

Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec

Observations on the Quaternary of the head of the Gaspé Peninsula, Québec

Beobachtungen des Quarter an der östlichen Spitze der Gaspé Halbinsel.

Michel Allard et Germain Tremblay

Volume 35, numéro 1, 1981

Quatrième Colloque sur le Quaternaire du Québec

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000382ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000382ar>

[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

Allard, M. & Tremblay, G. (1981). Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(1), 105–125. <https://doi.org/10.7202/1000382ar>

Résumé de l'article

Trois types majeurs de mouvements glaciaires ont été reconnus au droit de la péninsule de Gaspé, à l'est de la rivière au Renard : 1) un écoulement radial vers la baie de Gaspé et le golfe du Saint-Laurent à partir des crêtes appalachiennes, écoulement qui est associé à une calotte locale et qui fut identifié grâce à la présence de cirques sur les hauteurs, à l'évidence de l'occupation des vallées par la glace et par la dispersion des erratiques sur la péninsule; 2) un écoulement important dans la baie de Gaspé qui a pu être déterminé à partir de stries glaciaires, de la lithologie du till et de la bathymétrie de la baie; 3) des apports glaciaires sur la côte du golfe dûs à l'inlandsis laurentidien qui correspondent soit à une plate-forme de glace flottante, soit à des masses glaciaires importantes, icebergs, provenant de la côte nord du Saint-Laurent. Des stries glacielles et des éléments précambriens dans les dépôts glacio-marins le long de la côte du golfe appuient cette hypothèse. Les datations au radiocarbone permettent d'établir que la déglaciation le long du littoral est synchrone avec celle de la côte de l'estuaire maritime, soit vers 13 400-13 600 ans BP. Un niveau marin à 30 m semble correspondre à la limite atteinte par la mer de Goldthwait. Cependant, des aplanissements côtiers, des encoches perchées dans les falaises et certains sédiments semblent indiquer que la région a connu plusieurs fluctuations du niveau marin relatif avant la glaciation et durant le Quaternaire. Les processus géomorphologiques holocènes les plus importants sont les mouvements de masse, les crues fluviales, la sédimentation lacustre et l'érosion et la sédimentation littorales.

OBSERVATIONS SUR LE QUATERNAIRE DE L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DE LA PÉNINSULE DE GASPÉ, QUÉBEC

Michel ALLARD et Germain TREMBLAY, Département de géographie, université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ Trois types majeurs de mouvements glaciaires ont été reconnus au droit de la péninsule de Gaspé, à l'est de la rivière au Renard: 1) un écoulement radial vers la baie de Gaspé et le golfe du Saint-Laurent à partir des crêtes appalachiennes, écoulement qui est associé à une calotte locale et qui fut identifié grâce à la présence de cirques sur les hauteurs, à l'évidence de l'occupation des vallées par la glace et par la dispersion des erratiques sur la péninsule; 2) un écoulement important dans la baie de Gaspé qui a pu être déterminé à partir de stries glaciaires, de la lithologie du till et de la bathymétrie de la baie; 3) des apports glaciaires sur la côte du golfe dus à l'inlandsis laurentidien qui correspondent soit à une plate-forme de glace flottante, soit à des masses glaciaires importantes, icebergs, provenant de la côte nord du Saint-Laurent. Des stries glaciaires et des éléments précambriens dans les dépôts glacio-marins le long de la côte du golfe appuient cette hypothèse. Les datations au radiocarbone permettent d'établir que la déglaciation le long du littoral est synchrone avec celle de la côte de l'estuaire maritime, soit vers 13 400-13 600 ans BP. Un niveau marin à 30 m semble correspondre à la limite atteinte par la mer de Goldthwait. Cependant, des aplanissements côtiers, des encoches perchées dans les falaises et certains sédiments semblent indiquer que la région a connu plusieurs fluctuations du niveau marin relatif avant la glaciation et durant le Quaternaire. Les processus géomorphologiques holocènes les plus importants sont les mouvements de masse, les crues fluviales, la sédimentation lacustre et l'érosion et la sédimentation littorales.

ABSTRACT *Observations on the Quaternary of the head of the Gaspé Peninsula, Québec.* Three major types of glacial events have been identified over the Gaspé Peninsula, east of Rivière au Renard: 1) a radial ice-flow towards Baie de Gaspé and the Gulf of St. Lawrence coming from the Appalachian ridges. This ice-flow pattern is related to a local ice-cap and was identified from cirques in the hills, evidence of ice-flow in the valleys and the dispersion of erratics over the peninsula. 2) An important ice-flow in Baie de Gaspé which has been identified from glacial striations, till lithology and from the submarine topography of the bay. 3) A glacial influence of the Laurentide icesheet along the coast of the Gulf of St. Lawrence as evidenced by drift-ice striations and Precambrian clasts in glacio-marine deposits. This Laurentide ice influence is related to either a floating ice platform or to large icebergs. According to radiocarbon dates, deglaciation along the eastern Gaspé coast of the Gulf is synchronous with the deglaciation of the coast of the maritime estuary further west dated at about 13,400-13,600 years BP. Evidence of a sea level at 30 m seems to mark the limit reached by the Goldthwait Sea in the study area. However, coastal erosion surfaces, raised notches in the cliffs and some sediments suggest that many fluctuations of the relative sea level occurred before glaciation and during the Quaternary. The most important Holocene geomorphological processes are mass movements, fluvial surges, lacustrine sedimentation and shoreline erosion and sedimentation.

ZUSAMMENFASSUNG *Beobachtungen des Quartar an der östlichen Spitze der Gaspé Halbinsel.* Drei Haupttypen glaziärer Bewegungen wurden über der Gaspé Halbinsel östlich von Rivière au Renard erkannt: 1) Eine radiäre Strömung die sich von den Kämmen der Appalachen der Gaspé Bucht und dem St-Lorenz Golf zu hinzieht. Dieses Strömungsmuster ist in Beziehung zur lokalen Eiskappe. Es wurde durch Kähre in den Hügeln, Zeichen von Eisverschiebungen in den Tälern und die Verteilung von erratischen Blöcken über die Halbinsel identifiziert. 2) Ein wichtiger Eisstrom der sich aus glaziären Schrammen, der Lithologie des Tills und der submarinen Topographie der Bucht ergibt. 3) Ein glazialer Einfluss des laurentischen Binneneises an der Golfküste des St-Lorenz stromes, wie offenbar gemacht durch Eisschrämmen und Präkambrische Elemente in den glazio-marinen Ablagerungen. Dieser einfluss des Laurentischen Binneneises bezieht sich entweder auf eine schwimmende Eisplattform oder auf grosse Eisberge. Radiokarbon Datierungenerlauben es anzunehmen, dass die Deglaciation der Ufer denenn der Küste des Ästuars gleichzeitig ist, also um 13400-13000 v.u.z. Ein Meeresspiegel von 30 m scheint den Grenzen des Goldthwait Meeres zu entsprechen. Jedoch, Küsten-erosionflächen, Hochliegende Kerben in den Klippen und einige Sedimente deuten auf darauf dass es viele Verschiebungen des relativen Meeresspiegels vor und im Quartär gegeben hat. Die wichtigsten geomorphologischen Holozän Prozesse sind Massenverschiebungen, Hochwasser in Flüssen, Seesedimente, Küstenerosion und Sedimentation.

INTRODUCTION

À l'occasion d'une étude entreprise dans le parc national de Forillon, un levé détaillé des formes de relief et des dépôts quaternaires de la péninsule de Gaspé, à l'est de Rivière-au-Renard, fut effectué au cours de l'été 1978. La présente contribution fait état d'observations qui débordent les limites mêmes du parc et indique notamment les directions de l'écoulement glaciaire, définit le cadre stratigraphique et trace les grandes lignes des événements quaternaires.

La région étudiée a la forme d'une pointe de terre triangulaire située à l'extrémité de la péninsule gaspésienne (fig. 1). Elle est limitée au NO par la vallée de la rivière au Renard, au SE par le golfe du Saint-Laurent et au SO par la baie de Gaspé (fig. 2). Elle forme une bande de terre d'une largeur de 16,5 km à sa base, laquelle se rétrécit progressivement vers le SE pour n'atteindre que 1,2 km à partir de Cap-des-Rosiers. Elle se termine à la mer au cap Gaspé. Le parc national de Forillon occupe la majeure partie du territoire étudié qui couvre environ 428 km².

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La région étudiée a depuis longtemps fait l'objet de discussions et d'hypothèses relativement aux événements quaternaires qui s'y sont manifestés, notamment quant au(x) type(s) de glaciation qu'elle a connu au Wisconsinien. La première synthèse un peu élaborée sur la glaciation en Gaspésie a été produite par COLEMAN en 1922 qui en était venu à la conclusion que la péninsule gaspésienne avait été recouverte d'une calotte qui s'en écoulait de part et d'autre, tandis qu'une langue glaciaire importante avait occupé la baie de Gaspé. L'inlandsis laurentidien n'aurait, quant à lui, qu'à peine touché la côte septentrionale de la péninsule. Cette synthèse originale reprenait cependant les travaux antérieurs de BELL (1863), de CHALMERS (1904) de GOLDTHWAIT (1911, 1912 et 1913) et de FAIRCHILD (1918). Les travaux que nous avons effectués démontrent que les lignes de force de l'œuvre de COLEMAN sont toujours valables.

Ce travail pionnier a été suivi d'une synthèse de McGERRIGLE (1952) sur la glaciation de l'ensemble de

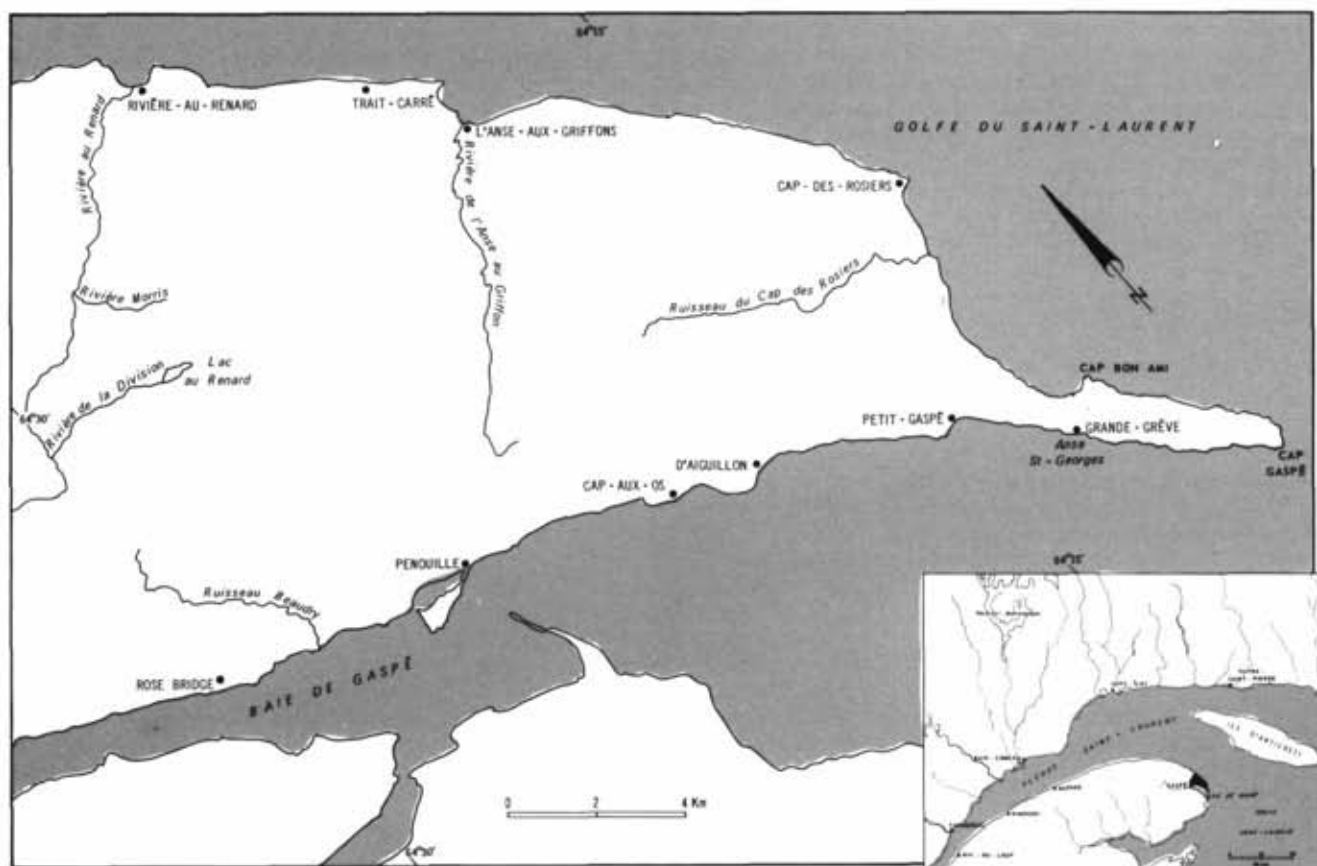


FIGURE 1. Localisation et toponymie de la région étudiée.

Location map of the study area and place-names.

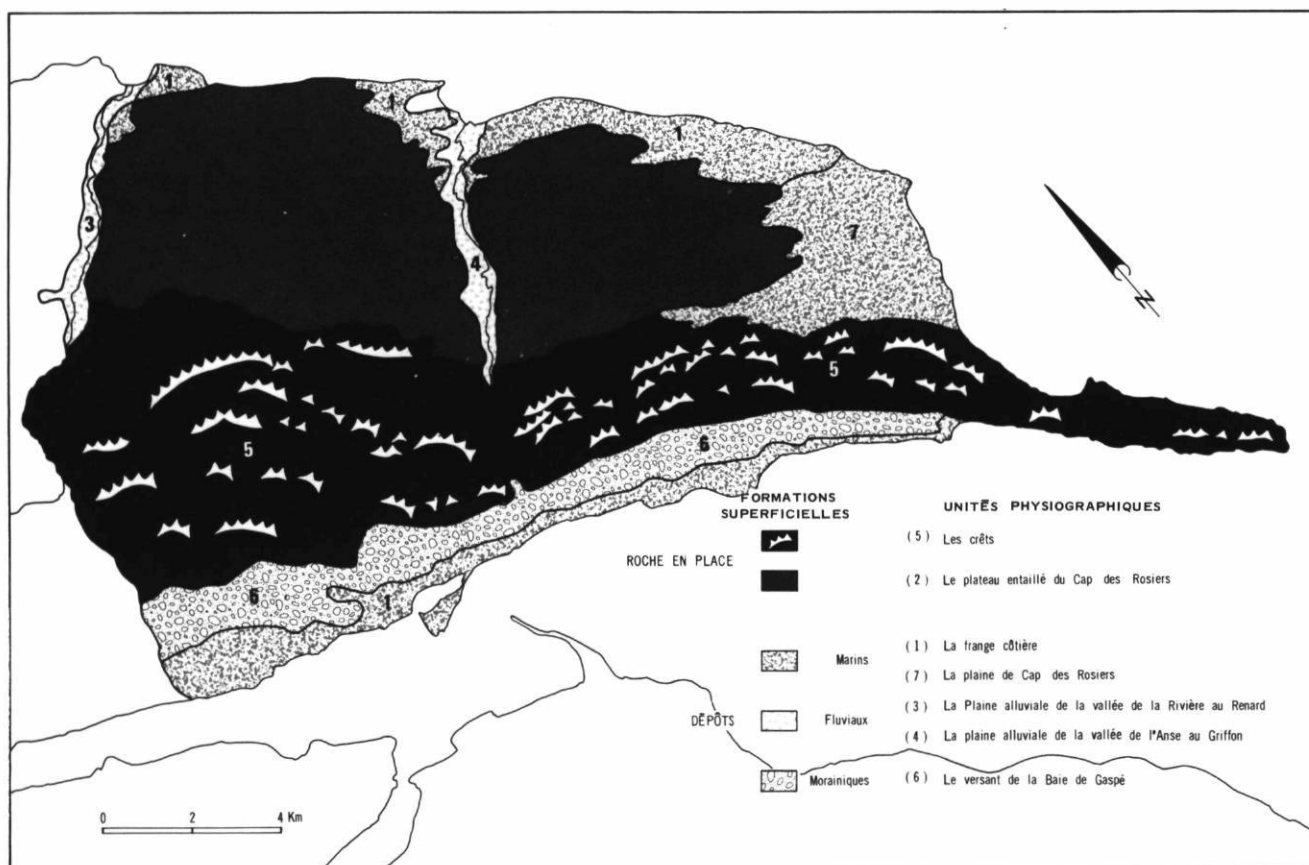


FIGURE 2. Unités physiographiques de la région étudiée.

Physiographic units of the study area.

la Gaspésie. Pour cet auteur, l'inlandsis laurentidien, d'abord précédé puis suivi par des glaciers locaux, a recouvert l'ensemble de la péninsule.

Plus récemment, les travaux effectués par LEBUIS et DAVID (1977) sur le Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie signalaient des indices témoignant de l'influence de l'inlandsis laurentidien dans la vallée de la Matapédia et des environs et de l'existence de glaciers appalachiens autonomes sur la péninsule. Leurs conclusions coïncident avec celles de LOCAT (1977 et 1978) qui, en plus, a effectué une étude du relèvement isostatique et de la régression goldthwaitienne entre Baies-Sables et Trois-pistoles, bien à l'ouest de la région étudiée.

Trois autres travaux de synthèse régionale s'avèrent fort utiles pour situer le Quaternaire local dans un contexte plus vaste. Les travaux de DIONNE (1976 et 1977) sur les phases de la mer de Goldthwait sont indispensables à l'établissement de toute chronologie régionale, tandis que l'article de GRANT (1977) sur les provinces maritimes indique que la région étudiée n'a été recouverte au Wisconsinien supérieur ni par l'inlandsis lau-

rentidien ni par la calotte gaspésienne recouvrant les monts Notre-Dame à l'ouest; notons cependant qu'une langue glaciaire issue de cette calotte régionale a atteint, selon cet auteur (p. 252), la baie de Gaspé. Enfin, selon la synthèse de PREST (1970), il y aurait eu au maximum du Wisconsinien une calotte glaciaire locale confinée aux hautes terres laquelle aurait été suivie d'une glaciation de cirques et de vallées; pour cet auteur, la limite marine semble très basse (29 m).

La région que nous avons étudiée, bien que située au centre de plusieurs synthèses régionales, n'avait pas vraiment été analysée auparavant.

CARACTÉRISTIQUES DU RELIEF

Les formations géologiques s'alignent parallèlement au relief selon une orientation NO-SE (BÉLAND *et al.*, 1971; BOURQUE, 1977; CUMMING, 1976; McGERIGLE, 1950 et 1968). Tout l'ensemble structural s'incline vers le SE. Sur le plan physiographique, on distingue deux unités principales: des crêts dissymétriques localisés dans la partie SO de la péninsule et une sur-

face d'aplanissement pré-quaternaire qu'on désigne sous le nom de plateau entaillé du Cap des Rosiers (fig. 2). Ce plateau se situe dans la partie NE et est entaillé par un important réseau de vallées fluviales dont deux sont très importantes: les vallées de la rivière au Renard à l'ouest et de la rivière de l'Anse au Griffon au centre de la région. Les autres unités physiographiques sont de moindre extension: ce sont le versant de la baie de Gaspé, la frange côtière et la plaine du Cap des Rosiers.

LES CRÊTS

L'élément dominant du relief est la présence de crêtes appalachiennes constituées majoritairement de calcaires dévoniens dont les pendages (20° à 30°) s'inclinent vers la baie de Gaspé et dont les couches sont orientées S 60° E (fig. 3). Les deux principales formations calcaires sont celle du Cap Bon Ami, représentée par un *mudstone* calcaire en général massif, et celle de Grande-Grève, constituée d'une interstratification rythmée de calcaires et de schistes. Le sommet des crêtes est généralement aplani et se présente sous forme d'une lisière étroite dominant de plus de 10 m le plateau entaillé du Cap des Rosiers. Leur front a parfois plus de 120 m de haut et fait généralement face au N et au NE. Par contre, leurs revers s'inclinent à divers degrés vers le SO et le SSO (fig. 3). Les crêtes représentent les sommets les plus élevés de la région culminant pour la plupart entre 300 et 530 m (maximum 549 m) au-dessus du niveau moyen de la mer. L'altitude des crêtes est plus forte au NO et diminue graduellement vers le SE par suite de l'inclinaison générale du relief dans cette direction. De larges vallées descendent vers la baie de Gaspé, entaillant le revers des crêtes asymétriques.

Dans la région du secteur des lacs (ouest de la rivière de l'Anse au Griffon), les crêtes peuvent être suivies sur 3 à 4 km. Ailleurs, les crêtes consistent avant tout en de nombreux segments de longueurs très variées. Dans l'ensemble, leur discontinuité est due entre autres aux deux cluses principales (vallées des rivières au Renard et de l'Anse au Griffon), aux nombreux cours d'eau conséquents et obsequents, ainsi qu'aux cirques entaillant leur front. C'est dans les sillons, entre les crêtes, que se localisent les rares lacs de la région: les lacs Penouille et au Renard. Quelques crêtes ont des pendages supérieurs à 40° et peuvent être considérés comme des hogbacks. Les dépôts glaciaires n'y sont guère abondants et se rencontrent avant tout dans les vallées principales.

LE PLATEAU ENTAILLÉ DU CAP DES ROSIERS

Ce plateau se localise en contrebas des crêtes et est constitué de roches ordoviciennes disposées en séquences rythmiques et en plis serrés. On y retrouve des

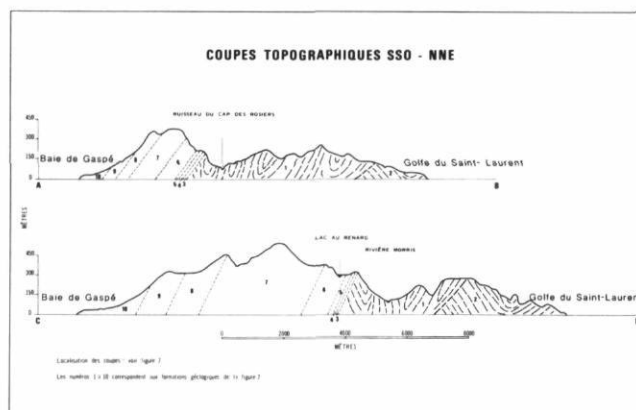


FIGURE 3. Coupes transversales topographiques entre la baie de Gaspé et le golfe du Saint-Laurent.

Topographic cross-sections between Baie de Gaspé and the Gulf of St. Lawrence.

grès siliceux, des calcaires, des argilites et des schistes ardoisiers. Il atteint sa plus grande largeur entre les vallées de la rivière au Renard et de la rivière de l'Anse au Griffon. Sur le plan altitudinal, il est beaucoup plus élevé dans sa partie ouest où sa surface se tient généralement entre 335 et 350 m, alors que dans sa partie est, elle ne dépasse guère 218 m. Dans son ensemble, il s'incline vers le SE en direction du golfe du Saint-Laurent. Deux cluses, correspondant aux deux vallées principales, l'entaillent. Ce plateau correspond à une ancienne surface d'érosion post-ordovicienne qui a été profondément disséquée. La plupart des ravins ont conservé, malgré la glaciation, un profil transversal en V typique des vallées fluviales. Comme dans l'unité précédente, les dépôts glaciaires n'affleurent que dans les vallées.

Le plateau du Cap des Rosiers et les crêtes représentent donc les deux plus vastes unités physiographiques. À la première unité correspondent des roches d'âge dévonien de disposition structurale simple et relativement faciles à identifier. Cette catégorisation structurale et lithologique simple rend facile l'utilisation des erratiques et des constituants du till en tant qu'indicateurs de mouvements glaciaires.

LE VERSANT DE LA BAIE DE GASPÉ

Ce versant s'est développé dans des grès de la formation de la Rivière York et présente la même disposition structurale que les crêtes appalachiennes, mais selon un relief beaucoup moins rigoureux. La limite nord de cette unité coïncide à peu près avec la limite sud des calcaires de la formation de Grande-Grève. Cette formation renferme des passées conglomératiques; les roches ont une teinte verdâtre prédominante.

Le développement et l'évolution de ce versant a grandement été favorisé par la nature des formations, soit

des grès feldspathiques associés à des schistes argileux. Ces grès, peu cimentés et mal stratifiés, ont donné des profils doux. Ce versant est recouvert localement d'une mince couche de dépôts morainiques, dépassant rarement quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. On y retrouve aussi quelques blocs erratiques disséminés à la surface du terrain, des fragments de roches résultant vraisemblablement de la gélifraction et des dépôts d'altération (fig. 14).

LA FRANGE CÔTIÈRE

La péninsule de Gaspé est ceinturée d'une frange côtière basse et discontinue qui atteint sa plus grande extension dans la partie sud de la région, soit entre Rose Bridge et Petit-Gaspé (fig. 2). Du côté nord, elle est interrompue par les vallées de la rivière de l'Anse au Griffon et de la rivière au Renard.

Dans la partie sud de la région, la frange côtière s'est développée dans les grès de la formation de Battery Point où on y trouve des passées schisteuses. Sa limite nord coïncide avec le versant de la baie de Gaspé et sa limite sud avec la falaise littorale actuelle qui domine la baie de Gaspé d'une quinzaine de mètres. Son altitude varie entre 15 et 75 m au-dessus du niveau moyen de la mer.

Dans la partie nord de la région, la frange côtière se localise de part et d'autre de l'anse au Griffon et est limitée au sud par le plateau entaillé du Cap des Rosiers et au nord par la falaise littorale d'une quinzaine de mètres de hauteur en moyenne (fig. 4). Les principales roches qu'on y trouve sont des grès, des argilites et des calcaires de la formation de Cloridorme. Elle se situe généralement entre 15 et 75 m au-dessus du niveau

moyen de la mer en direction de laquelle elle s'incline de façon régulière.

LA PLAINE DU CAP DES ROSIERS

La plaine du Cap des Rosiers présente une surface relativement uniforme dont l'altitude varie de 15 à 30 m au-dessus du niveau de la mer. Elle s'incline légèrement et graduellement vers le SE, c'est-à-dire vers le golfe du Saint-Laurent. Le relief local est généralement peu marqué, n'étant entaillé que par quelques ruisseaux peu profonds. Cette plaine s'est développée dans des schistes ardoisiers, des grès argileux, des argilites et des calcaires silteux ordoviciens et correspond à une surface d'érosion plus basse que la frange côtière. Elle est en majeure partie recouverte de sédiments de la mer de Goldthwait. On y retrouve aussi quelques placages de sédiments glacio-marins.

LA GLACIATION

Aucun sédiment interglaciaire n'ayant été trouvé dans la région, il demeure très difficile de préciser si elle fut totalement ou partiellement dégagée de glace pendant un stade quelconque du Wisconsin. Les vestiges morphologiques les plus évidents de la glaciation sont les cirques; on note aussi, au sud de Cap-des-Rosiers, une forme de relief qui a toutes les apparences d'un épaulement glaciaire. Toutefois, même si les vallées ont des profils en auge généralement peu développés, on retrouve dans la plupart d'entre elles des indices d'une occupation par la glace.

LES CIRQUES ET LES VALLÉES

a) Les cirques

Les cirques se sont développés à même les fronts des crêts faisant face au NE et entaillent principalement les calcaires dévoniens de la formation du Cap Bon Ami. On trouve également quelques cirques mal développés et difficilement identifiables tant sur le terrain que sur les photographies aériennes dans les schistes ardoisiers et les argilites ordoviciens. Ces derniers ne se trouvent pas directement sur le front des crêts, mais sont généralement beaucoup plus bas.

Les cirques qui festonnent le front des crêts sont alignés à peu près au même niveau (fig. 5). Leurs parois raides, correspondant aux murs de rimaye, se tiennent entre 410 et 440 m et leur fond, entre 300 et 360 m au-dessus du niveau moyen de la mer. On trouve également un cirque isolé découpé dans la paroi rocheuse au SO de Cap-des-Rosiers; sa paroi supérieure atteint 290 m et son fond, environ 120 m d'altitude.

Quant aux cirques plus difficilement identifiables et localisés en contrebas des précédents, leur fond se



FIGURE 4. La frange côtière à l'est d'Anse-au-Griffon. À droite, le plateau boisé du Cap des Rosiers.

The "coastal fringe" (see Fig. 2) east of Anse-au-Griffon. On the right, the "Plateau of the Cap des Rosiers" (wooded).

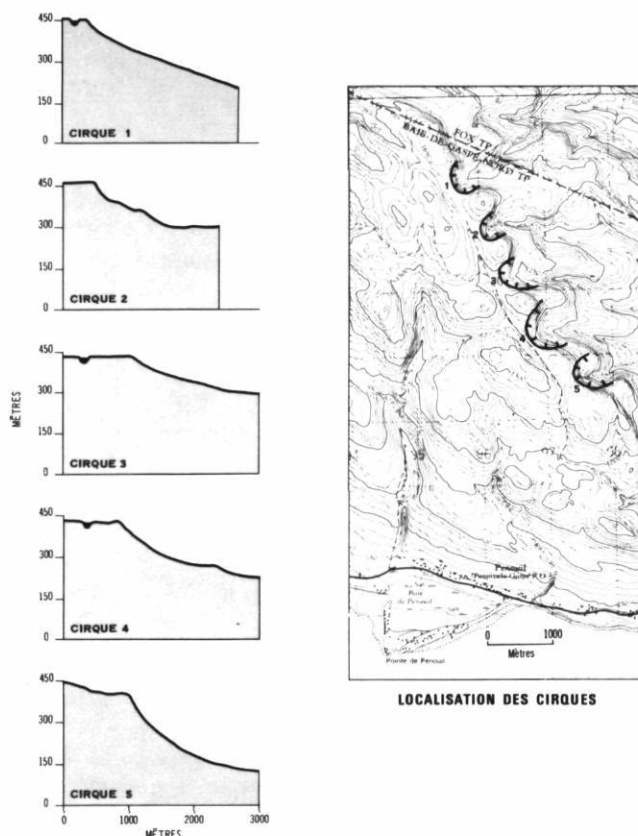


FIGURE 5. Profils topographiques longitudinaux des cirques glaciaires entaillant les crêtes appalachiennes.

Topographic cross-sections of glacial cirques cutting the Appalachian ridges.

situé vers 230 m d'altitude. Ils sont localisés à l'aval des convergences qui fournissaient jadis des masses de glace importantes. Leurs versants raides sont souvent dominés par des replats correspondant au fond des cirques situés plus haut. Ces cirques semblent constituer une transition avec le modèle de vallée glaciaire. Les cirques des versants, soit ceux qui entaillent des crêtes, sont les seuls qui soient vraiment originaux, les autres n'étant que des particularités de modèle du lit glaciaire. Ils ont été profondément modifiés par la glace s'écoulant des niveaux supérieurs.

Les différences d'altitude des fonds de cirques correspondent vraisemblablement aux fluctuations de la limite des neiges au cours du Wisconsin et indiquent plusieurs générations ou phases au cours de leur développement. L'existence de ces phases est également corroborée par l'emboîtement de certains cirques. Le développement de cirques et de glaciers de vallée a probablement précédé et suivi le recouvrement de la péninsule par une calotte locale. Aussi est-il logique de penser que les cirques qui ont précédé le maximum gla-

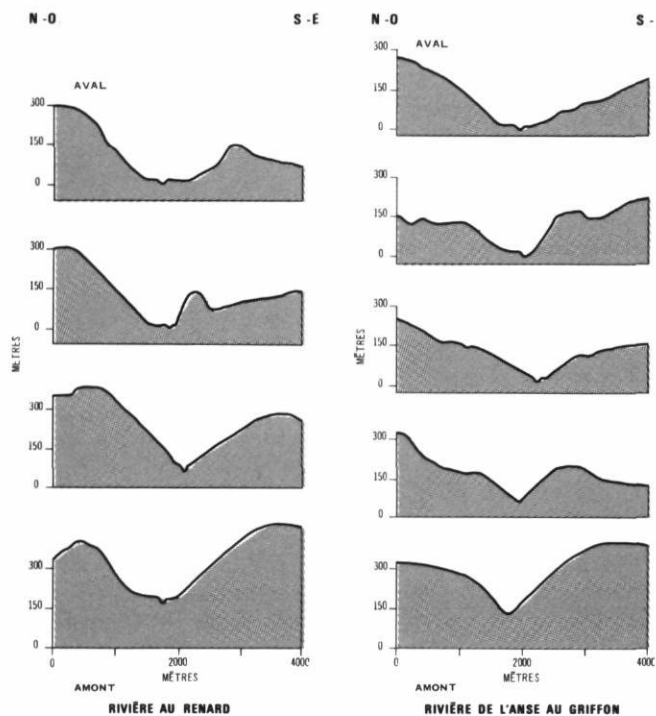


FIGURE 6. Profils transversaux des vallées de la rivière au Renard et de la rivière de l'Anse au Griffon.

Cross-sections profiles of the Rivière au Renard and Rivière de l'Anse au Griffon valleys.

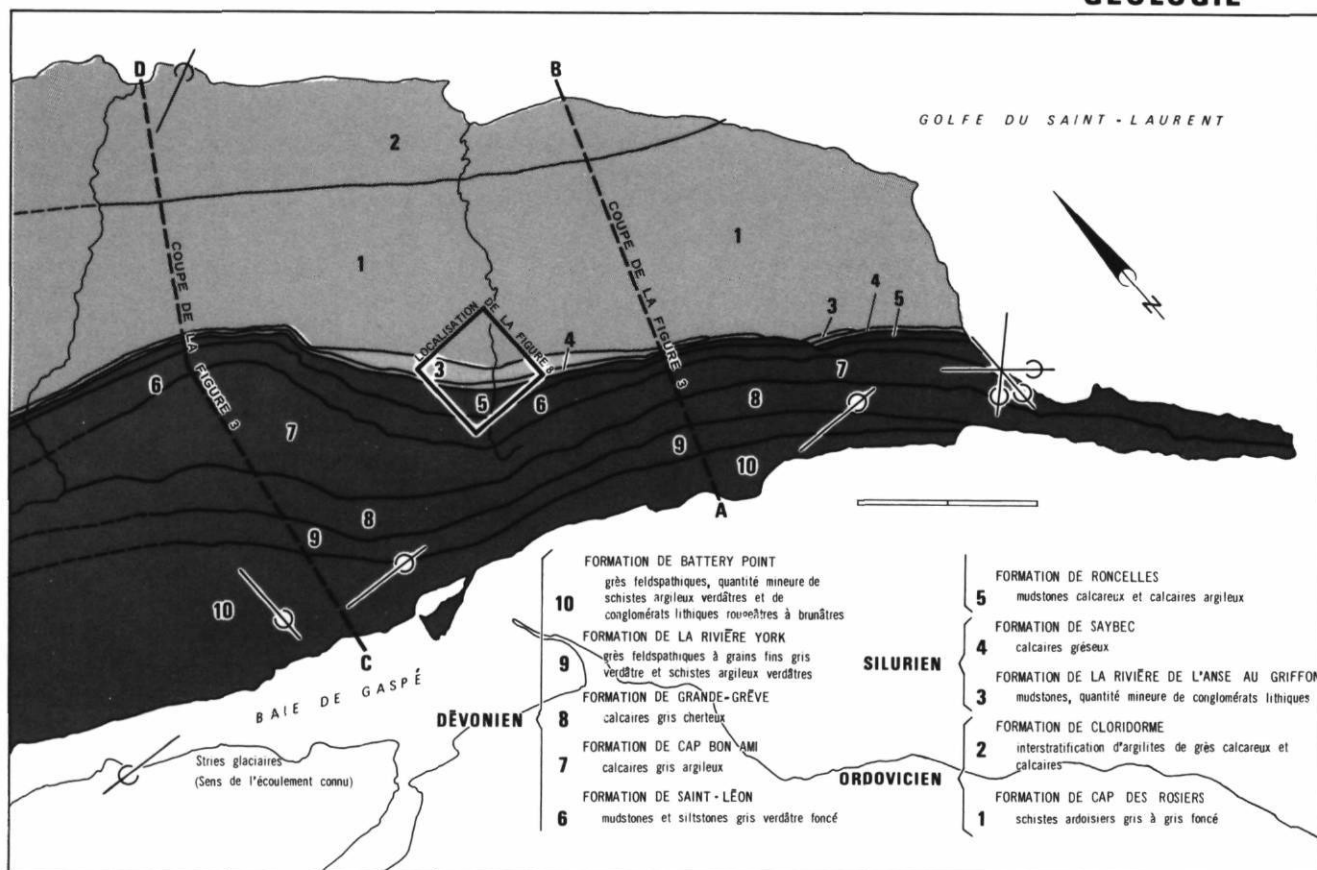
ciaire ont dû également être occupés par la glace longtemps durant la déglaciation et n'être libérés de glace qu'en dernier lieu, comme en témoigne, du moins dans l'un des cirques, la présence de dépôts glaciaires.

b) Les vallées

Les glaciers ne semblent guère avoir modifié les profils préexistants des vallées. Les plus importantes, soit celle de la rivière de l'Anse au Griffon et celle de la rivière au Renard, ne présentent guère un profil de vallée glaciaire dans leur partie amont. Cependant, leur partie aval s'apparente à des auge glaciaires (fig. 6). Leurs profils préglaciaires n'ont donc été que localement façonnés en auge sans être vraiment surcreusés.

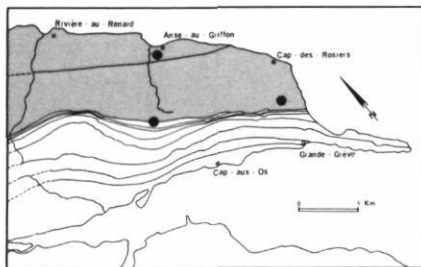
La baie de Gaspé se caractérise par un profond surcreusement atteignant 195 m dans sa partie centrale, ce qui est beaucoup plus profond que le plateau continental immédiatement au large. Transversalement, son profil s'apparente à celui d'une auge.

GÉOLOGIE

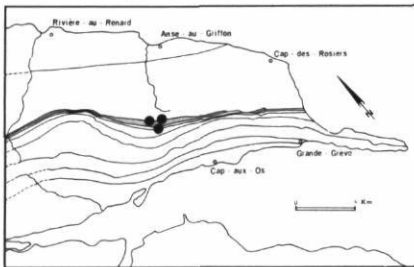


(CAILLOUX ET BLOCS)

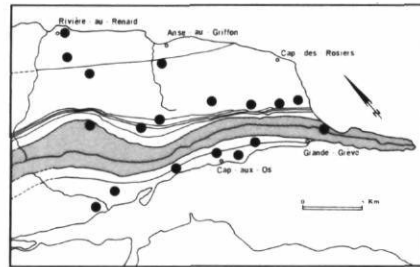
GRÈS (formations de Cap des Rosiers et Cloridorme)



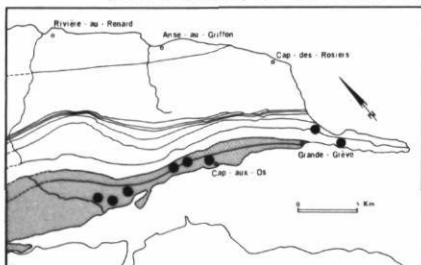
CONGLOMÉRAT LITHIQUE (formation de la Rivière de l'Anse au Griffon)



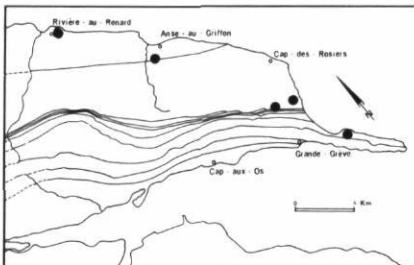
CALCAIRE (formations de Cap Bon Ami et Grande Grève)



GRÈS FELDSPATHIQUE (formations de Battery Point et de la Rivière York)



PRÉCAMBRIENS (anorthosite, granite, gneiss)



SCHISTES (proviennent de diverses formations dans la région étudiée)

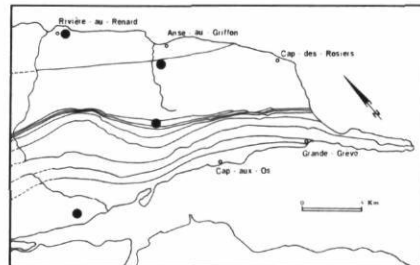


FIGURE 7. Carte des indicateurs lithologiques et des stries glaciaires. Map of the glacial erratics and striae.

LES DIRECTIONS DE L'ÉCOULEMENT GLACIAIRE

1) LES INDICATEURS LITHOLOGIQUES (fig. 7)

Les cailloux (4-64 mm), les galets (64-256 mm) et les blocs (> 256 mm) provenant des formations appalachiennes de la région et des formations cristallines et cristallophylliennes précambriennes du Bouclier laurentidien ont été utilisés comme indicateurs glaciaires.

a) Versant de la baie de Gaspé

Sur le versant de la baie de Gaspé composé presque uniquement de grès, les erratiques de surface et les cailloux du till ont des lithologies variées: *Mudstones* de la formation du Cap Bon Ami, calcaires interstratifiés de schistes de la formation de Grande-Grève et grès de la Rivière York et de Battery Point. Les éléments des deux premières formations proviennent des crêts et ont dû être transportés par des glaciers s'écoulant depuis le centre de la région en direction des côtes nord et sud de la péninsule tandis que les éléments gréseux ne semblent guère avoir subi de transport puisqu'ils reposent sur leur formation mère.

Cependant, à l'est du cap Petit-Gaspé, le versant de la baie n'est constitué que de calcaires. Or, l'analyse de 100 cailloux d'un till sableux rougeâtre à l'anse Saint-Georges a donné les résultats suivants: 74 cailloux sont des grès de la Rivière York et de Battery Point, 12 sont des grès d'origine inconnue (trop altérés) et 12 des *mudstones*, les deux cailloux restants consistant en un quartzite et en un schiste vert provenant de l'extérieur de la région étudiée. Occasionnellement, on trouve en surface des blocs de grès. Une telle composition ne peut que résulter d'un écoulement glaciaire du NO vers le SE, soit dans l'axe de la baie de Gaspé.

La présence de quartzite et de schiste vert dans ce till indique que la langue glaciaire qui s'écoulait dans la baie était probablement alimentée par la calotte appalachienne située beaucoup plus à l'ouest.

b) Côte nord de la péninsule

Des cailloux et des blocs d'origine grenvillienne (granites, gneiss et anorthosites) n'ont été rencontrés que le long de la côte nord de la péninsule. Déjà en 1922, COLEMAN notait, comme ses prédécesseurs BELL (1863) et CHALMERS (1904), la présence de blocs d'origine grenvillienne dispersés sur les terrasses de la côte nord à des altitudes inférieures à la limite marine et favorisait alors l'hypothèse d'un apport par des icebergs. De plus, il avait trouvé des indices lui permettant d'affirmer que la calotte glaciaire laurentidienne avait atteint le littoral nord de la région étudiée (COLEMAN, 1922, p. 12): «... there seems good evidence that the Labrador sheet actually crossed the St. Lawrence

valley and impinged on the north shore of Gaspé, though not rising upon higher land, much less scaling the mountains. At almost every river mouth along the north shore typical blue boulder clay with striated stones may be found, and usually some of the enclosed stones are granite or gneiss or some other rock that must have come from the Labrador or the Quebec region. Such boulder clay has however not been found more than a mile or two inland and never more than about 100 feet above sea-level. »

Conformément à ces observations anciennes, un diamicton glacio-marin contenant quelques éléments précambriens a été relevé dans les sites suivants: Anse-au-Griffon, Rivière-au-Renard, Cap-des-Rosiers (près du camping Le Havre) et au pied de l'escarpement le long de la route de la Laurencelle (route reliant Cap-des-Rosiers à Cap-aux-Os), ainsi que dans la falaise du cap Bon Ami à 15 m au-dessus du niveau de la mer. Ces dépôts consistent en sable et gravier avec cailloux striés dans une matrice silteuse et sont très compacts. On y trouve des fragments de *Hiatella arctica*, *Macoma balthica*, *Mya truncata* et *Balanus* sp. Les éléments précambriens ne comptent en général que pour 1% des constituants lithologiques qui consistent surtout en conglomérats, *mudstones*, calcaires et schistes. À titre de comparaison, on compte 15% de blocs précambriens sur la plage actuelle à Cap-des-Rosiers; DIONNE (1970 et 1971) avait obtenu des proportions similaires pour des dépôts glaciaires et littoraux à l'ouest de la région étudiée.

Diverses hypothèses peuvent aussi être envisagées quant à l'origine du diamicton. Au cours du Wisconsin, le glacier laurentidien a pu disperser le long de la côte des éléments précambriens qui peuvent avoir été repris par des langues glaciaires aux débouchés des vallées (rivière au Renard et rivière de l'Anse au Griffon). En effet, lors de la déglaciation, des langues glaciaires appalachiennes atteignant la mer ont pu incorporer dans leurs matériaux frontaux des éléments précambriens déposés antérieurement par le glacier laurentidien. Cette hypothèse pourrait expliquer le diamicton localisé aux embouchures de ces deux vallées, mais plus difficilement celui du cap des Rosiers qui recouvre de façon relativement continue la plaine du Cap des Rosiers jusqu'à plus d'un kilomètre de la côte actuelle, et encore moins celui qu'on trouve dans la falaise du cap Bon Ami accroché à une anfractuosité du roc à 15 m au-dessus du niveau marin actuel. Une autre hypothèse pour expliquer ces éléments précambriens pourrait être qu'il y aurait eu des manifestations glaciaires ou glacio-marines. En effet, des icebergs ou plates-formes de glace flottantes issus de la calotte glaciaire laurentidienne sont susceptibles d'avoir atteint la côte de la péninsule. D'ailleurs, la présence de stries glaciaires sur les affleurements rocheux striés à Rivière-

au-Renard témoigne d'actions glacielles actives sur la côte du golfe. Cette hypothèse peut alors expliquer le diamicton du cap des Rosiers. LEBUIS et DAVID (1977) attribuent la présence d'éléments précambriens dans le till de Petite-Matane à un important vèlage du glacier laurentidien dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. Il est fort probable que le diamicton étudié a été mis en place dans des conditions similaires, ce qui est corroboré par sa présence non seulement aux embouchures des deux vallées principales, mais aussi sur la plaine du Cap des Rosiers.

C'est pendant ce vèlage que les éléments précambriens et les coquilles ont été mis en place dans le dépôt. À cette époque, des langues glaciaires issues de la calotte appalachienne atteignaient la côte du golfe. Les fossiles marins ont donné les âges suivants : $13\,420 \pm 220$ ans BP (QU-1117) et $12\,620 \pm 180$ ans BP (QU-793) pour l'Anse-au-Griffon.

c) Intérieur de la péninsule

Aucun caillou ou bloc de nature précambrienne ne fut trouvé dans les coupes de till ou en surface à l'intérieur de la péninsule. On trouve bien occasionnellement des blocs dans les régions les plus élevées, mais dans la plupart des cas il s'agit de blocs de même nature que la roche sous-jacente. Leurs déplacements semblent donc avoir été nuls ou peu importants.

Occasionnellement, on retrouve des erratiques de surface au nord des crêts, soit sur le plateau du Cap des Rosiers, qui appartiennent aux mêmes formations géologiques que celles de la région étudiée et qui indiquent que la glace s'écoulait autrefois vers les régions les plus basses. Ces erratiques se retrouvent parfois jusqu'à 5 km de leur source.

Comme les vallées recoupent les formations rocheuses, la composition lithologique du till devient plus variée vers l'aval. Par exemple, à la tête du ruisseau Beaudry, on trouve uniquement des *mudstones* calcaires ; 200 m en aval, à cause d'un contact géologique, le till contient des schistes et des *mudstones* ; plus loin, il contient des cailloux appartenant à trois formations différentes, et ainsi de suite.

La présence de glaciers de vallée dans les cluses est aussi illustrée à partir des indicateurs, du moins dans le cas de la vallée de la rivière de l'Anse au Griffon. La figure 8 montre la dispersion vers l'aval des blocs d'un conglomérat lithique (formation de la Rivière de l'Anse au Griffon) qui n'affleure que sur une largeur de quelques mètres dans la partie amont de la vallée.

2) LES MARQUES GLACIAIRES

a) Sur la côte nord de la péninsule

Les affleurements rocheux striés ne sont guère nombreux sur la côte nord de la péninsule (fig. 7). On

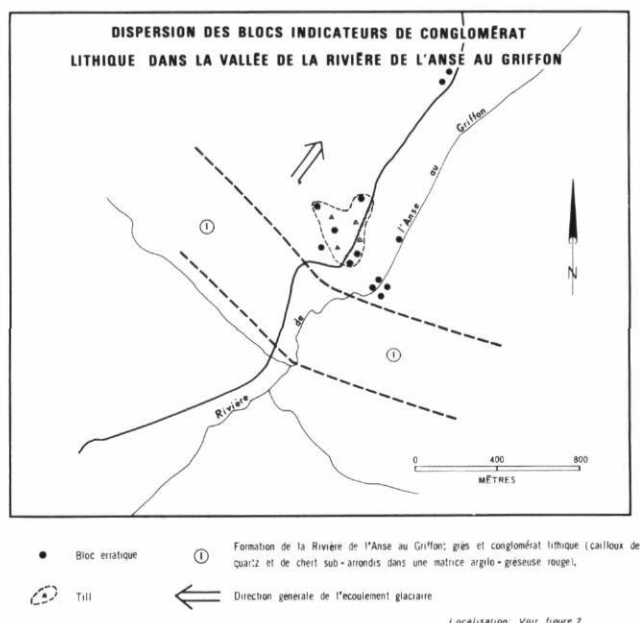


FIGURE 8. Dispersion des erratiques de conglomérat lithique dans la vallée de la rivière de l'Anse au Griffon.

Dispersion of erratics of lithic conglomerate in the Rivière de l'Anse au Griffon valley.

n'en retrouve que deux principaux, le premier se situant sur le replat du camping du Cap-Bon-Ami et le second à Rivière-au-Renard. Sur le replat du camping du Cap-Bon-Ami, les stries indiquent des directions N-S (175° - 180°) NE-SO (de 190° - 225°) et NO-SE (130° - 145°). Les stries de direction N-S sont les plus anciennes. Comme l'affleurement strié se situe en contrebas de crêts dominant de 183 m le replat et qu'aucun cirque ou vallée n'entaille les crêts dans ce secteur, on peut donc en déduire que les stries les plus anciennes (N-S) sont dues vraisemblablement à des glaces laurentidiennes venant s'appuyer contre l'escarpement. Quant aux stries orientées NO-SE, elle peuvent avoir été causées par les glaces d'une calotte issue des hauteurs de la péninsule et s'écoulant vers le golfe en suivant l'orientation du relief et la pente régionale.

À Rivière-au-Renard, des nervures indiquent un écoulement glaciaire vers l'ENE (070°), écoulement qui avait déjà été signalé par Prest (*in* LOWDON et BLAKE, 1978, p. 4). Ces nervures sont dues à une langue glaciaire occupant la vallée de la rivière au Renard. Cependant, l'affleurement montre aussi, surimposées aux premières, d'autres stries de directions diverses, parfois courbes (glacielles), mais parmi lesquelles on décèle une prédominance de NE-SO. On y observe aussi des empreintes affectant la forme d'un clou et des stries qui s'élargissent vers le SO, ce qui prouve que la glace en provenance du golfe atteignait la côte.

b) Sur le versant de la baie de Gaspé

À l'est d'Aiguillon et du petit ruisseau du Cap aux Os, les stries et les cannelures relevées par COLEMAN (1922), McGERRIGLE (1952) et par nous-mêmes en 1979 suggèrent des écoulements vers l'E et l'ESE. Il est à noter que ces directions divergent un peu de celle de la baie de Gaspé qui est NO-SE. Ceci laisse supposer que la masse de glace qui occupait la baie de Gaspé était assez importante et suffisamment alimentée pour échapper, du moins partiellement, au contrôle du relief local de la baie.

c) Dans les vallées intérieures

Quelques stries furent trouvées à l'intérieur de la péninsule de Gaspé. Comme la glace (qui les causait) était surtout influencée dans son écoulement par la topographie, elles indiquent généralement des mouvements parallèles aux vallées et confirment l'hypothèse émise précédemment à savoir que des effluents, issus d'une calotte sommitale, s'écoulaient vers le golfe du Saint-Laurent et la baie de Gaspé. Comme l'indique la figure 7, c'est sur un affleurement du ruisseau Beaudry que furent relevés les stries, les *micro-crag-and-tail* (nervures) et les cannelures les plus nettes.

LES DÉPÔTS QUATÉNAIRES

1. LES DÉPÔTS GLACIAIRES (TILL)

Absent ou presque sur les crêtes et sur le sommet du plateau, le till est présent surtout dans les vallées et le versant de la baie de Gaspé. Il se distingue, mais parfois avec difficulté, des altérites par la forme isodiamétrique des cailloux, des marques de chocs ainsi que la variété lithologique des constituants, variété qui est plus grande dans la partie inférieure des vallées orientées transversalement aux formations rocheuses. Sur les hautes terres, les éléments allochtones du till ne sont que peu représentés (environ 5%). Les comptages n'ont permis d'identifier que 3 cailloux de schiste vert appartenant à des formations géologiques autres que celles de la région étudiée. Tous les autres cailloux appartiennent aux formations rocheuses locales. L'épaisseur du till est variable; elle n'excède guère 30 cm sur les crêtes, alors qu'elle peut atteindre entre 5 et 7 m dans le fond des vallées.

2. LES SÉDIMENTS GLACIO-LACUSTRES

Les sédiments glacio-lacustres n'ont été observés que dans la partie ouest de la région étudiée, soit dans la vallée de la rivière Morris vers 106 m d'altitude et au SE du lac au Renard vers 400 m. Dans le premier site, les sédiments glacio-lacustres sont représentés par 1 m d'argile et sable stratifiés (varves) reposant directement

sur du till. Par contre, dans le deuxième site, ils consistent en sable fin limoneux. Ces sédiments ont été mis en place par les eaux de fusion alors que des langues glaciaires occupaient les vallées des rivières de la Division et Morris.

3. LES SÉDIMENTS FLUVIO-GLACIAIRES

Les sédiments fluvio-glaciaires se localisent uniquement aux embouchures des deux vallées principales; ils font partie de moraines frontales édifiées au cours du retrait glaciaire. Le matériel est généralement bien classé et comprend surtout du sable, du gravier et des cailloux d'âge paléozoïque. Les stratifications obliques indiquent qu'ils ont été mis en place surtout par des eaux de fonte glaciaire en provenance des hautes terres.

4. LES SÉDIMENTS DE CONTACT GLACIAIRE ET LES SÉDIMENTS GLACIO-MARINS

Ces dépôts se retrouvent près des embouchures des vallées de la rivière de l'Anse au Griffon et de la rivière au Renard, à Cap-des-Rosiers et sur un replat dans la falaise du cap Bon Ami.

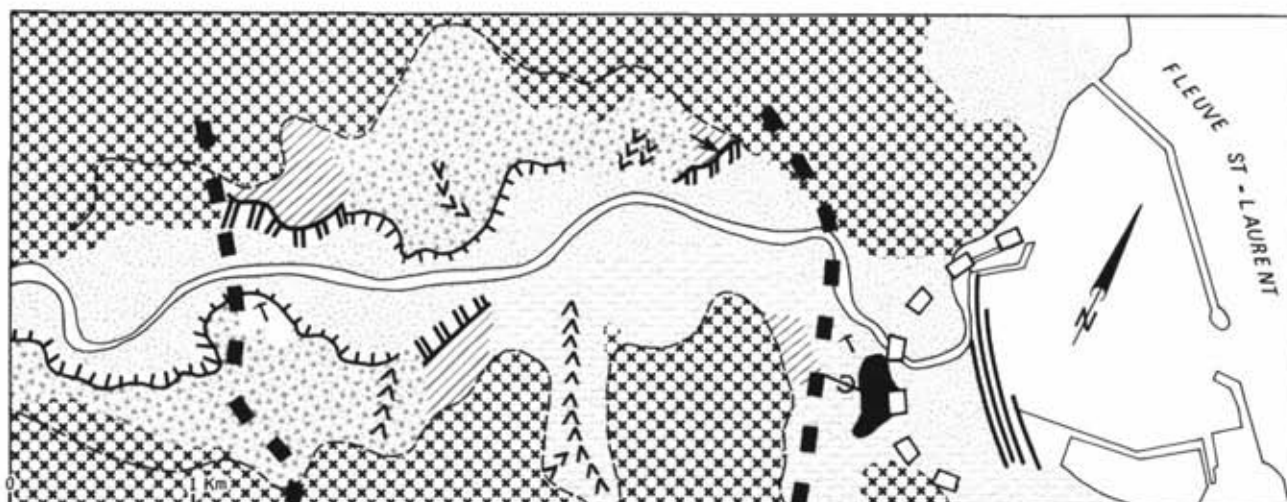
Anse-au-Griffon

À Anse-au-Griffon, les dépôts de contact glaciaire forment une courte crête d'environ 10 m de hauteur, transversale à la vallée et adossée à son versant est. Elle atteint une altitude de 15 m et s'intègre à un lambeau de terrasse graveleuse au fond de la vallée. Elle est constituée d'un till fossilifère et de sédiments stratifiés. Un noyau de till argileux, gris, calcaireux et très fossilifère fut observé dans la partie centrale de la crête. Une datation sur des coquillages a donné un âge de $12\,340 \pm 170$ ans BP (QU-1116). Les strates sablo-graveleuses s'inclinent de 25° vers le nord et ne semblent pas avoir été déformées après leur mise en place. Aucun élément précambrien n'y a été trouvé.

D'autres couches sablo-graveleuses recouvrant le till montrent par endroits de la glaciectonique témoignant d'une légère réavancée dans les eaux marines de la langue glaciaire occupant la vallée de la rivière de l'Anse au Griffon. Dans une gravière voisine, un diamicton glacio-marin associé à la même crête contient quelques éléments précambriens. Des coquilles provenant du diamicton ont donné un âge similaire, soit $12\,620 \pm 180$ ans BP (QU-793). Une seconde datation effectuée sur du matériel provenant d'une partie plus sableuse et moins compacte du même dépôt a donné un âge de $13\,420 \pm 220$ ans BP (QU-1117).

Rivière-au-Renard

Près de Rivière-au-Renard, deux dépôts de contact glaciaire permettent de retracer deux positions du front



SÉDIMENTS

- | | |
|--|---|
| | Alluvions (sables et limons) de la plaine alluviale actuelle |
| | Matériaux marins; sables surtout, localement des limons |
| | Sable et gravier de recouvrement de la terrasse intermédiaire |
| | Surface de la terrasse supérieure (sédiments marins et fluviatiles recouvrant des graviers fluvio-glaciaires) |
| | Affleurement rocheux |
| | Matériel glacio-marin contenant des éléments précambriens |
| | Zone urbanisée |
| | Gravière |

DONNÉES MORPHOLOGIQUES

- | | | | |
|--|------------------------------------|--|---|
| | Cordons littoraux (urbanisés) | | Strie glaciaire de sens connu |
| | Ravin | | Sens d'inclinaison de lits dans les sédiments fluvio-glaciaires |
| | Talus de la terrasse intermédiaire | | Position du front glaciaire (appalachien) |
| | Talus de la terrasse supérieure | | Limite atteinte par les glaces laurentiennes |
| | Limite du remaniement marin | | |

FIGURE 9. Croquis géomorphologique des environs de la rivière au Renard. Geomorphological sketch of the Rivière au Renard area.

glaciaire dans la vallée de la rivière au Renard (fig. 9). Le premier est situé à l'embouchure de la rivière, là où la vallée est largement ouverte sur le golfe, soit à l'intersection des routes 138 et 197. Il s'adosse à une colline rocheuse fermant partiellement la vallée. La roche en place affleure dans la partie centrale de la gravière. Les sédiments consistent avant tout en une trentaine de mètres de sable et gravier stratifiés et contiennent dans la partie ouest de la gravière une poche de till. De part et d'autre de cette poche, les stratifications sont faillées et basculées et indiquent une poussée glaciaire vers le NE. Cette poche de till ainsi que la glaci-tectonique permettent de tracer à Rivière-au-Renard même une position de front glaciaire actif, probablement associée à une langue glaciaire dans la vallée.

Ailleurs dans la même gravière, on peut voir des sédiments fluvio-glaciaires stratifiés de provenance appalachienne dont l'inclinaison des lits indique des écoulements des eaux de fonte allant de 035° à 070°. D'autres mesures effectuées dans les environs immédiats montrent des écoulements vers le nord. À l'est de la poche de till et de l'affleurement rocheux, on observe un matériel sablo-graveleux dont la stratification est peu nette, d'environ 6 m d'épaisseur, contenant quelques éléments précambriens et reposant directement sur le roc. Peu compact et sableux en surface, le sédiment est compact en profondeur et devient silteux (ce qui indique certes une mise en place en milieu aquatique). Un comptage de cailloux de 5 à 10 cm de longueur permet d'y estimer à 5% la proportion d'éléments précambriens.

En plus des nervures sur l'affleurement, qui indiquent un écoulement glaciaire vers l'ENE (070°), on observe également une multitude de stries courtes, dans toutes les directions, parfois courbes, d'origine glacielle.

Ainsi, l'étude des sédiments de la gravière de Rivière-au-Renard permet non seulement de tracer une position du front glaciaire appalachien, mais révèle également l'existence d'un glacielle ou d'un glacio-marin certainement associé à la calotte glaciaire laurentidienne. Nous n'avons retrouvé aucun coquillage fossile dans ce dépôt.

Le second dépôt de contact glaciaire est situé dans une terrasse à l'intérieur de la vallée, vers 10 m d'altitude, soit à 1,5 km de l'embouchure. Il comprend des sables et graviers stratifiés avec, dans la partie centrale du dépôt, un diamicton limono-argileux fossilifère. Les stratifications sont faillées et déformées (glaci-tectonique). Les coquilles du diamicton ont donné un âge de $11\,810 \pm 210$ ans BP (QU-1115). Aucun élément précambrien n'a été observé. Les déformations témoignent de pulsations de la langue glaciaire qui occupait la vallée, alors que le diamicton fossilifère indique que le front glaciaire était en contact avec les eaux marines. Deux mètres de sable limoneux fossilifère

ainsi qu'un mètre de sable et gravier littoraux recouvrent les sédiments de contact glaciaire.

En plus des deux dépôts glacio-marins décrits plus haut et caractérisés par la présence d'éléments précambriens, soit ceux d'Anse-au-Griffon et de Rivière-au-Renard, deux autres dépôts glacio-marins furent également observés: le premier dans un fossé près du camping Le Havre à Cap-des-Rosiers et le deuxième sur un replat de la falaise du cap Bon Ami.

5. LES SÉDIMENTS MARINS

Ces sédiments se divisent en deux faciès: un faciès d'eau profonde caractérisé par une granulométrie fine (limon, argile) et un faciès d'eau peu profonde et de rivage mis en place pendant la régression de la mer, constitué avant tout de sable et gravier avec occasionnellement des cailloux et des blocs, matériel que l'on retrouve sur les terrasses et les plages marines.

a) Les argiles marines

Les argiles marines se présentent sous deux faciès distincts. Le premier de ces faciès est constitué d'une argile massive dont la granulométrie varie localement. Elle est généralement grise, bien qu'elle puisse, en certains sites, avoir une couleur reflétant la nature du substratum composé en partie de schistes ardoisiers rouges (formation du Cap des Rosiers); elle est calcareuse et parfois fossilifère, les principales espèces rencontrées étant *Macoma balthica* et *Hiatella arctica*. Occasionnellement, il arrive que l'on trouve des cailloux d'origine glacielle disséminés ici et là dans les argiles. Le second faciès consiste en argile et sable stratifiés fossilifères et montre parfois diverses structures sédimentaires (micro-failles, involutions, plissements).

Une coupe dans une gravière au sud d'Anse-au-Griffon laisse voir, de bas en haut, le passage graduel entre les sédiments marins et les sédiments sablo-granuleux sous-jacents d'origine fluvio-glaciaire. Cette transition se fait à la base de la coupe par une alternance de couches de limon et de sable non fossilifère ou de gravier avec cailloux, le tout bien stratifié, qui passe graduellement vers le haut à des couches de limon, de sable et d'argile. On peut interpréter ce contact graduel comme le passage des conditions fluvio-glaciaires aux conditions marines d'eau profonde.

Des dépôts argileux ont par ailleurs été trouvés jusqu'à la cote de 60 m à deux endroits, l'un dans la partie nord de Penouille. Dans la partie amont du ruisseau du Cap des Rosiers, on trouve de l'argile jusqu'à 76 m d'altitude. Toutefois, aucun coquillage ne fut trouvé dans ces coupes.

b) Les sables et les graviers marins

Les sédiments littoraux mis en place pendant la régression de la mer de Goldthwait consistent en sable et

gravier, parfois très silteux et rarement fossilifères. Là où les eaux marines ont remanié et reclassé des matériaux grossiers, comme les sédiments de contact glaciaire à Anse-au-Griffon, ils contiennent des pourcentages élevés de gravier et de cailloux. Ils sont généralement stratifiés. On y trouve parfois des blocs précambriens d'origine glacielle dont la source se situe sur la côte nord du Saint-Laurent.

LES TRACES DE SUBMERSIONS MARINES

LES SUBMERSIONS PRÉ-WISCONSINIENNES

a) La frange côtière

Cette frange s'incline graduellement vers la mer et se caractérise par une topographie douce. Elle est délimitée vers l'intérieur par le front montagneux marquant le rebord du plateau disséqué du Cap des Rosiers (fig. 2 et 4). Sa bordure externe donne sur la mer et se termine par une falaise vive, d'une hauteur moyenne de 15 à 30 m. Sa largeur, qui correspond aux terres cultivées, est en moyenne d'un kilomètre et son altitude le long de sa limite intérieure (là où le style de relief change abruptement) se situe vers 75 m.

Ces caractéristiques topographiques correspondent à la définition des «rasas» décrites par GUILCHER (1974, p. 1) qui sont des «surfaces d'aplanissement rocheuses littorales anciennes et perchées». Cette frange côtière semble donc correspondre à des aplanissements associés vraisemblablement à d'anciens niveaux marins.

Plusieurs auteurs, y compris nous-mêmes, ont éprouvé des difficultés à distinguer dans la région étudiée et les régions adjacentes la limite de l'invasion marine post-glaciaire de ces anciens niveaux marins. Un facteur rend sa délimitation difficile, soit la présence à la surface de ces anciens niveaux marins de galets émoussés, en nombre restreint toutefois. Il s'agit vraisemblablement d'émoussés chimiques. De plus, l'altération des argilites ordoviciennes, qui atteint par endroits plus de 50 cm d'épaisseur, exige un examen très attentif, car elle peut facilement être confondue avec de l'argile marine. Quelques auteurs dont GOLDTHWAIT dès 1914 (p. 309) ont, par le passé, signalé des traces de submersion ancienne en Gaspésie: «Un trait inattendu qui complique la tâche de corrélation des plages de ce district plus à l'est (Matane-Ste-Anne-des-Monts) avec ceux de l'ouest de Matane est la présence le long de cette côte nord de Gaspé de terrasses marines et de dépôts de deltas à des altitudes bien supérieures aux plans aquatiques signalés dans le paragraphe précédent. La force topographique de ces hautes lignes de rivage est extraordinaire et ne ressemble pas du tout, par conséquent, aux plages plus haut dans le bas St-

Laurent, sauf, naturellement la ligne de rivage Micmac qui est toujours visible. À un promontoire particulièrement visible, à Capucins, la plage la plus remarquable de cailloux cassés que j'ai vue en aucun endroit à l'est de Covey Hill, a été rencontrée à une altitude de 273 pieds au-dessus de la marée haute ou 100 pieds au-dessus du plan d'eau qui a été tracé en descendant l'estuaire depuis Québec.»

McGERRIGLE (1968) attribue une origine marine au replat du camping du Cap-Bon-Ami (fig. 10) à environ 100 m d'altitude sans toutefois se prononcer sur l'âge de l'aplanissement. Ce replat est probablement un lambeau de l'ancienne rasa.

Du côté de la baie de Gaspé, cette frange côtière existe aussi mais elle est moins nette, le passage entre le replat supérieur et le versant structural se faisant plus graduellement.

b) La plaine du Cap des Rosiers et son prolongement sous-marin

Entre le village de Cap-des-Rosiers et l'abrupt régional délimitant la plaine, le terrain est relativement plat. D'une altitude de 60 m à l'intérieur des terres, la plaine s'incline vers le SE et passe graduellement sous la mer, conférant à l'anse du Cap des Rosiers une côte basse, caractérisée par une plage (CUMMING, 1976, vol. 1, p. 714) et des falaises peu élevées. Le relief quelque peu ondulé de cette plaine est nettement moins accidenté que celui du plateau du Cap des Rosiers et que celui



FIGURE 10. Région de Cap-des-Rosiers vue du haut du talus d'éboulis de l'escarpement régional. En contrebas, le replat du camping du Cap-Bon-Ami; des stries d'orientations multiples y furent relevées (fig. 7). À l'arrière plan, la plaine du Cap des Rosiers.

The Cap-des-Rosiers area as seen from the top of the scree slope along the regional escarpment. At the foot of the slope, the bench of the Cap-Bon-Ami camping site where numerous glacial striae directions were found (fig. 7). In the background, the plain of the Cap des Rosiers (see the physiographic units on Figure 2).

de la frange côtière. Ce relief calme résulte probablement de l'abrasion marine ancienne. Cependant, la plaine fut par la suite incisée par l'érosion fluviale. Son prolongement sous-marin est aussi sillonné d'un ancien réseau de vallées fluviales. Selon JOHNSON (1925, p. 207), l'isobathe de 30 brasses permet de suivre la forme de cet ancien réseau fluvial (fig. 11). À l'aide d'une carte marine récente, nous avons tracé des isobathes à toutes les cinq brasses (9,45 m). Les résultats confirment de façon très nette l'observation de Johnson. La figure 11 montre une plaine ondulée s'inclinant vers le SE avec un réseau de vallées d'orientations identiques à celles de la partie émergée. On y décèle même une crête parallèle au relief émergée, à 2,5 km en avant des falaises, appelée le Banc de Norwich. Au sud de Cap-des-Rosiers, on a observé un dépôt glacio-marin d'âge wisconsinien recouvrant la plate-forme; ce dépôt est lui-même recouvert de sables et graviers goldthwaitiens.

c) Le replat rocheux de Grande-Grève

Dans les calcaires de Grande-Grève, du côté de la baie de Gaspé, s'étale au-dessus de la falaise actuelle un replat vers 15 m d'altitude qui correspond vraisemblablement à une ancienne plate-forme littorale attribuable à un niveau marin relatif supérieur à l'actuel (CUMMING, 1976, p. 87-88). Sa largeur atteignant 30 m par en-

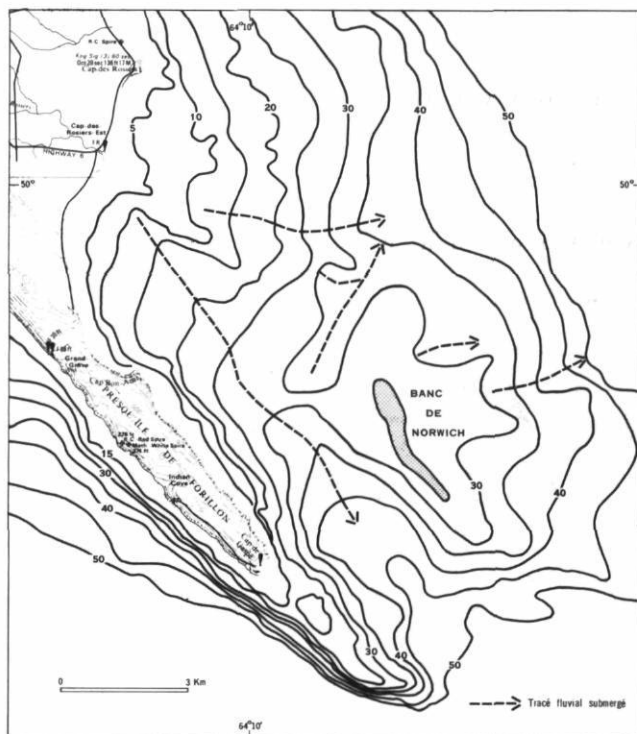


FIGURE 11. Topographie sous-marine l'anse du Cap des Rosiers.
Submarine topography of the Cap des Rosiers Cove.

droits (fig. 12), il paraît peu vraisemblable qu'il soit dû exclusivement à l'érosion par les eaux de la mer de Goldthwait. Il est probablement interglaciaire.

LA SUBMERSION GOLDTHWAITIENNE

a) La limite marine

La submersion goldthwaitienne, contrairement aux submersions antérieures, a laissé dans le paysage des traces beaucoup moins nettes. GOLDTHWAIT (1912, 1913) fut le premier à signaler une diminution progressive de l'altitude de la limite marine de Québec vers l'aval, le long de la rive sud du Saint-Laurent. Les travaux de LEBUIS et DAVID (1977) et de LOCAT (1977, 1978) montrent que l'inclinaison vers le NE du plan de la limite marine entre Trois-Pistoles et Sainte-Anne-des-Monts est de l'ordre de 0,4 m/km. Si on prolonge cette inclinaison du plan de la limite marine à partir de Baie-des-Sables (120 m *in* LOCAT, 1977, 1978) ou de Sainte-Anne-des-Monts (68 m, *in* LEBUIS et DAVID, 1977) jusqu'à Rivière-au-Renard, on obtient une limite marine située entre 4 et 12 m à Rivière-au-Renard. Or, plusieurs auteurs ont observé dans la région étudiée des altitudes bien supérieures (tabl. I). Il faut donc en conclure que cette déclivité de la limite marine ne s'applique pas de façon stricte jusqu'à l'extrémité de la péninsule gaspésienne, du moins pas d'une façon parallèle à la côte qui, à partir de Sainte-Anne-des-Monts, s'incurve graduellement, passant d'une direction SO-NE, à une direction NO-SE.

À Rivière-au-Renard, la plus haute terrasse se situe à une altitude de 30 m (fig. 9). On y trouve de haut en bas 1,3 m de limons fluviaux comprenant des galets de schistes argileux très altérés et quelques lentilles sableu-



FIGURE 12. Replat rocheux (au niveau du bâtiment) vers 15 m d'altitude au sommet de la falaise dans les calcaires de Grande-Grève.

Rocky shore platform (at the building level) at about 15 m in elevation on top of the cliff in the Grande-Grève limestones.

TABLEAU I

Niveaux marins maximaux relevés par divers auteurs
dans la région étudiée et dans les régions adjacentes

Site	Altitude (m)	Critère de reconnaissance	Référence
Cap Bon Ami	76	grotte	ALLARD et TREMBLAY (1979)
Ruisseau du Cap des Rosiers	76	argile	"
Penouille	55	terrasses	"
Cap-des-Rosiers	30	sables et graviers	"
Rivière-au-Renard	30	delta fluvioglaciaire	"
Rivière-au-Renard	30	argile et sables stratifiés	"
Penouille	30	terrassettes	"
Cap Bon Ami	76	encoche d'abrasion marine	"
Prével	27	terrasse	PREST (1970)
Cap-des-Rosiers	23	dépôts de <i>near-shore</i>	PREST (1970)
Mont-Louis	29	delta	PREST (1970)
Gaspé, Cap-des-Rosiers, Anse-au-Griffon et Rivière-au-Renard	30	plages sur roc	DIONNE (1976)
Bassin de Gaspé	probablement jusqu'à 46		
Gaspé	68-70	ligne de rivage	CHALMERS (1896)
Gaspé	73	ligne de rivage	CHALMERS (1905)
Gaspé	55	terrasse	COLEMAN (1922)
Gaspé	73	—	FAIRCHILD (1918)
Gaspé	73	—	BELL (1863)

ses recouvrant des sédiments fluvio-glaciaires dont les lits frontaux s'inclinent d'environ 26° vers l'ESE. On peut donc déduire que cette terrasse, portant des retouches fluviales, était à l'origine un delta fluvio-glaciaire et que sa surface actuelle marque approximativement la limite marine. De plus, sur les photos aériennes, on peut observer sur les versants recouverts de dépôts meubles un changement de texture à la même altitude, ce qui nous a permis de tracer la limite marine sur la figure 9. On peut aussi observer à la même altitude des argiles et des sables stratifiés dans un fossé le long de la route 132, en direction SE immédiatement après le croisement avec la route 197. Un talus d'érosion marine signalé par quelques auteurs dont COLEMAN (1922) et DIONNE (1976) est visible au sud de Cap-des-Rosiers, vers 30 m d'altitude. À Penouille, deux terrasses étroites, dont la plus haute est à 55 m, correspondent à des lignes de rivage.

Les plus hauts sédiments fossilifères se trouvent à une altitude de 30 m et sont représentés par des sables et graviers dans un fossé le long de la route Laurencelle au sud de Cap-des-Rosiers.

Une datation sur des coquilles provenant de ces sables et graviers n'a donné qu'un âge de 9980 ± 130 ans BP (QU-795), soit presque le même âge que celui

des coquillages prélevés dans le même type de dépôt, mais à 15 m d'altitude à Rivière-au-Renard, $10\,070 \pm 140$ ans BP (QU-794). Il est possible que la limite marine ait atteint un niveau supérieur à 30 m, mais aucun sédiment fossilifère ne fut trouvé à des altitudes supérieures. Toutefois, des argiles grises massives, présumément marines, furent observées jusqu'à 76 m d'altitude dans la partie amont du ruisseau du Cap des Rosiers. Aucun macro-fossile n'y fut trouvée et aucune étude de foraminifères n'y fut effectuée.

Le long des falaises du cap Bon Ami, des lignes de rivage, parfois sous forme d'encoches d'abrasion marine s'observent encore dans la falaise jusqu'à des altitudes assez élevées. L'altitude des plus hautes encoches fut évaluée de deux façons: premièrement, par comparaison avec la hauteur de deux talus d'éboulis mesurés. Les encoches fossiles se trouvent à environ 5-6 m au-dessus des talus, ce qui donne une hauteur d'environ 76-77 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Deuxièmement, des visées au clinomètre furent effectuées et la hauteur des encoches fut calculée géométriquement (la marge d'erreur est grande même en appliquant des corrections dues à la non-verticalité de la falaise et à la pente de la plage). La moyenne des cinq visées faites dans des sites différents donne une hauteur de 79,5 m.

Compte tenu d'une erreur de mesure possible, ces valeurs sont en accord avec l'altitude (75-76 m) de quelques-unes de nos données citées dans le tableau I. Toutefois aucun vestige marin ne fut observé entre 30 et 76 m d'altitude. La limite marine dans la région étudiée se situerait vraisemblablement aux environs de 30 m. Toutefois, il ne faut pas écarter la possibilité de plans d'eau plus élevées notamment vers 76 m d'altitude (tabl. I).

b) La régression marine

La côte rocheuse escarpée composée de falaises vives atteignant 15-20, voire 30 m (en excluant les falaises du cap Bon Ami qui font jusqu'à 150 m), est peu propice à la conservation des plages soulevées. On remarque plutôt quelques encoches d'érosion marine (fig. 13). La plus nette et la plus continue dans les falaises de la presqu'île de Forillon se trouve à 6 m d'altitude. Cette encoche (fig. 13) marque un niveau marin correspondant vraisemblablement au niveau Métis dans l'estuaire du Saint-Laurent. L'encoche peut être attribuée à une période de stabilité du niveau marin relatif à cette altitude: « L'extension et la régularité de la ligne de rivage de 5-6 m est telle dans l'estuaire du Saint-Laurent qu'elle commande un même plan d'eau durant une longue période » DIONNE (1977, p. 66).

ÉLÉMENTS DE L'HISTOIRE POST-GLACIAIRE

LES RÉ-ENTAILLES FLUVIALES

Plusieurs des cours d'eau se déversant dans la baie de Gaspé et le golfe sont profondément encaissés dans les formations rocheuses. Ils rappellent parfois de véritables canyons, avec des parois verticales de 30 à 45 m de hauteur. Dans le secteur amont des vallées, la forme des talwegs est contrôlée par la structure et en grande partie héritée. Néanmoins, le profil en long semble en harmonie avec le niveau de base actuel et pourrait témoigner d'un réajustement holocène.

LES RÉGIMES TORRENTIELS

Plusieurs ruisseaux dévalant des crêtes et débouchant dans les vallées de la rivière au Renard et de la rivière de l'Anse au Griffon y ont accumulé des cônes de déjection. Des coupes naturelles permettent d'observer des dépôts de type torrentiel. Dans l'une d'elles, un podzol bien développé est enfoui sous environ 1 m de matériel fluvial grossier. Un morceau de tronc d'arbre, prélevé dans une autre coupe a donné un âge de 330 ± 70 ans BP (QU-796). Ce tronc fut probablement enfoui lors d'une crue. Enfin, les pluies exceptionnelles de juin 1980 ont occasionné des débordements importants et le déplacement du cours principal du ruisseau English à la surface de son cône de déjection dans la



FIGURE 13. Encoches d'érosion marine actuelle et perchée (6 m) dans la falaise près du camping du Cap-Bon-Ami.

Raised present marine erosion notches in the cliff near the Cap-Bon-Ami camping site.

vallée de la rivière de l'Anse au Griffon. (Voir aussi HÉTU et GRAY, 1980.)

LES ALTÉRITES

L'altération de certaines roches, comme les grès de Battery Point, les *mudstones* et les *siltstones* de Saint-Léon et les schistes ardoisiers du Cap des Rosiers est très importante. Quelques coupes ont permis d'étudier en détail les dépôts d'altération. Ainsi, en bordure du sentier Les Lacs, les *mudstones* et les *siltstones* gris verdâtre, bien que massifs, sont altérés sur une trentaine de centimètres de profondeur et transformés en argile brun foncé. À l'ouest du lac au Renard, les schistes argileux de la formation du Cap Bon Ami ont subi une altération sur environ 60 cm de profondeur; le matériel comprend des fragments anguleux noyés dans une matrice argileuse.

Les grès feldspathiques de Battery Point et de la rivière York ont également subi une forte altération, parfois sur plus de 1,5 m de profondeur. En surface, le grès s'effrite facilement sous la pression des doigts. L'altération du grès donne un sable fin à moyen avec des agrégats de taille variable (fig. 14).

Le long de la route conduisant au camping du Cap-Bon-Ami, les *mudstones* et *siltstones* de la formation de Saint-Léon sont, par endroits, altérés sur plus de 1,8 m de profondeur (fig. 15). On y observe du sable moyen très argileux et très limoneux de couleur brune avec des cailloux subarrondis de même nature lithologique.

LES ÉBOULIS

Les talus d'éboulis se localisent à la base des falaises du cap Bon Ami et en contrebas du front des



FIGURE 14. Altération superficielle dans les grès de Battery Point.
Weathering of the Battery Point Sandstones.

crêts et couvrent parfois la partie inférieure du revers de certains crêts. Certains sont en majeure partie stabilisés, d'autres sont encore partiellement ou entièrement actifs (HÉTU et GRAY, 1980).

Les talus d'éboulis stabilisés sont nombreux dans la région. Ils sont entièrement recouverts de végétation, et leur pente, généralement rectiligne, varie de haut en bas de 30° à 38° environ. Certains n'ont que quelques centaines de mètres de longueur, d'autres comme celui au nord de la rivière de la Division, ont plusieurs kilomètres de longueur. Occasionnellement, il arrive que l'on retrouve sur ces talus des blocs ou des fragments de roche témoignant d'un détachement relativement récent. Dans la région du cap Bon Ami, les talus stabilisés ne sont guère nombreux et n'atteignent pas une grande extension, ce qui est apparemment dû à l'érosion littorale sapant la base des talus et assurant l'évacuation des matériaux fournis par les versants. Il est également possible que l'action des glaces flottantes, par l'intermédiaire du pied de glace, empêche la stabi-



FIGURE 15. Altération dans les schistes argileux et les mudstones près du camping du Cap-Bon-Ami. Il s'agit d'une argile compacte qui passe graduellement à la roche saine en profondeur. Les lignes parallèles dans l'argile sont superficielles.

Weathering of the schists and mudstones near the Cap-Bon-Ami camping site. With depth compact clay becomes gradually unweathered stratified rock. The parallel lines appearing of the surface are not natural.

lisation des talus et leur colonisation par la végétation, car il peut contribuer à l'enlèvement des débris à la base des talus.

Le haut des parois nues est soumis à une gélifraction intense et fournit beaucoup de débris aux talus en contrebas. Plusieurs couloirs ou sillons dans la roche en place, qui entaillent les fronts des crêts au SO de Cap-des-Rosiers, témoignent de l'action morphologique des avalanches en tant que processus de façonnement des versants et de transport de matériaux.

LES MARNES

Il y a quelques gisements de marne dans les étangs et marécages du versant nord de la baie de Gaspé. Le plus vaste se trouve en amont du petit ruisseau du Cap aux Os; il couvre une superficie d'environ 0,4 hectare et correspond au fond d'un étang à 270 m d'altitude. Il a été partiellement exploité par les fermiers des environs. On trouve également un autre gisement entre les fourches des affluents nord du ruisseau de Petit-Gaspé vers la même altitude. Ces marnes varient en couleur de blanc à gris pâle et on y rencontre des fragments de petits mollusques et des racines de plantes. Une datation effectuée sur les carbonates des marnes a donné un âge de 9570 ± 140 ans BP (QU-841).

L'ÉVOLUTION DU LITTORAL

Depuis que la mer a atteint son niveau actuel, l'érosion et la sédimentation ont été fort actives sur le littoral. On trouve parfois des falaises vives spectaculaires,

notamment là où la mer a sculpté le front des crêts. Comme les vagues de tempêtes proviennent de l'E et du SE, soit du golfe du Saint-Laurent, les caps exposés à l'E, comme le cap Gaspé (fig. 16), sont vivement érodés. D'autre part, comme la baie de Gaspé est ouverte vers le SE, la côte rocheuse est soumise à une érosion active sur une distance d'une vingtaine de kilomètres; la dérive littorale s'effectue vers le NO le long des deux rives.

Cette dérive littorale est responsable de l'édification de flèches sableuses dans la baie (fig. 1), soit celles de Sandy Beach et de Penouille; seule cette dernière fait partie de la région étudiée.

La figure 17 illustre les caractéristiques morphologiques de la flèche. L'érosion des falaises de grès du côté est fournit les sables qui, transportés par la dérive littorale, alimentent la flèche de Penouille. Les sables se déplacent en direction du fond de la baie et commencent à se déposer là où la bathymétrie révèle de faibles profondeurs ce qui dissipe l'énergie des vagues. Une première flèche s'est ainsi formée à l'endroit du pédoncule qui relie aujourd'hui la pointe triangulaire à la terre ferme. L'alimentation se poursuivant, des cordons littoraux se sont successivement formés faisant progresser la plaine sableuse par accrétion. Le tracé des anciens cordons (fig. 18) permet ainsi de visualiser la croissance de la flèche et on peut voir qu'ils ont progressivement pris une orientation N-S développant ainsi une tendance à une orientation parallèle au front des

vagues qui pénètrent dans la baie en provenance du golfe.

Un marais s'est développé à l'abri de la flèche, tandis que les falaises qu'elle abrite présentement sont devenues inactives. L'éolisation a masqué en grande partie les cordons successifs. Ce mode de formation est identique à celui de nombreuses flèches du même type (KING, 1972, p. 510). Par ailleurs, une houle secondaire, importante lorsque le vent provient du fond de la baie de Gaspé, érode la plage ouest et y redistribue le matériel sableux; à la toute extrémité de la flèche, l'alternance des deux dérives a provoqué l'édification d'une petite « projection symétrique à alimentation bilatérale » (ZENKOVITCH, 1967).

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Les cirques, les profils transversaux des vallées et la présence du till témoignent d'au moins une glaciation. Cette dernière a possiblement commencé par un stade « alpin » avant de passer à un stade de calotte au maximum glaciaire. La dispersion des erratiques à la surface du plateau du Cap des Rosiers, en contrebas des crêts, appuie en effet l'hypothèse d'une masse glaciaire ayant recouvert le territoire dans son ensemble, sans être confinée aux seules vallées. Cette calotte sur les crêts fut de caractère local, certes, mais débordait probablement la région étudiée vers le NO, car les altitudes y sont plus élevées; de plus, de très rares cailloux d'origine appalachienne, mais allochtones à la région d'étude, furent trouvés. Il s'agissait peut-être de l'extension de la calotte gaspésienne jusqu'à l'extrémité de la péninsule.

La morphologie sous-marine de la baie de Gaspé, les stries relevées sur la côte et la dispersion des erratiques et des constituants lithologiques des tills révèlent



FIGURE 16. Falaises verticales en surplomb du cap Gaspé (76 m de hauteur).

Vertical and overhanging cliffs at Cap Gaspé (76 m high).

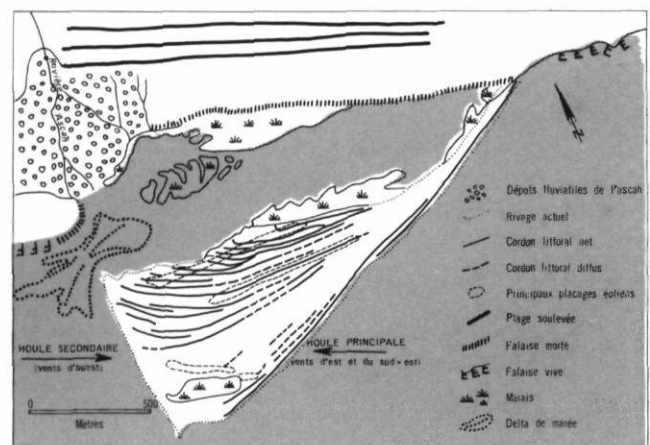


FIGURE 17. Croquis morphologique de la flèche de Penouille.

Morphological sketch of the Penouille sand-spit.



FIGURE 18. Vue aérienne du marais et de la flèche de Penouille; voir la figure 17 pour l'interprétation (photothèque nationale de l'air, n° A22093-17).

Aerial photography of the Penouille marsh and sand-spit. See interpretation on Figure 17.

que la baie fut occupée par une langue glaciaire alimentée par la calotte gaspésienne.

Enfin, la présence par endroits d'un diamicton glacio-marin contenant des éléments précambriens permet de postuler que des glaces laurentidiennes ont atteint la côte sans toutefois pénétrer à plus de quelques kilomètres à l'intérieur des terres, demeurant limitées à la frange côtière.

Les datations obtenues dans la région étudiée apparaissent au tableau II. La date de $13\,420 \pm 220$ ans BP (QU-1117) corrobore diverses données obtenues plus à l'amont le long de la rive sud de l'estuaire maritime: $13\,540 \pm 300$ ans BP (QU-85) à Capucins, $13\,580 \pm 350$ ans BP (QU-83) et $13\,450 \pm 470$ ans BP (QU-84) à Sainte-Félicité (Lebuis *in* DIONNE, 1977), $13\,390 \pm 690$ ans BP

(QU-271) à Saint-Fabien et $13\,360 \pm 470$ ans BP (QU-264) à Saint-Donat (Locat *in* DIONNE, 1977). Elle situe dans le temps la pénétration de la mer de Goldthwait le long de la côte sud du Saint-Laurent. Les nombreuses dates aux environs de 12 500 ans BP appartiennent au Goldthwaitien I (DIONNE, 1972 et 1977), période caractérisée par une sédimentation benthique et littorale de type glacio-marin.

Les échantillons datés de $11\,810 \pm 210$ ans BP (QU-1115) et de $12\,340 \pm 170$ ans BP (QU-1116) proviennent de tills argileux indiquant des pulsations des glaciers de vallée en milieu marin à Rivière-au-Renard et à Anse-au-Griffon. Ces glaciers, issus de l'intérieur de la péninsule sont donc restés, compte tenu de l'âge de l'invasion marine, environ 1000 ans en contact avec

TABLEAU II
Datations au ^{14}C

N° de laboratoire*	Sites	Altitude (m)	Âge ^{14}C (BP)	Sédiments	Matériel daté
QU-793	Anse-au-Griffon	15	12 620 $\pm$ 180	till	coquilles
QU-794	Rivière-au-Renard	15	10 070 $\pm$ 140	sables et graviers	coquilles
QU-795	Cap-des-Rosiers	30	9 980 $\pm$ 130	sables, graviers et cailloux	coquilles
QU-841	Cap-aux-Os	259	9 570 $\pm$ 140	marnes	carbonate des marnes
QU-796	Portage-Griffon	13	330 $\pm$ 70	sables et graviers	bois
QU-1115	Rivière-au-Renard	8	11 810 $\pm$ 210	till	coquilles
QU-1116	Anse-au-Griffon	8	12 340 $\pm$ 170	till	coquilles
QU-1117	Anse-au-Griffon	15	13 420 $\pm$ 220	sables et graviers	coquilles
GSC-2511**	Anse-au-Griffon	9	12 500 $\pm$ 140	argile	coquilles
GSC-2376**	Rivière-au-Renard	8	12 700 $\pm$ 170	silt argileux	coquilles

* Les datations furent effectuées au Laboratoire de géochronologie du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

** LOWDON, J.A. et BLAKE, W. Jr. (1978): *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIII*, Ottawa, Geol. Surv. Can., Pap. 78-7, p. 4.

la mer, le long de la côte avant de se retirer définitivement vers les sommets, à moins que quelques pulsations encore indécélées ne se soient produites.

Deux datations sur des coquillages prélevés dans des dépôts à des altitudes différentes, soit 15 et 30 m ont donné des âges voisins de 10 000 ans BP (QU-794 et QU-795), ce qui les rattache au Goldthwaitien II (DIONNE, 1972 et 1977). Malheureusement, aucune datation n'est disponible pour la baie de Gaspé.

La seule datation en provenance des crêts de l'intérieur de la péninsule a été effectuée sur des marnes trouvées dans un petit bassin rocheux à 259 m d'altitude. L'échantillon soumis fut prélevé à 1 m de profondeur et a donné un âge de 9570 $\pm$ 140 ans BP (QU-841). La faible profondeur du prélèvement implique que cet âge ne correspond pas au début de la sédimentation. Le milieu géologique environnant est calcaire; si on présume cependant que les carbonates ont précipité dans le petit lac en équilibre isotopique avec le CO_2 atmosphérique, la date présente une certaine valeur indicative pour la déglaciation finale des crêts appalachiens.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient Parcs Canada; c'est en effet à l'occasion d'un inventaire géomorphologique pour le compte de cet organisme que presque tous les relevés de terrain ont été exécutés. L'aide technique apportée sur le terrain et le grand intérêt manifesté par le personnel du parc national de Forillon nous ont été d'un secours inestimable. Les datations au radiocar-

bone ont été effectuées par le laboratoire de Géochronologie du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec grâce à la collaboration de MM. Pierre Lasalle et Louis Barrette. Les illustrations sont l'œuvre du Laboratoire de cartographie du Département de géographie de l'université Laval, plus spécialement de M^{me} Andrée Lavoie. Nous remercions enfin M^{mes} Line Simoneau et Denise Roberge qui ont dactylographié les versions successives du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, M. et TREMBLAY, G. (1979): *Étude géomorphologique; parc national Forillon, Québec*, Parcs Canada, contrat 78-73, 2 vol., 449 p.
- BÉLAND, J., BOURQUE, P.-A. et LESPÉRANCE, P.-S. (1971): *Géologie du parc national Forillon*, Parcs Canada, Min. Aff. ind. et du Nord can., contrat 71-121, 56 p.
- BOURQUE, P.-A. (1977): *Le Silurien et le Dévonien basal au nord-est de la Gaspésie*, Québec, Min. Rich. nat., ES-29, 232 p.
- BELL, R. (1863): On the superficial geology of the Gaspé Peninsula, *Can. Nat. and Geol.*, 8, 175-183.
- CHALMERS, R. (1904): Géologie des dépôts superficiels de la partie orientale de la province de Québec, *Comm. géol. Can.*, compte rendu sommaire, p. 257-270.
- COLEMAN, A.-P. (1922): *Physiography and glacial geology of Gaspé Peninsula, Québec*, Geol. Surv. Can., Bull. n° 34, 54 p.
- CUMMING, L.-M. (1976): *Geology of the Forillon National Park, Gaspé Peninsula*, Regional and Economic Geol. Div., Geol. Surv. Can., 8 vol., 2182 p.

- DIONNE, J.-C. (1970): Exotic pebbles in Quaternary deposits from the south coast of the St. Lawrence Estuary, Quebec, *Maritime Sediments*, 6, (3): 110-112.
- (1971): Nature lithologique des galets des formations meubles quaternaires de la région de Rivière-du-Loup/Trois-Pistoles, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 25, (2): 129-142.
- (1972): La dénomination des mers postglaciaires au Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, 16 (39): 483-489.
- (1976): *La mer de Goldthwait au Québec (état de nos connaissances)* rapp. prélim., Env. Canada, Québec, 109 p.
- (1977): *La mer de Goldthwait au Québec*, *Géogr. phys. Quat.*, 31 (1-2): 61-80.
- FAIRCHILD (1918): Post-glacial uplift of Northeastern America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, (29): 187-238.
- GOLDTHWAIT, J.W. (1911): The twenty-foot terrace and sea cliff of the Lower St. Lawrence. *Am. Jour. Sci.*, 32, 291-317.
- (1912): Plages soulevées au sud de Québec, *Comm. géol. Can.*, rapp. somm. pour l'année civile 1910, p. 228-242.
- (1914): Repères de changements de niveau post-glaciaires dans Québec et le Nouveau-Brunswick, *Comm. géol. Can.*, rapp. somm. pour l'année civile 1911, p. 308-314.
- GRANT, D.R. (1977): Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada, *Géogr. phys. Quat.*, 31 (3-4): 247-260.
- GUILCHER, A. (1974): Les «rasas»: Un problème de morphologie littorale générale, *Ann. Géogr.*, LXXXIII, n° 455, 1-33.
- HÉTU, B. et GRAY, J.T. (1980): Évolution post-glaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec, *Géogr. phys. Quat.*, 34 (2): 187-208.
- JOHNSON, D.W. (1925): *The New-England-Acadian shoreline*, John Wiley, New York, 608 p.
- KING, C.A.M. (1972): *Beaches and coasts*, Arnold, Londres, 570 p.
- LEBUISS, J. et DAVID, P.P. (1977): La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, *Géogr. phys. Quat.*, 31 (3-4): 275-296.
- LOCAT, J. (1977): L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables-Trois-Pistoles, Québec, *Géogr. phys. Quat.*, 31 (3-4), 297-306.
- (1978): *Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables-Trois-Pistoles*, Québec, Min. Rich. nat., DPV-605, 64 p.
- LOWDON, J.-A. et BLAKE, W. Jr. (1978): *Geological survey of Canada radio-carbon dates XXIII*, Geol. Surv. Can., paper 78-7, 20 p.
- McGERRIGLE, H.W. (1950): *La géologie de l'est de Gaspé*, Québec, Min. des Mines, Rapp. géol. n° 35, 174 p.
- (1952): *Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula*, Trans. Soc. Roy. Can., vol. 46, ser. 3, sect. 4, p. 37-51.
- (1968): *L'histoire géologique de la péninsule de Forillon et du parc provincial de Cap Bon Ami*, Min. Rich. nat., G.T. 4, 35 p.
- PREST, V.K. (1970): Quaternary geology in Canada, in *Geology and Economic minerals of Canada*, Geol. Surv. Can., sér. 1, chap. XII, p. 676-764.
- ZENKOVITCH, V.P. (1967): *Processes of coastal development*, J.A. Steers, édit., Oliver & Boyd, Edimbourg, 738 p.