



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

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

SÉRIE DE LA GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

SUBDIVISIONS PHYSIOGRAPHIQUES DU CANADA

H. S. BOSTOCK

This document was produced
by scanning the original publication.

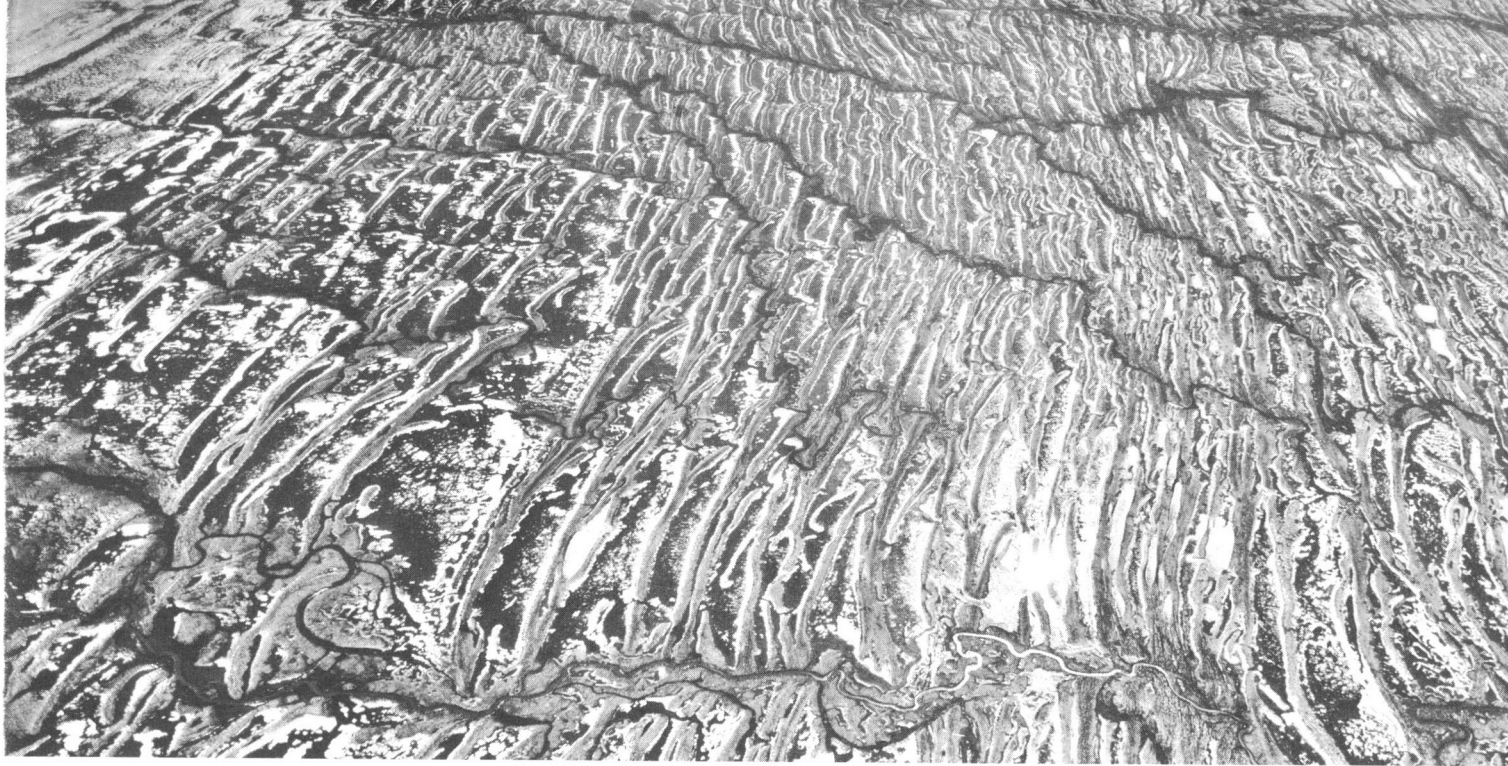
Ce document est le produit d'une
numérisation par balayage
de la publication originale.

Chap. II de *Géologie et ressources minérales du Canada*,
Série de la géologie économique n° 1, 5^e édition,
publié par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources
Ottawa, Canada 1972

La Commission géologique du Canada acceptera seulement des commandes de vingt exemplaires ou plus du présent tiré à part dans un but éducatif. Les commandes devront être adressées à: Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa, Canada, K1A 0E8. Prix: 50c. l'exemplaire. La Commission offre en complément au prix de \$2 une carte en couleurs (Carte 1254A, échelle 1:5,000,000) représentant les divisions physiographiques du Canada.

II. Subdivisions physiographiques du Canada

Introduction.....	12
Le Bouclier canadien.....	12
Régions en bordure du Bouclier.....	20
Choix d'ouvrages à consulter.....	34



INTRODUCTION

Au point de vue physiographique comme au point de vue géologique, le Canada se divise en deux vastes secteurs: l'un, constitué d'un noyau d'anciennes roches massives, cristallines, précambriennes, forme le Bouclier canadien. L'autre, formé d'un croissant de roches plus récentes, la plupart stratifiées, encerclant le Bouclier, constitue les régions en bordure du Bouclier. Plus simplement, la surface du noyau précambrien ressemble à une assiette plate renversée, au centre plat, légèrement abaissé, avec une bordure inclinée vers l'extérieur se terminant par un bord escarpé. Les roches plus récentes des régions en bordure du Bouclier entourent les parties nord, ouest et sud de l'assiette sous la forme de tronçons de deux anneaux concentriques. L'anneau intérieur comprend une succession de basses-terres, de plaines et de plateaux, recouverts de roches sédimentaires la plupart horizontales, surmontant la bordure faiblement inclinée de l'assiette. L'anneau extérieur est formé de régions discontinues de montagnes et de plateaux dont les roches plus récentes sont déformées. La bordure nord-est de l'assiette ne comporte pas de roches plus récentes; le bord du Bouclier y est redressé et s'incline à pic dans l'océan.

Une partie de la frontière entre le Canada et les régions limitrophes des États-Unis est marquée par des accidents de terrains tels que lacs, rivières et lignes de partage des eaux. Son tracé correspond souvent à des parallèles de latitude et à des méridiens de longitude. Les côtes du Canada, très longues et très irrégulières, renferment à l'intérieur des limites de leurs promontoires et de leurs îles de vastes étendues de mer sous la forme de baies, d'inlets et de chenaux.

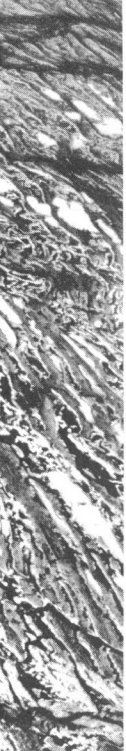
Une partie de ces eaux littorales demeurent peu profondes et recouvrent les plateaux continentaux situés en bordure des côtes des océans Atlantique, Pacifique et Arctique.

Au point de vue physiographique, le Bouclier et les régions en bordure du Bouclier sont divisés en régions ou provinces dont chacune comprend plusieurs subdivisions. Dans les régions en bordure du Bouclier, les limites physiographiques se trouvent amplement mises en évidence par des modifications distinctives de la topographie du terrain et de sa géologie. Dans le cas du Bouclier, l'âge des orogénèses permet de le subdiviser géologiquement (Stockwell, 1965), mais l'on ne trouve aucun caractère directeur semblable de subdivision physiographique. Il existe cependant divers accidents de terrain, décrits dans le présent chapitre, qui permettent d'y tracer certaines subdivisions physiographiques majeures et mineures.

LE BOUCLIER CANADIEN

Accidents généraux de terrain

Vu de quelques hauts sommets, le paysage du Bouclier présente une ligne d'horizon uniforme et monotone, coupée çà et là de monadnocks à sommet arrondi ou aplati et de chaînes de collines. L'uniformité constitue la preuve évidente d'une surface d'érosion presque entièrement réduite à l'état de pénéplaine. Cette particularité, la plus marquée du Bouclier, donne à la région un air de ressemblance, que ce soit au Labrador ou dans les Territoires du Nord-Ouest. Le relief n'est montagneux que dans des régions éparses, telles que dans les hautes-terres de Davis et celles du Labrador et



II

Subdivisions physiographiques du Canada

H. S. Bostock

Plages soulevées des basses-terres
de la baie d'Hudson.

dans les environs de la baie Wager et des monts Mealy mais, même en ces lieux, les sommets présentent des vestiges d'une ancienne surface d'érosion. Dans la plus grande partie du Bouclier, le relief varie entre 200 et 300 pieds. Le point culminant au-dessus de 5,000 pieds se trouve dans les hautes-terres de Davis et du Labrador.

De longues périodes d'érosion ont fortement contribué à aplanir les vastes étendues du Bouclier et à les réduire à l'état d'une surface presque uniforme, même si certaines parties forment des entités géologiques distinctes. Des accidents de terrain tels que les collines d'East Arm n'ont pas une plus haute altitude que les bas-plateaux de roches cristallines qui s'étendent dans toutes directions à partir d'elles. Le bord est du plateau de la Caniapiscau forme un escarpement marqué qui domine les crêtes sinueuses des collines du Labrador, bien que certains de leurs sommets se trouvent à la même altitude que la surface du plateau.

Drainage

Dans ses détails, la surface du Bouclier varie d'un endroit à l'autre, mais elle présente une caractéristique résultant de sa glaciation. Une grande partie de sa surface demeure immergée, sous la forme de lacs, d'étangs et de marais. Bien que le pourcentage de la surface immergée du Bouclier ne soit pas connu exactement, il est certain qu'il excède 25 p. 100 dans plusieurs grandes régions. Cependant, ce taux est relativement faible dans certaines régions, comme dans la plaine de la Thelon et dans les régions recouvertes par les lacs glaciaires du Pléistocène ou celles anciennement submergées par la mer.

Le système de drainage varie largement et l'on n'a pas encore découvert de réseau préglaciaire, même dans le cas des grands cours d'eau. A peu d'exceptions près, sauf dans le cas de la rivière aux Feuilles, les cours d'eau principaux s'écoulent dans le sens de la pente générale du terrain. Cependant, l'écoulement des affluents demeure affecté par les effets locaux de la glaciation, y compris la déclivité du terrain, la distribution de la roche en place et la disposition des dépôts meubles. Le plus souvent, les lits des cours d'eau suivent les éléments structuraux de la roche en place, tels que des zones continues de fractures, de grands réseaux de joints et la position de couches tendres. Ça et là des barrages de dépôts meubles glaciaires les détournent de leurs cours à travers d'anciennes lignes de partage des eaux.

Dans bien des régions, l'avance glaciaire, transversale à la structure de la roche en place, et les dépôts épars de drift glaciaire ont formé une mosaïque d'étangs parsemée de petites crêtes et de bosses au milieu desquels des cours d'eau coulent sinueusement. Par contraste avec ce système de drainage hétérogène, les cours d'eau des régions à rares dépôts glaciaires présentent un drainage en forme de treillis. Les lignes principales de ce treillis suivent de longs linéaments droits, de grandes zones de fractures ou des systèmes de joints dominants dans des roches massives. La différence de résistance à l'érosion entre des couches non métamorphisées et des gneiss impose parfois un écoulement dirigé par les sinuosités des plis, avec lacs en forme de S, des vallées concentriques ou rayonnantes. En d'autres endroits, il demeure possible que les caractéristiques des dépôts glaciaires aient joué un rôle dominant, en imposant aux eaux un cours presque parallèle dans les régions de drumlins et de drumli-

noïdes, ou à s'écouler de façon irrégulièrement parallèle dans les champs de guirlandes morainiques parallèles. En fait, il n'existe pas d'autre région au monde où la glaciation ait plus fortement mis sa marque sur le drainage.

Lorsque l'on compare les systèmes de drainage situés de chaque côté de la limite entre le Bouclier et les régions en bordure, on constate généralement des différences marquées malgré l'effet dissimulateur de la glaciation à laquelle les deux côtés ont été soumis. Sur le Bouclier, de nombreux lacs et cours d'eau constituent les éléments de drainage dont la forme dépend, répétons-le, des assises précambriennes. Au contraire, les régions en bordure adjacentes ont moins de lacs; ces lacs ont une forme souvent arrondie et les réseaux de cours d'eau ont un système différent étant déterminés par les roches paléozoïques.

Anciennes pénéplaines

La surface générale des roches précambriennes du Bouclier s'incline en pente douce sous les couches paléo-

zoïques en bordure du Bouclier des régions de l'Arctique et des plaines Intérieures, de la partie sud-ouest de la région du Saint-Laurent et notamment autour des basses-terres de la baie d'Hudson et de la plaine de Foxe. Dans certaines régions où des forages l'ont révélée, la surface est ondulée, mais en général elle s'incline graduellement à une grande profondeur au-dessous des roches des régions en bordure. Aux endroits en bordure où la nature de la surface du Précambrien se révèle clairement, ses collines et ses vallées se continuent sous les couches paléozoïques sus-jacentes. Les couches remplissent les dépressions, empiètent sur les crêtes, les recouvrent en partie et ne laissent que les parties supérieures, faisant saillie sous la forme d'enclaves le long des continuations des crêtes. Il en ressort que la surface actuelle du Bouclier, du moins en de nombreux endroits près de sa bordure, est une surface d'érosion pré-paléozoïque exhumée.

Des lambeaux de couches paléozoïques se trouvent très dispersés dans le Bouclier, certains d'entre eux très à l'intérieur s'étendent généralement dans des dépressions ou des

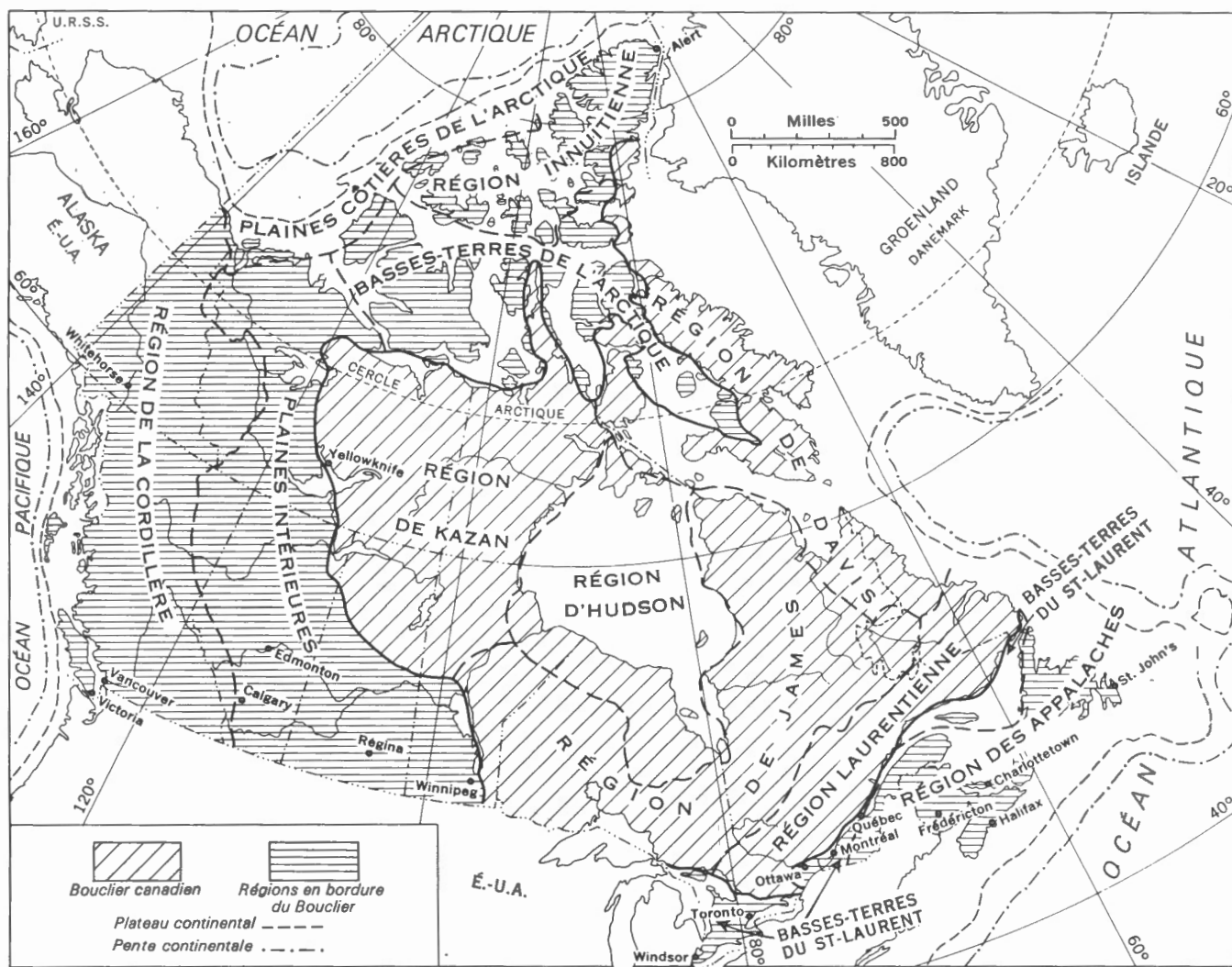


FIGURE II-1. Régions physiographiques du Canada.

CGC

grabens. Certains se trouvent dans des vallées, comme celle du lac Témiscamingue (Hume, 1925), où les couches paléozoïques reposent dans une région à relief de plus de 200 pieds. Ils s'étendent également dans des cuvettes profondes comme celle du lac Manicouagan (Rose, 1955), où plusieurs lambeaux se rencontrent à 1,200 pieds ou plus sous la surface actuelle des bas-plateaux précambriens environnants, sans qu'un mouvement tectonique évident ne les aient amenés à leur position actuelle. La répartition de ces lambeaux porte à croire que l'érosion a réduit le Bouclier à l'état d'une pénéplaine, avec un réseau de vallées creusées dans la roche en place, avant le Paléozoïque. Il semble que la surface du Précambrien a peu changé depuis l'élimination du manteau de roches paléozoïques et que la glaciation n'a modifié que superficiellement son caractère (Ambrose, 1964).

La surface du Bouclier vue dans son état actuel forme une surface en grande partie exhumée étant donné qu'elle se trouvait enfouie sous des couches paléozoïques; plusieurs régions de roches sédimentaires protérozoïques présentent des relations semblables avec la surface des roches cristallines archéennes sous-jacentes (Ambrose, 1964). Ainsi, la surface du Bouclier dans son état actuel a une évolution ancienne et complexe. Au cours des temps antérieurs au Protérozoïque, une pénéplaine formée sur les roches archéennes a été partiellement sculptée. Au cours du Protérozoïque, la surface s'est trouvée enfouie et exhumée une ou peut-être deux fois. Puis une nouvelle exhumation de ces différentes surfaces a enlevé la couverture paléozoïque. Enfin, un rabotage glaciaire de la surface a eu lieu durant les avancées glaciaires du Pléistocène.

Subdivisions du Bouclier

Bien que le terrain du Bouclier présente en général un caractère d'uniformité, il ressort de ses structures géologiques et des caractères de ses orogénèses que le Bouclier se compose de secteurs qui, physiographiquement, étaient probablement aussi distincts, autrefois, que sont actuellement la région de la Cordillère et celle des plaines Intérieures. C'est pourquoi certaines limites géologiques coupent des terrains qui forment un ensemble physiographique.

Quatre types de terrains du Bouclier sont relativement faciles à distinguer comme unités physiographiques et coïncident avec telle ou telle particularité géologique: 1) les plaines, formées sur des régions de roches non métamorphisées plus ou moins horizontales, tels que les terrains de grès et de conglomérat des plaines de la Thelon, d'Athabasca et de Cobalt, ou la région des sills de gabbro horizontaux de la plaine du Nipigon; 2) les collines, composées de roches faiblement métamorphisées, c'est-à-dire de sédiments et de sills généralement inclinés ou faiblement plissés, telles que les collines de Bathurst et d'East Arm, les collines Pénokéennes et celles du Labrador; 3) les montagnes, composées de roches massives très résistantes, telles que les anorthosites des monts Mealy, qui dominent fortement leurs environs; et 4) les hautes-terres, formées de grandes régions soulevées de roches cristallines massives profondément sculptées, telles que les hautes-terres du Labrador et celles de Davis, sur-

montées de glaciers. D'autres subdivisions diffèrent les unes des autres par des caractères moins marqués. Enfin certaines régions, bien qu'elles soient uniformes, se trouvent subdivisées de façon arbitraire en raison de leur grandeur et de leur forme irrégulière.

Région de Kazan

La région de Kazan, de topographie plutôt effacée, se compose de grandes étendues de roches massives en forme de bas-plateaux, de plateaux et de basses-terres en pente douce. Le secteur nord-ouest de cette région comprend entre autre des collines de roches stratifiées plissées, et affaissées le long de failles. Dans les secteurs du sud et du centre, s'étendent quelques plaines sablonneuses à couches horizontales.

La subdivision la plus grande de la région de Kazan est le *bas-plateau de Kazan*, vaste région onduleuse criblée de lacs et dont l'aspect général caractérise une si grande partie du Bouclier. Au nord de la plaine d'Athabasca, les points les plus élevés atteignent 1,500 et 1,900 pieds d'altitude, mais il est rare que le relief dépasse 200 ou 300 pieds. Le bas-plateau s'incline en pente douce et ses cours d'eau s'écoulent vers la baie d'Hudson, sauf à la bordure ouest, où ils se déversent dans le bassin hydrographique du Mackenzie. En direction de la baie d'Hudson, à environ 150 milles de la côte, le relief augmente jusqu'à 600 pieds et les plus hauts sommets deviennent distincts et bien visibles. De la baie d'Hudson jusqu'à 100 milles à l'ouest, des dépôts marins postglaciaires ont recouvert le bas-plateau et s'élèvent au maximum à 675 pieds d'altitude (Lee, 1959). La région, submergée autrefois par la mer, forme une plaine littorale à relief faible, recouverte en grande partie de dépôts glaciaires remaniés, qui masquent presque toute la roche en place.

La *plaine d'Athabasca* forme une grande indentation dans le secteur ouest du bas-plateau de Kazan et se compose de grès en couches presque horizontales. L'altitude de sa surface boisée, onduleuse, mamelonnée, à nombreux lacs, varie de 900 pieds à l'ouest à 2,000 pieds à l'est et son relief local est de 200 à 300 pieds.

Dans le centre de la région de Kazan s'étend la *plaine de la Thelon*, composée de couches presque horizontales de grès et de roches volcaniques représentées typiquement en surface par des étendues sablonneuses couvertes d'une végétation clairsemée.

Au sud-ouest de la plaine de la Thelon s'élèvent les *collines d'East Arm*, formées de sédiments et de sills de gabbro érodés différentiellement et affaissés le long de faille et par plissement. Sur le versant nord des collines, les sills résistants plongent vers le sud et forment de larges buttes-témoins dont les plus hautes atteignent 1,400 pieds au-dessus du niveau de la mer soit 900 pieds au-dessus du niveau du Grand lac des Esclaves. La plupart des vallées intermédiaires sont submergées par l'eau des bras du lac des Esclaves et autres lacs. Sur le versant sud, les collines plus étroites et plus basses se terminent abruptement au long et haut escarpement de faille qui borde le bas-plateau de Kazan.

Les *basses-terres de la Back* comprennent quelques bas-plateaux hauts de plus de 1,000 pieds, à l'est des collines

de Bathurst près de la plaine de la Thelon. Malgré cela, les basses-terres de la Back sont plus basses que le bas-plateau de Kazan et le plateau de Wager qui les bordent au sud et à l'est, notamment entre les rivières Back et Ellice. La majeure partie de cette région est typique de la région du Bouclier qui est dépourvue d'arbres, mais près de la côte, la transgression postglaciaire y a déposé une couche de boue et de vase. À l'intérieur, des eskers caractérisent ces basses-terres.

L'altitude de la surface du *plateau de Wager* augmente graduellement depuis l'inlet Chesterfield et la baie Wager, jusqu'à une élévation d'environ 2,000 pieds située entre l'inlet et la baie, où la surface du plateau se trouve profondément sculptée. En direction nord à partir de la baie Wager, le plateau s'incline et disparaît sous la forme de bas-fonds alternant avec des étendues accidentées dont l'altitude varie de 400 à 700 pieds.

Le *plateau de Boothia*, composé de gneiss cristallin recouvert en partie de lambeaux de roches du Paléozoïque, est un prolongement du Bouclier en forme d'une étroite pointe en direction nord. Au sud, il atteint une altitude de 2,500 pieds au-dessus du niveau de la mer et se fond avec le plateau de Wager, mais vers le nord son altitude s'abaisse jusqu'aux basses-terres adjacentes.

Les *collines de Bathurst* (Bird et Bird, 1961), composées de sédiments et de sills plissés affaissés le long de failles, s'étendent au sud de l'inlet Bathurst entre des bas-plateaux surélevés, constitués de roches massives. Les couches les plus tendres ont subi l'érosion et, en bien des endroits, elles se trouvent submergées sous des baies et des chenaux, tandis que les couches de roches plus dures, en général des sills, forment de longues côtes ou buttes-témoins hautes de plus de 1,000 pieds. La transgression marine a recouvert quelques basses parties de ces collines et y a laissé des vases et des dépôts remaniés. Le secteur sud-ouest des collines de Bathurst forme un groupe de crêtes appelées les collines Peacock, lesquelles, en partie très accidentées, s'élèvent à 600 pieds au-dessus des lacs voisins, atteignant une altitude de plus de 2,000 pieds.

Le *bas-plateau de Bear-Slave* se compose surtout de roches massives, mais son secteur nord-est contient certaines roches stratifiées. En général, la surface de ce bas-plateau, réduite à l'état de pénélaine, est caractéristique des régions dépourvues d'arbres du Bouclier où la roche se trouve dénudée. De nombreux lacs occupent les dépressions et des collines rocheuses arrondies, hautes de quelques centaines de pieds, caractérisent le paysage. Cependant, bien des monadnocks ont un relief au-dessus de 1,000 pieds et leurs sommets dépassent 1,600 pieds.

La majeure partie de la région des *collines du Couronnement* forme une étendue basse et longe les rivières Rae et Richardson vers l'est jusqu'au golfe du Couronnement. Les collines sont formées de roches sédimentaires légèrement inclinées vers le nord, et injectées de sills et dykes qui se prolongent dans le golfe et forment des îles. L'altitude des collines et des crêtes dépasse 800 pieds. Dans la partie sud-

ouest, la nature du terrain se modifie: les crêtes se rapprochent les unes des autres, jusqu'à se fondre avec les grands bas-plateaux des collines Coppermine aux sommets relativement arrondis, dont l'altitude atteint environ 2,000 pieds. Au sud-ouest des lacs Dismal, des roches massives saillent hors des roches sédimentaires et forment de grosses collines arrondies.

Région de Davis

La région de Davis (Dunbar et Greenaway, 1956) s'étend de l'île Ellesmere vers le sud et le sud-est jusqu'au nord du Labrador. Relativement étroite à chacune de ses extrémités, elle s'élargit en son milieu où des roches cristallines précambriennes entourent les couches paléozoïques horizontales de la plaine de Foxe, rattachée à la région d'Hudson. La région de Davis présente l'aspect général d'une ancienne surface d'érosion étendue, faiblement arquée vers le haut, érodée superficiellement le long des réseaux de joints et des zones de roches tendres. Elle est presque dénuée de dépôts meubles, sauf çà et là près de la plaine de Foxe. Le long du littoral est, le relief est en général prononcé. On divise la région en un secteur nord ou insulaire et un secteur sud ou continental.

Les *hautes-terres de Davis* (Ives et Andrews, 1963) forment une bande de roches cristallines profondément sculptées, s'étendant le long du flanc nord-est des îles Baffin et Bylot, puis vers le nord à travers la partie est des îles Devon et Ellesmere jusqu'à la presqu'île Bache. Sur toute cette distance d'environ 1,200 milles, les hautes-terres sont montagneuses; on y trouve des vestiges d'une ancienne surface d'érosion formant les sommets ou marquée par des cimes dont la plupart atteignent 5,000 pieds ou plus au-dessus du niveau de la mer. Dans le nord, l'ancienne surface d'érosion s'incline en pente douce vers l'ouest et, dans le sud, vers le sud-ouest. De longs bras de mer s'enfoncent dans les terres sous la forme de larges détroits ou de fjords. Dans l'île Baffin, certains de ces bras de mer traversent les hautes-terres jusque dans le bas-plateau de Baffin. La plupart des parties les plus hautes ont une calotte glaciaire dont la plus grande, la calotte glaciaire Penny, se trouve à l'altitude de 6,000 ou 7,000 pieds, en bordure du bas-plateau Baffin.

La *basse-terre côtière de Baffin* borde les hautes-terres de Davis dans l'est de l'île Baffin et s'étend de la péninsule Henry Kater au fjord Eglinton. Dans sa plus grande largeur, elle mesure environ 25 milles, mais souvent elle se réduit à d'étroites bandes de terre isolées au bout des péninsules ou des îles.

Le *bas-plateau de Baffin* présente également les caractéristiques de l'ancienne surface d'érosion des hautes-terres de Davis. D'une altitude de 3,000 pieds près des hautes-terres de Davis et de la calotte glaciaire Barnes, cette ancienne surface d'érosion s'incline en général vers le sud-ouest et se termine presque au niveau de la mer aux environs de la plaine de Foxe. La limite entre les hautes-terres de Davis et le bas-plateau de Baffin passe là où le terrain est moins sculpté, là où l'ancienne surface d'érosion devient le caractère prédo-



PLANCHE II-1. Fjords et glaciers, hautes-terres de Davis, île Baffin.

minant de la région et où le réseau d'écoulement des eaux s'incline vers le sud-ouest.

Sur la péninsule Hall, la baie Cumberland sépare le *bas-plateau de Hall* du bas-plateau de Baffin. Les deux bas-plateaux ont une surface semblable. Le bas-plateau de Hall atteint une altitude de 3,800 pieds sur le côté nord-est et s'incline vers le sud-ouest jusqu'à la baie Frobisher. Au sud de la baie, le *bas-plateau de Frobisher* s'élève brusquement du niveau de la mer à 3,000 pieds d'altitude, puis s'incline vers le sud jusqu'au détroit d'Hudson. Une région semblable mais plus basse et plus irrégulière s'étend vers l'ouest jusqu'à la péninsule Foxe. La partie sud-ouest de la péninsule au sud de la baie Frobisher, où des sommets atteignent environ 1,200 pieds, fait partie du bas-plateau de Frobisher. Les roches massives qui forment les roches en place de ces bas-plateaux semblent se continuer sous la mer et font saillie isolément sur les plateaux accidentés des îles Salisbury et Nottingham.

La partie continentale du *plateau de Melville* forme en majorité un bas-plateau uniforme sans caractères spéciaux, élevé de 1,500 à 2,000 pieds, mais avec certains accidents le long de sa bordure ouest. Sur l'île Southampton, le bas-plateau présente une surface plus basse aux extrémités nord-ouest et est, mais près du centre, il atteint environ 2,000 pieds en de nombreux endroits.

Les *hautes-terres du Labrador* ainsi que le *plateau de la George* ressemblent aux hautes-terres et aux bas-plateaux de l'île Baffin. Ils montrent des vestiges d'une ancienne surface d'érosion sur des roches massives. Cette ancienne surface s'incline vers l'intérieur des terres à partir des hautes-terres coupées de vallées et de fjords profonds le long des côtes. Les hautes-terres du Labrador comprennent plusieurs chaînons, dont les monts Torngat en forment les sommets les plus élevés et les plus accidentés de l'Est continental du Canada. Les sommets de ces chaînons atteignent souvent une altitude de 3,500 pieds, mais rarement celle de 5,000 pieds. L'ancienne surface d'érosion subsiste sous la forme de témoins onduleux généralement inclinés vers l'ouest et autour desquels la glaciation a érodé des cirques, des pics rugueux, de profondes vallées en U et des fjords à hautes falaises qui tombent à pic dans la mer. Dans la partie nord, de profondes vallées transversales coupent les hautes-terres du Labrador et en rejoignent d'autres sur le plateau de la George, dont les cours d'eau se jettent dans la baie d'Ungava. À l'intérieur des terres, l'ancienne surface d'érosion devient plus continue et un peu moins onduleuse. Elle caractérise le plateau de la George qui s'incline vers la baie d'Ungava et les basses-terres de Whale. Les parties supérieures du plateau de la George plafonnent entre 1,000 et 2,000 pieds, mais elles s'élèvent près des hautes-terres du Labrador. En nombre d'endroits du plateau, le till s'est déposé sous forme de drumlins, notamment dans les parties basses.

Les *basses-terres de Whale*, large région irrégulière, sont couvertes de dépôts glaciaires et drainées par la rivière à la Baleine. La hauteur des collines éparées varie de 2,000 pieds dans le sud à 800 pieds dans le nord. Ses frontières identifiées surtout par les limites des dépôts glaciaires sont arbitraires.

Région d'Hudson

La région d'Hudson comprend les basses-terres de la baie d'Hudson, la baie d'Hudson elle-même, la plaine de Southampton, les îles Belcher et les collines de Richmond. Elle est recouverte de couches paléozoïques et protérozoïques non métamorphisées, partiellement submergées, la plupart horizontales. Elle constitue la principale dépression centrale du Bouclier.

Les basses-terres de la baie d'Hudson forment une plaine basse, marécageuse, noyée d'eau, recouverte de formes glaciaires réduites et comprennent une zone de plages soulevées sur le rivage de la baie d'Hudson (frontispice). Ses roches sont des couches paléozoïques recouvrant les roches précambriennes sous-jacentes non stratifiées et stratifiées. Les couches paléozoïques s'inclinent en pente douce vers le nord-est et l'est jusqu'à la baie d'Hudson et la baie James. L'altitude varie de 200 à 400 pieds en bordure des bas-plateaux de la Severn et d'Abitibi. Un escarpement, qui domine le bas-plateau d'Abitibi, marque sa bordure est. La physiologie du secteur se trouve marquée par la crête Sutton, enclavée de couches précambriennes à 600 pieds d'altitude qui domine les environs de près de 500 pieds.

La plaine de Southampton (Dunbar et Greenaway, 1956) forme également une plaine recouverte de couches paléozoïques horizontales, mais sa surface plutôt irrégulière a un bon drainage. Haute de moins de 300 pieds en général, elle a en bordure deux hautes buttes-témoins de roches précambriennes du plateau de Melville. L'une située sur l'île Southampton, atteint 500 pieds, la seconde, sise à l'extrémité nord de l'île Coats, s'élève à 700 pieds.

Les îles Belcher résultent des chaînes de collines faisant saillie dans les eaux de la baie d'Hudson et formées de couches résistantes d'une épaisse succession de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque. Ces roches, déformées en plis complexes, ont la forme de longues épingles à cheveux recourbées. Les plus hauts points des îles atteignent environ 400 pieds et ont leurs sommets tronqués par une ancienne surface d'érosion. Les collines de Richmond, y compris les îles Nastapoka et autres îles situées plus au nord, forment à l'est de la région un groupe dominant de lambeaux de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque.

Le fond de la majeure partie de la baie d'Hudson se situe en moyenne à environ 100 mètres, sauf dans la région nord-centre où il atteint presque 230 mètres. La forme bathymétrique générale de la baie correspond à celle d'une soucoupe, notamment dans les régions périphériques. Cependant, de longues crêtes et vallées rompent cette forme bathymétrique et, dans certains cas, des sinuosités plus continues ressemblent à un réseau fluvial submergé. Le repérage par échos enregistrés révèle que des vallons à parois abruptes, hautes de 30 mètres, se trouvent dans le prolongement des estuaires actuels. Le fond d'une vallée, orientée vers le nord et située à 80 milles à l'ouest des îles Ottawa, est à 330 mètres au-dessous du niveau de la mer et à presque 200 mètres au-dessous du fond marin adjacent de la baie. La vallée semble devoir sa configuration à l'érosion en surface le long d'une direction de structure.

Les autres directions linéaires comprennent les hautes régions topographiques, dont la plus prononcée est la crête à direction nord, sise parallèlement à 75 milles à l'ouest de la profonde vallée susmentionnée. La partie la plus élevée de cette crête arquée, appelée les hauts-fonds du centre, se trouve à une profondeur d'environ 30 mètres, et sa formation dépend peut-être de la roche en place. Les autres petites crêtes en place sont peut-être aussi des interfluvies submergés. Dans la partie nord-est de la baie d'Hudson, près des îles Digges, une auge linéaire, profonde de près de 490 mètres, serait le résultat de l'érosion en surface et de l'érosion glaciaire le long de failles.

Région de James

La majeure partie de la région de James présente les caractères généraux du Bouclier qu'on retrouve dans les grands plateaux et bas-plateaux de la région de Kazan, et à un moindre degré dans la région de Davis. On la divise arbitrairement en un certain nombre de secteurs, mais elle comprend plusieurs petites subdivisions distinctes, telles que la plaine du Nipigon et les collines du Labrador. D'après des photos aériennes, Hare (1959) a décrit la physiographie du nord du Québec et du Labrador. Dans le présent chapitre est fait un grand usage de sa carte, mais en simplifiant les limites de ses divisions et en ajoutant quelques noms.

Les bas-plateaux de la Severn et d'Abitibi, recouverts de roches cristallines archéennes identiques, ont une surface onduleuse étendue, qui s'élève graduellement à partir des basses-terres de la baie d'Hudson au nord, et atteint environ 1,500 pieds d'altitude près des limites sud-ouest et sud des bas-plateaux. Leur altitude dans la majeure partie se situe entre 900 et 1,200 pieds. Des dépôts de lac glaciaire recouvrent de grandes parties du sud-ouest du bas-plateau de la Severn et du nord du bas-plateau d'Abitibi.

La plaine du Nipigon repose à une altitude d'environ 900 pieds sur les sills de gabbro et les roches sédimentaires protérozoïques qui entourent le lac Nipigon. Profondément découpée, il ne reste que quelques lambeaux des sills résistants sous la forme de collines éparses. Les collines de Port-Arthur, formées elles aussi de sills et de roches sédimentaires protérozoïques inclinés vers le sud, se présentent en buttes-témoins et crêtes dont certaines se prolongent dans le lac Supérieur sous forme de promontoires. Leurs sommets atteignent 1,500 pieds et s'élèvent par endroits à 800 pieds au-dessus du lac Supérieur et des vallées environnantes. L'île Michipicoten, constituée de roches stratifiées, est reliée aux collines Pénokéennes, composées de roches sédimentaires plissées. L'altitude de la plupart des sommets des collines Pénokéennes varie entre 800 et 1,000 pieds, mais deux sommets d'au moins 1,500 pieds d'altitude établissent un relief moyen d'environ 900 pieds. La plaine de Cobalt, composée de sédiments détritiques horizontaux, a des crêtes et des collines formées de sills de gabbro où apparaissent des enclaves de roches cristallines archéennes.

Les basses-terres d'Eastmain rejoignent le bas-plateau d'Abitibi et le plateau de Larch, mais en général elles sont plus basses, notamment près de la limite de la baie James,

où de grandes étendues ont subi la transgression marine du Pléistocène. Les lacs y sont rares et les marécages y prédominent. En général, la surface de cette plaine s'élève graduellement vers l'est et est coupée de collines çà et là. Le secteur le plus élevé se trouve au nord-ouest du lac Mistassini, où des lacs s'étendent à 1,200 pieds d'altitude.

Le *plateau de Larch* a une surface ondulée et son relief varie entre 500 et 1,500 pieds (Stevenson, 1965). La roche affleure en de nombreux endroits et le drift à sa surface est généralement de faible épaisseur. Cependant, du côté ouest, la région a subi la transgression marine postglaciaire et le secteur sud-est, peu élevé, a une grande partie de sa surface recouverte de till déposé sous forme de drumlins. Dans le sud, le réseau hydrographique s'incline vers l'ouest et les eaux se déversent dans la baie d'Hudson, mais plus au nord, l'écoulement des eaux d'une grande région s'effectue vers la baie d'Ungava par la rivière aux Feuilles et la rivière Larch. La rivière aux Feuilles prend naissance à moins de 30 milles de la baie d'Hudson, à l'altitude d'environ 500 pieds. En suivant son cours vers le nord-est, l'altitude des collines du centre du plateau passe de 600 à plus de 1,000 pieds.

Les *collines de Povungnituk* comprennent les chaînons du cap Smith et les chaînons Povungnituk et se composent en grande partie de roches volcaniques protérozoïques et de sills de gabbro semblables à ceux des collines de Richmond et des collines du Labrador. Les couches plissées forment une suite de crêtes et de vallées à direction est-ouest, relativement hautes dans la partie ouest, plus basses à l'est, où le sommet des collines se fond presque avec le plateau de Larch et le plateau de Saglouc.

Le *plateau de Saglouc*, situé à l'extrémité nord de la péninsule d'Ungava, se trouve séparé du plateau de Larch par les collines de Povungnituk. Par endroits, le long de la côte nord, le plateau s'abaisse abruptement d'une altitude de 1,700 pieds jusqu'à la mer. Il s'incline doucement vers l'ouest, là où il a subi la transgression marine postglaciaire. À l'intérieur, le plateau a une surface légèrement ondulée et atteint l'altitude de 1,900 pieds.

Le *plateau des Lacs* a l'aspect d'une plaine ondulée coupée de nombreux lacs (Hare, 1959) et à collines isolées de roches en place dont certaines, très accidentées, dominent d'environ 500 pieds la surface générale du plateau. Dans le nord-ouest, l'altitude varie entre 1,500 et 3,000 pieds. Le sud, plus haut dans l'ensemble, a un relief moins marqué. L'altitude y varie entre 2,500 et 3,000 pieds, tandis que dans le nord-est l'élévation, moins accentuée, s'étage entre 1,400 et 2,100 pieds.

Le *plateau de la Caniapiscau* constitue le noyau du plateau des Lacs et est formé de collines très découpées composées de roches massives marquées d'évidents réseaux de fissures. Par places, l'altitude dépasse 3,000 pieds. À l'est, un escarpement dominant les collines du Labrador borde le plateau, mais ailleurs sa surface se fond avec celle du plateau des Lacs.

Les *collines de Mistassini* se composent de collines, de crêtes et de vallées presque parallèles, celles-ci étant partiellement comblées par les eaux du lac Mistassini. Les sommets des monts Otish, hauts de plus de 3,500 pieds et dominant de

2,500 pieds le lac Mistassini, forment le secteur le plus élevé de ces collines. La plupart des crêtes, constituées de roches sédimentaires et de sills de gabbro, forment des buttes-témoins dominant la région vers le nord et ont un aspect général atténué, notamment autour du lac Mistassini.

Les *collines du Labrador* couvrent la plus grande partie de la zone de roches plissées sédimentaires et volcaniques datant du Précambrien et bordent le côté est des plateaux de Larch et de la Caniapiscau. C'est une zone de crêtes et de vallées sinueuses, formée de couches plissées, affaissées en cuvette et faillées. L'altitude des sommets varie entre 2,400 pieds dans le sud et le centre et 1,200 pieds dans le nord. Le relief, plutôt atténué à l'extrémité nord, devient plus prononcé en allant vers la rivière Koksoak où il atteint 300 pieds. Plus au nord, la zone de collines se rétrécit et se fond avec les plateaux adjacents. Les vallées, formées en cet endroit, ont le fond généralement recouvert de drift, de tills, de drumlins et de sable.

Région Laurentienne

La région Laurentienne se compose de bas-plateaux et de hautes-terres qui s'élèvent brusquement au-dessus des basses-terres du Saint-Laurent le long de sa longue bordure du sud-est. Le relief accentué de cette bordure provient partiellement d'escarpements de faille et forme un contraste avec les bordures ouest et nord du Bouclier où la pénéplaine s'incline doucement sous les couches paléozoïques sus-jacentes des plaines Intérieures et des plaines de l'Arctique.

Les *hautes-terres Laurentiennes* s'élèvent brusquement au-dessus des basses-terres du Saint-Laurent, du fleuve et du golfe. La bordure sud-est de ces hautes-terres est profondément coupée par le lit de plusieurs grandes rivières largement creusé en certains endroits. Ces rivières augmentent en volume en traversant l'intérieur élevé et onduleux de ces hautes-terres, et s'écoulent rapidement pour se jeter dans le fleuve ou dans le golfe Saint-Laurent. Ce relief donne un aspect montagneux à la bordure sud-est où l'altitude y varie en moyenne de 1,000 à 2,000 pieds. En plusieurs endroits à l'intérieur, le relief est également montagneux, mais en général les sommets forment un même niveau. Le relief de cette ancienne surface d'érosion varie entre 1,000 et 1,500 pieds, et a une altitude légèrement supérieure à celle du bas-plateau d'Abitibi l'avoisinant au nord. Une grande partie de la surface des hautes-terres Laurentiennes atteint environ 2,000 pieds, mais de vastes régions ont des sommets s'élevant à 3,000 pieds et parfois à 4,000. Les hautes-terres Laurentiennes s'étendent au sud de la rivière Outaouais, couvrent la région ondulée de roches précambriennes qui traversent le fleuve Saint-Laurent aux Mille-Îles, forment les Mille-Îles et rejoignent les monts Adirondacks aux États-Unis.

Le *plateau de la Mécatina* forme une vaste superficie à terrains variés, à surface accidentée, ondulée et profondément découpée le long de ses bords. À partir de la côte, le relief s'élève brusquement et atteint rapidement de 700 à 1,200 pieds, puis graduellement approche de 1,800 pieds à sa bordure intérieure. Du drift couvre la majeure partie des régions occidentales et intérieures du plateau.

Au nord-ouest du plateau de la Mécatina et dans le secteur limitrophe aux régions de James et de Davis s'étend une vaste superficie de terrains accidentés, composés de plusieurs bas-plateaux et plateaux, coupés de secteurs moins élevés. Le *bas-plateau de Hamilton* comprend trois secteurs distincts de collines. Chaque secteur atteint 2,500 pieds d'altitude et présente un relief variant de 500 à 1,000 pieds au-dessus du plateau de la Mécatina couvert de lacs et de drift. Au sud-est du bas-plateau de Hamilton, les régions couvertes de drift forment le *plateau de Hamilton*. La *plaine du Melville*, basse-terre à surface irrégulière au relief moyen de 500 pieds, renferme le lac Melville situé sensiblement au niveau de la mer. Quelques collines y atteignent 1,000 pieds. Sa surface est profondément coupée de vallées de cours d'eau qui y entrent à partir de l'ouest. Les *monts Mealy* s'élèvent brusquement au-dessus de la partie sud de la plaine du Melville et atteignent leur point culminant de 3,700 pieds dans l'est. Une ancienne surface d'érosion tronque leurs sommets et s'incline vers l'ouest. Selon Hare (1959), la partie supérieure de ces montagnes présenterait des cirques.

RÉGIONS EN BORDURE DU BOUCLIER

Ces régions comprennent une grande variété de provinces physiographiques et se divisent en plusieurs subdivisions reconnaissables, dont certains noms sont établis depuis longtemps. Elles comprennent, au nord, la région Innuïtienne, la plaine côtière de l'Arctique et les basses-terres de l'Arctique, à l'ouest, les plaines Intérieures et la région de la Cordillère et à l'est, les basses-terres du Saint-Laurent et la région des Appalaches.

Région Innuïtienne

La région Innuïtienne présente un relief topographique varié, en général plus accidenté que celui des provinces physiographiques limitrophes. Elle s'est formée à partir d'ensembles épais de roches sédimentaires déformées et de peu de roches intrusives. De forme sensiblement triangulaire, elle atteint une superficie d'environ 210,000 milles carrés, et forme une partie de l'anneau extérieur de la région en bordure située entre le Bouclier et l'océan Arctique. D'après E. F. Roots, la région Innuïtienne est caractérisée par deux zones arquées au relief assez accidenté, coupées de grandes étendues discontinues de terrain moins accidenté. Le paysage révèle les effets de plusieurs cycles d'érosion interrompus ou surimposés, mais la plupart des formes du terrain indiquent un stade intermédiaire d'évolution ou un stade comparativement jeune d'évolution. Ces formes traduisent directement la composition des roches, la structure géologique de la région et les mouvements verticaux récents de la déformation Innuïtienne.

La zone montagneuse la plus au nord (zone extérieure) de la région Innuïtienne est celle des *monts Grantland* et des *monts Axel Heiberg*, qui comprend les chaînes Empire-Britannique et États-Unis, dans le nord-ouest de l'île Ellesmere, et le centre et l'ouest montagneux de l'île Axel Heiberg. Les *monts Grantland* et *Axel Heiberg* forment un ensemble de longues crêtes de couches plissées du Mésozoïque et du

Paléozoïque, avec un peu de roches intrusives ignées. Par places, le relief atteint 4,000 pieds d'altitude et les plus hauts sommets 8,200 pieds. Les montagnes du centre de l'île Axel Heiberg et du nord-ouest de l'île Ellesmere se trouvent presque enfouies sous des calottes glaciaires au travers desquelles des sommets émergent formant des rangées de nunataks. Sur leur versant nord-ouest, elles font place assez brusquement à un plateau étroit, incliné vers la mer; sur leurs versants est et sud-est, elles s'étendent en devenant de moins en moins accidentées, jusqu'à la crête dentelée du bas-plateau d'Eureka. Complètement au sud de l'île Axel Heiberg, cependant, les accidents de terrain apparaissent comme la continuation de la zone montagneuse intérieure du bas-plateau d'Eureka. De nombreuses vallées transversales à parois escarpées parallèles coupent les chaînes et les crêtes; quelques-unes sont droites et anguleuses en plan, d'autres sont uniformément courbées. Dans le nord-ouest de l'île Ellesmere, elles constituent des fjords spectaculaires et des vallées en forme de U couronnées de glaciers.

La zone montagneuse intérieure s'étend sur toute la longueur de la région Innuïtienne, du nord-est de l'île Ellesmere à la pointe ouest des îles Parry. Elle s'est formée en général sur les plis faiblement arqués, presque parallèles dans des roches carbonatées, des schistes argileux et des grès paléozoïques du géosynclinal franklinien. Dans l'ensemble, cette zone est moins accidentée que la zone montagneuse extérieure. Les plus hautes montagnes se trouvent dans le nord-est de l'île Ellesmere, où les *monts Victoria et Albert* atteignent plus de 6,500 pieds et portent une vaste calotte glaciaire et de nombreux glaciers. Le relief de cette zone comporte tout un système de vallées et de crêtes bien développé, avec des sommets de crêtes hauts de 3,500 à 4,000 pieds et un relief local atteignant 2,500 pieds. Le système de vallées et de crêtes se poursuit vers le sud et sud-ouest à travers l'île Ellesmere, puis vire brusquement vers l'ouest, pour continuer, avec des interruptions, jusqu'à l'île Melville. A mesure que les sommets des crêtes s'élargissent et que les sommets arrondis deviennent le caractère dominant de la région, ce bas-plateau passe graduellement dans le plateau de Parry, peu découpé.

Le *bas-plateau d'Eureka* comprend une région allongée à relief relativement atténué dans le centre et l'ouest de l'île Ellesmere et dans l'est de l'île Axel Heiberg et située entre les deux grandes zones montagneuses de la région Innuïtienne. Sa surface, en majeure partie onduleuse et occupée par des crêtes, est déterminée par les couches plissées sous-jacentes; son altitude demeure le plus souvent inférieure à 3,000 pieds. De vastes secteurs peu élevés de plateaux découpés et de bas-plateaux légèrement onduleux se sont formés sur du grès et du schiste argileux tendres de la fin du Mésozoïque et du Tertiaire. Des dépressions en forme de tranchées coupent ces bas-plateaux. Arquées, sinueuses ou ramifiées en plan, ces dépressions forment de grands réseaux dendritiques de drainage, dont le fond descend graduellement sous la mer et atteint 300 mètres dans le détroit de Nansen et la baie Norvégienne.

Sur l'île Bathurst, la surface du *plateau de Parry* comprend de nombreuses et larges crêtes à sommet plat, à versants escarpés, et hautes en moyenne de moins de 800 pieds.

Elles séparent de larges vallées longitudinales à fond plat coupées de vallées transversales profondes ressemblant à des ravins. Plus à l'ouest, sur l'île Melville, où le plateau domine la région, l'altitude moyenne augmente et atteint plus de 1,000 pieds. Dans l'ouest de l'île, quelques collines hautes de 2,500 pieds portent quatre petites calottes glaciaires. Des baies et des détroits en forme de fjords à parois abruptes coupent profondément la surface surélevée du plateau.

Dans la partie ouest des îles Reine-Élisabeth, le plateau de Parry a comme limite au nord les *basses-terres de Sverdrup* à faible relief, et formées sur un bassin structural de roches mésozoïques généralement tendres, médiocrement consolidées et peu déformées. La surface forme en général des basses-terres onduleuses, avec escarpements, et d'une altitude de moins de 500 pieds. On y trouve par places des étendues de bas-plateaux de faible élévation, des plateaux découpés hauts de 1,200 pieds et de vastes plaines surélevées de quelques pieds seulement au-dessus du niveau de la mer. Parmi les accidents de terrain caractéristiques se trouvent des dômes découpés et des structures annulaires formés sur des pointements diapirs de gypse et d'anhydrite et sur des injections ignées. Environ la moitié de la superficie des basses-terres de Sverdrup se trouve submergée par la mer, dont le fond, presque plat et profond de 200 à 500 mètres sur de grandes étendues, s'élève brusquement sur les rivages de l'île; ce relief laisse supposer une longue période d'érosion sous l'action des vagues, à un niveau plus bas que celui des mers actuelles.

Plaine côtière de l'Arctique et plateau continental de l'Arctique

La *plaine côtière de l'Arctique* s'étend le long du rivage de l'océan Arctique, depuis l'île Meighen à l'Alaska. Elle borde du côté de la mer la région Innuïtienne, les basses-terres de l'Arctique, les plaines Intérieures et la région de la Cordillère. Bien que la région soit en apparence uniforme, chaque secteur a des caractères physiographiques distinctifs.

Dans le secteur de la *plaine côtière des îles*, allant de l'île Meighen à l'île Banks, la couche de roche en place à la surface est de la formation de Beaufort, composée de sables et graviers meubles, datant du Tertiaire ou du début du Pléistocène. Sur l'île Meighen, un mouvement a soulevé de 600 pieds cette formation, puis l'érosion l'a transformée en terrain accidenté portant une calotte glaciaire dont le sommet atteint actuellement plus de 800 pieds au-dessus du niveau de la mer. Sur les îles Ellef Ringnes, Borden, Brock et Prince-Patrick, la plaine côtière est basse, remarquablement plane et uniforme et pourvue d'un réseau de cours d'eau importants, encaissés de quelques pieds tout au plus et s'écoulant vers la mer. Sa limite à l'intérieur des terres, qui atteint l'altitude de 100 pieds, est marquée d'une crête basse par endroits ou d'un escarpement, faisant face à la mer ou vers la terre. Des vestiges épars de cette plaine subsistent dans les basses-terres de Sverdrup. Sur l'île Banks, des collines basses et onduleuses caractérisent le relief de la plaine côtière qui possède un bon drainage, des plaines d'alluvions et des terrasses basses inclinées vers l'ouest, bordant les principales vallées fluviales. Les terrasses témoi-

gnent de l'existence de plusieurs stades d'érosion et de soulèvement. À l'intérieur des terres, la plaine se fond, à l'altitude de près de 300 pieds, avec la plaine de Victoria.

Sur le continent, la plaine côtière de l'Arctique est formée du delta du Mackenzie et de la plaine côtière du Yukon. Le *delta du Mackenzie*, très complexe, se compose non seulement du delta du fleuve Mackenzie actuel, mais aussi d'anciens deltas et d'un ensemble de dépôts fluvio-marins tels que ceux du cap Bathurst (MacKay, 1958). De nombreux lacs et chenaux caractérisent la plaine du delta du Mackenzie, et dans les parties plus anciennes se trouvent un grand nombre de pingos, dont certains de grandes dimensions forment le caractère dominant du terrain.

Juste à l'ouest de l'embouchure du Mackenzie, la *plaine côtière du Yukon*, située à une altitude bien supérieure à celle du delta du Mackenzie, semble être en grande partie une surface d'érosion creusée dans la roche en place et recouverte d'une mince couche de sédiments d'âge récent. Elle décline vers l'ouest et le long de la côte jusqu'à l'île Herschel et est parsemée de drift ou de lacs. De l'île Herschel à la frontière de l'Alaska à l'ouest, elle est formée de deltas qui fusionnent et de cônes de déjection formés par des cours d'eau originaires des monts Britanniques et de lagunes littorales.

La plaine côtière de l'Arctique s'étend sous la mer jusqu'au point où elle se fond avec le *plateau continental de l'Arctique*. Le fond marin, peu profond, au large des îles Meighen, Ellef Ringnes, Borden et Prince-Patrick, s'incline à la fois vers la mer et vers les chenaux qui séparent les îles, où la pente, plus abrupte et plus irrégulière, atteint près de 300 mètres de profondeur. Il est évident que la partie apparente de la plaine côtière de l'Arctique n'est qu'un secteur d'une surface émergée de sédimentation, dont la plus grande partie est antérieure aux chenaux profonds qui séparent les îles. Les promontoires submergés s'allongeant en mer à partir de chaque groupe d'îles se fondent à une profondeur d'environ 300 mètres avec le plateau continental proprement dit. Le plateau forme une surface presque plane, s'inclinant vers la mer à raison de 12 pieds par mille. Près de la plaine côtière de l'Arctique ce plateau s'unit graduellement au fond plat des chenaux à une profondeur de 450 mètres. À la bordure extérieure, à une distance d'environ 80 à 120 milles des promontoires des îles le plus à l'extérieur, une rupture brusque et nette se produit à une profondeur de 750 mètres; le plateau devient la pente continentale abrupte mais uniforme jusqu'au fond sous-marin de l'océan Arctique. Au nord du continent, le plateau continental est peu profond, et la pente générale de la plaine côtière du Yukon se poursuit sans variation au-dessous du niveau de la mer, sa profondeur n'atteignant que 100 mètres à 50 milles ou plus de la côte. Là, le plateau continental s'affaisse rapidement, devient une pente continentale irrégulière, plutôt découpée, qui s'incline fortement jusqu'à des profondeurs océaniques sous la mer de Beaufort.

Basses-terres de l'Arctique

Les basses-terres de l'Arctique sont formées sur les roches sédimentaires horizontales ou presque du Paléozoïque ou de la fin du Protérozoïque et s'étendent entre le Bouclier et la

région Innuïtienne. Elles comprennent le plateau de Lancaster, la plaine de Foxe, la plaine de Boothia, les basses-terres de Victoria et les monts Shaler.

Dans le nord-est, la surface du *plateau de Lancaster* s'incline doucement vers le sud à partir d'une altitude de près de 2,500 pieds dans le sud de l'île Ellesmere, en passant par le centre de l'île Devon, jusqu'à une altitude moyenne de 1,000 à 2,000 pieds sur l'île Somerset et sur la presqu'île Brodeur dans le nord-ouest de l'île Baffin. Son uniformité générale demeure continue, sans déviation apparente, à travers les grands chenaux des détroits de Jones et de Lancaster et de l'inlet Prince-Régent. Plus au sud, la surface s'abaisse davantage jusqu'à former, sur les deux côtés du golfe de Boothia, la surface de la *plaine de Boothia*. Elle atteint ensuite le niveau de la mer et semble s'incliner sous la mer à la baie Comité.

La *plaine de Foxe* s'étend basse et unie sur des couches paléozoïques et forme une sorte de bassin peu profond sur l'ancienne surface des roches précambriennes. Des mers très peu profondes submergent en partie cette ancienne surface. La plaine comprend trois secteurs: la grande plaine de la rivière Koukdjuak, les hautes-terres de Soper, au nord de la rivière Koukdjuak, et les hautes-terres de Putnam, au sud de la même rivière. Les hautes-terres de Putnam atteignent l'altitude de 600 pieds. La grande plaine de la rivière Koukdjuak a, comme traits marquants, une large zone dans l'est de plages soulevées s'étendant du nord au sud et, dans le centre, nombre de lacs circulaires.

À l'ouest de l'étroite bande de roches cristallines du Bouclier canadien qui constituent le plateau de Boothia, la surface de la partie est des *basses-terres de Victoria* semble avoir une inclinaison semblable à celles de la surface du plateau Lancaster et de la plaine de Boothia. L'altitude en général baisse vers le sud-ouest et le sud à travers l'île Prince-de-Galles, dont la côte sud-ouest est très basse. Les profondeurs du détroit de M^cClintock demeurent peu connues, mais il est possible que le fond du détroit forme la suite de la surface de ces basses-terres au-dessous du niveau actuel de la mer, car vers l'ouest la surface remonte pour former la côte basse est de l'île Victoria et atteint 2,500 pieds dans la partie centrale des monts Shaler, à l'intérieur de l'île Victoria. Les *monts Shaler* se composent de roches stratifiées de la fin du Protérozoïque; les roches injectées de sills de gabbro forment des buttes-témoins surmontées de roches volcaniques en couches horizontales. Plus à l'ouest, l'altitude de la surface générale des basses-terres de Victoria diminue graduellement et, dans le centre de l'île Banks, la surface se fond avec la plaine côtière de l'Arctique. Dans l'est de l'île Banks et dans la majeure partie des îles Victoria et Prince-de-Galles, l'ancienne surface des basses-terres de Victoria, unie et onduleuse, est couverte de dépôts glaciaires variés avec de grandes étendues de crêtes drumlinoides qui donnent aux formes physiographiques mineures une trame caractéristique. Des zones de moraines grossières très épaisses forment des collines irrégulières dans le sud-ouest de l'île Victoria et sur les deux rives du détroit du Prince-de-Galles. Ces régions constituent la partie la plus accidentée des basses-terres de Victoria.

Plaines Intérieures

Les plaines Intérieures s'étendent entre le Bouclier à l'est et les montagnes de la région de la Cordillère à l'ouest et sont recouvertes de couches horizontales de roches de la fin du Protérozoïque et de roches du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire. Elles rejoignent les basses-terres du Saint-Laurent de l'Est du Canada, en passant par les États-Unis, et sont séparées des basses-terres de l'Arctique par le golfe Amundsen. La partie sud de ces plaines se compose de prairies semi-arides, la région centrale forme le secteur boisé et la partie nord, la toundra. La région comprend plusieurs subdivisions; au nord, elles sont plus petites et plus variées qu'au sud.

Les *plaines de Horton et d'Anderson* forment le versant arctique où les eaux se déversent directement dans l'océan Arctique. La plaine d'Anderson, couverte d'un manteau de drift glaciaire et de matériaux d'épandage proglaciaires, se distingue de la plaine de Horton, légèrement plus élevée et où la roche affleure généralement. La roche en place de la plaine de Horton se compose de roches sédimentaires presque horizontales, du Paléozoïque et de la fin du Protérozoïque. L'altitude de la plaine de Horton varie de 1,200 à 2,000 pieds et le secteur le plus élevé se trouve dans le sud. La majeure partie de la moitié ouest de la plaine de Horton est rocheuse, mais dans l'est on y trouve des régions onduleuses de drift. Sauf quelques-uns, les lacs ont une petite surface et se trouvent dispersés. Dans l'ensemble, à mesure qu'ils grossissent, les cours d'eau deviennent encaissés de 200 à 400 pieds au-dessous de la surface de la plaine. Au nord, certaines couches légèrement plissées et faillées de la fin du Protérozoïque ont formé une surface onduleuse d'escarpements bas et de buttes-témoins éparses. Les collines de Melville, y compris le mont Hooker d'une altitude de 1,600 pieds, forment la ligne de partage des eaux entre la rivière Horton et l'océan Arctique. La plaine d'Anderson (Douglas et coll., 1963; Mackay, 1958) est typiquement onduleuse et s'élève vers l'intérieur des terres. De vastes secteurs des régions les plus hautes de la plaine sont rocheux, mais de nombreux dépôts d'épandage proglaciaires provenant d'un front de glacier situé près de la limite sud-est couvrent de grandes étendues; plusieurs chenaux encaissés serpentent à travers cette plaine. Au nord, le long de la côte, la plaine comprend les caps Bathurst et Parry, plats, bas et parsemés de lacs. Vers l'intérieur, l'altitude de cette plaine augmente rapidement le long d'un escarpement haut de 600 à 1,000 pieds. Au fur et à mesure de l'élévation graduelle de l'altitude vers le sud, les vallées des principales rivières et les chenaux parsemés de lacs le long de leur système d'écoulement passent à des altitudes de 500 à 700 pieds tandis que la surface environnante atteint entre 800 et 1,000 pieds.

La *plaine de Peel* (Douglas et coll., 1963) s'étend au sud-ouest du fleuve Mackenzie. La partie sud-ouest de cette plaine forme une large dépression, peu profonde, à près de 400 pieds d'altitude et parsemée, en certains endroits, d'une multitude de petits lacs. Au nord-est, la surface de la plaine s'élève jusqu'aux collines de Grandview, hautes de 1,500 pieds à leur extrémité est. La rivière Arctic Red, encaissée, traverse la plaine de Peel. La rivière Ontaratie, également encaissée,

prend naissance dans cette plaine et s'écoule vers le fleuve Mackenzie. La partie sud-ouest de la plaine de Peel est recouverte de roches sédimentaires mésozoïques tandis que les collines au nord et à l'est de cette plaine sont formées de couches paléozoïques.

Le *plateau de Peel* s'élève en gradin de la plaine de Peel aux monts Mackenzie. La surface du premier gradin tronque les bords relevés des couches paléozoïques et mésozoïques et forme une surface d'érosion. Au-dessus, certaines parties forment un deuxième gradin ou une terrasse, et au-dessus, s'élève un troisième gradin, formé d'un groupe de plateaux onduleux, arrondis et à couches presque horizontales. Une large vallée, peu profonde et mal définie, sépare ces plateaux onduleux des monts Mackenzie. Certains endroits du sud-ouest de ce plateau ne semblent pas avoir subi la glaciation, mais sur la majeure partie de sa surface repose une mince couche de dépôts glaciaires, avec de petits lacs dispersés dans les dépressions. Des vestiges d'un ou plusieurs grands chenaux encaissés, dus à l'eau de fonte, traversent le plateau de l'est jusqu'aux rivières Snake et Peel.

Les *collines de Colville* (Douglas et coll., 1963) comprennent plusieurs crêtes de strates paléozoïques qui dominent l'ensemble des plaines environnantes. Elles renferment des dépressions où s'étendent plusieurs grands lacs disposés en forme d'un réseau aux mailles espacées de 10 milles ou plus. Le bas-fond des mailles varie de 800 à 1,000 pieds d'altitude, tandis que les crêtes à relief plutôt sinueux atteignent parfois 2,200 pieds.

La *plaine de Great Bear* (Douglas et coll., 1963) à relief onduleux est formée surtout de couches mésozoïques. Son altitude en général ne dépasse pas 1,000 pieds, mais un certain nombre de petits plateaux et collines presque circulaires, telles que les collines Scented Grass et Grizzly Bear, atteignent parfois près de 1,500 pieds.

Le versant sud de l'escarpement des monts Cartridge forme la limite sud de la plaine de Great Bear et domine la *plaine de Great Slave* recouverte de couches paléozoïques et en général de peu de relief. La majeure partie de la surface de la plaine atteint moins de 1,000 pieds d'altitude et est caractérisée par de bas escarpements formés de couches de roches carbonatées résistantes et par de petits lacs peu profonds. Sa partie centrale, cependant, contient le plateau de Horn, recouvert de couches du Crétacé. Le plateau de Horn forme une butte-témoin du plateau de l'Alberta situé au sud.

Le *plateau de l'Alberta* (Holland, 1964), constitué de roches sédimentaires du Crétacé, se compose d'un cercle de plateaux séparés par de larges vallées. Il comprend les collines Cameron et les monts Caribou. Au nord, ces collines forment un haut escarpement discontinu et dominant la plaine de Great Slave avec des sommets de 2,500 à 3,200 pieds d'altitude. À l'est, elles dominent l'extrémité nord de la plaine de la Saskatchewan. Au sud-est, elles comprennent les collines Cheecham, qui atteignent 2,500 pieds. De là, la limite sud du plateau longe des versants de collines au nord de la rivière Athabasca et rejoint les Foothills des montagnes Rocheuses. Une surface uniforme en hauteur, équivalente à un bas-pla-

teau, constitue le caractère dominant de toutes ces collines généralement plus hautes au sud-ouest, où elles atteignent près de 4,300 pieds d'altitude. Les deux principales vallées des rivières Fort Nelson et de la Paix forment plus de la moitié de la superficie du plateau de l'Alberta. Les deux rivières et leurs principaux affluents s'écoulent plus ou moins encaissés dans les vallées, dont l'altitude passe de moins de 1,000 pieds au nord et au nord-est à près de 2,500 à l'ouest.

Au sud de la rivière Athabasca, la *plaine de l'Alberta* (Acton et coll., 1960), constituée surtout de roches sédimentaires mésozoïques, comprend, à l'ouest et au sud, quelques couches tertiaires. La plaine s'étend vers le sud-est jusqu'à la frontière canado-américaine. Bien qu'elle soit virtuellement la suite du plateau de l'Alberta, elle a une surface plus uniforme avec quelques groupes très séparés de basses collines, telles que les collines Neutral, du Cyprès et Porcupine. La majeure partie de la plaine de l'Alberta s'étend à 2,500 pieds d'altitude. Les vallées fluviales y sont encaissées de 200 à 400 pieds et les sommets des collines atteignent 3,500 pieds ou plus. Les collines du Cyprès s'élèvent à 4,700 pieds et il semble que certaines parties de leurs sommets n'ont pas subi la glaciation.

Le coteau du Missouri constitue la limite est de la plaine de l'Alberta (pl. II-2) et forme un gradin plus bas, intermédiaire entre la plaine de l'Alberta et la *plaine de la Saskatchewan*. Une série de basses collines, arrondies, formées de roches sédimentaires du Tertiaire marque ce coteau à la frontière canado-américaine. Le coteau disparaît graduellement à mesure qu'il s'étend vers le nord-ouest. À l'est du coteau, la plaine de la Saskatchewan, légèrement onduleuse, peu accidentée et recouverte de roches sédimentaires mésozoïques, est plus basse et plus uniforme que la plaine de l'Alberta. Elle s'étend à une altitude de 1,500 à 2,600 pieds et son relief s'élève de 300 pieds dans les parties les plus montagneuses. La rivière Saskatchewan traverse actuellement cette plaine, encaissée dans la roche en place. À la fin du Pléistocène, les eaux de la rivière Saskatchewan avaient creusé une large vallée en direction sud-est, où coule actuellement la petite rivière Qu'Appelle. Dans le nord-ouest, la basse-terre de l'Île-à-la-Crosse (Acton et coll., 1960) forme, autour du lac Peter Pond, une région détachée à altitude généralement inférieure à la surface de la partie sud de la plaine de la Saskatchewan. Elle est néanmoins placée ici avec cette plaine.

La plaine de la Saskatchewan est bordée à l'est par l'escarpement du Manitoba qui domine la *plaine du Manitoba* recouverte de roches sédimentaires paléozoïques. Des cours d'eau, orientés vers l'est, ont creusé de profondes vallées dans l'escarpement du Manitoba et le divisent en une série de collines distinctes. La colline Riding, la plus haute de ces collines, s'élève à près de 1,000 pieds au-dessus de la plaine du Manitoba. La surface plane ou légèrement onduleuse de la plaine du Manitoba s'étend à environ 800 pieds d'altitude. Elle est parsemée de nombreux lacs, y compris la plus grande partie du lac Winnipeg. Dans le sud, les dépôts d'argiles et de silts du lac glaciaire Agassiz ont nivelé le relief. Les plages de ce lac longent la partie basse de l'escarpement du Manitoba et indiquent les niveaux d'eau successifs.

PLANCHE II-2
Plaine de l'Alberta et coteau du
Missouri, avec leur moraine, près
d'Assiniboia (Sask.).



Région de la Cordillère

Caractères généraux

La Cordillère au Canada se divise en trois grandes zones longitudinales, appelées système de l'Est, système de l'Intérieur et système de l'Ouest (Bostock, 1946 et 1961; Holland, 1964). Chaque système est caractérisé par une géologie et une physiographie distinctives. Le système de l'Est se compose presque entièrement de strates sédimentaires plissées. Le système de l'Intérieur se compose de couches sédimentaires et volcaniques plissées et de roches métamorphiques massives injectées çà et là de grosses et de petites masses de roches ignées avec en certains endroits des roches volcaniques horizontales. La plus grande subdivision du système de l'Ouest est la chaîne Côtière, formée presque entièrement de roches plutoniques tandis que les autres subdivisions de ce système contiennent un mélange de couches sédimentaires et volcaniques plissées, injectées de masses dispersées de roches ignées. Ces trois grands systèmes se divisent en régions, subdivisées en montagnes, chaînes, plateaux, collines, vallées, sillons, bassins, plaines, etc.

La Cordillère se divise aussi transversalement en un certain nombre de secteurs le long de zones de terrains plutôt bas, à direction est-ouest. La vaste partie nord du plateau Intérieur, la plus au sud de ces zones, en est la plus importante. Elle sépare les deux principales régions de terrains hauts et montagneux de la Colombie-Britannique. Au 60^e degré de latitude, une région de terrains bas comprenant le plateau de la Liard, la plaine de la Liard et le plateau du Yukon sépare les montagnes Rocheuses et la chaîne des Cassiars des monts Mackenzie, de la chaîne de Selwyn et des monts Ogilvie au nord. Ceux-ci se trouvent à leur tour séparés des chaînons Richardson par les plateaux de Peel et de Porcupine. Dans le nord du Yukon, un large enlèvement, reliant le plateau de Porcupine et la plaine côtière du Yukon, sépare les monts Britanniques des chaînons Richardson.

Anciennes surfaces d'érosion

Le caractère le plus remarquable de la physiographie de la Cordillère réside probablement en la présence générale de vestiges d'une ancienne surface d'érosion. Il demeure possible que cette surface ne soit pas la même dans différentes parties



PLANCHE II-3

Partie du plateau du Yukon non affectée par les glaciers et le fleuve Yukon, près de Dawson (Yukon).

de la Cordillère et, de fait, bien des caractères font penser qu'il existe des surfaces d'érosion d'âges différents. L'ancienne surface des régions de plateau du système de l'Intérieur est l'une des plus frappantes. On l'a décrite comme une pénéplaine, mais elle ne mérite pas ce nom, car son relief n'est pas suffisamment faible sur de grandes étendues. En général, cette surface d'érosion n'est marquée que par une uniformité d'élévation des sommets, ce qui crée une ligne d'horizon frappante, ou bien elle est onduleuse et parsemée de sommets arrondis. Par places, notamment dans le nord du Yukon, des crêtes de bas-plateau ont leurs sommets aplanis et leurs structures géologiques tronquées en biseau à un très haut degré. Sur le versant ouest de la chaîne Côtière, la surface est particulièrement impressionnante à sa naissance au détroit d'Hécate. Elle tronque les sommets des collines des îles, puis nivelle ceux des montagnes de l'autre côté des fjords jusqu'à ce qu'elle soit détruite par l'érosion sur les plus hauts points des chaînons de l'intérieur.

On suppose que cette ancienne surface d'érosion s'est formée au début du Tertiaire ou vers la fin du Crétacé et qu'elle a subi une longue série de phénomènes tels que sou-

lèvement, bombement, affaissement et nouveau soulèvement, une évolution dont on commence seulement à comprendre la complexité dans quelques secteurs du système de l'Intérieur (Lay, 1940 et 1941). Au début du Tertiaire, cette ancienne surface a subi un soulèvement, les rivières y ont creusé leur lit profondément, des sédiments se sont déposés dans les vallées et les dépressions, puis des roches volcaniques du début du Tertiaire, surtout des laves, ont rempli les vallées. L'érosion et un nouveau soulèvement ont, par la suite, abaissé ces roches volcaniques le long de failles, les ont soulevées et tronquées. De ces périodes au temps actuel, des extrusions de lave ont eu lieu çà et là.

Régions n'ayant pas subi de glaciation

De vastes régions du nord-ouest du Yukon (carte 1253A) n'ont pas subi de glaciation, ce qui donne une idée de la nature des plateaux de la Cordillère durant la période antérieure à la glaciation du Pléistocène. La formation du relief de ces régions s'explique seulement par le processus ordinaire de l'érosion en surface aux latitudes nord. La région type à cet égard se trouve dans les environs de la rivière Klondike, sur

le plateau du Yukon, où le relief varie de 2,000 à 3,000 pieds; les roches métamorphiques correspondent sensiblement à celles des régions limitrophes ayant subi la glaciation. La région au relief tabulaire n'ayant pas subi de glaciation se compose, à partir d'une ligne de partage des eaux, de longues crêtes séparées par de petits ruisseaux qui se rejoignent vers l'aval et forment de plus gros cours d'eau. Les pentes uniformes ne sont pas coupées de rapides ou de lacs. Les vallées en V s'évasent en pente douce vers les larges crêtes arrondies des bas-plateaux. Aux sommets ou proche, la ligne des crêtes est brisée çà et là par des affleurements ayant la forme de châteaux. En général, le drainage est dendritique, notamment dans le cas des petits cours d'eau, mais certains grands cours d'eau sont rectilignes et suivent quelque forme structurale linéaire. Des terrasses de roches résistantes formées dans la roche en place, le long de plusieurs larges vallées, ont une couche de gravier, de sable et de terre d'épaisseur variable et ont une pente plus douce que celle des cours d'eau actuels. Par places, le renversement de l'écoulement et la capture des cours d'eau demeurent évidents. La région est dépourvue de lacs, mais quelques petites masses d'eau se trouvent dans les dépressions formées par l'avancée de la glace de surface sur des bas-fonds de vallée, et dans certaines vallées où des coulées de lave ou des éboulis ont formé des barrages. Quelques lacs ont également la forme de méandres abandonnés le long de larges rivières.

Formes glaciaires

Les glaciers ont recouvert toute la Cordillère, sauf la région précitée et quelques étendues peu importantes. Dans plusieurs chaînes de montagnes, seuls les plus hauts sommets faisaient saillie au-dessus de la glace. Les glaciers ont laissé leur empreinte sur la physiographie de la région. L'érosion et les dépôts ont également laissé leur marque. Les montagnes sont caractérisées par des cirques, des arêtes et des pics. Sur les bords des vallées principales se trouvent des vallées glaciaires secondaires suspendues, creusées dans la roche en place, des terrasses de kames et des moraines. Le fond des vallées conserve de nombreuses formes provenant surtout de dépôts meubles: till altéré, plaines de dépôts d'épandage proglaciaires et terrasses, champs de drumlins, eskers simples ou ramifiés, terrasses lacustres et toutes formes de dépôts fluvio-glaciaires.

De grandes vallées en U sillonnent la région. Elles sont le plus spectaculaire là où elles forment des lacs ou des inlets de l'océan. Une zone de lacs en longueur longe le côté ouest et sec du système de l'Intérieur, depuis le lac Klouane au Yukon jusqu'aux lacs Taseko en Colombie-Britannique. Une zone semblable s'étend du côté est, sur les versants ouest relativement humides des montagnes, à partir du lac Mayo au nord jusqu'aux lacs Shuswap et Kootenay au sud. Cependant, les vallées glaciaires les plus spectaculaires se trouvent dans les fjords de la chaîne Côtière. Les fjords, creusés presque uniquement dans des roches cristallines dures, ont leurs dispositions déterminées par de grands réseaux de fissures et joints. Certains, longs de plusieurs dizaines de milles, ont une forme en U dans la section transversale et sont profonds.

Par endroits, ils atteignent 2 milles de large et présentent un relief de 6,000 pieds. Leur fond peut atteindre parfois plus de 600 mètres au-dessous du niveau de la mer et émerger en mer sous la forme d'un sill de petites îles rocheuses.

Sillons

Dans la région de la Cordillère, quatre larges vallées rectilignes à direction nord-ouest s'étendent sur une longueur d'au moins 300 milles chacune. Certaines délimitent et séparent de grandes provinces physiographiques et géologiques. Elles sont la partie sud et la partie nord du sillon des Rocheuses en Colombie-Britannique et les sillons de Tintina et de Shakwak au Yukon. Ce ne sont pas de simples vallées fluviales, mais ce sont des caractères frappants de la région avec parois étroites, droites et raides. Le fond de ces vallées varie d'un mille de large à plus de 15 milles. L'écoulement des eaux s'effectue par plusieurs rivières dont la ligne de partage des eaux est basse et dans les sillons mêmes. Le fond de ces sillons, remarquablement uniforme en élévation, passe graduellement de près de 1,800 pieds à 3,000 pieds d'altitude, à l'exception du sillon de Tintina dont l'altitude se situe en majorité à environ 1,000 pieds. Le système de l'Intérieur a aussi un certain nombre de vallées semblables, mais plus petites et plus courtes, par exemple, le sillon de Purcell, sinueux, à direction nord dans le sud de la Colombie-Britannique et la vallée de Teslin au Yukon.

Formes volcaniques

Dans le système de l'Intérieur et dans le système de l'Ouest, les formes structurales du terrain sont le résultat de processus volcaniques. Les formes les plus courantes sont les plaines, les plateaux et les mesas constituées d'épanchements de lave basique, les basaltes de plateau. Ce qui frappe le plus cependant, ce sont les trois grands volcans en forme de bouclier de la partie nord-ouest du plateau Intérieur, et un groupe de volcans semblables, comme celui du pic Edziza, sur le plateau de Stikine. Sur le plateau de Stikine se trouvent également un certain nombre de *tuyas*, volcans à sommet plat dont l'éruption remonte à la période glaciaire du Pléistocène (Mathews, 1947). Nombre de petits volcans et de cônes de cendres apparaissent dans le paysage, isolés ou alignés, ou bien encore en groupes. Leur âge varie du pré-Pléistocène à quelques centaines d'années avant le présent; leur hauteur va de quelques dizaines à quelques centaines de pieds.

Système de l'Est

Région des monts Porcupine

À la lumière de travaux récents de physiographie et de géologie portant sur la partie nord du Yukon, le présent ouvrage comporte un regroupement des unités physiographiques. Le plateau de Porcupine et ses subdivisions, compris antérieurement dans la région septentrionale des monts et plateaux, portent désormais le nom de région des monts Porcupine et sont placés dans la partie nord du système de l'Est, car ils ressemblent aux unités de ce système. Les chaînes, appelées jusqu'à maintenant les monts Ogilvie du nord sont,



PLANCHE II-4

Plaine d'Old Crow, région du nord de la Cordillère (Yukon). Vue prise vers le nord, montrant la rivière Old Crow et les lacs rectangulaires.

elles aussi, semblables à ces unités et ont été rattachées au système de l'Est. Les monts Britanniques et le chaînon Old Crow demeurent dans le système de l'Intérieur, où ils constituent la région du chaînon Brooks.

Les *chaînons Richardson* comprennent un groupe de chaînons dont les sommets accidentés atteignent jusqu'à 5,500 pieds vers le nord de la partie centrale du massif. Les chaînons du sud, étroits et moins élevés, sont caractérisés par des formes adoucies et arrondies. Ces montagnes ne semblent pas avoir subi la glaciation, mais une langue du glacier des Laurentides, venant de l'est par le col McDougall, les a traversées.

Le *plateau de Porcupine*, dans sa presque totalité, n'a pas été recouvert par les glaciers. La plaine d'Old Crow, qui en constitue la partie la plus septentrionale, a une altitude d'environ 900 pieds et est recouverte de sills non consolidés et de tourbe. On y trouve des lacs et des étangs, très rapprochés et dont les formes rectangulaires, toutes orientées dans la même direction, semblent être dues à l'action des vents dominants (pl. II-4). La rivière Old Crow et ses affluents forment des méandres compliqués et sont encaissés au fond de jeunes vallées jusqu'à la plaine. Dans la plaine d'Eagle, dans la partie méridionale du plateau, les crêtes allongées et nivelées ont des sommets larges et arrondis, avec des pentes douces, caractéristiques de régions qui n'ont jamais été recouvertes par des glaciers. Le relief atteint un maximum de 900 pieds environ dans les parties les plus élevées du sud, là où certaines

crêtes atteignent une altitude de 2,500 pieds. Autour du plateau, la surface s'élève, notamment à l'ouest, où le plateau est limitrophe des chaînons Porcupine. Ces chaînons sont recouverts de roches stratifiées et plissées qui forment des crêtes rectilignes, des collines et des montagnes basses, séparées par de larges vallées irrégulières. Les sommets des chaînons Keele et Nahanni présentent des vestiges d'une ancienne surface d'érosion.

Région des monts Mackenzie

Les *chaînons Taiga* et les *monts Wernecke* constituent l'extrémité occidentale de la région des monts Mackenzie. Les chaînons Taiga sont séparés du plateau de Porcupine et des chaînons du même nom par les vallées des rivières Peel et Ogilvie, larges et irrégulières. Ils ont été peu affectés par les glaciers et leurs sommets et crêtes les plus élevés atteignent une altitude de 7,000 pieds. Les monts Wernecke sont formés de phyllades et de roches carbonatées massives et presque horizontales que l'action des glaciers a modelé en montagnes massives et très accidentées. De larges vallées, orientées vers le nord-ouest, les divisent en plusieurs chaînes.

La partie intérieure des *monts Mackenzie*, les chaînons Backbone, est une mer de sommets et de crêtes atteignant 8,500 pieds d'altitude. Certains de ces sommets et crêtes contiennent de petits glaciers alpins et ont été sculptés par des glaciers alpins et des glaciers de vallée. Les chaînons les plus à l'est, les chaînons Canyon, sont les plus bas et sont séparés

par de larges vallées ou découpés par des canyons profonds. Au cours du Pléistocène, des glaciers venant de l'est ont pénétré dans les vallées, mais les monts Mackenzie ne portent pas d'autre indice de glaciation. Abrisés à l'ouest contre les précipitations par la chaîne de Selwyn, les monts Mackenzie sont plutôt secs. La limite de la zone forestière est basse et les monts présentent un aspect de pentes dénudées, couvertes de roches, avec quelques escarpements.

La *plaine du Mackenzie*, large, onduleuse, couverte de drift et d'arbres, se trouve entre les monts Mackenzie et les monts Franklin, entre lesquels le fleuve Mackenzie est encaissé. Les *monts Franklin* forment une série de chaînons et de crêtes rectilignes, plutôt bas, composés surtout de roches carbonatées résistantes, atteignant près de 5,000 pieds d'altitude. Des glaciers venant de l'est les ont chevauchés.

Au sud des monts Mackenzie et des monts Franklin, s'étend le *plateau de la Liard* entre la rivière Nahanni-Sud et la rivière Liard. Sur le plateau s'élèvent des collines couvertes d'arbres et de toundra, dont la plupart ont moins de 4,500 pieds d'altitude et sont formées surtout de schiste argileux et grès. Par suite de la disposition des couches, nombre de sommets sont plats, mais y demeurent de nombreux vestiges d'anciennes surfaces d'érosion. Les vallées sont étroites et profondément découpées.

Région des montagnes Rocheuses

La région des montagnes Rocheuses s'étend sur plus de 850 milles, à partir de la rivière Liard jusqu'au 49° degré de latitude. Elle comprend les *Foothills* des Rocheuses qui forment le front oriental de la partie sud de la région de la Cordillère, et les parties sud et nord des montagnes Rocheuses. Chacune de ces trois parties peut se diviser en plusieurs chaînons presque parallèles. Les *Foothills* en général s'élèvent brusquement au-dessus des plaines Intérieures, surtout en crêtes rectilignes et en collines, et sont formés de grès du Mésozoïque; s'y élèvent également quelques secteurs plus montagneux. L'endroit le plus large et le plus haut de la *partie nord des Rocheuses* se situe dans les chaînons Muskwa aux environs du mont Churchill d'une altitude de 10,500 pieds. Le terrain sculpté par l'action glaciaire sur de grandes épaisseurs de roches stratifiées est aussi accidenté que n'importe où ailleurs dans les montagnes Rocheuses. Quelques glaciers de type alpin se trouvent autour des plus hautes cimes. L'endroit le plus étroit de la partie nord des Rocheuses se situe au point où la rivière de la Paix les traverse. Les chaînons Hart de la *partie sud des Rocheuses* s'élèvent graduellement vers le sud et forment une longue crête de montagnes plutôt atténuées, aux sommets entre 6,000 et 9,000 pieds d'altitude. Les chaînons Continentaux sont plus larges et leur altitude augmente jusqu'au mont Robson à 12,972 pieds. Sur la ligne de partage des eaux des chaînons Continentaux, plusieurs hauts sommets se groupent autour du champ de glace Columbia, le plus vaste des nombreux glaciers alpins des montagnes Rocheuses. Vers le sud, des sommets atteignent plus de 10,000 pieds, et se trouvent à intervalles ou en groupes le long de la grande arête montagneuse jusqu'aux environs du pas du Nid-de-Corbeau, où ils sont généralement plus bas, pour ensuite s'élever au

sud du 49° degré de latitude. Les chaînons Continentaux sont caractérisés par leur direction rectiligne, leurs grands escarpements et leurs falaises escarpées de roche grise dénudée. Ils ont été sculptés par l'érosion glaciaire sur de grandes épaisseurs de roches carbonatées stratifiées.

Système de l'Intérieur

Région du chaînon Brooks

Les *monts Britanniques* s'étendent près de la mer, s'élèvent abruptement à partir de l'étroite plaine côtière du Yukon, au nord, et s'abaissent vers l'intérieur, en direction du plateau de Porcupine. Ils renferment de nombreuses vallées en V, en digitation entre les ramifications des crêtes. Nombre de cours d'eau ont coupé radialement les crêtes et la vallée de la rivière Firth, la plus large, traverse entièrement le massif. Seules de petites aires dans la partie la plus élevée, près de la frontière avec l'Alaska, ont des monts rugueux, aux sommets d'environ 6,000 pieds; la région semble avoir échappé à la glaciation. Le *chaînon Old Crow*, au sud-ouest de la plaine d'Old Crow, est une chaîne atténuée aux vastes collines arrondies, généralement couronnées d'affleurements granitiques ressemblant à des châteaux-forts.

Région septentrionale des monts et plateaux

Les *monts Ogilvie* s'étendent entre le sillon de Tintina et la vallée du Taiga, au sud des chaînons Taiga. Ils sont formés de couches sédimentaires coupées de stocks granitiques. Leurs plus hauts pics et crêtes atteignent 7,000 pieds d'altitude. Au cours du Pléistocène, dans la partie orientale de ces montagnes, des glaciers de vallée de type alpin fusionnaient et formaient des champs de glace continue.

Le *plateau du Yukon*, vaste division physiographique, renferme de nombreuses subdivisions. Il a la forme d'un bassin peu prononcé, dont la partie centrale s'élève à environ 4,000 pieds. Sa surface s'élève vers les bords du plateau; elle est aussi plus élevée dans les chaînes de montagnes telles que les monts Pelly. Le drainage s'effectue par les nombreux cours d'eau du bassin hydrographique du fleuve Yukon. Dans sa région de réception, le fleuve se trouve encaissé à environ 2,200 pieds dans le plateau, dont la surface atteint environ 4,400 pieds d'altitude. L'altitude du fleuve décline graduellement de 3 ou 4 pieds par mille, avec peu de rapides, jusqu'à moins de 900 pieds à la frontière de l'Alaska. Au cours du Pléistocène, la glace s'étendait des montagnes dans toutes les directions sauf au nord-ouest, et n'a pas recouvert le plateau du Klondike.

Au nord-est et à l'est, le plateau du Yukon est bordé par la *chaîne de Selwyn*, qui a subi la glaciation sur de grandes étendues, et comprend de nombreuses crêtes accidentées séparées par de larges vallées. Sur les plus hauts sommets, entre 7,000 et 9,000 pieds d'altitude, s'étendent quelques glaciers alpins. Le mont Keele, à 9,700 pieds d'altitude, est le pic le plus élevé.

Le *plateau de Hyland* est formé de collines ondulées, s'élevant jusqu'à 4,000 pieds d'altitude, et de vallées larges,

parfois orientées parallèlement aux structures tectoniques. Le plateau a subi entièrement la glaciation; les dépôts de drift en recouvrent la surface et obstruent les vallées principales. Au sud, le long de la limite entre le plateau et la plaine de la Liard, s'étendent quatre groupes isolés de montagnes d'une altitude au-dessus de 5,000 pieds. La *plaine de la Liard* est une région basse dans laquelle la rivière Liard est encaissée. La plaine se trouve à moins de 3,000 pieds d'altitude et une grande partie est à 2,000 pieds. Elle est recouverte de sédiments glaciaires et de dépôts d'épandage, y compris un ensemble d'eskers.

Région centrale des monts et plateaux

Le plateau de *Stikine* forme au sud le prolongement du plateau du Yukon. Il est caractérisé par l'existence d'un certain nombre de volcans datant de la fin du Tertiaire et du Pléistocène. Les plus importants sont le grand volcan en bouclier du mont Level, masse basse en forme de dôme atteignant une élévation de 7,101 pieds, dont la lave recouvre une superficie de plus de 700 milles carrés, et le mont Edziza, formé d'un ensemble de cônes à 9,143 pieds d'altitude.

La chaîne des *Cassians* et les chaînons *Ominéca* forment une zone de roches cristallines massives. Leurs plus hauts sommets atteignent 8,000 pieds d'altitude et portent plusieurs glaciers alpins. Les chaînons *Skeena* au sud et à l'ouest de la chaîne des *Cassians* et des chaînons *Ominéca* ont une altitude générale un peu moins élevée et se composent en grande partie de roches stratifiées plissées de même résistance, de telle sorte que le facteur déterminant des montagnes et des vallées est la structure de la roche. Au sud-ouest des chaînons *Skeena*, s'étend le bassin de la *Nass*, région de faible relief, au fond un peu onduleux, et en majorité à moins de 2,500 pieds. Le bassin est presque encerclé par des montagnes, mais de larges passes le relient à la vallée de la rivière *Skeena* et à la mer par la vallée de la rivière *Nass*.

Les chaînons *Hazelton* forment un groupe de chaînes de montagnes traversées par la rivière *Skeena*. Ils se composent surtout de roches sédimentaires et volcaniques plissées et, par places, de roches ignées intrusives, alors qu'à l'ouest, la chaîne *Côtière* se compose presque entièrement de roches granitiques, et les chaînons *Skeena*, à l'est, de roches sédimentaires. L'altitude des plus hauts sommets varie de 8,200 à 9,200 pieds.

Région méridionale des monts et plateaux

La principale subdivision est le plateau *Intérieur*, qui s'étend sur la moitié de la longueur de la Colombie-Britannique au nord du 49^e degré de latitude. Trois grands volcans en bouclier se dressent près du milieu du côté ouest et des coulées de lave volcanique horizontales du Tertiaire au Récent recouvrent de grandes régions de ce plateau. La surface du plateau, situé en général entre 4,000 et 5,000 pieds, s'élève à partir de moins de 3,000 pieds dans le bassin du *Fraser* au nord-est, et au-dessus de 6,000 pieds dans la chaîne *Columbia*. La surface du bassin du *Fraser* est plate, légèrement onduleuse, recouverte surtout de drift glaciaire, dans lequel le fleuve

Fraser et ses affluents, et autres importants cours d'eau se trouvent fréquemment encaissés de plus de 1,000 pieds. Les dépôts glaciaires ont la forme de «drumlinoides» bien définis, de terrasses parsemées de creux, et d'eskers simples ou composés. S'y étendent également de grandes aires recouvertes de dépôts de lacs glaciaires.

La chaîne *Columbia* contient de nombreux sommets de plus de 10,000 pieds. L'altitude générale est semblable à celle de la partie sud des montagnes *Rocheuses* à l'est du sillon des *Rocheuses*. La chaîne constitue la principale région de la zone intérieure humide de la Colombie-Britannique. Fortement sculptées par les glaciers du Pléistocène, ses parties les plus élevées portent encore des glaciers.

Système de l'Ouest

Région de la chaîne Côtière

La région de la chaîne *Côtière* comprend la chaîne *Côtière* elle-même et la chaîne des *Cascades*. La chaîne *Côtière* se compose de gneiss cristallins et de roches granitiques, tandis que les montagnes *Rocheuses* sont formées de roches stratifiées. Ces deux grands groupes de montagnes diffèrent en ce que les sommets des *Rocheuses* sont massifs tandis que les sommets et les crêtes de la chaîne *Côtière* sont très découpés et portent des pinacles en forme de dent. Seules les rivières de la *Paix* et *Liard* traversent les *Rocheuses*, mais neuf grandes rivières ou plus traversent la chaîne *Côtière*.

La chaîne *Côtière* comprend trois grandes subdivisions: les chaînons *Frontaliers*, les chaînons *Kitimat* et les chaînons du *Pacifique*. Les chaînons *Frontaliers* s'étendent vers le sud à partir du sud-ouest du Yukon le long de la frontière de la partie sud-est (*Panhandle*) de l'Alaska. C'est une zone de montagnes très découpées à sommets en général entre 7,000 et 10,000 pieds et recouverts de plusieurs vastes champs de glace. Ces montagnes sont coupées en plusieurs tronçons par les grandes vallées transversales des rivières *Taku*, *Stikine* et *Iskut*. Par places, les versants des vallées atteignent 9,000 pieds. De vastes glaciers (dont plusieurs en Alaska aboutissent à la mer) descendent le long de vallées tributaires à partir de champs de glace adjacents, jusqu'à 500 pieds au-dessus du niveau de la mer. Les chaînons *Kitimat*, aux sommets rarement au-dessus de 8,000 pieds, forment un ensellement entre les chaînons *Frontaliers* et ceux du *Pacifique*. Les glaciers y sont rares et petits. Les chaînons du *Pacifique* forment la masse principale de la partie sud de la chaîne *Côtière*. Plusieurs sommets atteignent entre 9,500 et 11,000 pieds; le plus haut, le mont *Waddington*, s'élève à 13,177 pieds. Comme dans les chaînons *Frontaliers*, les plus hauts sommets sont entourés de champs de glace; plusieurs vastes glaciers descendent à de faibles altitudes, mais aucun d'eux n'atteint la mer. Ces chaînons sont également coupés en tronçons par des fjords ou des inlets et de larges vallées transversales, telles celles des rivières *Klinaklini* et *Homathko*.

La chaîne des *Cascades* est séparée de la partie sud de la chaîne *Côtière* par le canyon du fleuve *Fraser* et s'étend aux États-Unis. Elle se compose des chaînons *Skagit*, *Hozameen*

et Okanagan, dont les plus hauts sommets atteignent de 8,000 à 8,500 pieds. Dans les chaînons Skagit et Hozameen, les hautes crêtes sont dentelées, mais les basses crêtes sont arrondies par la glaciation. Bien que les chaînons Okanagan soient profondément coupés de cirques, leurs sommets présentent encore les contours onduleux d'une ancienne surface d'érosion s'élevant à partir du plateau Intérieur.

Région de la chaîne Extérieure et des basses-terres Côtières

La chaîne Extérieure comprend le massif de St-Élie et la chaîne Insulaire, qui forment les îles Reine-Charlotte et Vancouver. Les basses-terres Côtières bordent la région de la chaîne Extérieure et celle de la chaîne Côtière.

Le massif de St-Élie renferme les plus hautes montagnes du Canada et forme l'une des grandes zones montagneuses du monde. Le point culminant, le mont Logan, atteint 19,850 pieds. Les chaînons des Glaciers forment le centre de ce vaste massif et s'étendent près de la frontière de l'Alaska. Les principaux sommets forment des groupes un peu isolés, séparés par de larges vallées comblées de glaciers aux altitudes au-dessus de 8,000 pieds. La limite des neiges éternelles étant aux environs de 7,000 pieds, ces montagnes sont recouvertes par d'importantes masses et d'immenses étendues de glace et de neige. Le mont Logan est le point culminant d'une grande région de montagnes dont quatre monts au moins s'élèvent à plus de 18,000 pieds. Ce plateau élevé, compte tenu des longues crêtes reliant le mont St-Élie (18,008 pieds), le mont Lucania (17,150 pieds) et le mont Steele (16,439 pieds), fait croire à l'existence d'une ancienne vaste surface d'érosion. Les champs de glace donnent naissance à plusieurs grands glaciers de vallée qui descendent jusqu'à l'océan le long de la côte de l'Alaska et vers le sillon de Shakwak à l'intérieur du continent au Canada. Les sommets les moins élevés, dont nombre s'élèvent à plus de 10,000 pieds, tendent à former des groupes ou des crêtes entre les glaciers de vallée. Au nord-est des chaînons des Glaciers, les chaînons Klouane, moins élevés, et dont les pics peuvent atteindre jusqu'à 8,500 pieds, bordent le sillon de Shakwak. Ces chaînons sont beaucoup moins accidentés que les chaînons des Glaciers et possèdent seulement de petits glaciers de type alpin.

Les basses-terres d'Hécate et de Géorgie, situées en bordure de la chaîne Côtière, sont formées d'une ancienne surface d'érosion dont les collines aplanies, constituées de roches cristallines, gneissiques et ignées, s'élèvent graduellement depuis la mer d'où elles émergent, jusque dans l'intérieur. On fixe arbitrairement leur limite à la ligne de niveau de 2,000 pieds. Ces basses-terres ont été découpées par les glaciers jusque dans leurs parties les plus basses, et le socle affleure. À l'intérieur, une bonne partie de la surface est couverte de muskeg (marécage boréal). Les basses-terres de Géorgie comprennent, le long des côtes est et sud de l'île Vancouver, une région de couches tendres plissées où l'érosion a découpé des crêtes du type cuesta, d'une altitude inférieure à 2,000 pieds. Elles comprennent également les îles du détroit de Géorgie et une étroite bande de terre sur le continent. Les basses-terres

du Fraser, le long du fleuve Fraser, sont constituées en grande partie de matériaux non consolidés, avec quelques parties de roches dures du socle et forment des collines ondulées atteignant jusqu'à 1,000 pieds d'altitude. Le delta du Fraser en occupe une partie.

Les chaînons Reine-Charlotte constituent l'épine dorsale des îles Reine-Charlotte dont les sommets, dans la partie sud-est, atteignent au-dessus de 3,500 pieds. Ces chaînons et le plateau de Skidegate au nord-est ont été recouverts par une calotte glaciaire locale (Holland, 1964). Les basses-terres de la Reine-Charlotte sont constituées de couches du Tertiaire, de faible pendage, recouvertes, dans la partie nord-est, d'une mince couche de till et d'épais dépôts d'épandage fluvio-glaciaires. À l'intérieur, elles s'élèvent en direction du sud-ouest, et atteignent des altitudes entre 500 et 1,000 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Les chaînons de l'île Vancouver forment le massif principal de l'île et leurs pics les plus élevés atteignent une altitude de 7,000 pieds. Ils ont subi l'érosion de glaciers locaux de type alpin, mais une partie de la glace, en provenance du continent à l'est, a découpé de profondes vallées en U. Les basses-terres de Nahwitti, à l'extrémité nord de l'île Vancouver, sont des basses-terres ondulées, découpées dans des couches légèrement plissées, et d'une altitude généralement inférieure à 1,000 pieds. Sur la côte ouest de l'île Vancouver, une basse-terre étroite et découpée constitue la plaine côtière d'Estevan. Elle est recouverte surtout de couches tendres du Tertiaire, de faible pendage, formant une plaine basse et plate, mais certaines parties sont découpées dans des roches relativement massives et forment de basses collines d'environ 250 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Plateau continental du Pacifique

Au large des côtes de la Colombie-Britannique, le plateau continental du Pacifique est étroit et sa surface descend brusquement à des profondeurs océaniques, le long d'une ligne presque droite, très proche de la ligne des promontoires des îles les plus au large, à laquelle elle est à peu près parallèle. À l'ouest des îles Reine-Charlotte, le bord du plateau serre la côte de près et, à son point le plus proche, à 4 milles de la terre, le plateau descend à plus de 1,000 mètres. Au large de l'île Vancouver, le bord du plateau est en général à 20 milles ou plus en mer, le maximum étant de près de 50 milles à l'entrée du détroit Juan de Fuca et le minimum d'environ 6 milles au large de la péninsule Brooks.

Au nord des îles Reine-Charlotte, à l'entrée Dixon, un large chenal, profond en général de 200 à 400 mètres, se prolonge vers la passe Portland et se ramifie entre les îles de l'Alaska. Il y a lieu de croire que l'entrée Dixon a été occupée, sur toute sa largeur, par les glaciers du Pléistocène en provenance de la chaîne Côtière et des îles de l'Alaska. En travers du chenal s'étend un banc qui s'élève jusqu'à 40 mètres dans sa partie médiane, près du débouché vers le large.

À l'entrée du détroit de la Reine-Charlotte, le bord du plateau présente quatre enfoncements allant jusqu'à des

profondeurs océaniques; ces enfoncements sont courts mais profonds. Ils donnent naissance à trois larges chenaux, profonds de plus de 200 mètres et qui se prolongent, en direction du continent, jusqu'à proximité des îles situées au large de la côte. Ces chenaux sont séparés par deux larges bancs. Le chenal du nord, le plus petit, est profond d'un peu moins de 125 mètres tandis que la majeure partie du plus grand chenal atteint moins de 40 mètres dans la région près du continent. Le chenal du nord se prolonge vers le détroit d'Hécate et longe surtout le côté est de ce détroit, côté continent, ce qui laisse de grandes régions peu profondes en pente douce vers l'est et s'étendant à travers la plus grande partie du détroit. Au nord, les hauts-fonds s'étendent presque aux îles proches de la côte, si bien que, sur près de 4 milles, le détroit d'Hécate n'est profond que de 20 mètres. Le chenal du sud s'étend vers les détroits qui séparent l'île Vancouver du continent. Ces détroits, peu larges, entourent de nombreuses îles et contiennent bien des trous profonds et des chenaux de plus de 200 mètres de profondeur. Ces caractéristiques s'appliquent aussi à bien des chenaux et des fjords sis le long de la côte. Il en est ainsi de tout le détroit de Géorgie, en grande partie occupé par un bassin de forme irrégulière, profond de 400 mètres ou plus en plusieurs endroits.

Basses-terres du Saint-Laurent

Les basses-terres du Saint-Laurent bordent le Bouclier au sud-est, et s'étendent de l'extrémité ouest des lacs Huron et Érié, vers le nord-est, jusqu'au détroit de Belle-Isle. Elles se composent des basses-terres de l'Ouest, du Centre et de l'Est. Elles reposent sur des couches paléozoïques non plissées. Les basses-terres de l'Ouest et du Centre ressemblent à des plaines. Les basses-terres de l'Est, bien qu'elles soient formées de secteurs très éloignés les uns des autres, ressemblent elles aussi à une plaine par leurs formes et leurs structures. Toutes les basses-terres du Saint-Laurent ont été recouvertes par les glaciers du Pléistocène. Aussi l'on y trouve de nombreux dépôts meubles et de formes physiographiques typiques de ces glaciers.

Les basses-terres de l'Ouest sont divisées en deux sections par l'escarpement de Niagara. Cet escarpement, dont la pente abrupte fait face au nord-est, s'étend de la rivière Niagara en serpentant vers l'ouest et le nord-ouest jusqu'à la péninsule Bruce et l'île Manitoulin et est dû à la résistance offerte à l'érosion par des roches carbonatées siluriennes à faible pendage sud-ouest. L'escarpement atteint près de 650 pieds d'altitude dans le sud et présente un relief de 250 à 300 pieds. Le long de la rive sud de la baie Georgienne, il s'élève à 1,700 pieds, et se trouve à environ 1,000 pieds au-dessus du niveau de la baie. La surface ouest de l'escarpement s'abaisse graduellement vers le sud-ouest en passant par une région onduleuse à bas relief, jusqu'à l'altitude de 572 pieds du lac Érié. À l'est de l'escarpement, le terrain s'élève en pente douce vers le nord à partir du lac Ontario situé à 246 pieds d'altitude jusqu'à un point maximum de 1,000 pieds, au sud de la baie Georgienne. En plusieurs endroits, à l'est du lac Simcoe, un escarpement peu élevé marque la limite des basses-terres avec

le Bouclier. Les roches précambriennes de l'axe de Frontenac séparent les basses-terres de l'Ouest de celles du Centre.

Les basses-terres du Centre constituent la région intermédiaire entre la rivière Outaouais et le fleuve Saint-Laurent. Elles chevauchent le fleuve jusqu'à Québec puis s'allongent sur une courte distance sur la rive nord seulement. À l'est du fleuve Saint-Laurent, elles sont limitées par la ligne de Logan, une zone de faille qui marque la limite nord-ouest de la région montagneuse des Appalaches. Au nord de la rivière Outaouais et du fleuve Saint-Laurent, les couches paléozoïques qui recouvrent cette partie des basses-terres sont faillées contre les roches cristallines du Bouclier, ou les surmontent. L'altitude dépasse rarement 500 pieds, sauf dans le cas des sept collines Montérégiennes, formées de roches ignées intrusives.

Les basses-terres de l'Est comprennent l'île d'Anticosti, les îles Mingan, diverses petites étendues des rives du golfe Saint-Laurent et des rivages du détroit de Belle-Isle et les basses-terres côtières de Terre-Neuve. L'île d'Anticosti a environ 125 milles de long sur 35 milles au plus de large. Elle est recouverte de couches de roches carbonatées à pendage sud formant une cuesta à pente abrupte vers le nord. Des terrasses d'érosion dues à l'action des vagues s'étagent jusqu'à 400 pieds d'altitude sur les côtés nord et sud de l'île; elles sont généralement plus larges sur le côté sud. Les îles Mingan et deux secteurs sur la côte nord du détroit de Belle-Isle sont recouverts de couches paléozoïques à pendage sud. Il est probable qu'une grande partie du fond du golfe Saint-Laurent autour de l'île d'Anticosti et se prolongeant jusqu'aux basses-terres côtières de Terre-Neuve soit un secteur submergé des basses-terres de l'Est. Les basses-terres côtières de Terre-Neuve, recouvertes de couches paléozoïques tendres, en majorité non plissées, longent la côte nord-ouest de Terre-Neuve et comprennent la péninsule Port-au-Port, au sud-ouest de l'île. L'altitude de ces basses-terres demeure en général inférieure à 400 pieds; toutefois, elle atteint 1,160 pieds dans la péninsule Port-au-Port et 2,075 pieds à l'est de la baie St-Jean.

Région des Appalaches

La région des Appalaches a fait l'objet d'une division en un grand nombre d'unités physiographiques, dont on a groupé ici plusieurs de ces unités et généralisé quelque peu. La forme dominante du terrain a les traits d'une pénéplaine bien caractérisée, datant probablement du Crétacé, dont les plus hauts points se situent en général au nord-ouest de la région. La pénéplaine s'incline doucement vers le sud-est jusqu'à l'océan. L'érosion différentielle de roches tendres et dures y a créé des basses-terres, des hautes-terres et des bas-plateaux. Sur le côté de l'océan, la région a comme limite le plateau continental de l'Atlantique.

Sur l'île de Terre-Neuve, la région des Appalaches comprend trois hautes-terres, deux bas-plateaux et quatre basses-terres. Les trois hautes-terres forment un groupe appelé *plateaux de Terre-Neuve*. Formées de roches cristallines du Paléozoïque et du Précambrien, elles constituent des régions accidentées à pentes abruptes. Leur altitude varie de 600 à

2,670 pieds. La surface supérieure constitue la pénéplaine et s'incline doucement vers le sud-est. Le bord ouest de ces hautes-terres est parfois escarpé, ou passe graduellement sans limites définies aux plus hauts points des basses-terres côtières de Terre-Neuve. Les hautes-terres englobent deux petites régions de basses-terres : les basses-terres de St-Georges, le long de la côte sud-ouest, et les basses-terres du Grand-Lac, qui s'étendent de la baie Blanche jusqu'au Grand-Lac. Recouvertes de roches peu métamorphisées, elles atteignent rarement plus de 200 pieds.

Les *bas-plateaux atlantiques de Terre-Neuve* s'étendent à une altitude entre 600 et 1,000 pieds. Ils constituent les bas secteurs de la pénéplaine du fait que celle-ci s'incline vers le sud-est et non parce que les roches de ces secteurs ont une résistance moindre à celles des hautes-terres voisines. Aux endroits où les cours d'eau les ont entaillés profondément, ces bas-plateaux sont accidentés et rocheux, mais ailleurs ils demeurent onduleux et peu élevés. Ils entourent la petite basse-terre de Baie-d'Espoir, recouverte de roches sédimentaires tendres du Paléozoïque.

Les *basses-terres du Centre de Terre-Neuve*, recouvertes en majorité de couches du Paléozoïque, comprennent également quelques masses de roches intrusives, formant des collines proéminentes. Elles s'élèvent du niveau de la mer à l'altitude de 500 pieds à l'intérieur des terres, et de bas-plateaux sculptés à partir de roches ignées l'entourent. Elles ont une surface faiblement onduleuse et en général recouverte de drift.

La Nouvelle-Écosse se divise en trois hautes-terres, trois bas-plateaux et plusieurs petites basses-terres. Comme à Terre-Neuve, la pénéplaine se retrouve sur les hautes-terres et apparaît également sur les bas-plateaux. Les *hautes-terres de la Nouvelle-Écosse* comprennent les monts Cobequid à l'ouest, les hautes-terres d'Antigonish au centre et les hautes-terres du Cap-Breton au nord-est. Les monts Cobequid, larges d'une dizaine de milles et s'élevant à environ 900 pieds, ont une surface tantôt plate tantôt onduleuse. Les hautes-terres d'Antigonish ont un relief plus découpé que les monts Cobequid, mais la surface présente les mêmes caractères et atteint presque la même altitude. Les hautes-terres du Cap-Breton, profondément découpées en bordure, ont une surface intérieure remarquablement plate située entre 1,300 et 1,500 pieds d'altitude.

Les bas-plateaux comprennent le mont Nord et le bas-plateau atlantique de la Nouvelle-Écosse. Le *mont Nord*, constitué de basalte dur du Trias, forme une crête étroite à sommet plat à l'altitude moyenne de 550 pieds. Il longe sur 120 milles le côté sud-est de la baie de Fundy et s'élève en pente raide au-dessus de la vallée d'Annapolis. Le *bas-plateau atlantique de la Nouvelle-Écosse* longe sur près de 350 milles la côte sud-est de la Nouvelle-Écosse et englobe de petites étendues de basses-terres irrégulières sur l'île du Cap-Breton. L'ancienne pénéplaine du Crétacé constitue l'un des caractères principaux de ce bas-plateau et forme sa surface qui, d'une altitude d'environ 600 pieds sur le côté nord-ouest, s'incline jusqu'au rivage de l'Atlantique au sud-est.

Les principales basses-terres de la Nouvelle-Écosse, formées de roches sédimentaires tendres de la fin du Paléozoïque et du Trias, comprennent la basse-terre de Cumberland, longeant les versants nord et est des monts Cobequid et rattachée à la vaste plaine des Maritimes; la basse-terre des Mines, environnant le bassin des Mines et la baie Cobequid; et la vallée d'Annapolis.

Au point de vue physiographique, le Nouveau-Brunswick se divise en trois grandes régions : les hautes-terres, les bas-plateaux et les basses-terres. Les *hautes-terres du Nouveau-Brunswick* ont la forme d'un U en plan dont la branche ouest couvre une grande partie du centre du Nouveau-Brunswick. La courbe de l'U recouvre la partie sud et la branche est longe la baie de Fundy. Les sommets étant de même niveau, la surface représente la pénéplaine inclinée vers le sud-est. La partie nord-ouest dépasse 2,000 pieds d'altitude tandis que la partie longeant la baie de Fundy n'atteint qu'environ 1,000 pieds. Les hautes-terres du rivage de la baie offrent une grande diversité où apparaît des crêtes de roche dure et de petites étendues basses de roche tendre.

Les *bas-plateaux des Chaleurs* chevauchent la frontière Québec-Nouveau-Brunswick et s'étendent sur des couches plissées du Paléozoïque entre 800 et 1,000 pieds d'altitude. Le relief présente une uniformité de niveau remarquable dont la régularité n'est interrompue que par quelques collines et crêtes légèrement au-dessus du niveau général. Les vallées, comme celles des rivières Saint-Jean et Restigouche, se trouvent encaissées profondément. La limite entre les hautes-terres du Nouveau-Brunswick et les bas-plateaux des Chaleurs n'apparaît pas nettement, mais ces derniers ont une altitude bien inférieure à celle des monts Notre-Dame du Québec situés au nord.

La *plaine des Maritimes* longe en s'incurvant la côte du Nouveau-Brunswick et celle de la Nouvelle-Écosse, depuis la rive sud de la baie des Chaleurs aux environs du cap George. Elle s'étend vers l'intérieur jusqu'aux hautes-terres du Nouveau-Brunswick et englobe l'île du Prince-Édouard et les îles de la Madeleine. Région à bas relief, elle atteint à l'intérieur un maximum de 600 pieds et s'incline doucement vers la côte. Elle repose sur des couches surtout horizontales ou à pendage faible. De petites masses de roches intrusives percent ces couches et forment des collines proéminentes, notamment dans les îles de la Madeleine. La plaine s'étend probablement sous le golfe Saint-Laurent et rejoint les basses-terres de St-Georges de Terre-Neuve.

Les bas-plateaux des Chaleurs ont comme limite au nord les *monts Notre-Dame* qui s'étendent sur près de 400 milles, des environs de Thetford Mines à la baie de Gaspé. Dans le secteur est s'élèvent les monts Shickshock, dont l'altitude dépasse 4,000 pieds au nord. Au sud-ouest, les sommets, moins élevés, se fondent avec les bas-plateaux du Québec oriental. Ils présentent les caractéristiques de la surface tantôt plate tantôt onduleuse de la pénéplaine décrite plus haut. Dans le sud-ouest de la région québécoise des Appalaches, un secteur des bas-plateaux du Québec oriental sépare deux

autres hautes-terres. Celle de l'ouest, sous le nom de *monts Sutton*, constitue le prolongement des montagnes Vertes du Vermont et forme une chaîne de 40 milles aux sommets culminants de 3,175 pieds. Les *monts Mégantic* chevauchent la frontière canado-américaine et forme une partie des grandes montagnes Blanches de la Nouvelle-Angleterre. Les monts Sutton et Mégantic ont leurs fondations sur des anticlinoriaux et sont plus élevés au sud. Au nord-est, ils s'unissent aux *bas-plateaux du Québec oriental*, dont l'altitude maximum atteint 1,000 pieds, déclinent graduellement vers le nord-ouest et se fondent, sans rupture nette du relief, avec les basses-terres du Saint-Laurent (partie Est.)

Plateau continental de l'Atlantique

Le golfe Saint-Laurent et le plateau continental de l'Atlantique bordent la région Laurentienne du Bouclier et celle des Appalaches et forment la bordure continentale de l'Amérique du Nord. Le fond du *golfe Saint-Laurent*, relativement plat et uniforme, présente de faibles élévations, dont l'une émerge et forme les îles de la Madeleine; d'autres forment des bas linéaires, vestiges d'anciennes vallées fluviales ayant subi profondément l'érosion glaciaire. Le chenal Laurentien, large de 60 milles, à parois escarpées et à fond plat, constitue le caractère principal du golfe Saint-Laurent. Le fond du chenal descend de 200 mètres, près de Québec, à 400 mètres, en traversant le plateau continental jusqu'au bassin océanique. Un important chenal tributaire le rejoint à partir du détroit de Belle-Isle.

Le *plateau continental de l'Atlantique*, peu profond en général, est à moins de 200 mètres et s'incline en pente douce, inférieure à un millième, jusqu'au point où la pente s'accroît brusquement jusqu'à un quarantième. Le chenal Laurentien divise le plateau et forme au sud le plateau continental de Scotian et le banc George, et au nord, les Grands bancs.

Le *plateau continental de Scotian*, d'une largeur moyenne d'environ 125 milles, a sur sa longueur, sur une distance de 10 à 80 milles de la côte, une série de dépressions d'environ 200 mètres, tels que les bassins de La Have et d'Émeraude. Une crête presque continue ou «banc», sise à une profondeur variant de 40 à 120 mètres, longe le plateau du côté de la mer et se trouve divisée par de bas ensembléments en plusieurs bancs tels que les bancs de Brown, de La Have, d'Émeraude, de l'île de Sable et de Banquereau. L'arête émerge et forme l'île de Sable, île basse, sablonneuse, de 25 milles de long. Les bancs formés de lits horizontaux ressemblent à des buttes-témoins d'érosion. De nombreux ravins sous-marins se trouvent sur la pente continentale et à sa base, dont le plus important est le Goulet, ravin qui commence sur le plateau continental de Scotian à 25 milles à l'est de l'île de Sable. Situés au nord du chenal Laurentien, les *Grands bancs* atteignent une largeur de 300 milles et une longueur de 450 milles. Au nord-est de Terre-Neuve, la profondeur, exceptionnelle pour un plateau continental, varie entre 100 et 200 mètres.

Le plateau s'interrompt à la profondeur anormale de 300 mètres. La partie sud des Grands bancs comprend de faibles dépressions et plusieurs petits bancs tels que ceux de Saint-Pierre, à Vert et Baleine. Les *rochers Vierges* sont un haut-fond s'élevant à moins de 18 pieds au-dessous de la surface de l'océan, à 130 milles au sud-est de la presqu'île Avalon. Le haut-fond fait partie d'un banc morcelé surélevé de 200 à 300 pieds du fond du plateau continental.

À 400 milles à l'est de Terre-Neuve, le *Bonnet flamand* est considéré comme faisant partie du plateau continental de l'Atlantique, mais un chenal profond de 650 brasses le sépare des Grands bancs. Une large crête de 60 à 100 milles s'étend vers le sud-est à partir des Grands bancs et descend la pente continentale, vers la crête médio-atlantique. La crête, dite du sud-est de Terre-Neuve, fait partie de la pente continentale et délimite le bassin de Terre-Neuve au nord et le bassin Nord-Américain au sud.

La partie sud du *plateau continental du Labrador* s'étend à près de 400 milles de la côte et comprend des régions relativement peu profondes et onduleuses, dont certaines parties s'étendent à une profondeur de près de 250 mètres, et d'autres à moins de 80 mètres. Entre l'inlet Hamilton et le détroit d'Hudson, le plateau du Labrador atteint environ 75 milles de large et plonge ensuite dans la mer du Labrador à partir de son bord sis à 250 mètres de profondeur. Dans cette partie se trouve une série de larges bancs, à environ 80 mètres en profondeur, séparés du littoral par de grandes dépressions atteignant 200 mètres ou plus.

Le *seuil de Davis* s'étend sous le détroit de Davis et la baie Baffin, entre le Canada et le Groenland. Au large de l'île Baffin, au sud de la péninsule Cumberland et du cap Chidley, le seuil de Davis, souvent peu profond, n'atteint guère plus de 900 mètres en bien des endroits. Il est cependant plus profond et plus large que certains secteurs plus au nord. Sa surface s'incline jusqu'à près de 600 mètres, avant d'atteindre le bord abrupt de la pente continentale, à une centaine de milles ou plus au large de la péninsule Hall. À l'est du détroit d'Hudson, le fond de la mer descend à 3,000 mètres environ, et une dépression, profonde de 600 mètres ou plus par places, traverse le plateau continental. Dans la partie nord de la baie Baffin, à l'est de l'île Devon, le fond est relativement peu profond et n'atteint 600 mètres qu'en de rares endroits. Les sondages, bien que pratiqués de façon dispersée, laissent présumer l'existence d'une surface onduleuse en pente surtout vers le sud-est et s'inclinant de 300 à 500 mètres en profondeur. À l'est du détroit de Lancaster, un large chenal, profond de 800 mètres ou plus, s'étend vers le nord du bassin de Baffin au centre de la baie Baffin, où la profondeur atteint 2,000 mètres ou plus. Le long du littoral nord-est de l'île Baffin, les côtés du bassin de Baffin deviennent abrupts et à proximité s'étend un plateau étroit, de 30 milles de large au plus, à bord un peu sinueux et profond de 200 mètres. Trois chenaux traversent ce plateau, au large de l'inlet Pond, du golfe Buchan et de la baie Home.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

- Acton, D. F., Clayton, J. S., Ellis, J. G., Christiansen, E. A., et Kupsch, W. O.
1960: Physiographic divisions of Saskatchewan as established by Saskatchewan Soil Survey in cooperation with Geology Division; *Cons. rech. Sask. et Dép. géol., Univ. Sask.*
- Ambrose, J. W.
1964: Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America; *Am. J. Sci.*, vol. 262, pp. 817-857.
- Atlas du Canada
Bathymétrie et orographie—Est du Canada; *min. Énergie, Mines et Ressources.*
- Bird, J. B., et Bird, M. B.
1961: Bathurst Inlet, Northwest Territories, Canada; *min. Mines et Relevés tech., Dir. géog., Mém. 7.*
- Bostock, H. S.
1964: Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel; *Comm. géol., Can., Mém. 247.*
1961: Physiography and resources of the northern Yukon; *Can. Geograph. J.*, vol. 63, n° 4.
- Cooke, H. C.
1931: Studies of the physiography of the Canadian Shield, III. The pre-Pliocene physiographies as inferred from the geological record; *Soc. Roy. Can., 3^e sér.*, vol. 25, sect. 4.
- Craig, B. G., et Fyles, J. G.
1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; *Comm. géol., Can., Étude 60-10.*
- Donaldson, J. A.
1965: The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie; *Comm. géol., Can., Étude 64-20.*
- Douglas, R. J. W., Norris, J. K., Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1963: Geology and petroleum potentialities of northern Canada; *Sixième Congrès mondial du pétrole, Francfort-sur-le-Main, juin 1963.*
- Dunbar, M., et Greenaway, K. R.
1956: Arctic Canada from the air; *Cons. rech. défense, Can., Information Canada, Div. de l'édition, Ottawa.*
- Fortier, Y.-O. et collaborateurs
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, N.W.T. (Operation Franklin); *Comm. géol. Can., Mém. 320.*
- Fyles, J. G., dans Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1962: Banks, Victoria and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol. Can., Mém. 330.*
- Hare, F. K.
1959: A photo reconnaissance survey of Labrador-Ungava; *min. Mines et Relevés tech., Dir. géog., Mém. 6.*
- Heezen, B. C., Tharp, M., et Ewing, M.
1965: The floors of the oceans, Part I: The North Atlantic; *Geol. Soc. Am., Étude spéc. 65, p. 122.*
- Holland, S. S.
1964: Landforms of British Columbia, a physiographic outline; *min. Mines et Ress. pét., C.-B., Bull. 48.*
- Hughes, O. L.
1964: Surficial Geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Quebec; *Comm., géol., Can., Bull. 106.*
- Hume, G. S.
1925: The Palaeozoic outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Quebec; *Comm. géol., Can., Mém. 145.*
- Ives, J. D., et Andrews, J. T.
1963: Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, N.W.T.; *min. Mines et Relevés tech., Bull. géog. n° 19.*
- Lay, Douglas
1940-1941: Fraser River Tertiary drainage-history in relation to placer-gold deposits; *min. Mines, C.-B., Bull. 3 et Bull. 11.*
- Lee, H. A.
1959: Surficial geology of southern District of Keewatin and Keewatin Ice Divide, N.W.T.; *Comm., géol., Can., Bull. 51.*
- Lemon, R. R. H., et Blackadar, R. G.
1963: Admiralty Inlet area, Baffin Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can., Mém. 328.*
- Lord, C. S.
1953: Geological notes on southern District of Keewatin, N.W.T.; *Comm. géol., Can., Étude 53-22.*
- Mackay, J. R.
1956: Mackenzie deltas; *Can. Geograph., Prog. Rept.*, vol. 7, pp. 1-12.
1958: The Anderson River map-area, N.W.T.; *min. Mines et Relevés tech., Dir. géog., Mém. 5.*
- Mathews, W. H.
1947: "Tuyas", flat-topped volcanoes in northern British Columbia; *Am. J. Sci.*, vol. 245, pp. 560-570.
- Reinecke, Leopold
1915: Physiography of the Beaverdell map-area and the southern part of the Interior Plateau of British Columbia; *Comm. géol., Can., Musée, Bull. 11.*
- Rose, E. R.
1955: Manicouagan Lake-Mushalagan Lake area, Quebec; *Comm. géol., Can., Étude 55-2.*
- Stevenson, I. M.
1965: Leaf River map-area, Quebec and District of Keewatin; *Comm. géol., Can., Étude 64-28; carte bilingue 11-1964.*
- Stockwell, C. H.
1965: Tectonic Map of the Canadian Shield; *Comm. géol., Can., carte 4-1965.*
- Taylor, Andrew
1956: Physical geography of the Queen Elizabeth Islands; *Am. Geograph. Soc., New York, 12 vol.*
- Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can., Mém. 330.*
- Wright, G. M.
1957: Geological notes on eastern District of Mackenzie, N.W.T.; *Comm. géol., Can., Étude 56-10.*