formation de 155, 290, 397
Mealy, monts 13, 15, 20

PAGE

Mécatina, plateau 19, 788
Medicine Hat (Alb.) 550, 582, 589
  (137), champ de gaz 604
Medicine River (96), champ de gaz (Alb.) 601
Medina, grès de 302
médio-atlantique, crête 33
Mégantic
  colline 33
  mine (Québec) 380
  mont 355
Meguma
  fosse de 262, 268, 272, 273, 279, 284, 286, 293, 301, 306, 312
  groupe de 268, 372
Meighen, île 21, 616, 656, 778, 836, 838
Melville
  bassin du lac 55, 60
  collines de 22
  île 20, 615, 620–627, 630–637, 639, 643, 646, 649–655, 657–688, 697, 779, 780, 822, 828, 836, 837
  lac 20, 40
  plaine du 20
  plateau de 17
  presqu'île 97, 111, 112, 834, 835
Melville Island, groupe de 446, 627, 631
Melvillien, accident du 460, 467, 635, 639
Memphrémagog, lac 294, 316, 357
Memramcook, formation de 319, 325
Menihek, formation de 113
Mercoal (Alb.) 586
mercure, gîtes de 578
Merigomish, île 791
Merritt (C.-B.) 586, 784
Mersea-Leamington, champ de gaz (Ont.) 391
Mesa, lac 80
Mesabi, zone ferrifère de (Minnesota) 193
Mésozoïque 160, 334–340, 478–521, 641–652, 738–746
Meta Incognita, péninsule 833
Metaline (Washington)
  district de 566
  formation de 428
  sous-type de 566
métallogéniques, associations 171–180, 346–353, 550–553, 558–565
métamorphisme de choc 149
Metchosin, formation de 534
Methy, formation de 455, 686
Mexique 695
  golfe du 503, 537, 642, 728
mica 248
Michel (C.-B.) 583, 586
Michelle, formation de 446
Michigan 218, 222, 256, 262, 271, 302, 320
  bassin de 158–160, 254, 256, 270–274, 286, 290–294, 301–308, 320, 321, 387, 391
Michikamau
  intrusion anorthositique de 132, 133, 141
  lac 132, 133, 819
Michipicoten (Ont.) 169, 193
  île 18

PAGE

Mictaw, groupe de....275, 284, 296, 317
Midale
couches....597
(39), champ de pétrole (Sask.)....597
Midas, formation de....426, 571
Middle, rivière....372
Middle Arm Point, formation de....276
Middle River, groupe de....282, 301
«Midway», dyke....571
Miette
chaînon....527
complexe récifal de....452
groupe de....419
Mildred, niveau de....457
Milford (N.-É.)....757
groupe de....454, 463, 486, 697
Milk, rivière....769
Milk River, formation de....520, 521, 586, 854
Milkish Head, massif granitique de....283
Mill Creek
flore....512
formation de....512, 513, 515
Millbridge (Ont.)....204
Mille-Îles....19
Mille-Lacs, lac des....74
Milligan Creek (13c), champ de pétrole (C.-B.)....600
Milligan Lake, mine (Ont.)....184, 870
Milne, inlet....196
Miminiska, lacs....815
Mindamar (Stirling), mine (30) (N.-É.)....366
minerai, réserve de....43–45
Mineral King (104), mine (C.-B.)....579
minérale, production....36, 45–47, 168, 346–352
minérales, provinces....170–173, 353–356, 550
minéraux du Canada
Carte 1252A, gîtes....5
exportations des....40, 45, 46
Mines
basse-terre des....32
bassin des....32, 324–330, 333, 334, 336
Mingan (Québec)....203
formation de....279, 288
île....31, 254, 255, 270, 279, 288, 672, 865
Mingo River, formation de....620, 675
Ming's Bight....372
miniers, droits....4
Miniss, groupe de....75
Minnedosa (Man.)....772
rivière....771, 772
Minnes, formation de....498, 510
Minnesota....120, 132
rivière....816
Minong
lac....812
phases de lac postérieures au lac....812
Minto
arche de....94, 613
champ houiller (N.-B.)....347, 400, 405
enclave de....53, 60
groupe de....100–103
sous-province de....86, 92

PAGE

Minto Inlet, formation de....93, 658
Miramichi
baie....793
géanticlinal de....273, 275, 288, 292, 293, 296, 297, 306, 310, 311
Misinchinka, schiste de....475
Mispek, groupe de....329, 334
Missi, groupe de....100–103, 220
Missinaibi
couches de....765, 766
rivière....765, 767
Mission Canyon, formation de....470
Mississagi, formation de....124, 217
Mississippi
rivière....810, 816
vallée du....664, 695, 812
Mississippien (Carbonifère inférieur)....321–328, 460–463, 467–473, 635, 695–705
Missouri
coteau du....23, 24, 768
rivière....769
Mistassini
collines de....19
groupe de....67, 120, 124, 217
homoclinal de....51, 53, 59
lac....19, 67, 120, 121, 172, 176, 179, 193, 217
sous-province de....67, 97
Mistaya, formation de....430
Mitchell, rivière....580
Mitsue (17), champ de pétrole (Alb.)....590
Moak
amas de minerai (Man.)....200
lac....168
Moberly, niveau de....457
Mohawk, rivière....809, 810
Mokka, fjord....653, 655
Molly Gibson (89), mine (C.-B.)....567
molybdène....244, 377, 575
Monach, formation de....511
Monarch (98), mine (C.-B.)....555, 566
Monashee
chaîne de....417, 466, 476, 517, 533
groupe de....466
vallée de....842
Moncton (N.-B.)....349, 793
bassin de....320, 322–327, 328, 330–333
Moneta Porcupine (49e), mine (Ont.)....226
Monkman, formation de....438
Monster
formation de....517
synclinal de....487, 506
Mont Alexandre, groupe de....296, 310
Mont Louis (Québec)....794
Mont Wissick, groupe de....295, 676
Montagnais, groupe de....113
Montana....431, 446, 455, 457, 458, 518, 565
soulèvement du centre du....446
Montania....420, 426
Monteith, formation de....498, 511
Montérégiennes
collines....31, 355, 867
intrusions....160, 245, 313, 334, 336, 352, 377

PAGE

Montgomery Lake, groupe de ... 108
Montney, formation de ... 488, 600
Montréal (Québec) ... 287, 291, 313, 672, 796, 868
  formation de ... 287
monts et plateaux, région centrale des ... 29
Monts Otish, groupe des ... 67
Moorehouse, niveau de ... 313
Moose
  bassin de la rivière ... 151, 154, 155, 160
  chenal ... 536
  gîte de (T. N.-O.) ... 241
Moose Channel, formation de ... 517, 536
Moose Jaw (Sask.) ... 870
Moose Mountain
  niveau de ... 497
  (84), mine (Ont.) ... 193
Moose River, formation de ... 159
Moosebar, formation de ... 513
Moosonee (Ont.) ... 74
Morden (Man.) ... 583
  niveau de ... 521
Moresby, île ... 577
Moretons Harbour ... 356
Morien, groupe de ... 333
Morin, intrusion anorthositique de ... 138, 141
Morrison River, formation de ... 261, 262, 267
Morro, niveau de ... 451
Moss, mine (Québec) ... 245
Mother Lode (73a), mine ... 571
Mould, baie ... 836
Mould Bay ... 657
  formation de ... 616, 641, 647, 649
Moulton Hill, granite ... 282
Moulton Hill-Aldermac (54), mine (Québec) ... 361
Mount April, formation de ... 437
Mount Bayley, formation de ... 637, 639
Mount Cap, formation de ... 425
Mount Clark, formation de ... 423
Mount Copeland, gîte (C.-B.) ... 567
Mount Disraeli, groupe de ... 626
Mount Forster, formation de ... 453
Mount Hawk, formation de ... 451, 459
Mount Head, formation de ... 470–474, 582
Mount Ida, groupe de ... 466, 504
Mount Kindle, formation de ... 436, 676
Mount Lytton, batholite de ... 508
Mount Murray, filon-couche de diabase de ... 465
Mount Musgrave, formation de ... 265, 314
Mount Nelson, formation de ... 580
Mount Roberts, formation de ... 495
Mount Simon, formation de ... 271
Mount Wilson, formation de ... 438
Mountain Park (Alb.) ... 586, 600
  formation de ... 513
Mowitch, ruisseau ... 580
Mowitch Creek, formation de ... 473
Moydart, formation de ... 301
Moyie
  faille ... 420, 426, 442, 453, 505
  filon-couche de gabbro de ... 415, 565
Mugford, groupe de ... 134

PAGE

Munising, formation de ... 271
Munro, mine (Ont.) ... 212, 246
Mural, formation de ... 426
Murdoch, formation de ... 114
Murdochville (Québec) ... 358
Murky, formation de ... 107
Murphy Creek, formation de ... 285
Murray
  faille ... 128, 129
  granite de ... 129
Murray Island, formation de ... 159
Musgravetown, groupe de ... 261, 262
Mush Lake, groupe de ... 486
Muskeg, formation de ... 455, 589
Muskiki, niveau de ... 519
Muskox
  accident de ... 415
  intrusion de ... 60, 61, 86, 90, 91
Muskwa
  chaînons ... 28
  formation de ... 455
  rivière ... 510
Musquodoboit, rivière ... 337
Mutz, niveau de ... 497
Mysterious Creek, formation de ... 496
Mystery Lake, amas de minerai (Man.) ... 200
Mystic, formation de ... 284

Nadlo Point, formation de ... 620, 675
Nahanni
  formation de ... 449, 450, 454
  plateau de ... 446
Nahanni-Sud, rivière ... 28, 427, 686, 697
Nahlin, faille ... 473
Nahoni, chaînon ... 27, 531
Nahwitti, basses-terres de ... 30
Nain
  anorthosite de ... 133
  province de ... 53, 132–134
Naiset, formation de ... 431
Nakina (Ont.) ... 195
  lac glaciaire ... 816
  moraine ... 815–817
Nanaïmo
  basses-terres de ... 877, 878
  champ houiller (C.-B.) ... 584
  groupe de ... 516, 534, 582, 584
Nansen
  détroit de ... 20, 780
  drift ... 782
  formation de ... 637–639, 641
  glaciation de ... 782
Nappan (1), saumure artificielle (N.-É.) ... 386
Narrows, formation de ... 268, 278
Nasina, groupe de ... 474
Naskaupi
  lac glaciaire ... 819, 820
  zone de plissements de ... 53, 60
Nass, bassin de la ... 29
Nassien, orogenèse du ... 413, 474, 490, 495

PAGE

Nastapoka
détroit de ... 117
groupe de ... 117–119
îles ... 193
Nation River, formation de ... 448
National Asbestos (62a), mine (Québec) ... 380
Natkusiak, formation de ... 90, 92, 658
Natlins Cove, formation de ... 300
Navy Board, inlet ... 618, 833
Navy Island ... 278
Neagha, formation de ... 303
Nebraskien, glaciation ... 753
Nechako
dépression de ... 480–486, 490, 494, 495, 507
plaine de ... 841, 843
rivière ... 843
Needle Mountain (72), mine (Québec) ... 356–358, 377
Neepawa (Man.) ... 581
Negus (9b), mine (T. N.-O.) ... 231
Nelson
batholite de ... 504, 517
fenêtre ... 616
front de ... 53, 58
intrusion de ... 575
promontoire ... 780
rivière ... 151, 816, 817
Nelway, formation de ... 428, 438
Néohélikien ... 58, 60
Nepean, formation de ... 270, 386
néphéline, gîte de syénite à ... 248
Neruokpuk, formation de ... 418, 447, 468, 487, 497
Nettilling, lac ... 835
Nettogami, rivière ... 765
Neutral, collines ... 23
Neuville, formation de ... 287
Nevada ... 675
Nevis, champ de gaz (Alb.) ... 584
New Bay ... 298
New Calumet (41), mine (Québec) ... 222, 233
New Canaan, formation de ... 301
New Glasgow (N.-É.) ... 378, 389, 404
New Hosco (10), mine (Québec) ... 214
New Richmond (Québec), canton de ... 356
New Ross (N.-É.) ... 376, 377
New World, île ... 285, 298, 356
New York, État de ... 137, 141, 270, 282, 312
Newcastle (N.-B.) ... 793
Newcastle Creek ... 347
Niagara
escarpement de ... 31, 865, 866
péninsule de ... 302, 303, 312, 349
rivière ... 31, 388
Niagara Falls ... 304, 763
Nicholson
péninsule ... 775
propriété (Sask.) ... 185
nickel, affineries de ... 42
Nickel Plate (66b), mine (C.-B.) ... 571
nickélifères, gisements ... 197–202, 356, 578
Nicola, groupe de ... 473, 484, 507, 508
Nicolet, formation de la rivière ... 291, 398

PAGE

Nicolet Asbestos (59), mine (Québec) ... 380
Nictaux-Torbrook (N.-É.)
gîte de (9) ... 372
région de ... 301, 689
Nid-de-Corbeau, pas du ... 28, 497, 512, 586, 698, 841
Nig Creek (7), champ de gaz (C.-B.) ... 600
Nigadoo (2), mine (N.-B.) ... 355, 366
Nikanassin, formation de ... 498, 510, 603
Nikolai, roche verte de ... 486
Nimpkish (41), mine (C.-B.) ... 577
Nine Mile Hill, formation de ... 300
niobium (colombium), gîtes de ... 245, 377
Nipigon (Ont.) ... 243
homoclinal de ... 51, 60, 229
lac ... 18, 131, 195, 816
moraine ... 815
plaine du ... 15, 18
Nipisi (15), champ de pétrole (Alb.) ... 590
Nipissing
diabase de ... 121, 128–130, 235, 236
Grands lacs ... 813, 814
lac ... 142, 152, 172, 813
lac post- ... 813
Nisku, formation de ... 459, 584, 595, 607
Nizi, formation de ... 463, 465
Nizina, calcaire de ... 486
Noel, formation de ... 486, 570
Nokomis, groupe de ... 101
Nomad, niveau de ... 519
Nonacho
groupe de ... 104
lac ... 103
zone de plissements de ... 103
Nonda, formation de ... 437, 446
Nooksack, groupe de ... 496
Nor-Acme (9), mine (Man.) ... 232
Noranda (Québec) ... 40, 67, 70, 121, 169–171, 212, 241, 245, 249, 817
Norbestos (Québec) ... 380
Nord
basalte du mont ... 336
mont ... 32, 790
région hydrogéologique du ... 878–880
Nord-Américain, bassin ... 33
Nordegg (Alb.) ... 586
niveau de ... 498, 601
rivière ... 586
Nordic
formation de ... 121
mine (Ont.) ... 184, 870
zone de plissements de ... 184
Norfolk (Ont.)
champ de gaz ... 394
comté de ... 347
Norman, chaînon ... 590
Norman Wells (T. N.-O.) ... 550
(1), champ de pétrole ... 590, 607
Normandie (60b), mine (Québec) ... 380
Normandville (13a), champ de pétrole (Alb.) ... 594
Normans Cove (T.-N.) ... 789
Normetal (12), mine (Québec) ... 212, 249

PAGE

North Arm, pluton du mont 378
North Bay (Ont.) 145, 247, 248, 813
  seuil de 812
North Branch, conglomérat de 497, 510
North Cayuga (Ont.), canton de 386
North Coldstream (25), mine (Ont.) 218
North Star
  (6b), mine (Man.) 220
  (105a), mine (C.-B.) 565
Northern Empire (29), mine (Ont.) 230
Northport (N.-É.) 791
Northumberland, détroit de 789–792
Northwest Arm, formation de 277
Norvégienne, baie 20, 838
Notikewin, niveau de 514
Notre-Dame
  baie 266, 276, 285, 289, 293, 298, 299, 315, 336, 347, 368
  dépression de 257, 262–267, 272–274, 276, 280–284, 285, 288, 289, 292, 293, 298, 300, 301, 306, 311, 312, 340
  monts 32, 346, 794, 795
Nottingham
  île 17
  (47), champ de pétrole (Sask.) 597
Nouveau-Brunswick
  géanticlinal du 263
  hautes-terres du 32, 793
  plate-forme du 319, 322, 328, 329, 333
Nouveau-Québec, cratère du 150
Nouvelle-Écosse
  bas-plateau atlantique de la 32
  hautes-terres de la 32
  plate-forme de la 327, 328
  plateau de la 790
Nowashe, lac 795
Number One (90c), mine (C.-B.) 567
Nyarling, formation de 555

Oak, moraine interlobaire des crêtes 758
Oak Bay, formation d' 280, 297
Oak Hill, groupe d' 264, 275
Oblique Creek, formation d' 474
Obonga, lac 202
O'Brien (25b), mine (Québec) 228, 241
Ogama-Rockland (19), mine (Man.) 231
Ogilvie (Yukon) 417, 474
  monts 24, 26, 28, 418, 419, 434, 446, 448, 468, 506, 517, 697, 842
  rivière 27
Ogoki
  lac 815
  rivière 815
Ohio 270
Oil Springs, champ de pétrole (Ont.) 349, 388, 396, 397
Oiseaux, rivière aux 202
Ojibway
  lac glaciaire 817
  (119b), mine (Ont.) 386

PAGE

Oka
  complexe alcalin d' 135, 336
  (49), mine (Québec) 172, 245, 353, 377
Oka-sur-le-Lac (Québec) 758
Okak, baie d' 819
Okanagane
  chaînon 30, 781
  rivière 843
  vallée de l' 486, 843, 877
Okotoks (111), champ de gaz (Alb.) 585, 596
Okse Bay, formation d' 626, 627, 631, 632
Old Crow
  bassin de 781
  batholite d' 460
  chaînon 28, 411, 447, 467
  plaine d' 27–29
  rivière 27, 28
Old Dave, dyke ultramafique d' 466
Old Indian, mine (Québec) 245
Old Wives, lac 874
Oldman
  formation d' 520, 521, 586
  rivière 559, 586, 770, 774, 824
Olds (106b), champ de gaz (Alb.) 596
Olympia, interglaciaire dite 783–785
Olympic, péninsule 534
Ominéca (C.-B.) 579
  chaînons 29, 417, 426, 460, 465, 475, 484, 494, 509, 516
  géanticlinal d' 460, 463, 473–476, 480, 486, 490, 492–495, 499, 503, 509, 519, 532, 577
  intrusion d' 509, 516
  zone cristalline d' 413, 474, 509, 516
Onakawana, lignite d'(Ont.) 766, 767
Onaping, formation d' 130
One Tree, formation d' 497, 509
Oneida (Ont.), comté d' 386
Onondaga, formation d' 159, 313, 688
Onoway (Alb.) 583
Ontaratue, rivière 22
Onwatin, formation d' 130
Ootsa, lac 509, 516
Ootsa Lake, groupe d' 516, 535, 576
Ooyahgah, formation d' 618
Opabin, niveau d' 519
Opasatika, rivière 766, 767
Opemiska (6), mine (Québec) 216, 217
or 223–232, 371, 559, 568, 579
Orangeville (Ont.) 866
Orchan (9b), mine (Québec) 214
Ordovicien 152–154, 271–292, 431–439, 620–625, 669–685
Oregon 698
Orford (Québec) 357
Oriental, gîte d' (T.-N.) 366
Orillia, phase du lac 811
Oriskany, formation d' 312, 387, 688
Ormiston (Sask.) 581
Osborne Lake 220
Osler, formation d' 131
osmium 240
ostracode, zone à 515

PAGE

O'Sullivan, niveau d' 515
Otish, monts 19
Otoskwin, rivière 815
Ottawa (Ont.) 137, 142, 246, 279, 672, 865
  baie d' 254, 262, 270, 279, 287, 291, 387, 396
  îles 18
Ottawa–Québec, basses-terres de la région 254
Otter, formation d' 471
Otter Park, niveau d' 455
Otter Rapids 766
Ottertail, formation d' 431, 448
Otto, fjord 643
Otto Fiord, formation d' 638, 639, 655
Ouareau, formation d' 287
Ouest
  province minérale de l' 551, 559
  système de l' 24, 26, 29
Ours
  Grand lac de l' 86, 90–92, 169, 170, 176, 180, 186, 212, 234, 239, 436, 467, 826, 827, 831
  province de l' 53, 86, 88, 172
Outaouais
  rivière 19, 31, 142, 233, 865, 866
  vallée de l' 811, 812
Outpost, îles 246
Outram (Sask.) 773
  formation d' 438, 675
Oweegee, monts 496
Owen Creek, dolomie d' 438
Owen Sound (Ont.) 813
Owl Capes, formation d' 296
Oxford
  formation d' 279
  groupe d' 77
  lac 77

Pachi, groupe de 117
Pacifique
  chaînons du 29
  montée de l'est du 533
  plaine côtière du 412, 413, 537
  plateau continental du 30, 412, 413, 497, 499, 509, 516, 521, 534, 537
Paddle River (34), champ de gaz (Alb.) 601
Paddy, niveau de 514
Paix
  lac glaciaire de la 826
  rivière de la 23, 28, 29, 488, 498, 510, 511, 514, 516, 519, 559, 586, 697, 723, 728, 769, 825, 826, 827, 842
Pakowki, formation de 520, 521
paléobotanique 738–746
Paléohélikien 58, 60
  paléomagnétiques, relevés 90, 338
Paléozoïque 152–160, 420–474, 618–620, 662–771
  buttes-témoins du 152
Palissades, accident des 334
  palladium 240
Palliser, formation de 450, 451, 582
Palo (Sask.) 581

PAGE

Pamélia, formation de 287
Pamour (53d), mine (Ont.) 227
Panache, lac 126, 127, 136
Panarctic Oils Ltd. 3
Pandora (25c), mine (Québec) 228
Panel, mine (Ont.) 184
Panther River, champ de gaz (Alb.) 607
Papaskwasati, formation de 67
Paper, schiste argileux de 498
Pardee (Ont.), canton de 199
Pardonet, formation de 488, 490, 705
Paris (Ont.) 386
Parkman (28), champ de pétrole (Sask.) 597
Parrsboro (N.-É.) 791
Parry
  cap 22
  chenal 614, 622, 623, 627
  détroit de 248
  îles 20, 615
  plateau de 20
  zone de plissements des îles 615, 616, 633
Parry Bay, formation de 85
Parsnip, rivière 844
Parson (99), mine (C.-B.) 580
Parson's Pond (T.-N.) 398
Pasayten, groupe de 508
Paskapoo, formation de 536, 537, 586, 872
Passage, couches de 498
Passamaquoddy, baie de 297
Pater, formation de 124
Patience Lake (12), mine (Sask.) 581
Pavilion, groupe de 480
Payette, phase du lac 811
Paymaster (50h), mine (Ont.) 226
Peace River
  arche de 423, 430, 431, 437, 442, 450, 456, 460, 467, 503, 511, 514, 524, 590, 600
  baie de 460, 468
  bassin de 469, 728
  formation de 514, 515, 603
Peacock, collines 16
Pearl Lake, porphyre de 212, 226
Pearson, formation de 106
Peasley Pond, formation de 294
Pecors, formation de 124
Peechee
  niveau de 451, 458
  récif de 453
Peejay (15c), champ de pétrole (C.-B.) 600
Peel
  bassin de 423, 431, 434, 439, 442, 448, 460, 503
  détroit de 614, 829
  plaine de 22
  plateau de 23, 24, 510
  rivière 23, 27, 468, 487, 517, 774, 782, 827, 842
Peel Sound, formation de 615, 626
Peg Tantalum, propriété de (T. N.-O.) 241
Pekisko, formation de 469–472, 598
Pelican, formation de 515

PAGE

Pelly
gneiss de ... 475
monts ... 28, 425, 427, 435, 436, 447, 449, 460, 465, 505
rivière ... 537, 580
Pembina
escarpement de ... 854
niveau de ... 521
(36b), champ de pétrole (Alb.) ... 519, 604
Pembroke, formation de ... 676
Pend-d'Oreille, rivière ... 550
Pendant d'Oreille (152), champ de gaz (Alb.) ... 603
Penetang, phase du lac ... 811
Peninsula Hill, formation de ... 508
Pennington, dyke de ... 380
Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) ... 321–323, 328, 332, 460, 466–473, 635–639, 695–705, 738–746
Penny
calotte glaciaire ... 16, 833, 834
hautes-terres de ... 776, 833
Pénokéen
orogenèse du ... 120
zone de plissements du ... 53, 120, 139
Pénokéennes, collines ... 15, 18
Pense, formation de ... 515
Penticton, lac glaciaire ... 843
Percé (Québec) ... 371
Perdrix, formation de ... 451
pergélisol ... 879
perlite ... 580
Permien ... 322, 332, 333, 460, 466–469, 475, 635–639, 640, 695
Perron (36b), mine (Québec) ... 228
Perry, formation de ... 319
Petawawa, rivière ... 811
Peter Pond, lac ... 23
Pethei, formation de ... 106
Petit-Jardin, formation de ... 270
Petitcodiac, groupe de ... 332
Petite époque glaciaire ... 844
Petitot (1), champ de gaz (C.-B.) ... 589
pétrole
champs de ... 40, 389–398, 589–607, 658
réserves de ... 45, 389–398, 658
Petrolia, champ de pétrole (Ont.) ... 349, 388, 396, 397
Phoenix (74), mine (C.-B.) ... 571
phosphate ... 583
phréatique, nappe ... 854
Phroso, niveau de siltstone de ... 487
Pic, Petite rivière ... 813
Pickle, lac ... 224, 231
Pickle Crow (3), mine (Ont.) ... 231
Picton (Ont.), comté de ... 389
Pictou (N.-É.) ... 791
bassin houiller de ... 402, 404, 405
groupe de ... 323, 331–333, 404, 698, 738
pierre de savon (stéatite) ... 384
Pierreville (Québec) ... 759, 760
Pigeon Creek, grès de ... 498
Pika, formation de ... 430, 431
Pike Arm, formation de ... 676

PAGE

Pilley's Island (11), mine (T.-N.) ... 366, 369
Pin Rouge, lac ... 203
Pincher Creek (142), champ de gaz (Alb.) ... 584, 606, 607
Pinchi
faille ... 473, 507, 534, 578
géanticlinal de ... 466, 473, 480, 484, 490–492, 494, 507
Pinchi Lake (23), mine (C.-B.) ... 578
Pine Creek (32a), champ de gaz (Alb.) ... 597
Pine Point
formation de ... 453, 455, 565, 686
(10), mine (T. N.-O.) ... 555, 565
pingos ... 21
Pins, rivière aux ... 510, 511
Pioneer
formation de ... 486
(36), mine (C.-B.) ... 570
Pipe, amas de minerai du lac (Man.) ... 200
Pipestone, rivière ... 831
Pipestone Lake ... 204
Pirate Cove, formation de ... 311, 319
Pitz, formation de ... 109
Placentia (T.-N.) ... 371
Plaisance, baie de ... 371, 787, 789
Plamondin (Québec), colline ... 817
plateaux
basalte de ... 26, 533
région septentrionale des monts et ... 26, 28
platine ... 240
Pleasant, mont ... 377
Pléistocène ... 752–854
plomb
fonderie et affinerie de ... 42
gîtes de ... 172, 222, 360–371, 555–566, 658
Pluie, lac à la ... 74, 75, 814
Plum Point, intervalle non glaciaire de ... 763, 764
Pocaterra Creek, niveau de ... 498
Point Clark ... 811
Point Comfort ... 248
Point Edward, formation de ... 333
Point Wilkins, niveau de ... 582
Pointe-aux-Trembles, formation de ... 295, 676
Pointed Mountain, anticlinal ... 607
Poirier (1lb), mine (Québec) ... 212, 214
Poker Chip, schiste argileux de ... 498
Polaris, masse de ... 473
Police Post, formation de ... 619
Pond
île ... 356
inlet ... 33, 650, 658
Pont Rouge, formation de ... 287
Pontgravé, formation de ... 291
Pontiac, groupe de ... 69, 70
Pools Cove, formation de ... 319
population ... 40, 47
Porcupine (Ont.)
chaînons ... 27
collines de ... 23, 824, 841
district minier de ... 223, 224, 226, 238, 246
plate-forme de ... 431, 434, 448

PAGE

plateau de....24, 26, 28, 411, 418, 419, 434, 442, 506, 530, 842
région de.... 71
région des monts.... 26
rivière....468, 781, 842
stock de.... 504
Porcupine Hills, formation de.... 536
Port-Arthur (Ont.)....74, 130, 199, 238
collines de.... 18
homoclinal de....53, 120
sous-province de.... 130
Port-au-Port, péninsule...31, 270, 280, 288, 305, 313, 317, 398
Port-aux-Basques....314, 789
Port Harrison.... 820
Port Hood
champ houiller (N.-É.).... 400
formation de.... 330
Port Huron (Michigan).... 813
déversoir de....810, 814
moraine de.... 796
Port Nelson, formation de.... 677
Port-Radium (T. N.-O.)....87, 186, 232, 240
Port Talbot (Ont.).... 763
intervalle non glaciaire de.... 764
Portage, amas de minerai (Québec).... 217
Portage Chute, formation de.... 152
Porter Road, formation de.... 268
Portland, passe.... 30
Portneuf (Québec).... 222
potasse....41, 581
Potsdam, formation de....270, 389, 396
Pouce Coupé (6b), champ de gaz (Alb.).... 603
Povungnituk (Québec)....66, 147
chaînons.... 19
collines de.... 19
groupe de.... 116
rivière.... 820
Powell River (C.-B.).... 578
Power Glen, formation de.... 676
Prairie, formation de....455, 456, 581
pré-Quadra, sédiments de.... 784
Preble, formation de.... 107
préglaciaires, époques.... 755
Preissac (24b), mine (Québec)....241, 245
Preissac-Lacorne (Québec)
batholite de.... 244
région de....241, 244
Prelate (Sask.).... 773
Prelate Ferry, intervalle.... 773
Presqu'île, formation de....456, 555, 686
Preston (50i), mine (Ont.).... 226
Préval (Québec).... 794
Pride of Emory (64), mine (C.-B.).... 578
Prince-Albert, détroit de.... 779
Prince Alfred Bay, formation de.... 624
Prince-Charles, île.... 622
Prince-de-Galles, île....22, 614, 615, 624, 626, 688, 829
Prince George....484, 494, 537
Prince-Patrick
île....21, 616, 627, 632, 643, 646, 647, 649, 652, 656, 657, 688, 778, 836
soulèvement de....612, 616, 635, 647, 652, 656, 657

PAGE

Prince-Régent, inlet.... 22
Princess (131), champ de gaz (Alb.).... 603
Princeton (C.-B.)....535, 583, 586
groupe de....535, 583
Prong's Creek, formation de.... 448
Pronto (72), mine (Ont.)....183, 184
Prophet
formation de.... 469
rivière.... 510
Proserpine, dyke de felsite de.... 463
Protérozoïque....58, 59, 67, 72–74, 83–148, 176–180, 413–420, 618
protocontinents.... 173
Provost (79), champ de gaz (Alb.).... 603
Pueblo (9), mine (C.-B.).... 571
Pugwash (2), mine (N.-É.).... 386
Pullen, île.... 775
Purcell
anticlinorium de....504, 565
arche de....420, 423, 426, 427, 430, 438, 442, 453, 490
chaînons....416, 417, 418, 426, 427, 438, 453, 463, 527, 580
géanticlinal de.... 419
sillon de....26, 784
système de....415, 426
Purdy, mine (Ont.).... 248
Puskwaskau, formation de.... 519
Putnam, hautes-terres de....22, 622
pyrophyllite.... 384

Quadeville (Ont.).... 241
Quadra
intervalle non glaciaire de.... 842
sédiments de....783, 784
Qualicum (C.-B.).... 878
Qu'Appelle, rivière....23, 770, 825, 874
«Quartz œillé», granite à.... 103
Quaternaire....340, 539, 656–658, 746–752, 753–854
Quatsino
détroit de.... 509
formation de.... 486
Québec
bassin de....160, 254, 256, 262, 270, 274, 279, 287, 291, 313, 336, 387, 396
formation de.... 284
géanticlinal de....272, 274, 281, 284, 288, 294, 296, 306, 308
groupe de....265, 270, 275, 284, 295
ville de....31, 263, 264, 275, 317, 795
Quebec Lithium (29), mine.... 244
Québec oriental, bas-plateau du.... 32
Queenston, formation de....155, 291, 387, 759
Quemont (18j), mine (Québec).... 249
Quesnel (C.-B.)....495, 508, 583
dépression de....480, 483, 484, 490, 494, 504, 507
Quetico
sous-province de....65, 74
zone de plissements de.... 51
Quilchena (C.-B.).... 583

PAGE

Quirke
synclinal de....183, 184
zone de plissements de.... 184
(74c), mine (Ont.).... 184
Quirke Lake, groupe de....120, 124
Quoddy, formation de.... 676
Quyon (Québec).... 245

Raanes, péninsule....638, 643
Rabbit Lake, champ de gaz (T. N.-O.).... 590
Rabbit Mountain.... 238
Rabbit Point, formation de.... 618
Rackla, rivière.... 487
Racklan, orogenèse du....411, 415, 418, 425
radium.... 180
Rae, rivière....16, 90
Ragged, chaînon.... 507
Raglan, crête.... 639
Rainbow
niveau de....455, 589
(2), champ de pétrole (Alb.).... 589
Rainbow Hollow (C.-B.).... 581
Rainbow South (3), champ de pétrole (Alb.).... 589
Rainy Hollow (Yukon), région de.... 580
Ramah, groupe de.... 134
Rambler (6), mine (T.-N.)....366, 369
Ramparts, formation de.... 448
Ramsay Lake, formation de....124, 127
Rancheria (C.-B.).... 565
Random, formation de....261, 262, 267
Ranger Canyon, chert de.... 473
Rankin Inlet....169, 172, 197, 202
Rapdan (22), champ de pétrole (Sask.).... 601
Rapide, rivière.... 536
Rapitan, groupe de....417, 419, 559
Rat, rivière.... 487
Ratcliffe Brook, formation de.... 261
Ravenscrag, formation de.....521, 536, 537, 583, 586, 872
Rayrock (5), mine (T. N.-O.).... 186
Read, baie.... 837
Read Bay, groupe de....623–627, 628–677
recherches en géochimie, programmes avancés de.... 170
Red Deer (Alb.).... 769
Red Earth (14), champ de pétrole (Alb.).... 589
Red Indian, lac.... 299
Red Lake....202, 223, 224, 231
(8-11), district minier de (Ont.)....230, 231
Red Mountain (78b), mine (C.-B.).... 575
Red River, formation de.....154, 438, 582, 589, 675, 676
Red Rose
formation de.... 509
(20), mine (C.-B.).... 577
Red Sucker, lac.... 246
Redknife, formation de....457, 459
Redmond, formation de.... 114
Redstone (T. N.-O.)
gîte de.... 558
rivière....417, 427
Redstone-Sud, rivière.... 417
Redwall, faille.... 505
Redwater (51), champs de pétrole et de gaz (Alb.).....584, 592

PAGE

Reed, mont....44, 193
Reed-Bélanger (Chromeraine), gîte de (Québec).... 378
Reeves, mine (Québec).... 377
Reeves-MacDonald (79), mine (C.-B.).... 567
Regina (Sask.)....582, 870
lac glaciaire.... 825
région méridionale des monts et plateaux.... 26
région septentrionale des monts et plateaux....26, 28
Reid, moraine terminale.... 782
Reindeer
formation de.... 536
lac.... 831
Reindeer Depot (T. N.-O.).... 774
Reine-Charlotte
basses-terres de la.... 30
chaînons....30, 876
détroit de la.... 30
faille.... 413
îles....30, 413, 486, 495, 499, 509, 516, 521, 533, 534, 537, 584, 728, 841
Reine-Élisabeth
complexe glaciaire des îles.... 836
îles....21, 653, 777, 786, 836
Reine-Maud, golfe....111, 829, 831
Relay Mountain, groupe de....496, 508
Remerciements.... 7
Rencontre
formation de.... 300
lac.... 377
Renfrew (Ont.).... 244
Rens, fjord.... 654
Rens Fiord, complexe de....618, 626
Rensselaer Bay, formation de.... 619
réserves
indiquées (probables).... 43
mesurées (prouvées).... 43
potentielles.... 43
présumées (possibles).... 43
Resolute, baie.... 837
Restigouche, rivière.... 32
Rexspar, gîte de (C.-B.).... 580
Reynales, formation de.... 303
Reynolds Point, formation de.... 93
rhodium.... 240
Ribstone Creek, niveau de.... 872
Rice Lake (Man.)....76, 77, 224
groupe de.... 76
Richardson
chaînons....24, 27, 410, 411, 423, 434, 446, 468, 487, 497, 510, 517, 530, 531, 728, 781
île.... 94
mine (Ont.).... 170
rivière....16, 831
Richibucto (N.-B.).... 793
Richmond
collines de....18, 19
golfe de....117, 119, 223, 820
Richmond Gulf, groupe de.... 117
Riding, mont....23, 771
Riding Mountain, formation de.....521, 872, 874
Rierdon, formation de.... 499

PAGE

Rigaud, mont ... 142
Rimbey, champ de gaz (Alb.) ... 584
Rimbey–Meadowbrook, chaîne récifale de ... 458, 459, 594, 595
Ringnes, îles ... 653, 657
River Hébert, bassin houiller de (N.-É.) ... 400
River John, groupe de ... 312
River Jordan, gîte de (C.-B.) ... 567
River Valley, mine (Ont.) ... 247, 248
Riversdale, groupe de ... 330, 331, 400, 698, 738
Rivière-du-Loup (Québec) ... 794, 795
Road River ... 672, 677, 686
  formation de ... 434, 446, 468
Roaring River ... 772
Roberts Arm, groupe de ... 290, 360, 369
Robinsons Head, drift de ... 787
Robitaille, formation de ... 295, 676
Robson, mont ... 675
Rocher Déboulé, montagne ... 577
Rochester, formation de ... 303, 676
Rocheuses
  eugéosynclinal des ... 503, 510, 517, 534, 558
  montagnes ... 23, 28, 29, 416, 417, 419, 425–427, 429–431, 436, 438, 446, 450–454, 467, 487, 497, 504–506, 510–528, 539, 558, 697, 705, 706, 781
  sillon des ... 23, 24, 26, 413, 420, 425, 427, 436, 453, 475, 486, 505, 517, 527, 537, 558, 580, 841, 877
  zone de chevauchement des ... 411, 521–525
Rock Candy (75), mine (C.-B.) ... 580
Rock Creek, niveau de ... 497, 498
Rockcliffe, formation de ... 279, 287
Rockland, formation de ... 287, 673
Rockport, carrière de ... 320
Rockton, champ de pétrole (Ont.) ... 389
Rocky Brook–Millstream, faille ... 280, 366
Rocky Mountain, groupe de ... 467, 473, 584
Rodney, champ de pétrole (Ont.) ... 396
Rogers City, formation de ... 159
Roi-Guillaume, île ... 829
Rolette (Québec), région de ... 357
Rolling (Roaring), rivière ... 772
Romaine, formation de ... 279, 398
Rome (N. Y.) ... 810
Romney, champ de pétrole (Ont.) ... 389
Ronde, niveau de ... 451
Ronning, groupe de ... 436
Root, lac ... 243
Rope Cove Canyon ... 356
Rosaire, formation de ... 275
Rosalind (Alb.) ... 583
Roseray, grès de ... 515, 601
Ross
  lac ... 245
  rivière ... 565
Ross Brook, formation de ... 300, 676
Ross Creek, formation de ... 473
Rossland (C.-B.) ... 517, 571
  dépression de ... 480, 486, 490, 494, 495
  groupe de ... 473, 495, 504
Rothermere, amas de minerai de (T.-N.) ... 366
Rottenstone Lake ... 221

PAGE

Rouge
  rivière ... 816, 824, 825, 854, 872, 874
  vallée de la rivière ... 874
Rougemont, coupoles intrusives de ... 353
Rove, formation de ... 131, 238
Royal, coupoles intrusives du mont ... 353
Ruby Range, stock de ... 504
Ruddock Creek (C.-B.) ... 567
Rundle, groupe de ... 469, 473, 607
Russell, formation de ... 291
Ruth, formation de ... 113
ruthénium ... 240
Ryans, baie ... 819
Rycroft, lac glaciaire ... 825

Sabine, péninsule ... 641, 653, 655, 837
Sabine Bay, formation de ... 640, 641, 740
Sable
  banc de l'île de ... 33
  île de ... 33, 338
Sachigo, Petit lac ... 815
Sackville (N.-B.) ... 861
Saddle, collines ... 539, 600
Saddlerochit, formation de ... 468, 487
Saginaw, bassin ... 796
Saglek
  fjord ... 133
  glaciation de ... 776, 818
Saglouc, plateau de ... 19
Saguenay, rivière ... 673, 795
Sail Harbour, groupe de ... 626
Saint-Alban, formation de ... 309
Saint Antonin, moraine ... 795
Saint-Bruno, complexe alcalin de ... 353
Saint-Casimir, formation de ... 287
Saint-Charles, gîte de (Québec) ... 203
Sainte-Claire, lac ... 313
Saint-Clare, groupe de ... 533
Saint-David, chenal de ... 763
St. Edmund, formation de ... 302, 305, 676
St-Élie
  dépression de ... 463, 480, 486, 499, 509
  massif de ... 450, 466, 467, 474, 486, 509, 521, 532, 533, 536, 538, 539, 728, 781, 782, 785, 841, 842, 876
  mont ... 30
  zone de plissements de ... 413, 522, 533
Saint-Eugène (109), mine (C.-B.) ... 565
Saint-Francis, groupe de ... 295, 308, 310
Ste-Geneviève, calcaire ... 697
St. George (N.-B.) ... 377
  bassin houiller (T.-N.) ... 400
  groupe de ... 270, 279, 371, 398
St-Georges
  baie ... 375, 378, 787, 789
  basses-terres de ... 32
  bassin de ... 324, 327–330
  rivière ... 787
  stade de la baie ... 787
St. Gregory, mont ... 357
Sainte-Hélène, île ... 313

PAGE

Saint-Jean (N.-B.).....259, 278, 334, 793
anticlinal..... 302
baie..... 31
butte-témoin du lac.....155, 287, 291
hautes-terres de..... 269
lac.....152, 216, 287, 291, 673, 674
rivière..... 32
vallée de la rivière..... 793
St. John, groupe de..... 268
Saint-Joseph
lac.....75, 171
zone ferrifère du lac..... 195
Saint-Juste, groupe de.....308, 310
Saint-Laurent
basses-terres du.....19, 22, 31, 33
fleuve.....19, 31, 139, 787, 795, 865, 866
golfe.....31, 32, 352, 355, 388, 869
plate-forme du.....254, 268, 279, 286–289, 290, 301, 312, 319, 340, 352
province minérale du.....352–383, 398–405
région hydrogéologique des basses-terres du.....865, 866
(T.-N.).....318, 349, 383
vallée du fleuve.....673, 795, 796
St-Léon, formation de.....295, 296, 309
Saint-Louis, faille..... 185
Sainte-Marie
baie..... 787
cap..... 301
faille.....185, 505
rivière..... 813
St. Mary River, formation de..... 520
Saint-Narcisse (Québec)..... 796
till de..... 760
Saint-Paul
baie..... 371
île.....309, 789
inlet..... 398
Saint-Pierre
banc de..... 33
sédiments de.....759, 760, 762, 767
Saint-Pierre-les-Becquets (Québec)..... 759
Saint-Rémi, gîte de (Québec)..... 248
St. Rose—Chimney Corner, champ houiller (N.-É.)..... 400
St. Stephen (N.-B.).....297, 861
roches ultramafiques de.....280, 356
St-Urbain (70), mine (Québec).....170, 172, 203, 205
Sakami, formation de.....67, 116
Salina, formation de.....157, 304, 312, 384, 385, 394, 865, 869
Salina River, formation de..... 427
Salisbury, île..... 17
Salmo (C.-B.).....565, 567, 577
sous-type..... 566
Salmon Lake, formation de..... 140
Salt, rivière..... 580
Salter, niveau de..... 470
San Andreas, faille.....411, 533
San Antonio
formation de.....76, 77
(18b), mine (Man.)..... 231
San Juan, îles.....447, 467

PAGE

Sandpile, groupe de.....436, 676
Sangamon, intervalle interglaciaire de.....753, 758, 767, 773, 774, 783–785
Sans Sault, groupe de..... 510
Sarcee, champ de gaz (Sask.)..... 607
Sargent Bay, formation de.....295, 676
Sarnia (117), saumure artificielle (Ont.)..... 384
Saskatchewan
graviers de la..... 770
plaine de la..... 23
rivière.....23, 825, 826
Saskatchewan-Nord, rivière.....488, 513, 537, 825
Saskatchewan-Sud, rivière.....559, 769, 773
Sassenach, formation de..... 451
Sault, étage..... 814
Sault-Sainte-Marie (Ont.).....121, 127, 211, 218, 223, 262, 811–814
Saunders (Alb.)..... 586
Savanna Creek (113), champ de gaz (Alb.)..... 607
Savant, lac..... 76
Savik, formation de.....646, 649, 652
Sawtooth
chaînons..... 649
formation de.....498, 601
Sayabec, formation de.....295, 676
Scarborough, lac..... 762
Scarborough Bluffs (Ont.)..... 761
formation de.....761, 763
Scatter, formation de..... 514
Scented Grass, collines..... 23
Schefferville (Québec).....113, 114, 334, 821
(75), mine..... 191
Schei, péninsule..... 838
Schei Point, formation de.....641–647, 649, 708
Schist Lake (4b), mine (Man.)..... 220
schiste argileux, gîtes de.....387, 583
Schooler Creek, groupe de..... 488
Schreiber (Ont.)..... 217
sciences de la mer, Direction des..... 4
Scoharie, formation de..... 312
Scotian, plateau continental de.....33, 334–336
Scots Bay, formation de..... 336
Scotsburn (N.-É.)..... 791
Seal
lac..... 139
rivière.....109, 767, 776
Seal Lake, groupe de.....133, 139, 140
Seboomook, formation de.....308, 310
Sechart (C.-B.)..... 578
Sedgewick, granite du mont..... 447
Seine Bay..... 203
séismique, relevé de réfraction.....61, 340
Sekwi, mont..... 427
sel.....384, 580
sélénium..... 245
Selkirk
chaîne de.....420, 426, 438, 453, 463, 477, 504, 539, 559
groupe de..... 538
structure en enclume de..... 504

PAGE

Selwin
bassin de....423, 431, 434, 439, 442, 448, 449, 497, 499
chaîne de....24, 28, 418, 419, 425, 427, 434, 436, 468, 506, 507, 539, 781, 842
zone de plissements de....504, 506
Semiamu, glaciation....784
Seminary, till de....762
Seneca
canton de (Ont.)....386
niveau de....313
Sentinel, chaînon....446
Sept-Îles Bay, gîte de (Québec)....203
Sept Milles, île des....765
Serpent, formation de....125
serpentine, zone de....347
Seul, lac....77
Severn
arche de....152, 155, 434
bas-plateaux de la....18
Severn River, formation de....155, 156, 677
Seward
formation de....114
niveau de....458
Sextant, formation de....159, 688, 738
Sextant Rapids....160
Shabogamo, gabbro de....116
Shadow Lake, formation de....286
Shaftesbury, formation de....514
Shakwak
faille....413, 473, 533
glaciation....782, 785
sillon de....26, 30, 532, 536, 880
Shaler
groupe de....86, 92, 99, 658
monts....22
Shamatawa, rivière....767
Sharon Creek, formation de....438
Shatford, lac....245
Shaunavon (Sask.)....874
formation de....499, 601
Shawinigan Falls (Québec)....137
Shawville (Québec)....196
Shediac (N.-B.)....861
Sheep, rivière....586
Shefford, mont....355
Sheguiandah
formation de....290
phase du lac....811, 812
Shepody, mont....375
Sheppard, formation de....417
Sherard Osborn, formation de....628
Sherbrooke (Québec)....360
formation de....288
Sherman (95), mine (Ont.)....193
Sherman Fall, formation de....287, 391
Sherridon (Man.)....101, 220
groupe de....101
Sherritt-Gordon (2), mine (Man.)....220

PAGE

Shickshock
granite de....359
groupe de....265, 275, 281, 284
monts....32, 275, 359, 794
Ship Point, formation de....622
Shipiskan, plateau....140
Shipshaw, formation de....288
Shoal Arm, formation de....285
Shubenacadie (N.-É.)....337
Shublik, formation de....487
Shulaps, masse de....473
Shunda, formation de....469, 470
Shuniah, veine (Ont.)....238
Shuswap
complexe métamorphique de....417, 426, 466, 475, 477, 486, 504, 567
lac....26, 784
sous-type....567
structure en enclume de....504
Siamarnekh, formation de....133
Sibérie....642
Sibley, formation de....131, 238
Sicker, groupe de....467, 486, 582
Sickle, groupe de....102
Sidney (C.-B.)....878
Sifton, formation de....505, 517, 527
Sigma (34d), mine (Québec)....228
Sikanni, formation de....514
Silbak Premier (10b), mine (C.-B.)....565, 567
silice....248
Sillery, formation de....263
Silurien....155–158, 292–305, 431–439, 620–627, 672–685
Silver, intervalle non glaciaire de....785
Silver Cliff, mine (T.-N.)....371
Silver Giant (100), mine (C.-B.)....579
Silver Islet, mine (Ont.)....234, 238
Silver King (87c), mine (C.-B.)....567
Silver Mountain, mine (Ont.)....238
Silver Plains (22), mine (Man.)....580
Silver Regent, mine (Ont.)....234
Silver Standard (18), mine (C.-B.)....565, 567
Silver Town, mine (Ont.)....234
Silverfields, mine (Ont.)....234, 235
Simard, formation de....287
Simcoe
basse-terre du lac....810
lac....31
lobe glaciaire de....810
Simcoe (Ont.)....347
Simms Ridge, formation de....300
Simonette (26), champ de gaz (Alb.)....594, 597
Simpson, chaînon....465
Sims
formation de....114, 135
lac....114
Sinwa, formation de....484
Sioux Lookout (Ont.)....815
moraine de....814, 816
Sir James, mine (Ont.)....193
Sirois, formation de....296
Siscoe (31a), mine (Québec)....228

PAGE

Sixtymile River, champ de placers aurifères (Yukon)..... 579
Siyeh, formation de..... 417
Skaare, fjord..... 654
Skaergaard, intrusion de (Groenland)..... 133
Skagit
  chaînon..... 29
  métamorphisme de..... 479
Skeena
  arche de.....490, 495, 507
  chaînons.....29, 843
  rivière.....29, 467, 478, 480, 494, 585, 728
Skidegate
  formation de.....516, 728
  plateau de..... 30
Skiff, champ de gaz (Alb.)..... 601
Skoki, formation de.....438, 675
Skonun, formation de..... 537
Skukum, groupe de..... 536
Slater River, formation de..... 510
Slave Point, formation de.....450, 456, 589, 686
Slide Mountain, groupe de..... 463
Slidre, fjord..... 780
Slocan (C.-B.)..... 565
  groupe de..... 486
Sloko, groupe de.....535, 559
Smith
  cap..... 19
  île..... 116
Smith Point, formation de..... 267
Smithfield (N.-É.)..... 371
Smoky
  groupe de.....518, 519
  lac..... 774
  rivière.....487, 498, 510–515, 769, 825
Snake, rivière..... 23
Snake River, gîte de (Yukon)..... 559
Snakes Bight, formation de..... 325
Snare, groupe de.....86–89
Snipe Lake..... 600
Snooks Arm, groupe de.....276, 280, 300
Snow Lake..... 218
Snowbird, lac..... 103
Snowblind Bay, formation de.....615, 626
Snowshoe, formation de.....453, 571
Soab, amas de minerai (Man.)..... 200
Sobie, lac..... 811
Société québécoise d'exploitation minière..... 3
Society Cliffs, formation de..... 112
sodium (sel de Glauber), sulfate de..... 580
Sokoman, formation de..... 113
Solbec (56b), mine (Québec)..... 361
Sombre, formation de..... 446
Somerset, île.....22, 99, 112, 612, 614, 618, 622, 624, 626, 653, 656, 688, 829
Sooke, formation de..... 537
Soper, hautes-terres de..... 22
Sophie Mountain, formation de..... 517
Sop's Arm..... 372
Sops Island, niveau de..... 300
Sorel (Québec)..... 41
Sosan, formation de..... 105

PAGE

soufre.....248, 584, 658
Souris, rivière.....825, 874
Souris River, formation de.....457, 581
Souris Valley, formation de.....469, 597
South Channel, formation de..... 109
South Fiord, dôme..... 655
South Ham, mine (Québec)..... 356
South Henrik, lac..... 831
South Lorrain, gîte de (Ont.).....232, 234, 236
South Sturgeon Lake (21b), champ de gaz (Alb.)..... 597
Southampton (Ont.)..... 869
  île.....17, 151, 156, 834, 836
  plaine..... 18
Southern Hills, formation de.....259, 261
Southesk, formation de.....451, 458, 459
Southwold, till de..... 764
Spain, mine (Ont.)..... 245
Spalding (Sask.)..... 773
Spanish American, mine (Ont.)..... 184
Spearhill (Man.)..... 582
Spencer, cap..... 334
Spences Bridge, groupe de..... 508
Spillimacheen (C.-B.)..... 579
Spinney Hill..... 516
Spirit-Nord, lac.....64, 171
Spirit River, formation de..... 514
Spitzberg..... 642
Spray River
  formation de.....473, 584
  groupe de..... 487
Spring Valley (Sask.)..... 773
Springbrook, formation de..... 535
Springdale, groupe de.....300, 360
Springhill, bassin houiller (N.-É.).....400, 401
Springvale, niveau de..... 312
Sproule, lac..... 245
Spuzzum, intrusion de..... 479
Square, gîte du lac (N.-B.)..... 378
Squaw Creek..... 536
Stall Lake (10), mine (Man.)..... 220
Stallworthy, formation de.....626, 627
Stanbridge, formation de..... 284
Stanford, chaînon..... 452
Stanleigh, mine (Ont.)..... 184
Stanley, lac.....812, 813
Stanrock, mine (Ont.)..... 184
Starbird, formation de..... 453
Stark, formation de..... 106
Starlight, niveau d'évaporite de..... 488
stéatite..... 384
Steel Mountain, gîte de (T.-N.).....203, 375, 377
Steele, mont..... 30
Steelman (42a), champ de pétrole (Sask.)..... 597
Steep Rock (Man.)..... 582
Steep Rock (Ont.)
  zone ferrifère de.....188, 195
  (21), mine..... 195
Steeprock
  groupe de..... 75
  lac.....74, 75, 169, 814, 845
  moraine..... 814

PAGE

Stefansson, île....622–624
Stellarton
groupe de.... 333
ouverture de....327, 328, 331, 333
Stemwinder, amas de minerai (C.-B.).... 573
Stephen, formation de.... 428
Stephenville (T.-N.).... 864
Sterco (Alb.).... 586
Stettler
niveau de.... 459
(89b), champ de pétrole (Alb.).... 594
Stewart
plateau de.... 506
rivière....782, 785, 842
vallée de la rivière.... 782
Stikine
arche de....460, 480, 483, 490, 492, 496, 533, 575
plateau de....26, 29, 466
rivière....29, 466, 478, 575, 785
Stobie, formation de.... 124
Stoddart, groupe de.... 469
Stone, chaînon.... 450
Stonehouse, formation de....312, 676
Stonewall, formation de....439, 582, 676
Stoney, lac.... 311
Stoney Creek, champ de gaz (N.-B.)....349, 388, 398
Stoney Mountain, formation de....155. 439, 582, 676
Stooping River, formation de.... 159
Storelk, formation de.... 473
Stoughton, niveau de.... 438
Stowbridge, gîte de (T.-N.).... 378
Strand, fjord....651, 653, 655, 658
Strand Fiord, formation de.... 651
Strathcona
fjord.... 649
gîte de (Ont.).... 199
Strathcona Sound, formation de.... 112
Strathlorne, niveau de....325, 326
Stuart, rivière....780, 845
Stuart Bay, formation de....615, 624–626, 629, 688
Stuhini, groupe de....483, 484
Sturgeon Lake (24), champ de pétrole (Alb.).... 600
Sturgeon River (27), mine (Ont.).... 230
subpergélisol.... 880
Sud, province du....53, 120–132, 173
Sudbury (Ont.)....40, 121, 124, 127, 130, 169, 197, 198, 202, 245, 248, 811
bassin de....128, 129
gabbro de....121, 128, 129
masse éruptive de....120, 121, 129
Sudbury Contact, mine (Ont.).... 234
Sudbury (Ont.) (78 à 90), district de.... 197
Suffield (Ascot) (53c), mine (Québec).... 361
Sugarloaf, île....356, 357
Sukunka, rivière.... 600
Sullivan
rivière.... 505
sous-type.... 565
(105b), mine (C.-B.)....417, 565
Sullivan Consolidated (31b), mine (Québec)....228, 870

PAGE

Sully, formation de.... 514
Sulphur Mountain, formation de....487, 488
Sulphur Point, formation de....455, 555, 589, 686
Sumas, stade.... 842
Summerside, formation de.... 266
Sunblood, formation de....436, 676
Sunbury, schiste argileux de.... 321
Sundre (103), champs de pétrole et de gaz (Alb.).... 598
Sundridge (Ont.).... 810
Sunkay, niveau de.... 519
Sunnybrae (N.-É.).... 301
Sunnybrook, till de.... 762
Sunro (55), mine (C.-B.).... 575
Sunset (73b), mine (C.-B.).... 571
Supérieur
bassin du lac....257, 812
formations ferrifères du type du lac....177, 178, 191–193
lac....814, 816
province du lac....51, 61–80, 171
suprapergélisol.... 880
Suquash (C.-B.).... 584
Surprise, lac....135, 137
Surprise Creek, formation de.... 152
Surrey (C.-B.).... 784
Survey Peak, formation de....438, 675
Suspension Bridge, formation de.... 278
Sussex (N.-B.).... 861
Sustut
dépression de.... 501
groupe de....516, 533
Sutherland River, formation de.... 624
Sutton
anticlinorium du mont.... 264
crête.... 18
enclave de....33, 53, 117, 151
groupe de....264, 275, 360, 708
lac.... 193
monts....33, 281, 795
Svartefjeld, péninsule.... 639
Svartevaeg, formation de....627, 637
Sverdrup
basses-terres de.... 21
bassin....612, 614–616, 633, 635, 637, 639, 641, 652, 659, 705, 708, 738
détroit de.... 619
Swampy, lac.... 820
Swan, colline.... 539
Swan Hills, niveau de....457, 592
Swan River, groupe de.... 516
Sweetgrass, arche de....469, 470, 490, 492, 498, 524, 874
Swift
formation de.... 499
ruisseau.... 558
Swift Current (Sask.).... 558
arche de.... 601
plate-forme de....423, 430, 458
Swift Current Creek.... 539
formation de.... 774
Swinnerton, péninsule.... 780
Swiss Range.... 655

PAGE

Sydney (N.-É.)....349, 398, 757
bassin....325, 328–333
champ houiller (N.-É.)....398, 402
phase....809
Sylvania, niveau de....313
Sylvanite (60b), mine (Ont.)....227
Sylvester
dépression de....450, 460
groupe de....450, 465, 467, 473

Taber (Alb.)....774
formation de....589
Table, île....643
Table Head, formation de....276, 279, 282, 371, 387, 672
Taconique
klippe du....282
orogenèse du....255, 272–275, 276, 280–283, 288, 354
Tahkandit, formation de....468
Tahltanien, orogenèse du....413, 466, 474, 479, 480, 483
Tahtsa, complexe de....478
Taiga
chaînons....27, 28, 411, 419, 427, 530
vallée du....28
Takiyuak, lac....88
Takla, groupe de....484, 494–497, 575
Takomkane, batholite de....492
Taku, rivière....29
Takwahoni, formation de....493
Talbot, plateau de....782
talc....249, 384, 580
Talisman (Silver), mine (N.-É.)....371
Tangent, champ de gaz (Alb.)....600
Tanquary
fjord....638, 640, 646, 655
formation de....637, 640
tantale....245
Tantalus
bassin de....492, 495, 496, 499, 507, 509
formation de....496, 509, 585
Tartu, faciès inlet....534
Taseko
lacs....26, 494
ruisseau....578
Tasu (25), mine (C.-B.)....577
Tathlina
arche de....442, 454, 455
bas-plateaux de....442, 454
formation de....457, 459
Tay, rivière....487, 509
Taylor Creek, groupe de....508
Taylor Flat, formation de....469
Tazin, groupe de....103, 104, 185, 232
Teck-Hughes (61f), mine (Ont.)....227
Tegart, formation de....438
Telford, formation de....473
Telkwa, champ houiller (C.-B.)....585
tellure....245
Temagami (94), mine (Ont.)....218
Temiscamie, formation de....67
Témiscamien (Ont.)....75
groupe de....69, 71, 225, 226

PAGE

Témiscamingue (Québec)....817
butte-témoin du lac....15, 155, 156, 287, 291, 293, 305
lac....152, 223, 287, 291, 673, 817
Témiscouata
formation de....309, 310
lac....284, 295, 309, 310
Ten Mile, lac....788
Tenakihi, groupe de....417, 475
Tennycape, gîte de (N.-É.)....375
Tent, mont....586
Terminal, chaînon....425, 427, 446, 450
Terra Nova (5), gîte de (T.-N.)....360, 366
Terrace (C.-B.)....539, 578
Terranceville (T.-N.)....689
formation de....319
Terre-Neuve
bas-plateaux atlantiques de....32
basses-terres centrales de....32
basses-terres côtières de....32
bassin de....33
crête de....33
hautes-terres côtières de....32, 787, 788
plate-forme de....319
Terrebonne, formation de....674
Tertiaire....335, 338, 521, 533–539, 653–659, 741–746
Teslin
lac....465
région de (Yukon)....474
rivière....484, 493
vallée de....26
Tétagouche
chutes....376
groupe de....285, 288, 365, 375
Tetcho, formation de....459
Tétreault (69), mine (Québec)....222, 233
Tétreaultville, formation de....287
Tetsa
formation de....417
rivière....514
Texada
île....577, 582
(49), mine (C.-B.)....577
The Gully....33, 338, 340
Thelon
bassin de....53
formation de....85, 105, 109
front de....53, 60
plaine de la....13, 15
rivière....832
sous-province de....109
Theresa, formation de....271, 389
Thessalon, formation de....124
Thetford Mines (Québec)....32, 347, 379, 380
Thistle, niveau de....519
Thompson (Man.)....41, 172, 197, 245
rivière....537, 784
zone de plissements de....79, 100, 199
(12, 13), région de (Man.)....199, 200
Thompson Lake, formation de....114
Thompson-Nord, vallée de la rivière....877
Thor-Odin, dôme de....476

PAGE

thorium ... 180
Thorncliffe, formation de ... 762
Thornloe, formation de ... 156, 305, 676
Thorold, formation de ... 303, 394
Thule, groupe de ... 620
thuléenne, action volcanique ... 652
Thumb Mountain, formation de ... 622
Thunder Bay (Ont.) ... 814
  région de ... 179, 232, 234, 238
Thuya, batholite de ... 492, 495
Tillbury, champ de gaz (Ont.) ... 349, 391, 393
Tilston, couches de ... 470
Tilt Cove (7), mine (T.-N.) ... 347, 357, 368
Timagami (Ont.) ... 197, 202
  lac ... 125, 145, 211, 218
Timmins (Ont.) ... 41, 67–68, 71, 169, 202, 205, 211, 212, 233, 818
Tindir, groupe de ... 418, 419
Tingmisut, lac ... 652
Tingwick (Québec), canton de ... 380
Tinney Cove, formation de ... 85, 94
Tintina
  région de (Yukon) ... 487, 497, 509
  sillon de ... 28, 436, 447, 449, 465, 467, 474, 503, 506, 509, 536, 705, 706
Tipperary, formation de ... 438
Tisdale, groupe de ... 224
titane ... 172, 202, 203, 377
titané, fer ... 203
Toad, formation de ... 488
Tobermory, formation de ... 473
Toburn (60c), mine (Ont.) ... 227
Toby
  formation de ... 420
  stock de ... 463
Tochatwi, formation de ... 106
Tombstone (Yukon), région de ... 487, 497, 506, 509
Topley, intrusion de ... 492, 494, 575
Torbrook (N.-É.) ... 349
  formation de ... 312
Toric (12b), mine (C.-B.) ... 565, 567
Torngat
  glaciation ... 819
  monts ... 17, 775, 818
Toronto (Ont.) ... 758, 761, 767
Torpy, rivière ... 528
Torquay, formation de ... 459
Tovell, niveau de ... 515
Trail (C.-B.) ... 555, 577
Traverse, lac ... 816
Trebor, mine (Ont.) ... 202
Tremblay
  détroit de ... 112
  formation de ... 287
tremblements de terre ... 338, 533
Trembleur, intrusion de ... 473
Trent, vallée de ... 810
Trente et un Milles, lac ... 248
Trenton
  groupe de ... 286–288, 290, 291, 371, 387, 389, 396, 673
  phase ... 796, 810

PAGE

Treytown (T.-N.) ... 318
Treytown Pond, formation de ... 269
Trias ... 334–337, 480–490, 642–646, 705–714, 738–746
Trinité
  baie de la ... 267, 278, 315, 787, 789
  fosse de ... 257, 260, 262
  groupe de ... 284, 295
  zone de ... 256
Triune, formation de ... 438
Trois-Pistoles (Québec) ... 794
Trois-Rivières (Québec) ... 758, 796
Trold, fjord ... 625, 627, 639, 643, 649
Trold Fiord, formation de ... 639–641
Trout, lac ... 814
Trout Brook, formation de ... 267
Trout Creek (Ont.) ... 810
Trout River, formation de ... 457, 459
Truro (N.-É.) ... 860
Tsar, mont ... 505
Tsawwassen (C.-B.) ... 878
Tuchodi, formation de ... 417
Tuktoyaktuk, péninsule de ... 774, 827
Tulameen (C.-B.) ... 579
  masse de ... 473
Tully, formation de ... 689
Tulsequah Chief (3), mine (C.-B.) ... 565
tungstène ... 246, 378, 577
Tunnel Mountain, formation de ... 473
Turnagain, rivière ... 517
Turner Cliffs, formation de ... 618
Turner Valley, formation de ... 470, 598, 607
Turner Valley (112), champs de pétrole et de gaz (Alb.) 40, 550, 607
Turtle, colline ... 537
Turtle Creek ... 375
Turtle Mountain, formation de ... 537
Tuya
  formation de ... 539
  rivière ... 785
Tuyas ... 26
Twin Falls, formation de ... 457, 458
Tyaughton
  dépression de ... 492, 495, 499, 508
  formation de ... 486
  groupe de ... 708
Tyaughton Creek ... 705
Tyee (54), mine (C.-B.) ... 565, 575
Tyndall, construction de ... 582
Tyrrell
  gîte de ... 765
  lac glaciaire ... 826, 831
  mer de ... 767
Tyrwhitt, formation de ... 473

Ubly, rivière ... 796
Uchi
  lac ... 75
  zone d' ... 174, 175, 224, 231
Uluksan, groupe d' ... 112
Ungava, baie d' ... 17, 19, 113, 114, 169, 221, 246, 818–821
Union, île ... 105
Union Island, groupe d' ... 105

PAGE

United Keno (7), mine (Yukon) 567
Unity (Sask.) 581
Upper Canada (59f), mine (Ont.) 228
uranium 171, 172, 178, 180
Uranium City (Sask.) 103
Uslika, formation d' 465, 504, 509
Utah 359, 675
Utica, formation d' 291, 398

Val Brillant, formation de 295, 676
Val-d'Or (Québec) 212, 247
Valders 814, 816
  avancée glaciaire 811
Valhalla, dôme de 476
«vallées», basaltes à olivine de 539
Van Hauen, formation de 640, 641
vanadium 378
Vancouver (C.-B.) 413, 582
  chaînon de l'île 30
  île 30, 31, 467, 486, 495, 496, 509, 516, 521, 533–536, 537, 559, 577, 580, 582, 584, 781, 842
Vanderhoof, détroit de 728
Vanguard, formation de 499, 601
Vanscay, mine (Sask.) 581
Vashon
  glaciation 843
  stade 841
Vauréal, formation de 291
Vedder
  mont 583
  roches vertes de 447
Vega, niveau de siltstone de 488
Velse, fjord 649
Vendom, fjord 630, 633
Vendredi-Saint, baie du 649
Verchoyle, champ de pétrole (Ont.) 389
Vermilion, passe 431
Vermilion River, formation de 521, 583
Vermont 33, 282
  lac glaciaire 795, 810
Verna (2), mine (Sask.) 185
Vernon (C.-B.) 466
Verona (Ont.) 248
Vert, banc 33
Vertes
  couches 497, 498
  montagnes 33
Verulum, formation de 286
Vicary, champ houiller (Alb.) 586
Victor Bay, formation de 112
Victoria (C.-B.) 784
  basses-terres de 22
  île 22, 92, 612, 613, 618, 622–658, 686, 779
Victoria et Albert, monts 21, 654
Vierges, rochers 33
View Creek, groupe de 626
Viking, formation de 515, 603
Viking-Kinsella (69), champ de gaz (Alb.) 603
Ville-Marie (Québec) 223
Vimy, niveau de 519
Virden (2, 3), champ de pétrole (Man.) 597

PAGE

Virden-Whitewater Lake, calcaire de 597
Virginnia, chutes 686
Viscount, mine (Sask.) 581
Vittrekwa, rivière 487, 497

Wabamun (Alb.)
  champ houiller 589
  groupe de 459, 584, 596, 607
Wabana
  groupe de 278
  (16), mine (T.-N.) 349, 372, 374, 376, 378
Wabash, rivière 809
Wabassee, groupe de 214
Wabi, groupe de 156, 305, 676
Wabigoon, zone de plissements de 51, 174, 175
Wabiskaw, niveau de 515
Wabowden, amas de minerai (Man.) 200
Wabush
  lac 44
  (1), mine (Labrador) 191, 193
Wabush—mont Wright (Québec) 134, 135
Waddington, mont 29
Wager
  baie 13, 16, 111, 833
  plateau 69
Waite (17f), mine (Québec) 213
Wakefield (44), mine (Québec) 244
Wakeham, groupe de 60, 139
Wakeham Bay 116
Wallace, mine (Ont.) 170
Walton (N.-É.) 349, 369, 370, 382
  (6), mine 382
Wapella (24), champ de pétrole (Sask.) 601
Wapiabi
  formation de 519, 520, 604
  lac 488
Wapussakatoo, monts 136
Ward Hunt, île 839
Warren, lac glaciaire 809
Wasa (C.-B.) 558
Wasekwan, groupe de 102
Washington, État de 428, 438, 447, 479, 534
Waswanipi, lac 152
Waterfowl, formation de 431, 505
Waterloo (N.Y.) 810
Waterton
  formation de 417
  (141), champ de gaz (Alb.) 584, 606, 607
Waterways, formation de 457, 687
Watrous, formation de 499, 598
Watson Lake (Yukon) 475
  groupe de 214
Watt Mountain, formation de 456
Waverly, arche de 270
Wawa
  lacs 766
  zone de plissements de 51
Wayne, glaciation 809
Weatherall
  formation de 625, 627, 629, 630
  île 658
Wedge (4), mine (N.-B.) 365

PAGE

Weedon
formation de 275
(55), mine (Québec) 361
Weir, formation de 296
Wekusko, lac 101
Wekwemikongsing, formation de 291
Welland, champ de gaz (Ont.) 349, 394
Wellington
arche de 613
baie 94
Wendigo (16), mine (Ont.) 223
Wernecke, monts 27, 411, 419, 423, 427, 434, 446, 506, 530
Werner, lac 76
West Bay, faille 84, 231
West Gore, mine (N.-É.) 356
West Malartic (26c), mine (Québec) 228
West Point, formation de 297, 676
Westmorland (N.-B.), comté de 398
Westport (Ont.) 141, 144, 145
Weyburn (36b), champ de pétrole (Sask.) 597
Whale, basses-terres de 17
Whalesback Pond (10), mine (T.-N.) 366, 368
Wheaton, ruisseau 580
Whirlpool, formation de 302, 387, 394, 676
Whiskey Lake, formation de 140
Whistler, niveau de 488
White, rivière 467, 782, 843
White Bay, bassin de 324, 328, 330
White Channel, graviers de 539
White Creek, intrusion de 505
White Head, formation de 285, 296, 310, 676
White Lake, formation de 537
White Rock, formation de 286, 301
White Specks
Premier schiste argileux de 521
Second schiste argileux de 521
Whitefish
baie 812
lac 131
Whitefish Falls 170
Whitehorse (Yukon) 493, 585, 880
dépression de 480, 483, 484, 493, 495, 507
formation de 487, 488, 490, 580
Whitelaw, champ de gaz (C.-B.) 600
Whitemud, formation de 521, 582
Whitesail, lac 467
Whitewater
groupe de 120, 130, 197
mine (C.-B.) 565
moraine 815
Whitsunday, baie 638, 655
Whittaker
anticlinal 437
chaînon 437
formation de 436, 437
Whittlesey, lac glaciaire 796
Whycocomagh (N.-É.) 757
Wiarton, niveau de 303, 305
Wigwam (C.-B.)
gîte de 567
ruisseau 487
Wild Bight, groupe de 276, 285

PAGE

Wildmint (14), champ de pétrole (C.-B.) 600
Wileman, niveau de 470
Wilkens, détroit de 838
Wilkie Point, formation de 616, 641, 646, 647
Willbob, formation de 114
Willecho (34), mine (Ont.) 215, 216
Willesden Green (38), champ de pétrole (Alb.) 604
Willey, champ de pétrole (Ont.) 389
Williams, ruisseau 579
Williams Island, formation de 159, 689
Williston, bassin de 61, 155, 158, 160, 294, 431, 434, 438, 439, 460, 469–471, 480, 490, 492, 498, 537, 597, 874
Willow Creek, formation de 520, 536, 770
Willroy (35), mine (Ont.) 215, 216
Wilmar (43), champ de pétrole (Sask.) 597
Wilrich, niveau de 514
Wilson Island, groupe de 81, 105
Windermere, système de 415, 417, 426
Windfall (31), champ de gaz (Alb.) 594
Windigo
lacs 814
zone de plissements de 174, 175
Windsor
groupe de 323–328, 333, 337, 371, 375, 383, 386, 387, 698, 738, 860
(7), mine (N.-É.) 387
(118), mine (Ont.) 384
Wingfield, formation de 302, 676
Winisk, rivière 815
Winnifred, niveau de 488
Winnipeg
formation de 438
lac 23, 75, 154, 816, 824
région de la rivière (Man.) 241–245
Winnipegosis
formation de 455, 581, 686
lac 816, 874
Winter Harbour, moraine 828
Winterburn, groupe de 457, 459
Wisconsin 271
étage classique du 755, 763, 782, 783, 786–844
glaciation du 753, 755, 758
milieu du 783
Wishart, formation de 113
Wokkpash, formation de 446
Wolf, sédiments de l'île de 771
Wolf Lake 475
Wolfe, pluton du lac 141
Wolfville (N.-É.) 279, 301
formation de 336
Wollaston, lac 831
Wolstenholme, cap 820
Wolverine, complexe de 417, 463, 465, 475
Wonah, quartzite de 438
Wood Mountain (Sask.) 584
formation de 539
Woodbend, groupe de 457–460, 592, 595
Woodbridge (Ont.) 762
Wopmay
rivière 89
zone de plissements de 53, 86
Workman (52b), champ de pétrole (Sask.) 597

PAGE

Worsley (4), champ de gaz (Alb.) 594
Worth, pointe 779
Wrangell-Revillagigedo, zone de 478
Wright, mont 44, 142, 193
Wright-Hargreaves (60d), mine (Ont.) 223, 227
Wuchusk Lake, formation de 139
Wunnummin, lac 815
Wyebridge, phase du lac 811
Wymark, niveau de 458
Wynniat, formation de 94, 658

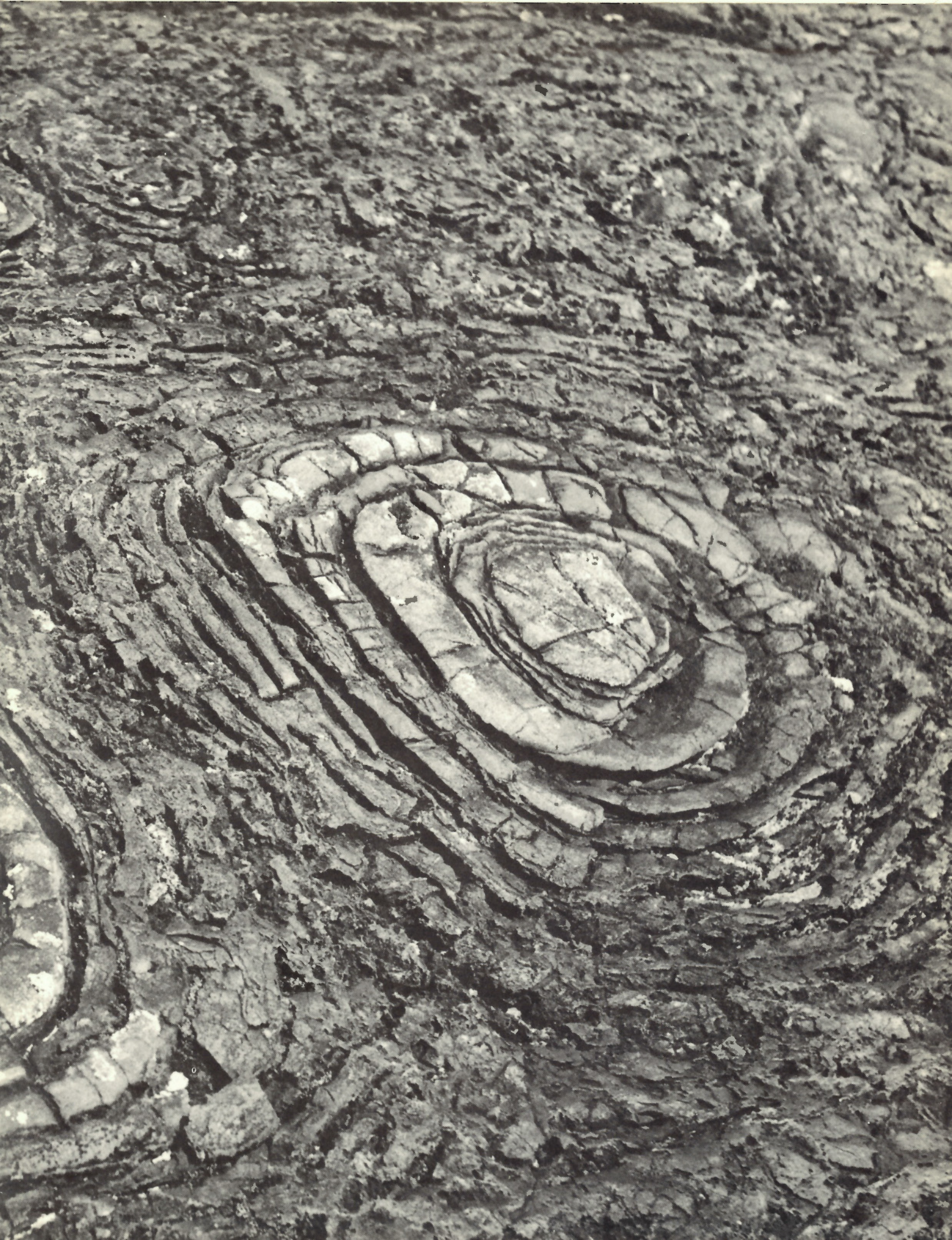
Yakoun, formation de 495, 509
Yalakom
  faille 549
  rivière 580
Yamaska, mont 355
Yankee Belle, formation de 426
Yarmouth (N.-É.) 278, 301, 774, 791
  intervalle interglaciaire de 753, 758
Yedhe, mont 425
Yellow Aster, complexe de 447
Yellowknife (T. N.-O.) 223, 237, 243
  baie de 231
  groupe de 80-83, 85, 86, 111
  (8, 9), district minier de 231

PAGE

Yellowknife-Beaulieu River (T. N.-O.), district de 241, 245
Yeoman, niveau de 438
Ymir, groupe d' 486, 495
Yohin, formation de 468
York, till de 761
York River, formation de 309
Youngs Cove, formation de 267, 300
Yukon
  complexe de plissements du nord du 411, 521, 530
  groupe de 420, 466, 474, 492
  plaine côtière du 21, 24, 28, 774
  plate-forme cristalline du 413, 478, 490, 492, 532
  plateau du 24, 26, 28, 508, 532, 842
  rivière 28, 423, 434, 448, 468, 475, 483, 782, 785, 842
  territoire du 781

Zama Lake (1), champ de pétrole (Alb.) 589
Zama North (1), champ de pétrole (Alb.) 589
Zeballos Iron (42), mine (C.-B.) 577
Zeemel, faille 185
Zenmac (Zenith) (33), mine (Ont.) 211, 217
Zig-Zag, lac 243
zinc 205, 212, 555, 565, 658
Zymoetz, rivière 578


Yashica





Série de la géologie économique n° 1
Cinquième édition
Commission géologique du Canada

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES
OTTAWA, CANADA, 1970