

Aperçu géologique du substratum et des dépôts meubles quaternaires dans la région de Blanc-Sablon, Québec
The basement and Holocene deposits in the Blanc-Sablon area, Québec

Bernard de Boutray et Claude Hillaire-Marcel

Volume 31, numéro 3-4, 1977

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000273ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000273ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

de Boutray, B. & Hillaire-Marcel, C. (1977). Aperçu géologique du substratum et des dépôts meubles quaternaires dans la région de Blanc-Sablon, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 207–215. <https://doi.org/10.7202/1000273ar>

Résumé de l'article

La Côte Nord du Saint-Laurent, dans la région de Blanc-Sablon, se présente comme un plateau peu élevé de formations sédimentaires sub-horizontales cambriennes, reposant en discordance sur le bouclier précambrien métamorphique. Le socle précambrien affleure sur la côte selon des alignements NNO-SSE et, au N en collines arrondies culminant vers 350 m. Le Cambrien apparaît au S de la faille de Brador orientée SO-NE, sous forme de plateaux et de buttes témoins étages. Il constitue les séries du Labrador. Les tills et les dépôts fluvio-glaciaires sont plus abondants sur les hauteurs précambriennes du NO, moins touchées par la transgression marine post-glaciaire, et plus rares sur le Cambrien, au SE de la faille de Brador. L'altitude marine maximale atteint 150 m, mais les constructions marines vraiment notables n'apparaissent qu'en deçà de 80 m. Les lignes de rivage successives se marquent alors par des cordons de blocs décimétriques à héli-métriques arrondis. Les blocs sont surtout gneissiques dans l'arrière-pays précambrien et en majorité gréseux dans l'avancée cambrienne. A partir de 30 m d'altitude, jusqu'au niveau actuel de la mer, les sédiments sont plus fins et forment souvent une terrasse en pente douce vers la côte. Le rebord inférieur de cette terrasse se situe vers 15 m d'altitude. Une datation au ¹⁴C de coquilles marines, prélevées dans des sédiments immédiatement transgressifs sur un diamicton, a livré un âge de 7200 ± 125 ans AA. Il est néanmoins probable que la déglaciation a eu lieu avant 10 000 ans AA, comme paraissent l'attester des altitudes marines maximales comparables entre Blanc-Sablon et Terre-Neuve.

APERÇU GÉOLOGIQUE DU SUBSTRATUM ET DES DÉPÔTS MEUBLES QUATERNAIRES DANS LA RÉGION DE BLANC-SABLON, QUÉBEC

Bernard de BOUTRAY et Claude HILLAIRES-MARCEL, Département des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, c.p. 8888, Montréal, Québec.

RÉSUMÉ La Côte Nord du Saint-Laurent, dans la région de Blanc-Sablon, se présente comme un plateau peu élevé de formations sédimentaires sub-horizontales cambriennes, reposant en discordance sur le bouclier précambrien métamorphique. Le socle précambrien affleure sur la côte selon des alignements NNO-SSE et, au N en collines arrondies culminant vers 350 m. Le Cambrien apparaît au S de la faille de Brador orientée SO-NE, sous forme de plateaux et de buttes témoins étagés. Il constitue les séries du Labrador. Les tills et les dépôts fluvio-glaciaires sont plus abondants sur les hauteurs précambriennes du NO, moins touchées par la transgression marine post-glaciaire, et plus rares sur le Cambrien, au SE de la faille de Brador. L'altitude marine maximale atteint 150 m, mais les constructions marines vraiment notables n'apparaissent qu'en deçà de 80 m. Les lignes de rivage successives se marquent alors par des cordons de blocs décimétriques à héli-métriques arrondis. Les blocs sont surtout gneissiques dans l'arrière-pays précambrien et en majorité gréseux dans l'avancée cambrienne. À partir de 30 m d'altitude, jusqu'au niveau actuel de la mer, les sédiments sont plus fins et forment souvent une terrasse en pente douce vers la côte. Le rebord inférieur de cette terrasse se situe vers 15 m d'altitude. Une datation au ^{14}C de coquilles marines, prélevées dans des sédiments immédiatement transgressifs sur un diamicton, a livré un âge de 7200 ± 125 ans AA. Il est néanmoins probable que la déglaciation a eu lieu avant 10 000 ans AA, comme paraissent l'attester des altitudes marines maximales comparables entre Blanc-Sablon et Terre-Neuve.

ABSTRACT *The basement and Holocene deposits in the Blanc-Sablon area, Québec. The North Shore of the St. Lawrence River is an upland of moderate elevation made up of subhorizontal sedimentary strata (Cambrian), unconformably overlying the Precambrian shield. Along the coast, outcroppings of Precambrian rock are oriented NNW-SSE; further north, the Precambrian forms rounded knobs about 350 m high. The Cambrian appears south of the Brador fault (SW-NE) and forms outliers 150 to 250 m high. These rocks are part of the Labrador Series. Till and unconsolidated fluvio-glacial deposits are abundant in the Precambrian hills in the northwest part of the area which was not affected by the post-glacial marine transgression. There are only a few patches of unconsolidated material on the Cambrian, southeast of the Brador Bay behind the coastal escarpment. The highest elevation reached by the sea after the deglaciation is at 150 m. The main marine deposits, however, are encountered at approximately 80 m. A series of shorelines is indicated by strings of subrounded boulders of decimetric to half-meter size. Within the area underlain by Cambrian rocks, the boulders consist mostly of Cambrian sandstone derived from cliffs eroded during the post-glacial period, while in the Precambrian terrain, the boulders consist entirely of shield rocks. From 30 m to the present sea level, the Holocene sediments are finer grained, forming gently seaward sloping terraces. A ^{14}C dating of marine fauna from sediments immediately overlying a till gives an age of 7200 ± 125 BP. It is probable that the marine transgression took place before 10 000 BP, considering the similarities of the highest marine shore lines between Blanc-Sablon and Newfoundland.*

РЕЗЮМЕ Геологический обзор основы и подвижных четвертичных отложений в районе Blanc-Sablon, Квебек. Северный берег Св. Лаврентия в районе Blanc-Sablon представляет собой мало возвышенный плато осадочных суб-горизонтальных образований кембрийского периода расположенные в несогласном залегании на метаморфическом щите докембрийского периода. Докембрийский подстилающий пласт выходит на берег Св. Лаврентия по север северо-западной и юго-запад северо-восток в виде плато из ступенчато расположенных останцев. Он представляет собой свиты Лабрадора. Тили и флювиогляциальные отложения более обильны на докембрийских вершинах северо-запада, которые менее подверглись морской трансгрессией послеледникового периода, и более редкие на кембрии на юго-востоке от сброса Бладор. Максимальный морской уровень достигает 150 м. но достойные внимания морские образования появляются только ниже 80-ти метров. Чередующиеся береговые линии характеризуются тогда цепью дециметровых и полуметровых глыб. Эти глыбы преимущественно из гнейса в тыльной части докембрийского ордена и в большей частью песчаные в кембрийском выступе. Начиная с 30-ти метров высоты до современного уровня моря, осадки более редкие и часто образуют террасы на пологих склонах берега. Нижний борт этой террасы находится приблизительно на 15 м. высоты. Датировка радиоуглеродным методом морских раковин изъятых из первого слоя отложений обнаружило возраст 7200 ± 125 лет. Тем не менее возможно, что отступление ледников произошло 10 000 лет назад как это подтверждают максимальные морские высоты сравнимые между Blanc-Sablon и Ньюфаундленд.

INTRODUCTION

La région, objet de cette étude, est située sur la Côte Nord du Saint-Laurent, dans la partie orientale du golfe, au niveau du détroit de Belle-Isle. Elle s'étend de part et d'autre de la limite Québec-Labrador entre les 51° et 52° degrés de longitude ouest, par 57° de latitude N. Le périmètre observé représente une bande de 8 à 12 km de profondeur à partir du rivage s'étendant de Middle Bay à l'O de Blanc-Sablon jusqu'à l'anse au Loup à l'E. C'est ainsi, sur un peu plus d'une soixantaine de kilomètres de côte, cristallophyllienne à l'ouest et sédimentaire à l'est, que se sont portées les observations relatives au substratum et aux dépôts meubles quaternaires le recouvrant par endroits (fig. 1).

Cette zone présente une originalité et des caractéristiques particulières au milieu de la Côte Nord du Saint-Laurent. Ce fut, dans la partie orientale de la Côte Nord, la seule enclave plus déprimée où la mer de Goldthwait fit une incursion suffisante pour laisser quelques traces de dépôts marins observables aujourd'hui à l'intérieur des terres. C'est une zone où l'on peut observer le contact entre le socle précambrien métamorphique et la mince couverture sédimentaire paléozoïque conservée sur cette partie du golfe. Enfin c'est un îlot de toundra isolé au milieu de la Côte Nord boisée sur la plus grande partie de son étendue.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Jusqu'à présent la géologie de cette région a été fort peu étudiée. Un des premiers à s'intéresser à la région: CHISTRE (1951) limite sa cartographie géologique à la frange côtière depuis la frontière du Labrador jusqu'à Cartwright. Ensuite DOUGLAS en 1953 décrit le socle précambrien et les formations sédimentaires paléozoïques entre Blanc-Sablon et le Pinware au NE. Il faut attendre 1970 et une étude multidisciplinaire du détroit de Belle-Isle, pour que H. H. Bostock précise la pétrographie du socle précambrien, pendant que Cumming détaille les formations sédimentaires paléozoïques et que Grant décrit les dépôts meubles. C'est seulement avec les travaux ultérieurs de GRANT, en 1970, sur les côtes de Terre-Neuve et du Labrador que l'on dispose d'un premier schéma de la déglaciation et du relèvement isostatique dans le détroit de Belle-Isle.

Quelques compléments d'information sont fournis par des notes inédites de WARING (1970) sur la géologie locale autour de Blanc-Sablon et enfin quelques indications de détail peuvent être tirées des compte rendus d'activités archéologiques de Levesques (inédit).

PHYSIOGRAPHIE RÉGIONALE

Dans cette enclave le bouclier précambrien cristallophyllien est partiellement recouvert au SE d'une faille

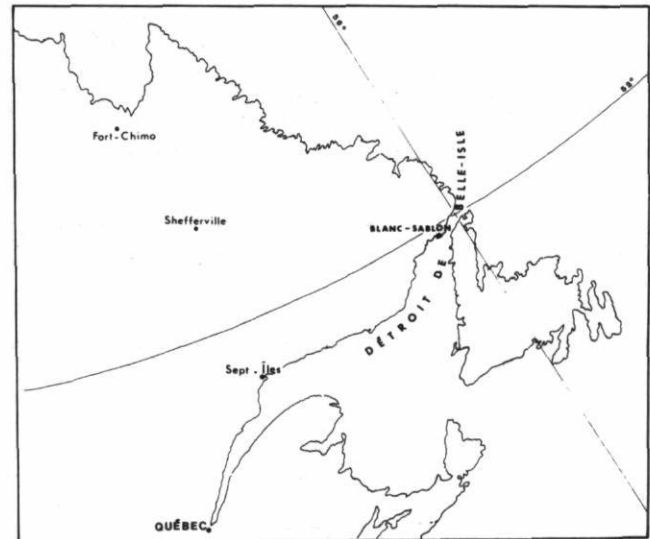


FIGURE 1. Localisation de la région étudiée.

Location of the surveyed area

de direction 70-250° (appelée faille de Brador) par des formations sédimentaires, transgressives et discordantes d'âge Cambrien inférieur. Le tracé du littoral reflète à la fois la nature pétrographique et la structure de ces deux unités. Ainsi, profondément et irrégulièrement dentelé en bordure du socle cristallophyllien, à l'O de la région, il présente au contraire des échancrures beaucoup moins profondes et beaucoup plus larges au niveau des formations sédimentaires cambriennes de l'E. Entre ces deux façades littorales, la faille de Brador découpe un trait d'union rectiligne, au fond de la baie du même nom (fig. 2). À la hauteur de Lourdes-de-Blanc-Sablon, où affleurent simultanément le socle et une partie de la couverture cambrienne, le littoral a un profil intermédiaire; les deux modelés, dentelé et largement découpé, s'y superposent (fig. 3) la morphologie de l'arrière-pays reflète aussi la dualité de la nature pétrographique du substratum. Au socle précambrien correspond une topographie de collines arrondies et irrégulières, culminant vers 360 m; le réseau hydrographique s'y imprime à partir d'accidents structuraux mineurs. La couverture cambrienne sub-horizontale se traduit au contraire par des plateaux, parfois des buttes témoins qui culminent vers l'intérieur autour de 300 m d'altitude; au sud ils s'étagent en surfaces tabulaires entre 100 et 200 m, dominant alors des dépressions où se sont accumulés les dépôts quaternaires. En amont, ces derniers sont constitués de faibles accumulations de till surmontées parfois de dépôts plus récents. En aval les dépressions sont comblées par des dépôts littoraux de la mer de Goldthwait (ELSON, 1969), disposés en cordons successifs, jusqu'au rivage actuel du golfe du Saint-Laurent.

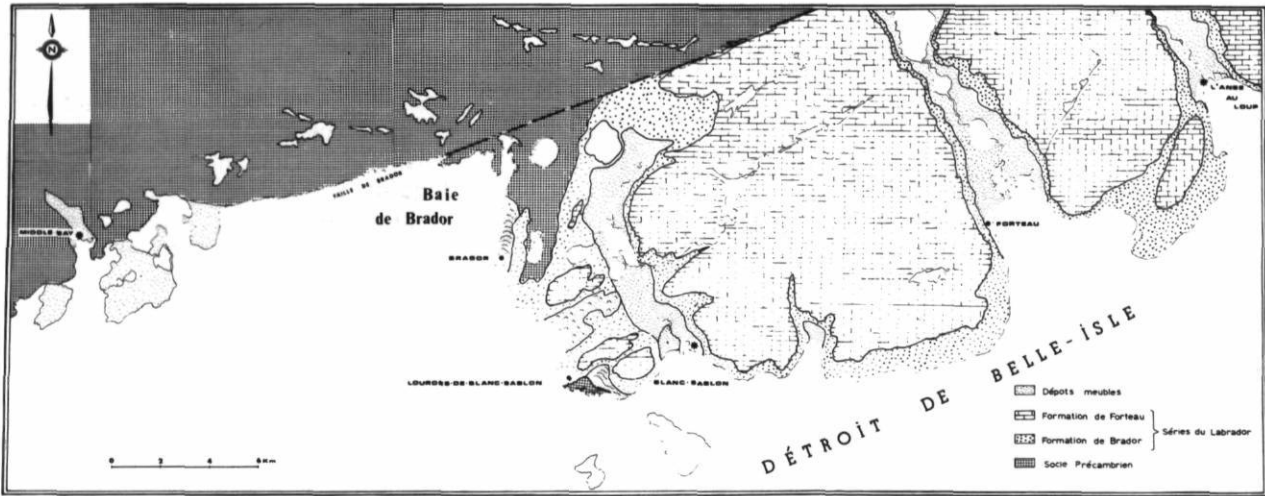


FIGURE 2. La Côte Nord du Saint-Laurent, au niveau du détroit de Belle-Isle, dans la région de Blanc-Sablon: carte géologique simplifiée. *The North Shore of the St. Lawrence River at the Strait of Belle Isle, in the vicinity of Blanc-Sablon: geological sketch.*

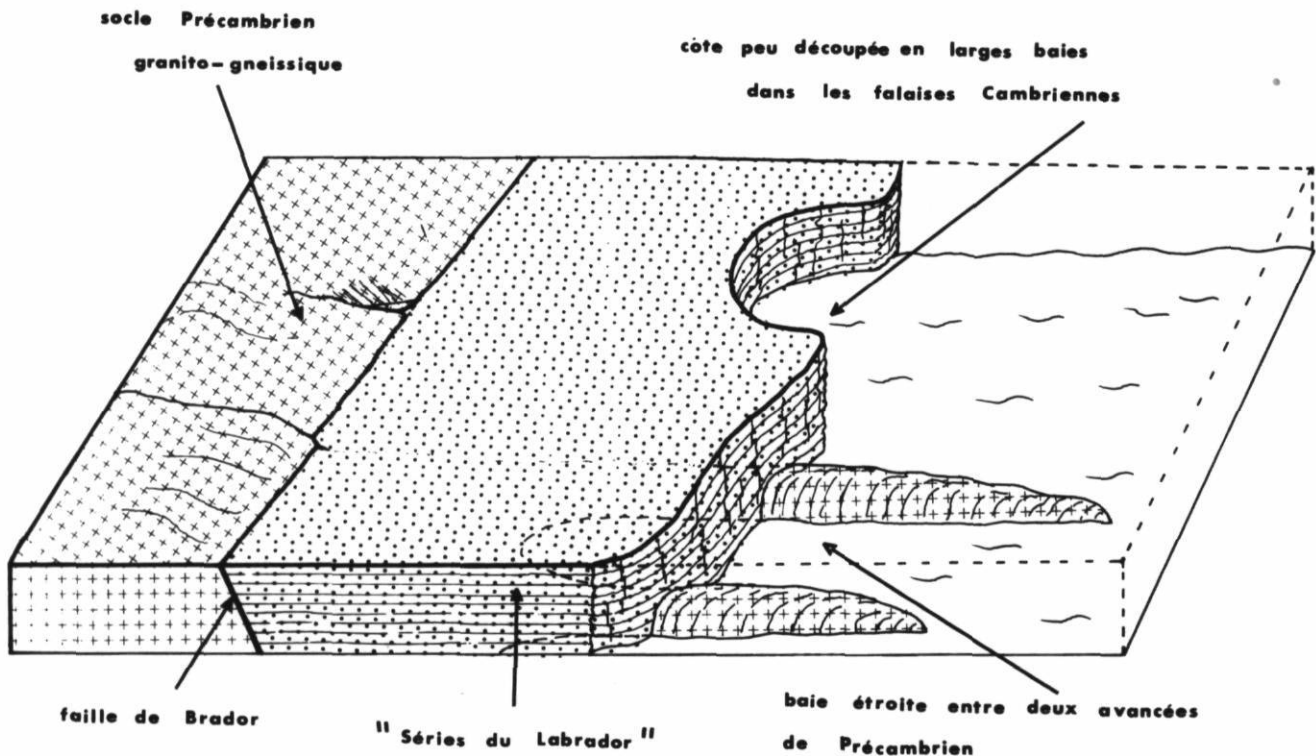


FIGURE 3. Influence de la lithologie sur la morphologie structurale des côtes. *Present morphology of the coast resulting from changes in the lithology.*

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Il n'entrait pas dans le cadre de cette étude de faire la cartographie détaillée de tous les ensembles lithologiques du socle; cependant les auteurs ont observé

macroscopiquement et microscopiquement les différentes unités pétrographiques de ce secteur afin de pouvoir comparer la minéralogie de ces ensembles aux observations faites sur les minéraux lourds des sables quaternaires glaciaires et marins.

LE SUBSTRATUM

Affleurant largement sur toute la partie ouest de la région (fig. 2), le socle précambrien comprend des micaschistes, gneiss et granophyres du groupe de Greenville. Les micaschistes couvrent une faible superficie sauf au nord de la baie de Brador où ils affleurent sous forme de collines allongées suivant un axe NO-SE, avec une schistosité et un litage très redressés vers l'E de l'ordre de 60° à 80°. Il s'agit d'un micaschiste à biotite et muscovite assez riche en grenats et pauvre en feldspaths. Grise à la cassure, la roche présente une teinte d'altération brune.

Les gneiss granitoïdes et les granophyres formant la majeure partie du socle précambrien constituent des ensembles beaucoup plus massifs dont la schistosité et le litage sont moins visibles. De couleur grise en surface mais rose à la cassure, ces roches très homogènes ont une texture granobalstique isogranulaire et comprennent essentiellement des feldspaths potassiques et des pyroxènes. Quartz et plagioclases sont moins abondants et de tailles plus réduites.

Dans cet ensemble de migmatites s'intercalent des amphibolites sous forme de lentilles et d'intercalations de dimensions très variables. Les contacts entre les migmatites et les amphibolites sont toujours très francs. Ces dernières, de couleur sombre presque noire, sont toujours isogranulaires, bien que le diamètre des cristaux puisse varier d'un affleurement à l'autre. La hornblende y domine, plagioclases et pyroxène étant en proportion moindre.

Enfin de nombreux filons de pegmatites quartzo-feldspathiques recoupent les migmatites. Ces filons, souvent associés à des fractures secondaires du socle, ont des épontes assez franches et sont constitués de cristaux centimétriques de feldspaths potassiques et de quartz, avec quelques rares micas blancs.

Reposant en discordance sur le socle cristallophylien la couverture cambrienne, interrompue brusquement au contact de la faille de Brador, s'avance vers le SE pour former une large péninsule entre la baie de Brador et l'embouchure du Pinware. Le contact discordant peut être observé le long du rivage, à l'E de Blanc-Sablon. À la base d'une falaise assez escarpée, apparaît le granophyre précambrien surmonté des grès et arkoses cambriens. Cette séquence sédimentaire, d'abord détritique, devient carbonatée vers le sommet et définit ce que l'on a coutume d'appeler la « série du Labrador ». Cette série englobe deux unités: les formations de Brador et de Forteau. La formation de Brador débute par un conglomérat relativement grossier à galets hémicentimétriques quartzo-feldspathiques, noyés dans une matrice arénitique légèrement ferrugineuse. Faisant suite à ce conglomérat, une série détritique de grès légèrement feldspathiques et d'ar-

koses alterne avec des grès quartzitiques sur une épaisseur de 50 m environ. Le faible arrondi des éléments, l'absence de classement et l'hétérogénéité de la matrice, où l'on retrouve quartz, feldspath, ciment ferrugineux et même argile glauconieuse, indiquent qu'il s'agit d'un sédiment très immature. La formation de Brador dérive donc du démantèlement rapide et local du socle: il s'agit pratiquement d'une arène de décomposition indurée. Toute cette séquence détritique relativement résistante à l'érosion contribue à former les principaux reliefs tabulaires de la côte à l'E de Blanc-Sablon. Au contraire, la séquence carbonatée (formation de Forteau) qui suit ne constitue que la partie sommitale ou en pente douce de certains plateaux. Elle ne donne jamais de falaises mortes, ou actives, comme le fait en maints endroits la formation gréseuse de Brador (fig. 4) Cette formation de Forteau, ne dépasse pas 20 à 25 m d'épaisseur. Elle débute par un niveau dolomitique et se poursuit par une série de calcaires argileux et de calcarénites riches en Archéocyathes plus ou moins fragmentés, séparés par des entrelits de schistes argileux d'un jaune verdâtre.

Le Cambrien, relativement peu déformé, est légèrement incliné de quelques degrés vers le S. Quelques accidents mineurs de direction NNO et ENE à faible rejet, l'ont affecté.

LES DÉPÔTS MEUBLES QUATERNAIRES

Ces dépôts, d'origine glaciaire, fluvio-glaciaire, glacio-marine ou marine, se répartissent inégalement sur le socle et varient selon la région physiographique et l'altitude.

1. Dépôts glaciaires ou associés

Les tills, en général peu étendus, se caractérisent par leur forte proportion en éléments grossiers, noyés dans une matrice sableuse peu abondante, et aussi par l'origine très locale du matériel.

À titre d'exemple, un affleurement de till caillouteux, situé à 10 km au SE du contact par la faille de Brador entre le Cambrien et le Précambrien, indique les proportions suivantes: 42% de gneiss et granophyres grenvilliens; 58% de grès dolomitiques ou arkosiques du Cambrien (tabl. I). Ce caractère traduit le transport limité et local du matériel et, par conséquent, la faible mobilité de la glace qui le mit en place. Au N de la faille, les tills contiennent exclusivement des éléments détritiques grenvilliens.

La moraine d'ablation, surtout visible sur les sommets précambriens au-delà de la limite marine maximale (cf. plus loin), est également peu abondante. Quelques blocs et cailloux épars, délavés par le ruissellement et par conséquent débarassés de la maigre fraction fine qui les accompagnait, suggèrent une glace résiduelle mince et pauvre en éléments détritiques.

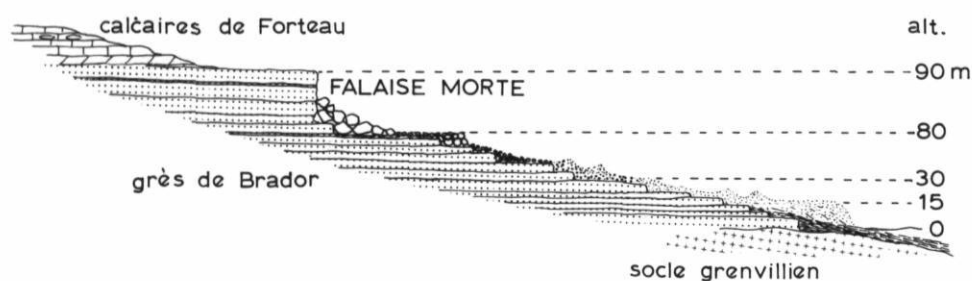


FIGURE 4. Coupe géologique de la série du Labrador montrant les falaises mortes dans les grès de Brador.

Section of the Labrador series showing inactive cliffs eroded from the Brador formation.

TABLEAU I

Comptages pétrographiques dans les dépôts meubles de Blanc-Sablon.

Percentage of various types of rocks in unconsolidated sediments at Blanc-Sablon.

Nature pétrographique des galets	péninsule cambrienne		arrière-pays précambrien
	till	fluvio- glaciaire	fluvio- glaciaire
gneiss gris	10%	6%	16,4%
migmatites	23%	19%	62,4%
amphibolites	7%	10%	14,7%
quartzites à grenat	—	2%	4,9%
pegmatites	2%	2%	1,6%
total précambrien	42%	39%	100,0%
dolomies	16%	9%	
grès quartzitiques	2%	4%	
grès feldspathiques	6%	8%	
arkoses	34%	40%	
total cambrien	58%	61%	

Enfin, quelques diamictons probablement glacio-marins sont parfois visibles dans le fond des vallées, sous l'effet de l'antécédance des rivières. À Middle Bay, un tel affleurement se caractérise par la nature exclusivement précambrienne des blocs et galets, inclus dans une matrice hétérométrique où les parties fines suggèrent un milieu de décantation marin.

Les dépôts fluvio-glaciaires sont également peu abondants dans cette région qui fut presque totalement submergée à la déglaciation. Toutefois dans l'arrière-pays précambrien, quelques accumulations sous forme définie ou systématique ont été relevées. Ils se situent dans le prolongement des dépôts morainiques signalés plus à l'E par GRANT (1974). Leur composition pétrographique reproduit exactement celles des tills avoisinants. Les blocs et cailloux sont généralement peu usés et dénotent, par le faible émoussage, un bref remaniement par les eaux de fonte glaciaire.

2. Les dépôts marins

Surtout abondants dans les dépressions découpant la vaste péninsule cambrienne, les sédiments de la mer

de Goldthwait existent cependant sur les hauteurs. Dans les collines précambriennes, le remaniement des dépôts glaciaires se traduit par des accumulations de blocs agencés en cordons littoraux, dont le dénivelé décroît, comme d'ailleurs la dimension des blocs parallèlement à l'altitude. Ces deux facteurs semblent directement reliés à la vitesse du relèvement glacio-isostatique.

Dans l'avancée cambrienne, les dépôts marins sont particulièrement abondants au-dessous de 80 m d'altitude. Cordons et champs de blocs littoraux, provenant surtout des formations sédimentaires locales, sont d'abord anguleux à la base des parois gréseuses, puis de plus en plus émoussés vers les dépressions. Ces dernières sont comblées de sédiments plus fins disposés en terrasses sablo-graveleuses, tandis que les dépôts de décantation silteux n'apparaissent qu'à l'extrême base stratigraphique de la série marine, comme on peut le voir au fond des vallées dont les sédiments ont été entaillés par quelques rivières.

La morphoscopie, la granulométrie ainsi que le mauvais triage de ces sables (fig. 5) indiquent la brièveté du remaniement marin. L'angulosité des grains est une caractéristique générale, et la présence de minéraux relativement fragiles comme la pyrite et la trémolite confirme le peu d'altération mécanique et chimique.

La composition minéralogique de ces sables dénote naturellement les deux sources de matériaux (cambrienne et précambrienne); elle fait aussi ressortir un transport plus important que celui observé pour les éléments grossiers. Les minéraux légers constituent évidemment la fraction principale, et dans cette fraction il faut noter que les feldspaths dominent par rapport au quartz; ces feldspaths sont essentiellement des plagioclases séricitisés. Les minéraux lourds sont constitués à 75% de hornblende verte et de minéraux opaques tels que pyrite, hématite et surtout illménite. En proportion beaucoup plus faible on a pu trouver hypersthène, grenat, biotite et zircon.

La sédimentation fine ne descend pas au-dessous de la dimension granulométrique des silts. Ce sont les formations les plus fossilifères. Pour des raisons tenant à la rapidité de la mise en place des sédiments, au milieu de sédimentation proprement dit ou à la dissolu-

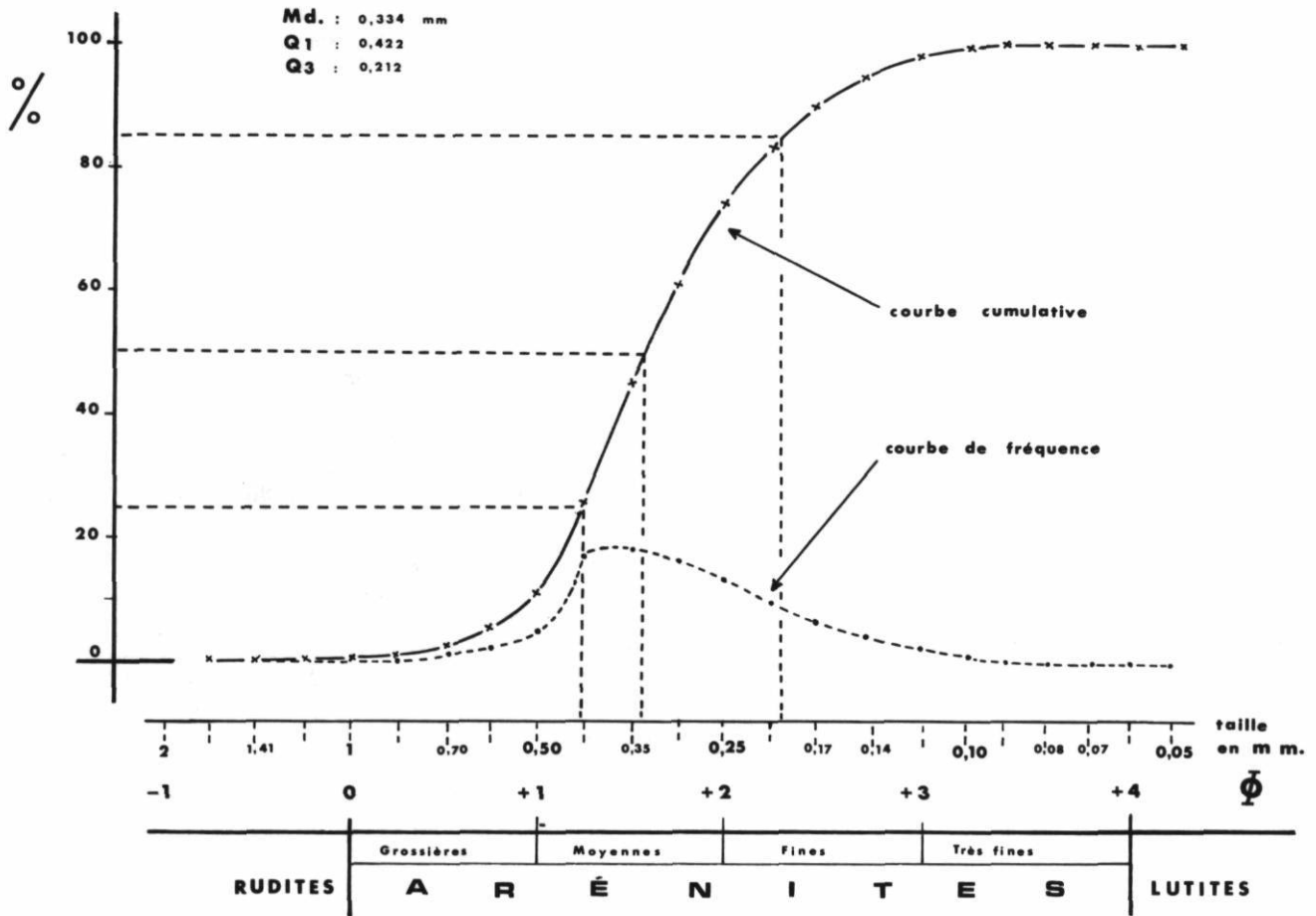


FIGURE 5. Courbes granulométriques des sables des terrasses marines de la mer de Goldthwait entre 20 et 30 m d'altitude.

Frequency and cumulative curves of the sand of the Goldthwait marine terraces at an elevation of 20 to 30 m.

tion des carbonates, les faunes sont beaucoup plus rares dans les arénites et les rudites.

Les espèces les plus fréquentes sont celles que l'on rencontre d'ordinaire dans les dépôts goldthwaitiens, telles *Chlamys islandicus*, *Clinocardium ciliatum*, *Mya truncata s. s.*, *Mya truncata ovata*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Buccinum terra-novae*, *Balanus crenatus*, *Balanus balanoides*, etc.

Tant par la diversité des espèces que par la biométrie ou la composition isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (HILLAIRE-MARCEL, 1977), les faunes fossiles sont exactement semblables à celles du littoral actuel.

LE MODELÉ GLACIAIRE

Bien que cette région se caractérise par une morphologie commandée surtout par la nature pétrographique et la structure du socle (reliefs tabulaires du

Cambrien et expression topographique de la foliation des migmatites), l'action glaciaire a néanmoins laissé quelques traces. Vers l'intérieur de rares drumlins rocheux se dessinent sur les affleurements de gneiss aux structures plus massives. Près du littoral actuel, comme à la pointe du Diable de Lourdes-de-Blanc-Sablon, des pointements précambriens ont conservé l'empreinte du glacier. Cannelures et stries y indiquent une direction d'écoulement glaciaire unique, vers 185° . Cette direction apparaît également dans l'orientation des galets que l'on a pu mesurer pour certains tills (fig. 6). Toutefois, dans la plupart des tills, les blocs et cailloux sont en contact les uns avec les autres; leur disposition dépend surtout de ces contacts et non de la direction de poussée de la glace. Comme nous le verrons ci-après, l'action littorale de la mer de Goldthwait et l'altération postérieure à l'émersion ont effacé la plupart des traces glaciaires sur les affleurements de roches cambriennes.

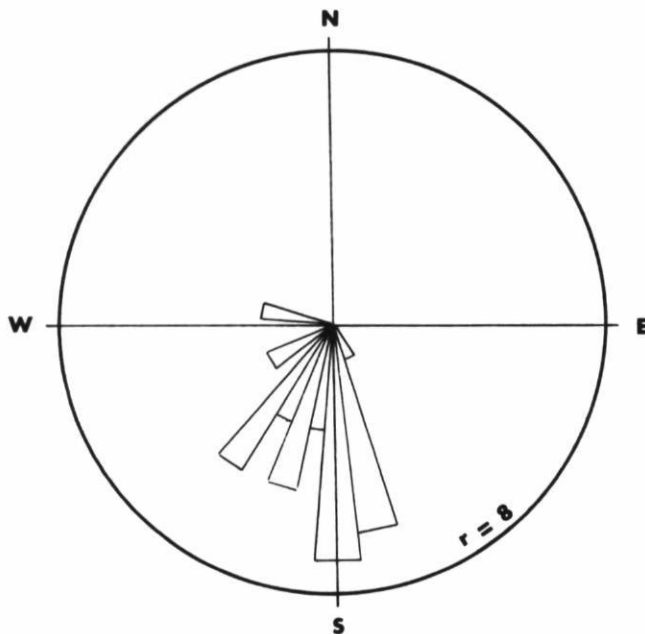


FIGURE 6. Sens de l'inclinaison des blocs dans un till de l'avant-pays cambrien.

Till-fabric measured on ground moraine overlying the Cambrian bedrock.

PALÉOMORPHOLOGIE LITTORALE

Marquant le rajustement glacio-isostatique des terres, les rivages successifs de la mer de Goldthwait ont laissé des traces inégales sur les socles précambrien et cambrien.

1. L'altitude marine maximale

Celle-ci a été établie à partir de deux critères complémentaires: (1) d'après les formes littorales (cordons, sommets des terrasses) les plus élevées et (2) en fonction du délavage de la moraine d'ablation par la mer de Goldthwait.

Ce dernier phénomène est particulièrement visible sur les sommets précambriens arrondis ou dénudés. La moraine d'ablation non atteinte par la mer apparaît sous forme de blocs épars, abandonnés sur place lors de la fonte du glacier, dans des positions d'équilibre instable et parfois curieuses. Brusquement, en deçà d'une altitude déterminée variant rarement de plus de 2 m, cette moraine disparaît. Les blocs en équilibre instable ont donc été déplacés par la mer à son niveau maximal, ou par les glaces flottantes. Ils ont par la suite été accumulés entre les reliefs sous forme de champs ou de cordons de blocs, barrant encore parfois aujourd'hui des lacs perchés.

Dans le détail, la limite marine maximale se décompose ainsi: le premier cordon (ou la première terrasse) construit par la mer est surmonté d'une zone complète-

ment dénudée de 1,5 m de dénivelé moyen puis, au delà d'une ligne très régulière, les premiers blocs perchés réapparaissent. Cette succession existe même sur les surfaces topographiques très inclinées, où les blocs sont en équilibre instable.

Le dénivelé entre le premier cordon littoral et la moraine d'ablation paraît directement relié à l'amplitude des marées. Nous avons noté, en effet, sur la baie d'Ungava où ces dernières oscillent aujourd'hui entre 5 et 10 m, qu'un dénivelé très constant de l'ordre de 7 m existait entre les deux. À l'E de la baie d'Hudson, ce dénivelé dépasse rarement 2,5 m et correspond également à l'amplitude actuelle des marées (*cf.* Labrador and Hudson Bay Pilot, Can. Hydrogr. Serv.).

Sur le littoral nord actuel du détroit de Belle-Isle, les marées oscillent de 0,9 à 1,8 m (*cf.* Can. Tides and Current Tables, Can. Hydrogr. serv.). Il est donc possible que la zone de balancement des marées n'ait pratiquement pas varié depuis la déglaciation. Quoique négligeable ici, cette donnée peut dans certains cas présenter un intérêt pour le calcul du relèvement isostatique. L'effet de GRANT (1969), observé dans la baie de Fundy, peut sensiblement affecter les courbes d'émerison des terres.

Les nombreux relevés altimétriques, effectués sur les cordons littoraux et sur la base de la moraine d'ablation, permettent de fixer l'altitude marine maximale entre 148 et 152 m (fig. 7).

Cette limite est plus difficile à déceler sur les plateaux cambriens où les blocs sont parfois masqués par la maigre végétation qui se développe sur les schistes argileux de la formation de Forteau. Nous ne disposons donc que d'une série de points de contrôle pratiquement alignés; il est par conséquent impossible de définir une direction d'inflexion du socle.

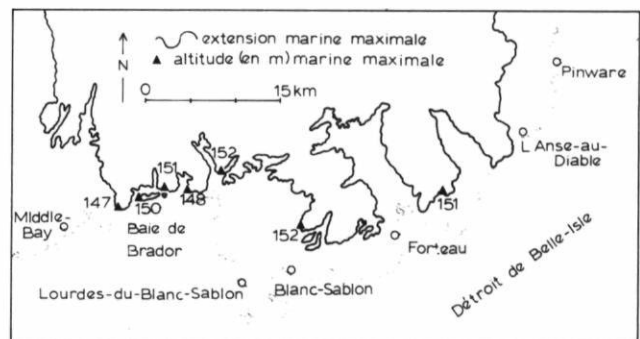


FIGURE 7. Limite marine supérieure maximale atteinte par la mer de Goldthwait dans la région de Blanc-Sablon.

Maximum marine limit of the Goldthwait Sea in the vicinity of Blanc-Sablon.

2. Les falaises mortes et les basses terrasses marines

L'activité littorale de la mer de Goldthwait a aussi produit des formes d'érosion dans le substratum sédimentaire dont la plus spectaculaire est la création de falaises aujourd'hui mortes par suite du relèvement isostatique. Celles-ci résultent de la sape à la base des tables gréseuses de la formation de Brador.

La principale falaise entaille le pourtour des promontoires cambriens et culmine entre 80 et 90 m d'altitude. À ce niveau un banc de grès particulièrement résistant est découpé presque verticalement. La base de la paroi verticale est soulignée par des éboulis de blocs métriques à héli-métriques très anguleux. En contrebas des champs et cordons de blocs plus arrondis s'étagent et en même temps les matériaux diminuent progressivement de taille lorsque l'on s'éloigne de la falaise (fig. 4).

Des terrasses en pente douce, graveleuses puis sableuses succèdent. Un remaniement dunaire superficiel peut parfois les affecter localement.

La première terrasse peu marquée apparaît vers 70 m d'altitude. La suivante plus importante et en pente douce vers la mer s'achève avec un rebord situé à 15 m d'altitude. Elle se dédouble parfois, avec un rebord intermédiaire vers 30 m d'altitude.

Pour les niveaux beaucoup plus bas, certaines baies, particulièrement abritées par des buttes-témoins cambriennes font voir des séries régulières de cordons littoraux sablo-graveleux très rapprochés les uns des autres.

Falaises mortes ou terrasses marines marquent des niveaux relatifs de stabilisation du socle et de la mer. La décroissance du taux de relèvement isostatique de la péninsule terre-neuvienne, de l'autre côté du détroit de Belle-Isle, est très continue (GRANT, 1970). Les niveaux de stabilisation de Blanc-Sablon ne traduisent donc certainement pas des ralentissements, voire des arrêts, dans le relèvement isostatique. Aucun mouvement glaciaire ne pourrait d'ailleurs être invoqué pour les justifier. Il est par conséquent probable que des oscillations eustatiques positives, compensant l'émersion des terres par rajustement isostatique, sont responsables des stabilisations relatives du socle et de la mer.

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS

La rareté des faunes marines aux hautes altitudes ne nous a pas permis de dater directement les premiers rivages marins. Toutefois un âge ^{14}C a pu être obtenu sur un échantillon récolté à Middle Bay, à la base stratigraphique de sédiments marins en contact avec un diamicton glacio-marin. Nous ignorons cependant sa relation chronologique réelle avec l'instauration du milieu

marin. Cet âge de 7200 ± 125 ans BP (I-8365) nous semble trop jeune pour représenter le début de la submersion si on le compare avec les nombreuses datations connues à Terre-Neuve où GRANT (1972) a observé une limite marine comparable à celle que nous avons mesurée. De l'autre côté du détroit de Belle-Isle la déglaciation et la transgression marine synchrones s'effectuent en deux phases précoces, vers 13 000-12 500 ans BP et 10 500 (?) ans BP; même en admettant une forte inflexion du socle vers le nord, nous pensons que les plus hautes plages soulevées, d'altitude identique de part et d'autre du détroit, ne peuvent être séparées par un grand décalage chronologique. De ce fait, la déglaciation et la submersion de l'enclave de Blanc-Sablon devrait remonter au delà de 10 000 ans BP.

CONCLUSION

Cette reconnaissance géologique et géomorphologique de la région de Blanc-Sablon demanderait à être poursuivie. Il serait souhaitable de l'étendre notamment vers l'ouest, au moins jusqu'aux bourrelets morainiques signalés par GRANT (1974). D'autres datations au ^{14}C seraient aussi souhaitables. Ce travail préliminaire a néanmoins permis de définir les grandes unités géomorphologiques, de contrôler la limite marine maximale et de préciser la localisation des dépôts marins et leur extension ainsi que leur évolution paléogéographique à défaut d'avoir pu en fixer l'âge exact.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Centre d'études nordiques de l'université Laval ainsi que le ministère de l'Éducation du Québec pour l'aide matérielle qui leur fut accordée au cours de cette reconnaissance.

RÉFÉRENCES

- CHRISTIE, A. M. (1951): Geology of the southern coast of Labrador from Forteau Bay to Cape Porcupine, Newfoundland, *Geol. Surv. Can.*, pap. 51-53: 1-19.
- CUMMING, L. M. (1970): Operation Strait of Belle Isle, Quebec and Newfoundland Labrador, *Geol. Surv. Can.*, pap. 70-1A: 3-8.
- DOUGLAS, G. V. (1953): Notes on the localities visited on the Labrador coast in 1946 and 1947, *Geol. Surv. Can.*, pap. 51-1: 1-63.
- ELSON, J. A. (1969): Late Quaternary marine submergence of Quebec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 22, n° 3.

- GRANT, D. R. (1969): Quaternary Geology, Great Northern Peninsula, Island of Newfoundland, *Geol. Surv. Can.*, pap. 70-1A: 172-174.
- (1972a): Surficial Geology, Western Newfoundland, *Geol. Surv. Can.*, pap. 72-1A: 157-160.
- (1972b): Postglacial emergence of northern Newfoundland, *Geol. Surv. Can.*, pap. 72-1B: 100-102.
- (1974): Prospecting in Newfoundland and the theory of multiple shrinking ice caps, *Geol. Surv. Can.*, pap. 74-1B: 215-216.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1977): Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 1-2, p. 81-106.
- LEVESQUE, R. (s.l.n.d.): Comptes rendus d'activités archéologiques autour de Bradore et Blanc-Sablon (inédit).
- WARING, R. A. (1970): *Géologie de Blanc-Sablon*, manuscrit et carte inédits.

QUESTIONS ET COMMENTAIRES

A. DREIMANIS:

«Could not the large boulder perched on two smaller ones and the other two in slanted precarious positions, shown in one of your coloured slides and interpreted as part of ablation till (*moraine d'ablation*) be rather remnants of basal till (*moraine de fond*)? The fine matrix of this till may have been washed out by melt-waters after its deposition, and if they derived from englacial debris, there would have not been much fine material around them originally. In ablation tills boulders tend to assume the most stable position possible, while the englacial boulders, are let down by basal melt-out process (and occasionally even boulders in some lodgment tills). The let-

down englacial boulders are called 'perched boulders' by some authors, and they are common particularly in areas of coarse textured thin tills (I have seen them in Canada, U.S., Sweden, Finland, Switzerland).»

B. DE BOUTRAY:

«Several reasons permit to interpret those boulders «perched on smaller ones» as remnants of ablation till: 1) their so instable position; 2) their various and not uniform dipping in such positions; 3) their presence on the top of the hills, when the basal till is more commonly accumulated in depressions of lands. As pointed by Dr. Dreimanis those boulders are very common in areas of coarse texture till and can be observed from Labrador to Ungava and Hudson Bay. 4) In those tundra environments with more or less continuous permafrost a few inches of vegetation (peat, mosses) greatly limit the erosion of the soil by running water. Consequently if those boulders belonged to «basal till», the quite important matrix around them would not have been totally washed out.

P. DAVID:

«In support of Mr. de Boutray's hypothesis on the formation of the perched blocks in his area, and in reference to the suggestion made by A. Dreimanis that these blocks may have been eroded from a basal till, I would like to ask Mr. A. Dreimanis if he can really see that blocks, which are separated by a layer of matrix, could become perched simply by erosion of the matrix? Wouldn't they fall over?»

A. DREIMANIS:

«Yes, I have seen boulders in such a position in basal till still containing the matrix. However, they are more common as 'perched boulders' let down by basal melt-out and surrounded by very little of matrix, if any, already during their deposition. However, as they have been deposited at the base of a glacier, they belong to the basal till.»