

Extraits SPM Bulletin : n° 29 du 2 juin 1980.

Nous allons publier dans les prochaines semaines un rapport sur la GEOMORPHOLOGIE DES ILES SAINT-PIERRE ET MIQUELON.

Ce projet a été réalisé par le département de géographie de l'Université de Sherbrooke au Québec par de nombreux étudiants sous la surveillance de Monsieur Jean-Marie Dubois, Directeur du Département de Géographie de cette Université.

Il est précisé que ce rapport est très préliminaire et la teneur des chapitres très inégale puisque ces derniers ont été composés par des étudiants. Il s'agit de leurs premiers travaux universitaires.

(Ce document a été publié dans le SPM Bulletin du n° 29 au n° 41, entre le 2 juin et le 25 août 1980).

GEOMORPHOLOGIE DES ILES SAINT-PIERRE ET MIQUELON

INTRODUCTION

L'étude des îles Saint-Pierre et Miquelon est une initiative d'un groupe d'étudiants du Département de géographie de l'Université de Sherbrooke dans le cadre d'un camp de travail sur le terrain. Ce n'est qu'après coup, vu la richesse physique de ces îles, que le coordonnateur vise à en faire un projet de recherche qui aura du suivi.

Les données de ce rapport ont été tirées de la documentation existante, en référence à la fin de l'ouvrage, mais surtout de la photo-interprétation et des excursions que nous avons faites entre le 27 août et le 4 septembre 1979. C'était le premier contact avec le terrain de sorte que nous nous sommes attachés principalement aux phénomènes côtiers. Le lecteur ne devra donc pas être surpris en consultant ce premier rapport si la matière est loin d'être exhaustive et si les textes ne sont pas homogènes : c'est un document de travail. Le coordonnateur a respecté l'idée et la langue des exécutants. Avec les années, les textes s'affineront et les thèmes se diversifieront.

Ce premier rapport comprend une carte préliminaire au 1 : 50 000^e de la géomorphologie côtière, un commentaire géomorphologique et des textes généraux sur l'évolution littorale et l'histoire du Quaternaire des îles et des Maritimes.

L'archipel de Saint-Pierre et Miquelon est situé entre 46°45' et 47°10' de latitude nord et 56°25' de longitude ouest. A une vingtaine de kilomètres à l'ouest de la péninsule de Burin au large de la côte méridionale de Terre-Neuve, l'archipel groupe en réalité trois îles principales : Saint-Pierre, Miquelon et Langlade qui s'étendent sur une distance d'environ 50 km et dont la superficie est estimée à 240 km carrés.

REMERCIEMENTS

Notre expérience à Saint-Pierre et Miquelon restera gravée dans la mémoire de tous les participants par l'accueil chaleureux que nous y avons vécu.

Nous remercions particulièrement P. Vaché, secrétaire général du Département qui a participé à la planification de notre séjour. De très précieux renseignements nous ont été communiqués par Joseph Lehuenen, ancien maire de Saint-Pierre, Hernandez Georges du Service du cadastre et Christophe Lehuenen du Service des études du Ministère des Travaux Publics. malheureusement, le

temps limité de cette étude n'a pas permis l'utilisation exhaustive de ces données, ce sera l'objet d'un second rapport. Outre la bonne cuisine de Mme Dutin, nous avons apprécié l'accueil de M. et Mme Georges Cox de Saint-Pierre, de Mme Marguerite Cox de Langlade et du Dr. Jean-Pierre Greciet, médecin en chef de l'hôpital. Des remerciements vont aussi à toutes les personnes de Saint-Pierre qui ont accueilli un ou l'autre de nos étudiants.

Enfin, nous voudrions remercier monsieur Edgar Aubert de la Rüe, géologue à la retraite à Lausanne, de la documentation qu'il nous a fournie ainsi que pour l'excellent travail qu'il a effectué dans le territoire il y a plusieurs décennies. Nous lui dédions notre travail.

I. GEOMORPHOLOGIE DE MIQUELON

(par Denis Brouillette)

Le territoire des îles Saint-Pierre et Miquelon, et en particulier celui de la Grande Miquelon, n'a pas encore été piétiné par un grand nombre de géologues et de géomorphologues. E. Aubert de la Rüe a entrepris, il y a déjà plusieurs années, des recherches géologiques du territoire afin d'en connaître ses secrets. On lui doit un bon nombre d'écrits et notamment une carte géologique, la seule, à notre connaissance, concernant les îles (AUBERT DE LA RUE, 1951). Mis à part les travaux de cet éminent géologue français, très peu de publications ont traité aux îles Saint-Pierre et Miquelon.

Malgré le peu de documentation disponible et du territoire très restreint qui nous a été permis d'explorer, nous tenterons, en se basant sur les différentes cartes disponibles, de quelques écrits et de l'information recueillie lors de notre passage, de reconstituer les principaux phénomènes géologiques et géomorphologiques que l'on retrouve à la Grande Miquelon (Fig. 1.).

L'île de Miquelon (ou la Grande Miquelon), en laissant de côté Langlade à laquelle elle est soudée depuis près de 150 ans (AUBERT DE LA RUE, 1937b), se compose de deux parties inégales et différentes. Au nord, s'étend un chaînon escarpé : la presqu'île du Cap ou simplement le Cap. un isthme très bas rigoureusement plat (la plaine de Miquelon) l'unit à sa partie méridionale, beaucoup plus importante et qui constitue véritablement Miquelon. Cet isthme est formé par une succession de rides parallèles, très rapprochées et séparées par des dépressions souvent à peine accusées. Ce sont là d'anciens cordons littoraux disposés en forme d'arcs.

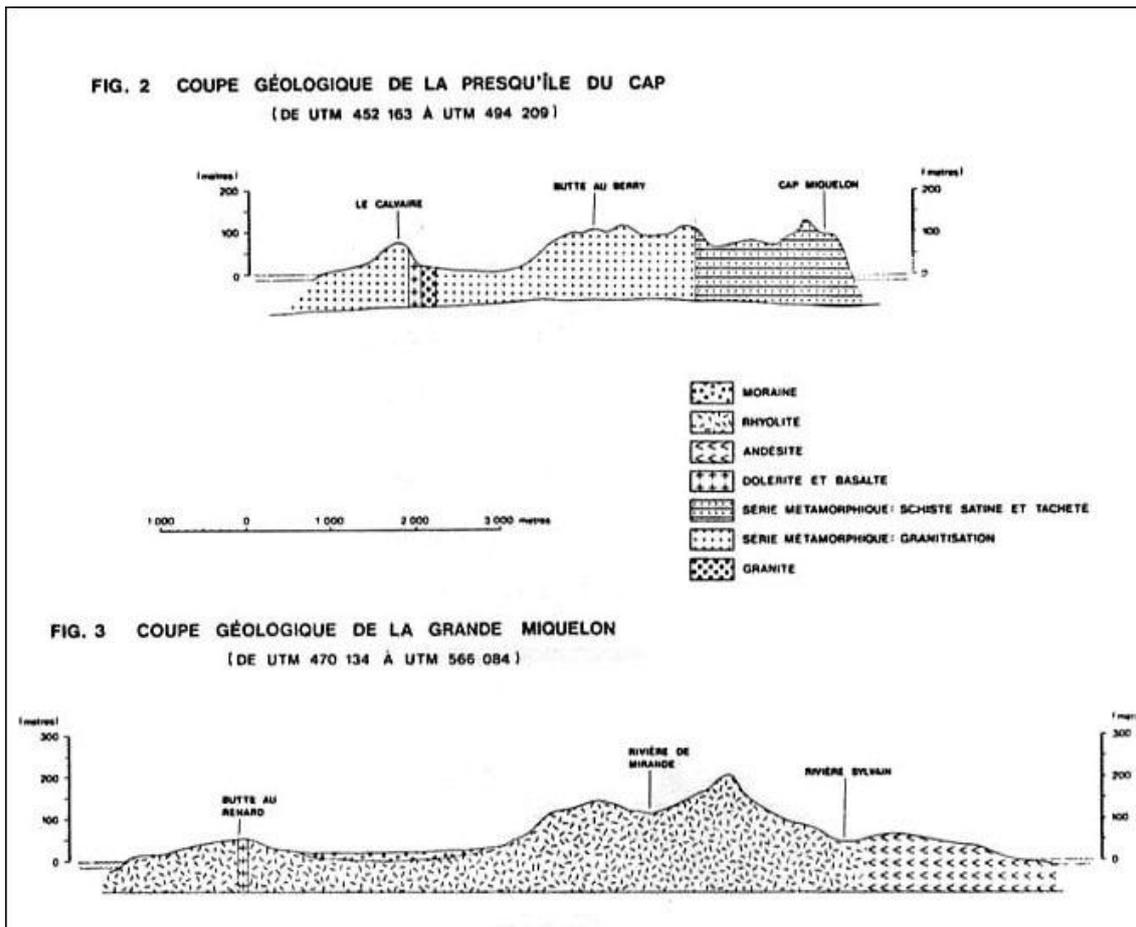
Dans les quelques lignes qui vont suivre nous effectuerons un exposé sommaire des principales caractéristiques de chacune des deux entités cités précédemment.

1.1. La presqu'île du Cap

Malheureusement, nous n'avons pu explorer cette partie du territoire, faute de temps. Néanmoins, nous tenterons de vous familiariser à cette presqu'île qui offre, mentionnons-le, un relief très particulier.

Comme nous pouvons le visualiser à l'aide d'un profil topographique (Fig. 2) la presqu'île du Cap, qui est longue de 6 km, débute au sud par un petit massif montagneux, la colline du Calvaire, qu'une longue dépression sépare des hauteurs plus élevées formant le Cap proprement dit. Nous tenons à mentionner que le profil topographique fut tracé selon la direction générale du Cap qui est NE-SW.

Donc le Cap début au sud par des pentes douces occupées par des tourbières, mais présente partout ailleurs des versants escarpés et rocaillieux qui deviennent au nord-est et surtout à l'ouest de hautes falaises abruptes que l'érosion marine dégrade rapidement.



1.2 L'île de Miquelon

Le territoire que nous avons parcouru sur cette île est très restreint, se limitant presque qu'exclusivement au contour du Grand Etang de Miquelon. Un fait intéressant à noter, est que ce dernier communique avec la mer, donc subit inévitablement l'effet des marées. Ceci a donné lieu à la formation de deux deltas de marée : l'un lorsque la marée monte, l'autre lorsque la marée descend.

Malgré le peu d'information recueillie sur place, on constate, à l'aide de certains documents, dont la carte topographique qui a permis la réalisation d'un profil topographique (Fig. 3), que la partie méridionale offre deux aspects différents. Au nord s'étend une plaine faiblement ondulée, semée d'étangs, avec de légères éminences au profil surbaissé. La butte au Renard et le chapeau de Miquelon présentent toutefois une silhouette plus hardie. Cette région nord relativement plate, se poursuit à l'ouest sur toute la longueur de l'île, allant toutefois en rétrécissant à mesure que l'on se rapproche de l'isthme de Langlade.

Le reste de l'île, c'est-à-dire le centre et l'est, offre une topographies plus accidentée. On compte dans ce secteur montueux une douzaine de sommets assez groupés et d'une physionomie très semblable, dont les altitudes oscillent entre 150 et 200 m. Ils forment trois rangées principales, sensiblement parallèles et orientées NE-SW. Des vallées marécageuses, parsemées d'étangs, séparent ces croupes rocheuses.

Finalement, les côtes de Miquelon sont basses et peu découpées ; rocheuses à l'ouest, elle sont généralement de nature morainique au sud et dans le NE, vers la pointe aux Soldats. Ailleurs au nord et à l'est, elles sont formées sur presque toute leur étendue par des cordons littoraux qui isolent de la mer un certain nombre d'étangs salés, comme le Grand Barachois et le Grand Etang de Miquelon, qui communiquent l'un et l'autre directement avec la mer à l'est, ou d'eau douce comme l'étang de Mirande et plusieurs autres.

Donc, la périphérie de l'île est généralement constituée par une plaine côtière, particulièrement développée dans le SE et dans l'ouest, où s'étendent de grandes tourbières. Une vaste plaine en occupe également le nord entre l'étang de Mirande à l'est et la côte occidentale, du côté de la pointe de la Carcasse.

La Grande Miquelon se compose, nous l'avons démontré, de deux régions distinctes au point de vue géographique. Géologiquement, ces régions correspondent assez exactement à deux unités différentes. Le sud, qui correspond à Miquelon proprement dit, est à peu près exclusivement volcanique et présente de grandes analogies avec Saint-Pierre. En effet, les rhyolites sont les roches dominantes. Elles forment en particulier le Chapeau et toutes les collines. Par contre, la presqu'île du Cap au nord, se distingue du reste de l'archipel par son caractère très métamorphique (AUBERT DE LA RUE, 1951).

Il est à noter, qu'il existe également une bande métamorphique au nord-ouest de Miquelon, sur le côté oriental du Grand Etang de Miquelon. Comment peut-on expliquer la présence de cette bande de métamorphisme dans la partie méridionale de l'île et aussi pourquoi le relief à cet endroit n'est-il pas aussi accentué que celui du Cap ?

L'étude sur le terrain de ces deux énoncés reste à faire, tout comme l'étude géomorphologique générale de la Grande Miquelon.

Et finalement, comme nous l'indique la carte de la géomorphologie littorale (Fig. 1.), les plages subissent actuellement l'action de l'érosion. Ce phénomène d'érosion des côtes est généralisé sur tout le territoire des îles Saint-Pierre et Miquelon ainsi que sur les côtes de la Nouvelle-Angleterre.

2. GEOMORPHOLOGIE DE SAINT-PIERRE

(par Manon Carignan)

L'île de Saint-Pierre, située à l'extrémité méridionale du groupe est, si on exclut les îlots qui l'entourent, la plus petite de toutes en superficie. Sa forme est grossièrement celle d'un triangle et ses plus grandes dimensions sont de 8 km du NE au SO, entre la pointe à Henry et celle du Diamant, et de 7 km de l'est à l'ouest, du cap Noir à la pointe Savoyard. Sa superficie est de 2 511 hectares.

2.1. Topographie

L'île de Saint-Pierre offre deux types de reliefs bien distincts. Au NO, le relief est assez accidenté. Il est constitué d'un certain nombre d'éminences dénudées disposées sans ordre et dépassant de peu l'altitude de 200 m. Des tourbières et de très nombreux étangs s'insèrent entre ces buttes rocheuses aux pentes parfois assez escarpées. Le SE de l'île présente des caractéristiques tout à fait différentes. Moins élevée que le reste de l'île, la partie méridionale offre un relief plus calme avec quelques collines isolées. Une démarcation très nette sépare les deux parties de l'île formant une ligne NE-SO, qui va du cap à l'Aigle, sur la côte est, à l'anse de Savoyard. Cette démarcation de dénivellation importante est liée à une faille. Nous verrons que les failles sont à l'origine de plusieurs escarpements et qu'elles constituent un facteur important dans la morphologie.

Aux deux types de reliefs décrits plus haut sont associés deux types de côtes différentes. Dans le secteur montueux, la mer attaque directement les versants. La côte est franche et escarpée et n'offre que quelques criques telles l'anse à Dinan et l'anse à Pierre. A l'extrême nord, l'île est protégée par la masse imposante du Colombier. Si bien qu'à cet endroit les falaises s'interrompent permettant au versant de descendre vers la mer en pente douce ; c'est la pointe à Henry. En approchant de l'extrémité SO de l'île, la côte s'abaisse progressivement- et devient de plus en plus échancrée. La côte septentrionale est bordée de récifs situés dans le prolongement des caps, entre lesquels s'ouvrent des baies telles l'anse à Brossard, l'anse à Ravenelle, l'anse à l'allumette...

2.2. Géologie

L'île de Saint-Pierre est de nature exclusivement volcanique et formée principalement par des rhyolites accompagnées de brèches et de tufs rhyolitiques (AUBERT DE LA RUE, 1951). Même en présentant une composition minéralogique constante, les rhyolites de Saint-Pierre se distinguent par leur teinte extrêmement changeante. Elles passent du rose au rouge en passant par les verts, jaunes, mauves et bruns. Les rhyolites de Saint-Pierre sont fortement diaclasées et altérées. L'épidotisation est une forme d'altération très fréquente. Ce minéral, résultant de la transformation des feldspaths, imprègne littéralement la roche.

L'auteur s'appuie sur le fait que les éruptions rhyolitiques paraissent postérieures du socle qui supporte l'archipel.

Bien que ne disposant d'un argument stratigraphique certain, il semble que l'on doive considérer les rhyolites de Saint-Pierre comme post-cambriennes et peut-être même post-ordoviciennes, comme cela paraît être le cas de celles de la côte de Terre-Neuve (AUBERT DE LA RUE, 1951 p. 64).

A côté de ces laves très acides que sont les rhyolites, apparaissent des terres plus basiques. Il s'agit de l'andésite, de la dolérite et du basalte. Partout où l'on observe ces éléments plus basiques on s'aperçoit qu'ils recourent les rhyolites (AUBERT DE LA RUE, 1951, p. 22).

N'ayant aucun renseignement au point de vue stratigraphique, il est impossible de fournir une coupe géologique qui nous permettrait de mieux voir les différents épanchements et les dislocations produites par le passage de plusieurs failles.

En effet, la carte géologique révèle la présence de plusieurs de ces failles, qui sillonnent le territoire. La principale, suit une orientation NE-SO et se signale sur le terrain par une dénivellation importante. D'autres suivent des orientations diverses. Ces failles sont le résultat de plusieurs périodes orogéniques selon AUBERT DE LA RUE (1951). Ainsi, la partie nord de l'île de Saint-Pierre est limitée par deux failles notables.

2.3. Analyse géomorphologique

C'est dans cette partie du commentaire que l'importance du travail sur le terrain est mise en évidence. A partir des excursions faites sur l'île, nous sommes en mesure d'identifier les différentes formations rencontrées. Les coupes que nous avons faites à différents endroits de l'île nous ont donné des indices valables pour l'explication de ces formations. Etant donné le temps limité du travail sur le terrain, nous nous sommes beaucoup basés sur les documents déjà existants.

Il est important de développer les facteurs qui ont une action quelconque sur le relief. Nous parlerons des phénomènes déjà existants.

Il est important de développer les facteurs qui ont une action quelconque sur le relief. Nous parlerons des phénomènes glaciaire et périglaciaire.

Les îles ont été entièrement envahies par les glaciers pléistocènes qui y ont laissé une marque très nette en imprimant au relief un modelé qui se traduit par des surfaces moutonnées parsemées d'étangs. Les dépôts morainiques sont une autre preuve ; on les observe le long du littoral, notamment à la pointe Savoyard, à la Tête de Galantry (où ils présentent une accumulation d'environ 20 m) et dans les hauteurs de l'île, où ils occupent de préférence les dépressions. Cependant, le matériel glaciaire est généralement très mince, voire même inexistant sur les sommets et épais dans les dépressions ; les sommets sont plutôt le domaine des altérations.

A plusieurs endroits sur l'île, on aperçoit de nombreux blocs erratiques. Ils ne sont pas tous cantonnés le long du littoral et dans les parties basses du pays, mais se rencontrent aussi bien sur les hauteurs à l'intérieur des terres. Près de la route reliant l'anse à l'Allumette et la Tête de Galantry on

rencontre des blocs erratiques en équilibre. Ceci est un indice nous permettant de dire que la mer n'a jamais atteint ce niveau de 10 m depuis la mise en place des blocs. On observe aussi le long de la route reliant Saint-Pierre à Savoyard, à 50 m d'altitude, du matériel glaciaire en désagrégation. Le matériel désagrégé a gardé des angles aigus qui témoignent de cassures et qui nous laissent croire qu'il n'y a eu aucun remaniement par l'eau. Pour appuyer ces observations, une coupe faite dans la pointe sud de l'anse de Savoyard, à 10 m d'altitude, montre un matériel hétérogène non remanié.

L'action périglaciaire a une importance considérable sur l'île de Saint-Pierre, profitant de l'extrême fissuration des rhyolites qui affleurent un peu partout. On peut parler de gélifraction : « phénomène par lequel l'eau qui gèle dans les diaclases et les micro-fissures des roches, fragmente les affleurements rocheux » selon DERRUAU (1974, p. 166). On peut aussi parler de cryoturbation : « phénomène caractérisé par la modification de la disposition des couches au gel » selon DERRUAU (1974, p. 167). Les agents périglaciaires travaillent dans des conditions favorables : humidité abondante, vents violents, passages répétés autour du point de congélation, sol découvert, socle géologique extrêmement fissuré et abondance de roches gélives. Sur l'île de Saint-Pierre c'est l'érosion qui prédomine.

Indépendamment des dépôts glaciaires et périglaciaires, on retrouve sur l'île d'autres formations récentes. En effet, entre la pointe de Savoyard et le cap Noir, on remarque la présence de cordons de galets provenant de la destruction, par les vagues, des affleurements côtiers et résultant du remaniement des moraines.

3. GEOMORPHOLOGIE DE LANGLADE

(par Monique Marseille)

De forme grossièrement rectangulaire, Langlade (Petite Miquelon) mesure 13 km dans sa plus grande dimension, du cap Percé au NE au cap Bleu au SO et sa largeur est en moyenne de 7 à 8 km.

L'ensemble de l'île serait constitué de terrains sédimentaires anciens, peu métamorphiques de nature gréseuse et schisteuse. Ces terrains sont répartis suivant plusieurs bandes parallèles orientées NE-SW. Le réseau hydrographique, qui s'est calqué sur ces orientations de plissement, entaille par des vallées parfois très encaissées une surface de plateau qui coupe les plissements.

L'île se rattache à la Grande Miquelon par un isthme de sédiments meubles très récent.

3.1. Langlade

Les formations littorales côtières ont un faible développement sur le pourtour de Langlade et ceci tient à la nature généralement escarpée du rivage. Elles n'apparaissent guère que dans le NO de l'île, entre l'embouchure du ruisseau Debons et l'isthme de Langlade. Il existe également dans le fond de certaines baies, des cordons littoraux peu étendus mais très larges qui obstruent plus ou moins complètement l'embouchure des rivières. C'est le cas de la Belle Rivière, du ruisseau de l'Anse aux Soldats et du ruisseau Debons. Selon AUBERT DE LA RUE, l'embouchure des cours d'eau est sujette à de fréquentes modifications et même à des déplacements. Tous ces cours d'eau prennent naissance dans les étangs, au nombre d'une cinquantaine environ situés sur les plateaux du centre de l'île principalement autour de la Montagne Noire, assez vaste croupe au profil surbaissé.

L'île est presque entourée de falaises rocheuses excepté dans sa partie nord et NO. Ces falaises sont principalement vives excepté dans le fond de certaines anses. Ces falaises évoluent par écroulement sous l'action des vagues, de sorte que la plage est encombrée de blocs. Certaines peuvent atteindre 25 m de hauteur avec une pente de 55°. Ce sont en réalité de fausses falaises d'origine tectonique ou d'érosion fluviale mais présentement modifiées par le littoral uniquement à cause de leur position.

Au nord et au NO de l'île, les pentes sont plus faibles car le littoral est découpé en majeure partie dans les dépôts meubles de till, de sable, gravier et galets.

Le secteur visité se situe au nord de l'île entre l'anse du Gouvernement et l'anse aux Soldats.

L'anse du Gouvernement est mouillée par la Belle Rivière qui y a constitué un delta entre des dépôts de till et des épandages fluvio-glaciaires où se rencontrent quelques kettles. Certaines surfaces sont affectées de cryoturbation. Ces formations sont affectées de falaises vives ou mortes derrière une plage de gravier et galets. La flèche d'embouchure de la Belle Rivière indique que la dérive littorale se fait d'ouest en est. Les affleurements rocheux du littoral indiquent une altération qui peut parfois atteindre du 2 m de profondeur.

Contrairement à ce que l'on pouvait croire du large, les falaises de l'anse aux Soldats sont entièrement formées de roches très friables qui alimentent une grève de fond de baie de galets. En période d'étiage, les eaux du ruisseau de l'anse aux Soldats pour atteindre la mer doivent s'infiltrer dans le cordon de galets qui en ferme l'embouchure.

3.1. L'isthme de Langlade

On parlera de cet isthme plutôt dans le chapitre 4 de ce rapport. Formé de sable, gravier et galets cet isthme de près de 12 km est très étroit dans sa partie centrale et s'évase vers les extrémités où il enferme des étangs dont le plus grand, le Grand Barachois, est relié à la mer par le goulet de Langlade. Ce goulet est un grau possédant un delta de marée à l'extérieur de l'étang et un autre plus vaseux à l'intérieur.

A la surface de l'isthme on remarque de nombreux cordons littoraux longitudinaux qui montrent les étapes de sédimentation progressive. De grandes dunes, les butteaux dans le langage du pays, affectent les formations littorales et leur orientation indique un vent dominant venant du SO. Ce vent dominant semble influencer directement les dérives littorales qui s'effectuent du sud vers le nord.

4. EVOLUTION DES COTES DE DEPOTS MEUBLES

(par Sylvie Boutin)

Ce travail n'a certes pas pour but de traiter exhaustivement de l'évolution de toutes les côtes de Saint-Pierre et Miquelon mais, bien plutôt de jeter les premières bases et ainsi forger des hypothèses de travail ouvrant la voie à une recherche future beaucoup plus approfondie.

Par conséquent, vous retrouverez en première partie, et cela pour chacune des îles une description sommaire des faits marquants du comportement des côtes.

Dans la deuxième partie du travail, je tenterai de mettre en relation certains faits indicateurs tels que les naufrages et leurs liens avec les tempêtes et les brusques modifications des côtes qui peuvent s'en suivre.

4.1. Miquelon

Bien qu'on ne sache pas quand le cap de Miquelon s'est soudé au corps principal de l'île, on sait toutefois que l'isthme est de formation relativement récente ou du moins antérieure à l'isthme de Langlade car on peut voir sur les plus anciennes cartes des îles qu'il existait déjà tel qu'il est aujourd'hui.

La plaine de Miquelon, abritant le bourg de l'île, s'accroît dans sa partie est grâce à l'apport continu de galets venant de cette même direction. De plus, étant donné le faible relief, à peine quelques mètres au-dessus du niveau de la mer, cette zone est constamment menacée par les tempêtes. Plusieurs fois au cours de son histoire elle a été envahie par la mer. Notamment le 20 mars 1916 par un coup de vent d'est, il y a eu aussi le 4 mars 1927 au cours d'une tempête coïncidant avec une grande marée mais, cette fois-ci, c'est par l'ouest que la mer inonde la plaine. On peut aussi noter la date du 24 août de la même année à cause encore d'un terrible coup de vent d'ouest. Par conséquent, il

est remarquable de voir qu'il n'arrive guère d'hiver où des vents d'ouest n'occasionnent pas la submersion d'une partie de l'isthme (AUBERT DE LA RUE, 1937b).

Il est aussi important de souligner que de la construction d'un quai dans la partie est de cette plaine, a résulté une accumulation inégale de galets car depuis lors, à cause des courants côtiers venant du sud vers le nord. le rivage semble s'être accru de plus de 9 m mais seulement au sud de cette construction érigée en 1963.

Non loin de là, au sud, le Grand Etang de Miquelon communique avec la mer par l'est grâce à un goulet d'une quarantaine de mètres de largeur, bien que plusieurs fois on ait observé des variations de sa dimension. Ainsi sur des cartes de 1763 (COOK, 1763) et 1782 (FORTIN, 1782) on pouvait voir qu'à cette époque, cette passe était complètement fermée. Par contre elle était ouverte en 1827 (Anonyme, 1827).

Dans la partie occidentale du Grand Etang, il arrive fréquemment que des vagues, lors de mauvais temps, traversent le cordon littoral ; malgré cela on a pas souvenir que la mer ait ouvert une brèche dans cette partie.

Si l'on poursuit notre tour d'horizon de l'île par l'est, il faut noter qu'une accumulation de galets a comblé le goulet de l'Etang de Mirande qui le reliait à l'océan au début du siècle dernier. Malgré cette nouvelle barrière il arrive encore de nos jours qu'une mer démontée puisse franchir ces cordons littoraux (AUBERT DE LA RUE, 1937b).

Par contre la très basse plaine du sud du Cap Vert recule un peu chaque année comme le démontrent des falaises très actives. L'Etang à la Loutre et celui de la Pointe aux Allouettes possèdent des goulets quoique temporaires et en partie comblés, qui les lient parfois à la mer. De plus, on remarque à la Pointe aux Allouettes une grande « plateforme de galets », signe révélateur du recul progressif de cette portion de la côte (AUBERT DE LA RUE, 1937b).

4.2. Isthme Miquelon–Langlade

L'isthme qui relie les îles de Langlade et Miquelon est un exemple typique de l'évolution du littoral aux îles Saint-Pierre et Miquelon. En effet, c'est encore comme partout ailleurs l'effet combiné de l'action des marées à celle de la dérive littorale qui ont comblé de sable et de galets, au fil des ans, la passe qui séparait ces îles.

Ainsi, au tout début de la colonie, soit vers 1763 (COOK, 1763), un passage d'environ 1 800 m de largeur et de 3,7 m de profondeur coupait l'isthme. En 1782 (FORTIN, 1782), le passage est plus rétréci. Bien qu'on ignore à quelle date précise le passage fut fermé, tout porte à croire en tout cas, qu'il l'était antérieurement à 1759 car une lettre adressée par le Gouverneur d'Angeac à son ministre, le 10 septembre 1763, signale qu'une tempête, survenue 4 ans plus tôt, avait rompu la digue naturelle édifiée par la mer (AUBERT DE LA RUE, 1937b). Quoiqu'il en soit, on imagine facilement qu'avant sa fermeture définitive elle a dû s'ouvrir et se refermer à diverses reprises.

Comme sur l'île de Miquelon, on aperçoit du côté de Langlade des cordons de galets orientés N-S qui marquent l'emplacement des anciennes lignes de rivage. On peut noter, encore une fois, que le rivage est très mobile car il arrive que des dunes, plus ou moins fixées sur cette partie de l'isthme, soient détruites et contribuent, en plus, à en former d'autres mobiles (AUBERT DE LA RUE, 1932a).

4.3. Langlade

On remarque facilement que sur cette île il y a une nette dominance de l'érosion par rapport à l'accumulation dans les dépôts meubles. Du moins c'est ce qui est frappant sur la côte ouest. Par exemple les vagues ne cessent, à la Pointe Plate, d'éroder le petit isthme (La Coupée) qui retient encore cette presque-île à Langlade (AUBERT DE LA RUE, 1937b). Nul doute qu'avant longtemps elle formera une île distincte.

En remontant la côte, un peu après le cap de l'Ouest, on arrive à une petite baie qui, il y a cinquante ans, abritait un étang du nom du Petit Barachois, mais qui a été lentement comblé par des galets (AUBERT DE LA RUE, 1937b). C'est sur cette côte le seul exemple d'accumulation.

A partir de cette baie et jusqu'au point de rattachement de l'isthme, le rivage est très exposé aux attaques de la mer et toute cette côte semble reculer sans cesse. Son ancienne extension vers l'ouest est prouvée par les hauts fonds, couverts de blocs erratiques, qui s'étendent au large de la côte actuelle.

4.3. Saint-Pierre

AUBERT DE LA RUE (1937b, p. 250) décrit les phénomènes qui ont marqué l'évolution de cette île. Ainsi, c'est en ces termes qu'il les explique :

L'île, au moment de la grande glaciation pléistocène, était beaucoup plus étendue que de nos jours. Les îlots qui sont en bordure de sa côte orientale en faisaient alors partie. A la suite d'un affaissement général du pays, postérieur au retrait des glaciers, tout l'Est et le Sud de Saint-Pierre, déjà moins élevés que le Nord et l'Ouest, se sont enfoncés sous la mer. Seuls les sommets émergent, représentés par les îlots en question et d'autres, tels que la Tête de Galantry, la Pointe Blanche, etc. ... Qui lui furent à nouveau reliés par la suite.

Les terres basses de l'île sont en effet recouvertes par d'importantes moraines, dépôts qui se sont étendus également sur la zone actuellement immergée. Les moraines recouvertes par la mer ont été remaniées et ont fourni à celle-ci les matériaux qui lui ont permis d'édifier les formations littorales que nous y voyons actuellement le long de la côte méridionale de Saint-Pierre. Ces apports de galets, de sable et de graviers, en même temps qu'ils ont construit des cordons, isolant aujourd'hui de l'océan un certain nombre d'étangs côtiers, ont comblé les chenaux peu profonds qui s'étendaient entre certains îlots, reliant ceux-ci à l'île par des isthmes bas, jalonnés d'étangs. Quatre des presqu'îles actuelles de Saint-Pierre ont une telle origine. La plus vaste correspond à toute la portion sud-est de l'île, que séparait jadis un bras de mer s'étendant du Barachois à l'Anse à Ravenel. L'étang Boulot et ceux que longe la route conduisant à cette anse, en sont les derniers témoins. A cette première presqu'île sont venues se souder deux îles : la Tête de Galantry et la Pointe Blanche. La quatrième étant représentée par la Pointe du Diamant, qu'une étroite langue de terre, entre l'étang de Savoyard et l'Anse à Marc Cadet, réunit maintenant à Saint-Pierre.

A une époque plus près de nous « L'anse à Ravenel a été profondément modifiée au cours du raz-de-marée de juin (sic) 1929 et la mer continue toujours à gagner du terrain (AUBERT DE LA RUE, 1937b, p. 251). Il semble aussi que le Petit Havre, tout près de la Pointe Blanche, était fermé en 1963-1964 ; ceci reste à vérifier.

De son côté, l'Etang de Savoyard possède un déversoir qui permet à cette nappe d'eau de s'écouler dans la mer car il existe une dénivellation de moins d'un mètre. Or, selon les cartes de COOK (1763) et de FORTIN (1763), ce déversoir devait plutôt être une petite passe. Il est donc probable que l'ancienne lagune fut endiguée ou bien que les îles ont subi un léger mouvement vers le haut !

4.5. Dépendances de Saint-Pierre

Sur toutes les principales dépendances à l'est de l'île de Saint-Pierre la mer gagne progressivement du terrain au détriment de l'île aux Marins, l'île aux Vainqueurs et l'île du Massacre (AUBERT DE LA RUE, 1937b).

Ainsi, c'est par l'ouest que la mer ronge l'île aux Vainqueurs selon AUBERT DE LA RUE (1937b). Il arrive aussi parfois que l'île Pelée lui soit rattachée comme cela est indiqué sur une carte de 1713 (Anonyme, 1713) mais non en 1763 (FORTIN, 1763 ; COOK, 1763).

De la même manière, c'est toujours du côté ouest que l'océan attaque l'île aux Marins, par contre des apports de galets se forment du côté du large. En 1763-1764 l'anse Tréhouart, située à son

nord-ouest, ne figurait même pas sur les cartes de l'époque, c'est donc que le cap à Baudry était relié à l'île, toutefois on ignore à quel moment il a pu se séparer de l'île (AUBERT DE LA RUE, 1937b).

Si on observe la carte géologique des îles, on peut voir que toutes les actions d'accumulation ou d'érosion correspondent à des zones de dépôts marins et surtout morainiques car il existe tout autour de l'archipel, où la profondeur de la mer est généralement faible, des moraines immergées (AUBERT DE LA RUE, 1932a). Elles ont fourni aux courants marins et aux vagues les matériaux qui leur ont permis d'édifier en beaucoup d'endroits, là où le rivage est faiblement incliné, des cordons littoraux isolant de la mer un grand nombre d'étangs côtiers (à Miquelon notamment) et des isthmes de galets réunissant aujourd'hui des îles autrefois distinctes.

Pour expliquer tous les phénomènes précédents plusieurs hypothèses s'ouvrent à nous. Par conséquent, il est peut-être possible de faire un lien entre les nombreux naufrages survenus aux îles, les vents violents qui les ont provoqués et des bouleversements rapides du littoral lorsque ce même vent y était propice.

Ainsi, on a dénombré plus de 600 naufrages depuis 1775, dont plusieurs ont occasionné des pertes matérielles ou de vie (LEHUENEN & ANDRIEUX, 1977). Bien que je n'ai pu identifier de zone précise où les accidents étaient les plus nombreux, on peut noter toutefois que 20% d'entre eux eurent lieu entre le 22 août et le 6 octobre soit à l'équinoxe d'automne, et que les années 1866, 1876, 1886, 1890, 1927 et 1929 furent particulièrement dévastatrices.

De cette même façon, il est probable que l'abondante source de matériel qui entoure l'île puisse, lors de ces tempêtes, occasionner en même temps des modifications dans la topographie des côtes.

Par conséquent, l'étude du climat de la région et surtout de ses vents dominants, m'a permis de me rendre compte que c'est en août et en septembre que les tempêtes d'origine tropicale sont surtout à craindre. Quoique des queues de cyclones provoquent certains étés de redoutables bourrasques. La plupart du temps les coups de vent sont provoqués par des dépressions cheminant d'ouest à l'est et l'hiver les tempêtes proviennent du NE ; on peut compter 2 à 3 blizzards durant cette saison. Par contre, l'été c'est du SO que viennent les vents.

Il se peut également que le naufrage du bateau en lui-même puisse provoquer l'ensablement de la côte où il s'échoue comme cela a peut-être accéléré l'évolution de la formation de l'isthme Miquelon-Langlade car la fermeture de la passe vers 1784 selon les archives de la colonie fut ignorée de beaucoup de navigateurs habitués à emprunter ce chenal. Cette passe existant encore en 1782 (FORTIN, 1882) et cette fermeture rapide en 2 ans furent certainement responsable d'un très grand nombre de naufrages.

Il reste donc à trouver des liens entre toutes ces idées ou ces faits, s'il en existe, et de les vérifier auprès des gens du pays ou à l'aide d'anciens manuscrits.

Quoiqu'il en soit il semble bien que les phénomènes d'érosion soient prépondérants à ceux d'accumulation pour ces îles. Plusieurs hypothèses ont été soulevées, d'autres encore peuvent à un autre échelle, être identifiées comme par exemple :

- La remontée des océans
- l'accroissement général des tempêtes
- un déficit possible d'apports sédimentaires des rivières etc.

Plus facilement réalisable par nous, il serait possible de vérifier des changements contemporains du littoral que je n'ai pas discuté, et cela en comparant plusieurs couvertures de photographies aériennes qui n'étaient pas disponibles à l'époque où l'on fit ce camp de travail.

LEXIQUE DES NOMS DE LIEUX QUI ONT VARIE DURANT L'HISTOIRE

Ancien	Nouveau
<u>Ile Saint-Pierre</u>	
Anse à Philibert	Anse à l' Allumette
Cap Bernick (ou Berniche)	Pointe du Diamant
Cap Clive	Cap Rouge
Havre Saint-Esprit	Port-aux-Basques
Isle aux Bours (XVIII ^e s.)	Ile aux Vainqueurs
Isle aux Chiens	Ile aux Marins
Pointe à la Croix	Pointe à Henry
Pointes aux Sèches	Pointe Savoyard
<u>Miquelon</u>	
Butte Sonjon	Butte Saint-Jean
La Chaîne	Les Rochers (récifs)
Havre des Dunes	Grand Barachois
Isle de la Danse	Ile aux Chevaux
Pointe Musketa	Pointe au Cheval.
<u>Langlade</u>	
Anse aux Goélands	Anse Chérie
Anse des Veaux Marins	Anse du Gouvernement
Cap d'Angeac (ou Dangeac)	Cap Bleu
Cap Coupé	Pointe de l'Ouest
Cap des Bois	" "
Cap Langlay	" "
Isle à l'Anglais (XVIII ^e s.)	Langlade
Isle de Choiseul (fin XIX ^e s.)	"
Petite Miquelon (fin XIX ^e s.)	"
Pointe des Morts	Cap aux Morts
Pointe du Cheval Blanc	Cap à Ross
Pointe de la Baie	Pointe Plate
Pointe verte	" "

5. HISTOIRE REGIONALE DU QUATERNAIRE

(par Ghislain Tourigny)

La paléogéographie des îles Saint-Pierre et Miquelon est décrite à partir de travaux qui s'intéressent aux glaciations quaternaires survenues dans l'est du Canada. Les théories glaciaires concernant les provinces maritimes s'appliquent en partie pour les îles. La limite des glaces du Wisconsinien inférieur, a dépassé le sud de Terre-Neuve jusqu'à plus de 150 km à l'intérieur des Grands Bancs ; ainsi cet englacement a recouvert en entier le territoire français. Les dépôts glaciaires que l'on y retrouve actuellement sont-ils de cet âge ? Voilà le cœur du problème ; En prenant en considération les limites de l'englacement du Wisconsinien supérieur proposées par GRANT (1977), le modèle de recouvrement converge en terme de datation avec l'idée de l'auteur (Fig. 4).

D'autre part, les îles Saint-Pierre et Miquelon ne semblent pas avoir subi de transgression marine depuis le dernier englacement. En somme, le niveau marin semble avoir été relativement stable depuis cet englacement qui est probablement antérieur au Wisconsinien supérieur.

5.1. Le Quaternaire et les Maritimes

5. 1. 1 Les caractéristiques

Le Quaternaire a été marqué par un refroidissement général du climat auquel on attribue un abaissement général en latitude de la limite des neiges.

L'extension étant à son maximum, la glace couvrait vraisemblablement plus du quart des terres émergées. En Amérique du Nord, l'espace où règne la morphologie glaciaire s'étend jusqu'aux abords du confluent de l'Ohio et du Mississippi (DERRUAU, 1974). Au Canada, 97% des terres furent enfouies sous la glace alors qu'aujourd'hui 1% seulement demeure englacé (PREST, 1970).

L'étude du Quaternaire consiste entre autre à corrélér entre eux des moraines ⁽¹⁾ des terrasses fluviales et marines et les dépôts associés. Pour l'étude des terrasses, outre leur origine et leur altitude, on doit tenir compte de leur outillage préhistorique, ainsi que de leur altération pédologique ou de leur couverture organique qui renseignent sur le climat postérieur au dépôt. L'étude du Quaternaire consiste enfin à étudier les interrelations complexes entre les englacements, les déglacements, l'eustatisme, l'isostasie et la paléoclimatologie.

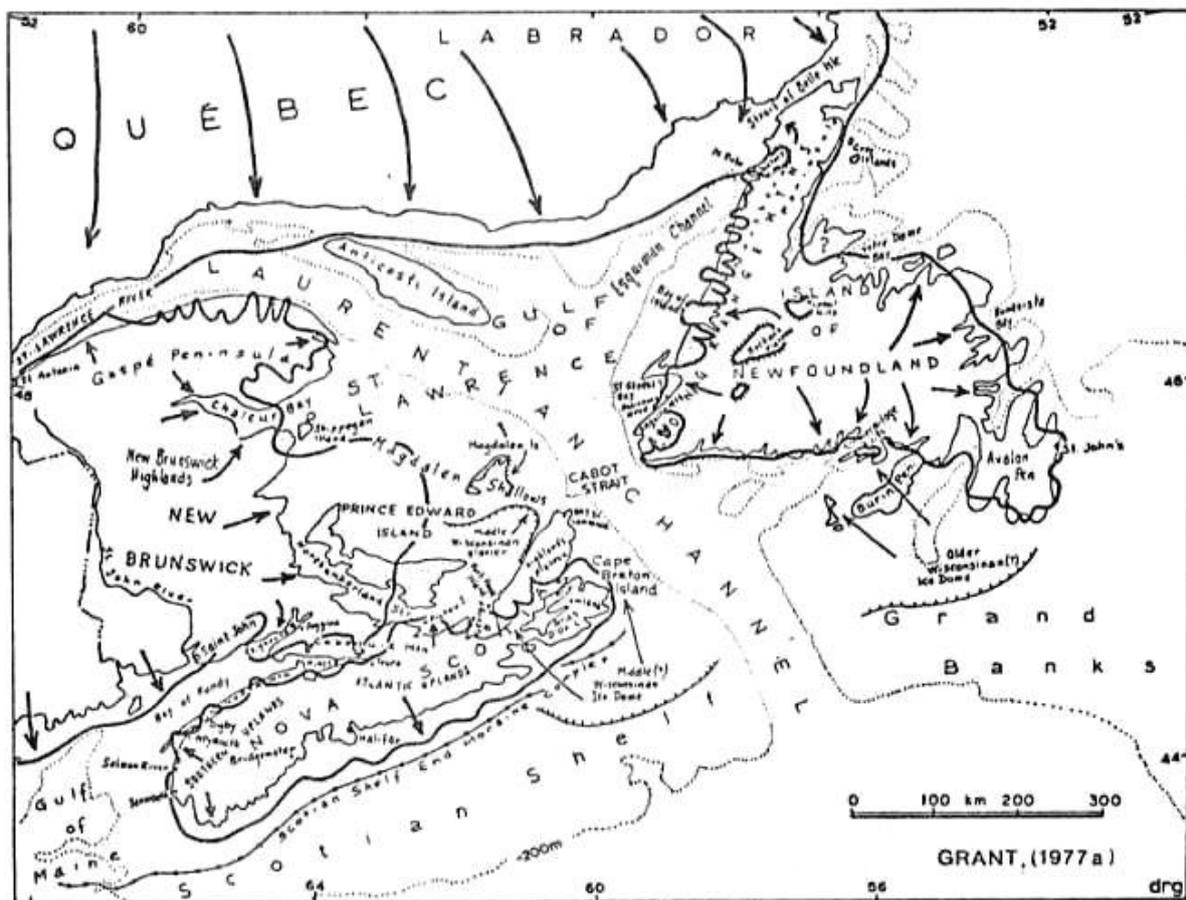


FIG. 4 - LES LIMITES D'ENGLACEMENT DU GOLFE DU SAINT-LAURENT AU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR SELON GRANT.

¹ Le terme moraine s'applique à une accumulation de matériaux transportés par la glace, constituant une expression topographique particulière, indépendante de la surface sous-jacente.

5.1. 2 Les glaciations Wisconsinniennes

En Amérique du Nord, on distingue quatre grandes glaciations : Nebraska, Kansas, Illinois et Wisconsin.

La plupart des caractéristiques glaciaires des provinces maritimes et de l'est du Canada en général sont originaires de la glaciation Wisconsinienne qui est la plus jeune.

Toutefois, les derniers mouvements de la glace ayant effacé sur de grandes régions les vestiges de leurs antécédents, le dernier stade du Wisconsinien fera objet d'une description plus complète.

Les débuts des temps Wisconsinniens se situent entre 70 000 et 100 000 années B. P. (FLINT, 1971).

On attribue à la dernière glaciation deux stades froids et un interstadaire durant lequel le climat était aussi chaud que le climat actuel.

La première expansion eut lieu avant 50 000 ans B.P. ou un peu après tandis que la dernière se situe entre 25 000 et 10 000 ans B.P. L'interstade s'échelonne donc sur une durée approximative de 20 000 à 25 000 ans.

Les deux stades froids sont dénommés Wisconsinien inférieur (>50 000 ans B.P.) et Wisconsinien supérieur (<50 000 et >25 000 ans B.P.).

Enfin, on notera que la récurrence attribuée au Wisconsinien supérieur était à son maximum il y a environ 18 000 ans B.P. et fut moins extensive que celle du Wisconsinien inférieur.

Ainsi, dans les provinces maritimes à la fin du Wisconsinien, les glaciers se sont écoulés vers les côtes actuelles et leur extension fut empêchée par les profonds chenaux qui entaillent le golfe du Saint-Laurent (GRAND, 1977).

Toutefois, un ensemble de petites calottes glaciaires localisées sur de vastes étendues, assuraient l'alimentation des glaciers animés d'un mouvement centripète vers le golfe du Saint-Laurent (Fig. 4.).

5. 2 L'englacement des provinces maritimes

5.2. 1 Le Nouveau-Brunswick et L'île-du-Prince-Edouard

Le Nouveau-Brunswick a été recouvert par une calotte glaciaire qui semble s'être étendue principalement à l'est et au sud-est. L'extension des glaces en direction est peut avoir traversé la péninsule de Shippegan et par conséquent s'être prolongée à travers la plateforme de la Madeleine (GRANT, 1976).

Mais comme nous n'avons aucune preuve que la glace du Wisconsinien supérieur occupait les îles-de-la-Madeleine, le front glaciaire peut avoir tourné vers le sud du côté de l'île-du-Prince-Edouard. A cet endroit la limite du front peut être située approximativement au centre de l'île pour la seule raison que le modèle d'écoulement de la glace et les dépôts glaciaires sont différents à travers cette ligne et que la partie orientale de l'île-du-Prince-Edouard possède un sol résiduel (ou régolithe)⁽²⁾ qui, selon GRANT (1977), pouvait être antérieur au Wisconsinien supérieur. La confluence de la glace du Nouveau-Brunswick avec celle de la Nouvelle-Ecosse, sur la région du détroit de Northumberland est problématique. Le dernier écoulement sur le Nouveau-Brunswick s'est dirigé directement vers le sud à l'intérieur de la Baie de Fundy, avec un lobe vigoureux se dirigeant du côté SO en bas de la Baie Chignecto, tandis que la glace nordique de la Nouvelle-Ecosse localisée au voisinage de la montagne Cobiquid semble avoir progressé vers le sud.

² Régolithe : formation superficielle n'ayant subi aucun transport et résultant de la fragmentation d'une roche massive. Entre le sol (au-dessus) et la roche en place (au-dessous) les transitions sont progressives. On observe de vrais régolithes que sur les versants peu inclinés sinon il se forme des éboulis.

La preuve de la direction de l'écoulement de la glace nordique de la Nouvelle-Ecosse nous est indiquée par la présence d'erratiques qui viennent de la montagne du nord et de la montagne Cobiquid dans les drumlins qui longent la côte de cette même province.

On notera également qu'il est peu probable que les deux courants aient co-existés, et par conséquent, il a été suggéré que l'un et l'autre sont d'âge différent (GRANT, 1977).

En ce qui a trait à l'île-du-Prince-Édouard, les évidences de la glaciation ont été reconnues dans la partie ouest. On y rencontre en effet de nombreux blocs erratiques ignés et métamorphiques. Le drift de la région comprend une abondance de fragments de ce même matériel. Vu que le substratum rocheux est surtout composé de grès et de schistes rouges du Permien, il semble que ces fragments dérivent de sources à l'ouest et au NO de l'île (PREST, 1970).

On peut affirmer qu'on est en présence d'une régolithe dans la partie orientale de l'île vu l'absence d'erratique dans les matériaux meubles.

Sur la presque totalité de l'île, l'orientation générale vers le SE des marques glaciaires ainsi que la présence d'erratiques dans la région occidentale suggèrent un englacement de l'île par la glace originaire du Nouveau-Brunswick.

5.2. 2 L'île du Cap Breton : séquences d'écoulement glaciaire et limites des glaciers

Pour l'île du Cap Breton, le Wisconsinien fut marqué par trois ou quatre pulsations glaciaires séparées qui sont entrées en contact sur l'île (GRANT, 1977).

Le premier évènement relevé ici, est un puissant écoulement de la glace dirigée du côté est à travers les basses-terres nordiques et du côté sud à travers le chenal laurentien. Les stries et les drumlins sur les plateaux montagneux sont parallèles à cet écoulement, ce qui peut donc signifier une inondation complète de l'île par la glace à cette époque.

D'autre part deux écoulements principaux furent identifiés : un du sud au nord venant d'une calotte glaciaire apparemment centrée sur la plateforme continentale et qui affecta principalement les basses-terres du sud (mais ne s'étendant pas complètement sur les côtes du nord et de l'ouest) et une dernière ré-expansion en provenance d'une très petite calotte glaciaire centrée dans l'intérieur au-dessus du bassin du lac Bras d'Or (GRANT, 1977).

Dans la partie est de l'île, GOLDTHWAIT (1924) a relevé des stries orientées vers le NE. Ces stries à orientation plus prononcée vers le nord, impliquent l'écoulement des glaces à partir du plateau continental.

Les récents mouvements glaciaires à partir du bassin du lac Bras d'Or semblent être orientés vers le sud et le sud-est.

Durant ces deux dernières récurrences, on croit que les montagnes du nord eurent seulement quelques glaciers de vallées sur la côte nord-ouest (GRANT, 1977).

Du point de vue stratigraphique, on a reconnu des dépôts interglaciaires et interstadias et des dépôts glaciaires associés, antérieurs au Wisconsinien supérieur.

Par exemple, MOTT et PREST (1967) ont découvert des dépôts organiques enfouis à l'extrémité nord-est de l'île du Cap Breton. La coupe montre ces sédiments organiques entre des couches de matériaux grossiers ressemblant à un till. Les déterminations d'âge au radio-carbone sur les sédiments organiques enfouis indiquent une période de climat frais antérieure au Wisconsinien supérieur. Par exemple, un morceau de bois, identifié comme étant du Méléze laricin, a donné une date de 38 300 ans B.P. ce qui semble correspondre à l'époque de l'interstadaire du Wisconsinien moyen. Cette couche organique dense est surmontée d'un silt renfermant aussi du pollen (d'aulne, de bouleau, d'épinette noire et blanche, de pin gris, d'herbes, de graminées, etc.) et des spores analogues, mais les strates supérieures en sont complètement dépourvues (PREST, 1970).

D'autre part, GRANT (1977) a décrit des coupes dans des falaises (sur East Bay et sur le lac Bras d'Or) exposant des tills, des sables et silts organiques de plus de 52 000 ans B.P.

Il est aussi important de noter que l'âge des épisodes glaciaires successifs se confirme par la présence de coquillages marins dans le milieu des drumlins de till rouge de l'île Janvrin datant d'une période antérieure à 34 000 années B.P. On a également daté des graviers d'eskers à Grantville qui correspondent à $32\ 000 \pm 900$ ans B.P.

Une autre évidence d'une période chaude (interstadaire) est représentée par des os de mastodontes âgés de $31\ 900 \pm 600$ ans B.P. établis sur une plaine inondable près de Middle River.

5.2. 3 La Nouvelle-Ecosse

En ce qui concerne la glaciation de cette province, les études ont d'abord été concentrées dans la partie sud-ouest de l'île.

Ainsi, on a pu différencier que les terres émergées ont été soumises à trois principaux épisodes glaciaires. Au début, l'expansion d'une calotte glaciaire locale à travers la Baie de Fundy a une époque antérieure à 39 000 ans B.P. ; cela fut suivi par un retrait et enfin la calotte reprit de l'expansion jusqu'à environ 14 000 ans B.P. (GRANT, 1977).

Mais quoi qu'il en soit, en se basant sur la stratigraphie des lieux, on arrive à l'évidence que le stade Wisconsinien a commencé ici avec la croissance de calottes glaciaires locales au tout début pour enfin aboutir à une invasion presque complète des terres par la glace.

Si l'on s'intéresse à la partie septentrionale de l'île, on remarque que l'avancée des glaces dans cette région était transversale en direction SE lors du maximum Wisconsinien. Les drumlins de till à texture fine indiquent clairement la direction de ce mouvement.

Cependant, les monts Cobiquid et les hautes-terres d'Antigonish semblent avoir freiné le mouvement des glaces vers le SE (PREST, 1970). Dans les environs de New Glasgow et de Pictou on a relevé des stries glaciaires et des traînées de blocs erratiques indiquant une direction nord. En somme, il semble que les formes et les traits résultant du mouvement des glaces dans cette région sont principalement dus à l'avancée d'une calotte localisée sur les monts Cobiquid et les hautes-terres d'Antigonish. Toutefois, la glace en question n'occupait que l'extrémité est de la montagne Cobiquid au Wisconsinien supérieur car GRANT (1977) propose que la majeure partie de ces montagnes constituait des nunataks à cette époque.

D'autre part, on suppose un écoulement libre de la glace à l'intérieur de la Baie de Fundy mais qui serait originaire de la rive nord de cette même baie. Ceci implique donc que la baie n'était pas complètement englacée permettant ainsi une extension de la glace au large de la côte. Ici, on doit souligner que les montagnes du nord ont pu former une barrière insurmontable pour la glace en provenance du nord de l'île. Pour cette raison GRANT nous indique une très faible avancée de ce côté de la baie et montre que les hauts reliefs côtiers étaient en fait des nunataks.

Pour la partie sud de la Nouvelle-Ecosse, on estime que la limite des glaces dans cette direction est indiquée par un complexe morainique immergé s'allongeant vers l'ouest jusque dans le golfe du Maine. La position terminale de la glace vers le sud a cependant été sujette à diverses controverses. On pense généralement que le front glaciaire au maximum de la glaciation se serait rendu jusqu'au bord du plateau continental recouvrant ainsi l'île de Sable. Ceci correspondrait donc à une récurrence à environ 160 km de la côte méridionale de la Nouvelle-Ecosse.

Les blocs erratiques cristallins incorporés dans les sédiments marins de la région de l'île de Sable supportent assez bien l'évidence d'une telle récurrence glaciaire. Toutefois, GRANT s'oppose à ce concept de trop grande envergure. En analysant la distribution des blocs, la mise en place du drift et les marques glaciaires de la région, il a conclu que ces blocs erratiques sont principalement dus aux glaces flottantes postglaciaires. Il indique donc une avancée beaucoup plus faible et situe le complexe morainique immergé au-delà de la limite du Wisconsinien supérieur, ce qui signifierait par le fait même une récurrence antérieure à celle-ci (PREST et GRANT, 1969).

En ce qui a trait à la stratigraphie locale, HONEYMAN (1890) a identifié un drift rouge formant les drumlins le long de la côte atlantique. Ces drumlins contiennent un nombre abondant de matériaux originaires des montagnes du nord et de la montagne Cobiquid à 10 km plus au nord (GRANT, 1977). Le till formant ces « têtes rouges », ainsi dénommées, est formé des terrains

carbonifères à lits rouges de la région de Fundy. Ce till de couleur anormale est sus-jacent à d'autres tills dérivés de matériaux locaux. Pour expliquer ceci, GRANT a émis l'hypothèse que ce matériel glaciaire proviendrait des sédiments pléistocènes érodés du bassin des Mines, du détroit de Northumberland et de la Baie de Fundy.

L'attention de plusieurs auteurs a été attirée par le conglomérat ⁽³⁾ de Bridgewater. Il s'agit d'un gravier cimenté par du fer qui occupe d'une façon irrégulière la côte sud de la Nouvelle-Ecosse. Ce conglomérat contient des matériaux erratiques du nord et généralement sous-jacents au till de la région.

La stratigraphie Wisconsinienne du SO de la Nouvelle-Ecosse nous est décrite par GRANT (1977). Ce géologue nous donne les caractéristiques d'une séquence extensive de dépôts glaciaires glacio-marins et marins exposée le long de la Baie de Fundy entre Yarmouth et Dig Bay.

Un placage de graviers marins, qui a été recouvert par un mince till gris inégalement réparti, recouvre une plateforme d'abrasion présentement immergée (ce till est évidemment d'origine locale et déposé durant la phase d'extension d'une calotte glaciaire sur les hautes-terres du sud). Le till sus-jacent à celui-ci est de couleur brun-rougeâtre, habituellement de plusieurs mètres d'épaisseur et contenant des fragments de coquillages marins datant de plus de 39 000 ans B.P. On retrouve aussi dans cette strate des matériaux erratiques venant du Nouveau-Brunswick, ce qui met en évidence le passage d'une calotte de glace qui a incorporé le matériel rouge des sédiments triassiques sous-jacents à la Baie de Fundy.

On croit que cet événement est en correspondance avec l'écoulement de la glace en direction sud au-dessus du Cap Breton parce qu'une position stratigraphique semblable indique inévitablement un transport de matériaux et une origine nordique.

Le till rouge est localement surmonté par un sable marin gris avec, au même endroit, des coquillages présumément déposés durant l'interstade Wisconsinien. Les coquillages sont datés de $38\ 600 \pm 1\ 300$ ans B.P. Cette unité est surmontée par un till gris-rosâtre à coquillages et/ou par des drifts glacio-marins et finalement par un till caillouteux organique de source locale et évidemment sédimenté lors de la reprise d'extension de la glace venant de l'intérieur des terres. Depuis, ceci a été recouvert par des graviers marins lors d'une sédimentation postglaciaire datée d'environ $14\ 000 \pm 200$ ans B.P. De son côté le till supérieur correspond au Wisconsinien supérieur (GRANT, 1977).

D'une manière significative, la couche de drift supérieure ne s'étend pas partout sur la côte, mais se termine à quelques kilomètres à l'intérieur de petites moraines.

5.2. 4 Terre-Neuve

Plusieurs travaux ont été réalisés sur la glaciation Wisconsinienne et la période postglaciaire à Terre-Neuve.

En fait, nous sommes ici en face d'une évolution des concepts glaciaires desquels ont pu enfin émettre une théorie bien acceptable. Celle-ci, améliorée d'une année à l'autre par la découverte de nouvelles preuves, est aujourd'hui assez bien établie pour n'être sujette qu'à de rares controverses.

La première application d'une théorie glaciaire à Terre-Neuve remonte au siècle dernier. MILNE (1876) impliqua dès le début que l'île avait été recouverte en entier par une masse de glace en provenance de l'Arctique. A ceci était reliée une submersion d'environ 300 m (?) qui fut suivie par une glaciation locale expliquant ainsi les stries radiales anormales et la présence de blocs perchés auparavant mentionnés par JUKES (1843).

Selon MILNE (1876), les blocs erratiques semblent avoir été abandonnés par les icebergs durant l'émersion de l'île. Par contre, les montagnes Long Range constituaient une barrière importante pour la glace côtière. Mais lorsque le climat froid alors présent sur l'île atteint son optimum, ces

³ Roche formée de grains de taille variable (cailloux, blocs) réunis par un ciment ; Les cailloux et les blocs sont roulés.

mêmes montagnes furent occupées par des glaciers de vallées qui s'écoulaient vers la côte ouest (TUCKER, 1976).

Cette théorie fut mise en doute assez rapidement puisque dès 1883 Alexander MURRAY présenta une nouvelle hypothèse.

A son avis, une mer de glace qui s'écoulait à partir du fleuve Saint-Laurent se heurta à la côte ouest de Terre-Neuve. Il soulignait de même que certains glaciers locaux ont occupé les lacs Grand Pond, Red Indian et Gander, en plus de différents bassins rocheux et de dépressions profondes.

Aussi plusieurs fjords auraient été formés par les glaciers intérieurs qui s'écoulaient vers le NE.

En se basant sur la découverte d'une moraine terminale à l'entrée de la Baie Conception à une profondeur de 180 à 255 m (KERR, 1870), MURRAY supposa qu'une autre moraine devait être localisée sur les Grands Bancs longeant la côte sud, révélant ainsi l'extension des glaciers des hautes-terres méridionales.

Toutefois, bien que MURRAY interpréta d'une manière valable l'histoire du Quaternaire à Terre-Neuve, on vit peu de temps après l'arrivée de théories opposées.

Ainsi, FERNALD (1925) conclut de son côté que des parties de l'île n'avaient pas englacées durant le Wisconsinien (FLINT, 1971). Sa théorie botanique suppose que certaines plantes vivaces ont survécu dans un refuge-nunatak lors de l'extension des glaces vers le sud. Il émit cette hypothèse en se basant sur la découverte de pollen de ces plantes arctiques-alpines dans des zones de nunataks. On peut donc croire que la dernière calotte glaciaire du Wisconsinien était si mince qu'elle ne pouvait recouvrir le sommet de plusieurs montagnes. Les nunataks furent en effet identifiés sur les montagnes Kaumajet et Torngat dans le Labrador. Long Range dans l'ouest de Terre-Neuve, Shickshocks sur la péninsule de Gaspé, sur la péninsule de Keweenaw, sur la rive sud du lac Supérieur et sur les plus hauts sommets de l'état de New York et de la Nouvelle Angleterre.

Cette théorie qui semblait manquer de support a été fortement débattue dans littérature des quelques années suivantes mais aucun point de vue botanique ne vint appuyer l'idée de FERNALD.

Cependant, COLEMAN (1926) ne rapportait aucune évidence de glaciation pour le sud des montagnes Long Range durant le pléistocène. Selon lui, la glace aurait plutôt envahi la péninsule du nord durant cette période et le reste de l'île n'aurait connu qu'une glaciation antérieure. Son argument était basé sur l'évidence d'une profonde météorisation et sur l'absence de blocs erratiques aux alentours des monts Topsails, en plus d'un manque d'argile à blocs (i.e. till de fond) et de stries glaciaires dans les environs de la Baie Notre-Dame. Enfin, il conclut que la glace Wisconsinienne couvrait moins de la moitié de l'île et était sous forme de glaciers de vallées et de calottes glaciaires séparées (TUCKER, 1976).

Un des travaux qui suivit celui de COLEMAN est celui de FLINT (1940).

Ce géologue amena la théorie du recouvrement d'une grande partie de Terre-Neuve par la glace labradorienne au cours de la récurrence maximale du Wisconsinien. Il en arrive à une telle théorie à cause du soulèvement progressif des anciennes lignes de rivage en direction nord le long de la côte ouest. Il croit que l'île avait sa propre calotte glaciaire active au cours du Wisconsinien supérieur malgré la jonction avec les glaces labradoriennes (TUCKER, 1976).

Toujours en 1940, MACCLINTOCK et TWENHOFEL proposent que l'île fut complètement englacée durant le Wisconsinien. Ils entrevoient la possibilité d'un chevauchement des glaces labradoriennes. Mais comme il n'existe aucune preuve tangible pour appuyer cette théorie, ils en viennent à la conclusion que le problème demeurera jusqu'à ce que le transport des blocs erratiques et la mise en place des moraines n'aient pas été étudiés en fonction de la géologie régionale sur le continent et dans l'île (PREST, 1970). Toutefois COOPER (1937) avait déjà mentionné la présence de blocs erratiques du continent sur les hautes-terres de l'extrémité septentrionale de la péninsule du nord associés à des stries orientées vers le SE. Ainsi à cause de la proximité du Labrador, on peut donc s'attendre à un tel mouvement des glaces (PREST, 1970). En deuxième lieu, ils amènent la possibilité qu'une seule calotte glaciaire recouvrant l'île de Terre-Neuve durant la dernière phase du

Wisconsinien et un vestige de celle-ci aurait probablement occupé la péninsule d'Avalon durant la déglaciation.

WIDMER (1950) a aussi présenté une étude sur la géologie de la côte SE de Terre-Neuve. Selon lui, la glace Wisconsinienne avança au-delà de la péninsule de Burin, couvrant ainsi en entier la région de la Baie de Fortune. Pour le Wisconsinien supérieur, il suppose que la glace se serait déplacée jusqu'au nord de la Baie de Fortune pour y demeurer en état de stagnation jusqu'à une récurrence finale au maximum du Wisconsinien supérieur. Cette récurrence causa l'obstruction de la Baie d'Espoir et de la Baie de l'Hermitage ce qui permit la présence de lacs de barrages glaciaires dont on retrouve les terrasses à différents niveaux. Enfin, le dernier retrait de la glace est prouvé par des lignes de rivage établies dans les moraines mises en place lors des anciennes récurrences (TUCKER, 1976).

L'hypothèse la plus controversée parmi celles proposées par WIDMER est l'endiguement des lacs d'eau douce à travers la Baie d'Espoir et la Baie de Fortune. En fait, WIDMER avait divisé le système de lacs afin de donner une explication à un ensemble de varves localisées à Conne River, à Baie d'Espoir, sur plusieurs terrasses et à différents niveaux des terrasses marines interglaciaires le long de la côte sud.

D'autre part, on notera que GRANT (1975) a apporté la présence de stries multidirectionnelles sur la péninsule de Burin II en déduit un écoulement SSE suivi par une période de météorisation intense. Enfin, il suppose que la glace centrée au-dessus de la péninsule de Burin et des Grands Bancs s'écoulait vers le nord et l'ouest.

JENNESS (1960) publia une chronologie de la déglaciation sur la côte est. Il amène l'hypothèse que la glace du Wisconsinien provenant de l'ouest du 56° de longitude s'écoula à travers tout l'est de Terre-Neuve et s'arrêta avant d'atteindre la péninsule d'Avalon, laquelle possédait alors sa propre calotte glaciaire (TUCKER, 1976). La calotte glaciaire extensive vers l'est développa une moraine terminale qui encercle presque tout l'est de Terre-Neuve à l'intérieur de la côte. La région ouest, extérieure à cette position, est la zone de drift extérieur. De plus, JENNESS apporta un certain support à l'étude de WIDMER (1950) puisqu'il confirma la présence de lacs d'eau douce formés au fond des baies de Fortune, Bonavista et d'Espoir.

D'autre part, HENDERSON (1972) n'a découvert lui aussi aucune évidence d'un envahissement général de la presqu'île d'Avalon par les glaces en provenance de l'ouest.

Il en déduit donc que la presqu'île était recouverte par une calotte glaciaire locale à partir de laquelle des glaciers avançaient vers le nord par les chenaux occupés aujourd'hui par les baies de Trinité et de Conception, et d'autres vers le sud à travers les baies de Sainte-Marie et de Plaisance, jusqu'aux Grands Bancs.

SLATT (1974) s'intéressant aussi à la côte méridionale de Terre-Neuve, étudia les sédiments quaternaires venant des Grands Bancs et en arrive à supposer que la limite de la glace au maximum du Wisconsinien se situe à près de 150 km au sud du trait de côte actuel (TUCKER, 1976).

Enfin, l'étude de GRANT (1977) s'intéresse au stade du Wisconsinien supérieur pour l'ensemble de l'île.

Reconnaissant que l'île possédait un complexe de calottes glaciaires à ce moment, il identifie de nombreuses régions côtières comme étant des nunataks (Fig. 4). Ainsi, les plateaux ouest des montagnes Long Range, les monts Hermitages (où ont existé seulement des glaciers de cirques et des glaciers de vallées), possiblement quelques petites enclaves le long de la côte sud, toute la péninsule de Burin et les parties terminales de la péninsule d'Avalon semblent avoir été libres de glace lors de cette dernière récurrence.

L'auteur souligne que tout le long de l'escarpement ouest des montagnes Long Range, on retrouve des sols structurés (ou géométriques) et des felsenmeers étant interprétés comme des nunataks durant les phases de construction de la moraine, il y a environ 11 000 ans B.P. La couche de glace qui recouvrait la partie ouest de Terre-Neuve était centrée surtout à l'est des montagnes Long Range. A l'ouest de ce massif rocheux, la glace canalisée dans la baie des Iles s'écoulait vers le golfe du Saint-Laurent. Par ailleurs, on note la présence de trois zones de météorisation dans la moitié nord des

montagnes : une basse zone possédant des altérations fraîches, une zone moyenne où les altérations sont moins fraîches et enfin une haute zone sur les sommets possédant une altération très développée (GRANT, 1977). En ce qui a trait à la liaison de la glace Laurentidienne–Labradorienne avec la région de Terre-Neuve, GRANT mentionne que ce ne fut possible que dans la région du détroit de Belle-Isle.

Les recherches dans le domaine de la stratigraphie à Terre-Neuve ont prouvé que l'île possède des sédiments quaternaires variés. MacCLINTOCK et TWENHOFEL (1940) ont décrit la stratigraphie glaciaire pour certaines régions. En fait, ils ont reconnu la présence d'un till inférieur (drift de la Baie Saint–George) qui a été déposé par la glace Labradorienne ; un lit de sédiments marins surmontant ce till est attribué à une transgression marine postglaciaire (delta de la Baie Saint–George) ; au-dessus de ces sédiments, un till sableux (drift de Robinson's Head) a été déposé par une dernière récurrence glaciaire, et enfin, des formations marines de surface sont originaires de la transgression finale (GRANT, 1977). De son côté BROOKES (1969, 70, 74, 77) a conclu que ces sédiments ont été déposés il y a moins de 14 000 ans B.P. et que seule la glace intérieure de Terre-Neuve en est responsable.

Ailleurs sur l'île, la stratigraphie consiste en un till pierreux et sablonneux surmonté d'un placage de graviers marins de 0-130 m d'altitude près de la côte. Toutefois des exceptions notables sont localisées sur la péninsule de Burin. Certains auteurs rapportent une argile sédimentée dans l'eau, du sable et du gravier entre les tills (le till inférieur étant météorisé), sédimentations que l'on retrouve à l'intérieur de la péninsule et sur la côte (GRANT, 1977).

Toutefois, pour la province de Terre-Neuve plusieurs phénomènes glaciaires sont généralement reconnus.

Ainsi, il semble très possible que la glace venant du Labrador ait envahi la péninsule du nord avant le maximum Wisconsinien.

Durant cette dernière période glaciaire, l'île a supporté sa propre calotte glaciaire qui était principalement localisée dans la région centrale des terres et au-dessus de la péninsule d'Avalon. La glace de la côte sud et de la péninsule d'Avalon a avancé à au moins 150 km à l'intérieur des Grands Bancs (au Wisconsinien inférieur). La glace du côté SO a retraité il y a environ 13 700 B.P. près de la Baie Saint-Georges et vers 10 900 ans près du lac Ten Mile. La déglaciation sur la côte du centre–nord commença à s'effectuer vers 12 000 ans B.P. et environ 1 500 ans plus tôt sur la côte sud.

Lors de la déglaciation générale de l'île, la glace apparaissait sous forme de calottes glaciaires mineures et indépendantes (GRANT, 1974) (Fig. 5). Aussi, la végétation postglaciaire était présente sur la péninsule d'Avalon il y a environ 8 400 ans B.P. Au même moment on enregistre une période d'activité périglaciaire extensive (TUCKER, 1976).

5.3. L'englacement des îles Saint-Pierre et Miquelon

Le territoire des îles Saint-Pierre et Miquelon est situé un peu à l'ouest de la péninsule de Burin et à l'entrée de la Baie de Fortune au large de la côte méridionale de Terre-Neuve.

E. AUBERT DE LA RUE (1951) mentionne que les îles représentent les sommets demeurés émergés d'un banc sous-marin communément appelé « Banc de Miquelon », qui est limité au nord par le chenal de l'île Verte, au sud par le chenal de la Sonde, à l'ouest par celui de l'Hermitage et à l'est par le bassin de Plaisance.

Il semble qu'il y ait déjà existé une certaine liaison terrestre entre les îles et la côte sud de Terre-Neuve. Aujourd'hui le point le plus rapproché entre Saint-Pierre et l'extrémité méridionale de cette province est d'environ 30 km. De plus, les îles ont probablement un affaissement isostatique sensible dû en grande partie au poids des glaces sur le continent. Cet affaissement adopte notamment un caractère différentiel du fait qu'il a été plus sensible dans la partie SE.

A première vue, il est évident que les îles Saint-Pierre et Miquelon ont été entièrement recouvertes par les glaciations du passé. Mais le problème qui réside dans l'interprétation des

phénomènes glaciaires survenus à cet endroit est la datation de la (ou des) glaciation (s) quaternaire (s).

On a vu précédemment que la limite glaciaire du Wisconsinien inférieur se localise à environ 150 km au sud de Terre-Neuve, ce qui nous amène donc à la certitude d'un envahissement total des îles par cette glace. Mais il demeure tout de même possible que les glaciations précédant le Wisconsinien aient été de même envergure.

GRANT (1977) nous indique les limites hypothétiques des masses glaciaires antérieures au Wisconsinien supérieur (Fig. 4.)

L'auteur croit que les îles n'ont pas été le siège de phénomènes glaciaires au Wisconsinien supérieur. On peut facilement constater ceci en se référant à la limite des glaciers suggérée pour la période en cause, dans les provinces maritimes.

Toutefois, durant notre séjour aux îles Saint-Pierre et Miquelon, nous avons localisé quelques moraines ainsi que des tills et certains dépôts fluvioglaciaires. Bien que nous ne pouvons aujourd'hui émettre une chronologie glaciaire indiscutable pour ce territoire, on constate tout de même que la présence des glaces quaternaires s'est manifestée au moins durant une glaciation extensive vers le sud de Terre-Neuve. Le drift qui s'étend d'un bout à l'autre des îles en plusieurs endroits présente d'ordinaire un relief peu expressif donnant ainsi l'apparence d'une moraine de fond. Cependant, il est parfois modelé sous forme de collines à topographie plus accusée de quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

A date, on n'a examiné que quelques coupes dans les tills et on n'a prélevé que deux échantillons. La matrice du till est sablo-silteuse, ses éléments grossiers sont des graviers à angles aigus et il n'y a aucune évidence de plus d'un till.



Fig. 5. Approximate location of remnant ice caps during deglaciation of Newfoundland (Dotted lines mark end moraines and other ice marginal features, figures are average ground elevations in m). Source: Grant (1974)

5.3. 1 Saint-Pierre

A Saint-Pierre nous avons identifié des formations d'origine glaciaire situées dans la partie méridionale de l'île.

Entre le chef-lieu (Saint-Pierre) et la Pointe de Savoyard s'étend un till d'une épaisseur de quelques mètres dans les dépressions et beaucoup plus minces vers les sommets. E. AUBERT DE LA RUE (1951) l'identifie comme étant une moraine de fond. A une altitude de 50 m le till est encore présent mais plus on s'élève moins on le rencontre.

Ainsi, les sommets de 70 m et plus en sont complètement dépourvus.

On peut constater que ce matériel a été altéré sur place donnant naissance à un sol non favorable pour la culture.

Sur la Pointe à Savoyard, aux pieds des plus hauts sommets du côté est, on a identifié une moraine d'une dizaine de mètres de hauteur. Cette moraine en contact avec une pseudo-falaise possède une matrice à texture sableuse dans la quelle se répartissent des graviers de taille variable.

D'autre part, on a aussi identifié des sections de till qui se répartissent inégalement dans les environs de l'Anse à l'Allumette.

Près de la route de la pointe Blanche, un till d'ablation⁽⁴⁾ se trouve surmonté par un sol développé à partir des matériaux glaciaires en place. Le drift à texture graveleuse forme donc l'horizon C sur une épaisseur d'environ 1,5 m. Le till a une granulométrie assez grossière qui se résume en un placage de fragments de roche anguleux.

Plus au sud, en bordure de la route se dirigeant à la tête de Galantry, on retrouve une autre couverture de till à moins de 10 m d'altitude. Ce till se distingue particulièrement des autres par la présence de matériaux plus grossiers. Ce secteur possède une topographie calme dont le sommet le plus haut atteint une altitude d'une dizaine de mètres.

Non loin de cet endroit, on rencontre une accumulation organique importante sous forme de tourbe située dans une petite dépression à l'ouest de l'île aux Chasseurs.

A plusieurs endroits le long de la route, une multitude de blocs erratiques de taille moyenne sont en équilibre instable sur les versants en pente douce. Le plus gros de ceux-ci se situe à 10 m d'altitude à l'ouest du cap Noir.

Tout près de la route avant que celle-ci bifurque en direction nord sur la tête de Galantry, une gigantesque moraine de 20 m de hauteur est accolée sur un versant faiblement concave. Elle se situe plus exactement à 40 m d'altitude.

Près de la pointe à Henry dans l'extrémité nord de l'île de Saint-Pierre, on a remarqué qu'un till borde la côte. D'une épaisseur apparente de moins d'une mètre, le till est visible dans une falaise où l'érosion des vagues est très active. Ici il n'est pas impossible que la surface de till soit délayée dans ses plus basses parties le long de la côte car la vague de tempête atteint sûrement le sommet de la falaise qui semble se situer entre 1 et 2 m à peine au-dessus du niveau de l'eau à marée haute.

Un peu plus au sud de la pointe à Henry entre Cap Rouge et Cap à l'Aigle quelques blocs erratiques perchés surmontent les falaises côtières qui prennent un peu plus d'ampleur dans cette région.

Bien que nous ne sommes pas allés dans le secteur ouest de l'île de Saint-Pierre, AUBERT DE LA RUE (1951) signale que de puissants lambeaux de moraines existent également à l'Anse à Pierre. D'autre part, il a noté une strie glaciaire située au nord de l'île aux Marins. L'orientation de cette strie indique un écoulement de la glace vers le SE.

⁴ Le till d'ablation est le matériel intra glaciaire pauvre en matériaux qui se dépose lors de la fusion de la glace.

5. 3. 2 Miquelon

Il est facile de prouver le passage de l'inlandsis par l'identification de l'origine du matériel de la plage située entre le Cap Blanc et le NO du Grand Etang de Miquelon. En se référant aux études réalisées sur les Grands Bancs de Terre-Neuve ayant prouvé que les sédiments apportés sur les côtes voisines par les vagues étaient de nature glaciaire ou fluvioglaciaire mais aujourd'hui immergés, on peut par déduction appliquer une telle théorie à la plage visitée sur l'île.

Il nous apparaît évident qu'aucune zone d'érosion située à proximité n'a pu donner naissance à la grande quantité de matériel accumulé à cet endroit. Par conséquent, celui-ci provient en presque totalité de la plage sous-marine constituée de sédiments meubles qui sont sûrement d'origine glaciaire ou fluvioglaciaire selon AUBERT DE LA RUE (1951). En fait, la plage se compose de galets, de graviers et de sables.

AUBERT DE LA RUE (1951) croit lui aussi que le développement des plages ainsi que des cordons littoraux de Miquelon est lié à l'ampleur des moraines pléistocènes immergées sur le socle supportant l'archipel.

A part le matériel glaciaire et/ou fluvioglaciaire de cette plage, nous avons remarqué la présence d'un dépôt fluvioglaciaire situé au NE du Grand Etang. Il s'agit d'une gravière qui se trouve à 10 m d'altitude et formée de cailloux roulés et anguleux. Ce dépôt fluvioglaciaire épouse une forme de colline arrondie dont les stratifications sont orientées vers L'ESE. A première vue la forme qu'emprunte cette masse de sédiments donne l'impression d'être un kame mais comme nous n'avons pas eu la chance de localiser d'autres formes fluvioglaciaires à Miquelon, nous n'osons pas nous prononcer sur la nature exacte de la forme.

Non loin de là, un peu plus à l'est, quelques blocs erratiques se situent à une altitude de 40 m. Ces blocs sont sis sur un versant rocheux surmonté d'un mince placage de till.

Il semble une fois de plus, que nos constatations se rattachent à celle d'AUBERT DE LA RUE. Ce géologue a localisé une strie tout près du Grand Etang à 10 m d'altitude ; celle-ci indique une orientation ESE tout comme le pendage des strates du dépôt fluvioglaciaire.

AUBERT DE LA RUE (1951) souligne aussi que tout le long de la côte SE entre le Cap Vert et la Pointe aux Alouettes, de grandes surfaces sont recouvertes par une puissante moraine de fond qui ne laisse apparaître aucun pointement du substratum rocheux. De plus, il a localisé une moraine qui suit le littoral en bordure des anses de l'ouest. Cette moraine est longue de 700 m, large de 25 m et haute d'une dizaine de mètres.

Enfin, les plus gros blocs erratiques du territoire de Miquelon se trouvent au milieu des tourbières situées à l'ouest de l'étang de Mirande. Ces blocs volumineux observés dans les parties basses du nord de Miquelon ont été amenés de Terre-Neuve. Mais, d'une façon générale tous les blocs erratiques étrangers à l'île sont de plus petites dimensions et n'excèdent rarement 1 m de diamètre (AUBERT DE LA RUE, 1951).

5.3. 3 Langlade

L'isthme de Langlade ne fut le siège d'aucun phénomène glaciaire au Wisconsinien puisque l'absence de blocs erratiques et de dépôts morainiques sur toute son étendue prouve qu'il s'est formé seulement après le retrait des glaciers par le jeu des dérives littorales.

Par contre, Langlade témoigne de la venue des glaciers par son placage de till qui s'étale sur les interfluves et la côte en plusieurs endroits.

On a pu constater ceci dans la région de l'Anse du Gouvernement où quelques terrasses sont formées d'un mince till inégalement réparti tout le long de la côte. D'autre part, les dépôts fluvioglaciaires qui se rencontrent près des cours d'eau (anciens et actuels) sont présents dans certaines coupes de l'Anse du Gouvernement. On constate l'origine de ces dépôts parce que le pendage des strates qui les composent épouse la topographie.

De son côté, AUBERT DE LA RUE a remarqué un till d'une trentaine de mètres d'épaisseur dans la région du Petit Barachois et donc on ne connaît pas la nature du matériel sous-jacent. Parmi les constituants de ce till, on retrouve divers types de granite provenant de Terre-Neuve, lesquels se présentent en blocs beaucoup plus émoussés que ceux d'origine locale. Il a aussi identifié des tills recouverts par des tourbières en plusieurs endroits.

En ce qui concerne le sens de l'écoulement des glaces à Langlade, AUBERT DE LA RUE croit que celles-ci s'effectuait vers l'ouest. Il suggère une telle hypothèse en supposant que l'ancienne extension des sédiments glaciaires est révélée par des hauts-fonds couverts de blocs erratiques qui s'étendent au large de la côte actuelle et se découvrent sur d'assez grandes étendues à marée basse au NO entre le Cap de l'ouest et le Marais Olivier. Une telle supposition demeure très discutable puisque le sens d'écoulement diffère complètement de celui de Miquelon et de Saint-Pierre, et qu'on ne peut se fier à une traînée de blocs erratiques pour admettre l'orientation d'une masse de glace. Il serait sûrement plus probable que ces blocs aient été apporté par les glaces flottantes lors de la déglaciation des îles. Mais quoi qu'il en soit de leur origine AUBERT DE LA RUE manque de support dans son interprétation des faits et il serait surprenant que l'écoulement des glaces à Langlade diffère des deux autres.

D'autre part, l'importance de l'activité périglaciaire à Langlade s'identifie beaucoup plus facilement. Des formes de cryoturbation sont présentes dans les terrasses qui bordent l'Anse du Gouvernement. En fait, la modification de la disposition des couches due à l'augmentation du volume d'eau par le gel, nous amène à reconnaître que le système périglaciaire a été efficace. La sélection du matériel grossier par le gel a donné des formes de poche au sommet des terrasses. On retrouve à l'intérieur de ces poches des éléments anguleux qui témoignent aussi de l'action du gel par leur redressement vertical parfait. On a aussi remarqué que le substratum rocheux était intensément désagrégé en un chaos de blocs anguleux sur la majorité des sommets de toutes les îles mettant ainsi en évidence une action périglaciaire très importante sur laquelle nous n'avons malheureusement pas eu le temps de nous attarder.

5. 4 Les variations du niveau marin

GRANT (1977a) résume l'évolution du niveau marin dans les Maritimes par une série de courbes mettant en relation l'âge des divers niveaux repérés et datés sur le terrain et l'altitude. C'est ainsi qu'il a réussi à déterminer que le nord du golfe du Saint-Laurent est en émergence depuis 10 000 ans B.P., le NO de Terre-Neuve depuis 12 000 ans B.P. et le sud du Nouveau-Brunswick est présentement en submersion avec une tendance récente à l'émergence.

Selon GRANT (1978), les îles étant situées un peu en dessous de l'isobase zéro subissent présentement une légère submersion et on y retrouve un ancien niveau marin daté du pré-Wisconsinien supérieur, situé à + 10 m d'altitude (Fig. 6). D'autre part, WIGHTMAN et COOKE (1978) semblent nier cette submersion et pensent plutôt que les îles sont stables.

De notre côté, nous avons constaté que le niveau de la mer n'a pas varié beaucoup depuis la dernière glaciation mais le niveau pré-Wisconsinien supérieur de 10 m rapporté par GRANT (1978) est actuellement représenté par une plateforme rocheuse recouverte de till ; elle est particulièrement visible à Saint-Pierre.

Ainsi, à Saint-Pierre dans la partie est de l'île et notamment à l'Anse de Savoyard, aucune évidence d'une transgression marine récente n'apparaît en bordure du littoral.

Le matériel présent dans la terrasse à l'extrême sud de l'Anse est un till qui ne témoigne en aucune façon d'un remaniement car la matrice silteuse est parsemée de blocs anguleux de différentes grosseurs.

Prenant en considération les limites hypothétiques du Wisconsinien supérieur proposées par GRANT (1977), ce till aurait été mis en place avant ce dernier englacement. La période de sédimentation du till remonterait donc au Wisconsinien inférieur et par conséquent, on peut supposer que le niveau de 10 m n'a pas été envahi par la mer durant l'interstade du Wisconsinien moyen (>25

000 et <50 000 B.P.). Ceci signifierait notamment que la mer est au même niveau au moins depuis 50 000 à 70 000 ans B.P. Les blocs erratiques perchés et en faible équilibre sur les versants tout le long de la route se dirigeant à la tête de Galantry viennent aussi confirmer un certain état de stabilité du niveau marin.

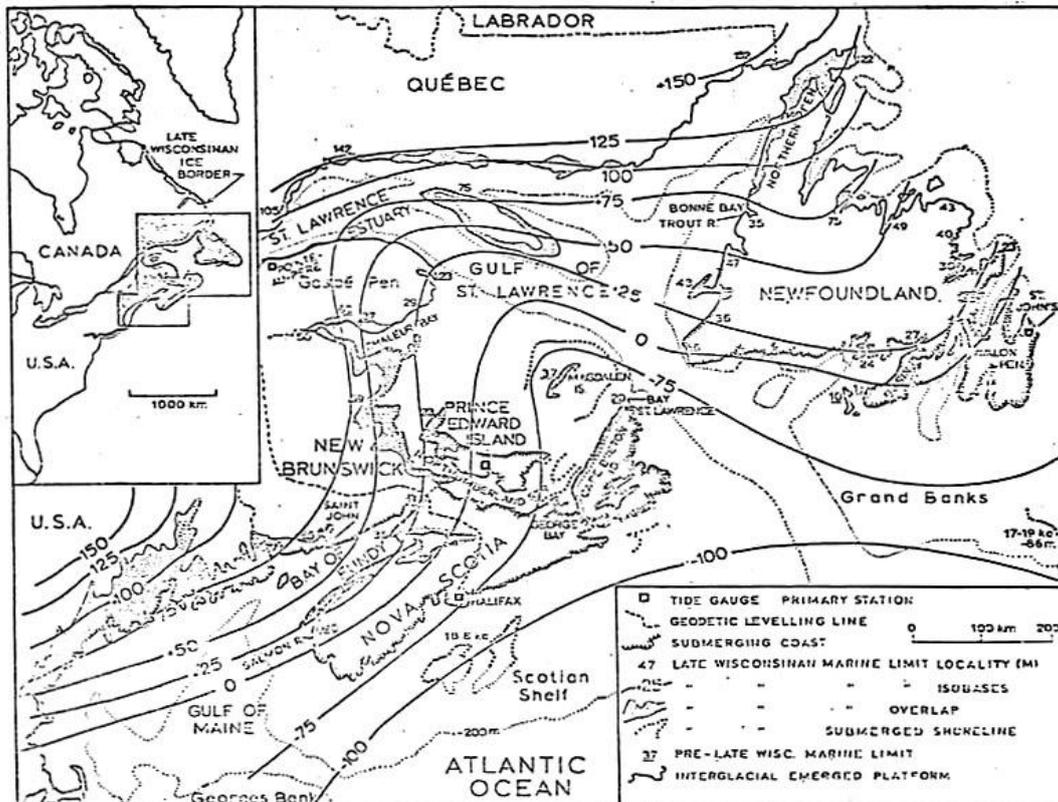


Fig. 6 - ISOLIGNES DE LA LIMITE MAXIMALE DE LA MER DE GOLDTHWAIT SELON GRANT(1978)

En fait, on n'observe nulle part des terrasses de sédiments marins soulevées et rien n'indique que la région ait été affectée par un mouvement de sens positif depuis le retrait de l'inlandsis. Il est cependant possible que le mouvement ait été négatif et que la région soit maintenant en état de légère submersion comme l'indique GRANT (1978). A Langlade, les terrasses en bordure du littoral à une altitude d'environ 10 m sont exclusivement d'origine fluvioglacière et fluviale dans l'Anse du Gouvernement.

5. 5 Conclusion

Il est évident que les îles Saint-Pierre et Miquelon ont subi au moins une glaciation antérieurement au Wisconsinien supérieur, peut-être au Wisconsinien inférieur.

L'ensemble des données recueillies dans les îles Saint-Pierre et Miquelon nous amène aussi à croire que cette région n'a peut-être pas subi de mouvement isostatique positif ou négatif depuis plus de 50 000 et 70 000 ans B.P.

D'autre part, nous avons identifié l'ancien niveau marin proposé par GRANT et l'interprétation des événements marins telle qu'exposée pourrait converger avec les idées de GRANT (1978) qui croit en une légère submersion actuelle des îles ou de WIGHTMAN & COOKE (1978) qui prônent une relative stabilité. GRANT (1977) mentionne que les terrasses rocheuses de la péninsule de Burin à Terre-Neuve sont d'âge Sangamon ou même plus vieilles, ce qui nous amènerait à environ la même chose pour cette région située un peu plus à l'ouest.

6. CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE

par

Antoine Morin-Valcourt, responsable de la cartographie
Claudine Léonard, responsable de la photo-interprétation préliminaire

et

Normand Bergeron
André Champoux
Diane Langlois
Lucie Larivière
Richard Mailhot
Sylvain Poisson

La carte géomorphologique préliminaire présentée en pochette (Fig. 1) ne touche que les côtes des îles Saint-Pierre et Miquelon. Elle est le fruit d'une photo-interprétation préliminaire au 1 : 25 000 qui a été vérifiée partiellement sur le terrain lors de notre courte excursion (voir introduction). Avec les données recueillies, une deuxième photo-interprétation a permis de faire la cartographie représentée ici. Cette carte sera améliorée au cours de travaux futurs.

7. CONCLUSION

Notre court séjour aux îles nous a permis de comprendre pourquoi, déjà en 1948, AUBERT DE LA RUE avait parlé d'un « musée géologique naturel ». C'est vrai aussi pour le Quaternaire. Dans une compression impressionnante de l'espace on y trouve un véritable laboratoire miniature des principaux phénomènes et des principaux problèmes qui affectent l'est du continent nord-américain. Comme Anticosti ou les Iles-de-la-Madeleine jusqu'à tout récemment, Saint-Pierre et Miquelon sont des îles qui devraient nous permettre de trouver la clef des problèmes encore irrésolus du golfe du Saint-Laurent.

FIN