

La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine

Deglaciation of the St. Lawrence Valley in the Montréal area and contemporaneous marine invasion

Gilbert Prichonnet

Volume 31, numéro 3-4, 1977

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000281ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000281ar>

[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

Prichonnet, G. (1977). La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 323-345. <https://doi.org/10.7202/1000281ar>

Résumé de l'article

La région étudiée couvre 20 000 km², de la frontière des États-Unis jusqu'aux hauteurs des Laurentides, et de l'Ontario aux reliefs appalachiens. Le glacier du Wisconsinien supérieur se retira de la région entre 13 000 et 10 500 ans BP. La mer de Champlain a envahi les zones déprimées, au front du glacier en recul, s'étendant depuis Québec vers le SO à partir de 12 500 ans BP, puis s'élargissant vers le N. De nouvelles données nous permettent d'admettre sa présence au centre des basses terres jusqu'aux environs de 9500 ans BP. Pour la déglaciation, deux thèmes ont été approfondis : les mouvements successifs du glacier et les constructions glaciaires et proglaciaires. Dans les basses terres, des mouvements tardifs vers le SO sont en relation avec des lacs proglaciaires méridionaux : l'interprétation du réajustement isostatique et de l'invasion marine doivent tenir compte de leur présence. Les constructions morainiques mineures suggèrent un retrait glaciaire rapide. Des fossiles marins ont été incorporés aux tills en coulées : ce sédiment n'est pas mis en place lors de réavancées glaciaires. Dans le « complexe morainique » de (Saint-Faustin-) Saint-Narcisse, les poussées sont de faible importance. Sédimentologie et morphométrie des accumulations littorales permettent de réévaluer le niveau marin maximum : au nord, dans les fjords, les constructions littorales, régressives et non fluvioglaciaires, marquent un niveau de l'ordre de 251 m; au centre, données de terrain et eustatiques semblent indiquer un niveau au moins égal à 228 m; au sud, 190 lignes de rivage ont été identifiées : la mer y a sans doute atteint 222 m.

LA DÉGLACIATION DE LA VALLÉE DU SAINT-LAURENT ET L'INVASION MARINE CONTEMPORAINE

Gilbert PRICHONNET, Département des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, c.p. 8888, Montréal, Québec H3C 3P8.

RÉSUMÉ La région étudiée couvre 20 000 km², de la frontière des États-Unis jusqu'aux hauteurs des Laurentides, et de l'Ontario aux reliefs appalachiens. Le glacier du Wisconsinien supérieur se retira de la région entre 13 000 et 10 500 ans BP. La mer de Champlain a envahi les zones déprimées, au front du glacier en recul, s'étendant depuis Québec vers le SO à partir de 12 500 ans BP, puis s'élargissant vers le N. De nouvelles données nous permettent d'admettre sa présence au centre des basses terres jusqu'aux environs de 9500 ans BP. Pour la déglaciation, deux thèmes ont été approfondis: les mouvements successifs du glacier et les constructions glaciaires et proglaciaires. Dans les basses terres, des mouvements tardifs vers le SO sont en relation avec des lacs proglaciaires méridionaux: l'interprétation du réajustement isostatique et de l'invasion marine doivent tenir compte de leur présence. Les constructions morainiques mineures suggèrent un retrait glaciaire rapide. Des fossiles marins ont été incorporés aux tills en coulées: ce sédiment n'est pas mis en place lors de réavancées glaciaires. Dans le « complexe morainique » de (Saint-Faustin-) Saint-Narcisse, les poussées sont de faible importance. Sédimentologie et morphométrie des accumulations littorales permettent de réévaluer le niveau marin maximum: au nord, dans les fjords, les constructions littorales, régressives et non fluvioglaciaires, marquent un niveau de l'ordre de 251 m; au centre, données de terrain et eustatiques semblent indiquer un niveau au moins égal à 228 m; au sud, 190 lignes de rivage ont été identifiées: la mer y a sans doute atteint 222 m.

ABSTRACT *Deglaciation of the St. Lawrence Valley in the Montréal area and contemporaneous marine invasion.* The studied area extends from the U.S. border to the Laurentides uplands and from Ontario to the Appalachian ridges and covers 20 000 km². The late Wisconsinan icecap retreated from the area between 13 000 and 10 500 years BP. The Champlain Sea invaded the lowlands, following the retreating ice, widening southwestward then northward, from Québec City at about 12 500 years BP. New data show that the central lowlands were inundated until about 9500 years BP. Glacial features were studied for two major aspects: the succession of ice movements, and glacial and proglacial deposits. Late southwestward flow, in the lowlands, is related with the presence of southern proglacial lakes. The isostatic rebound and the marine invasion have to be reconsidered in relation to those lakes. The minor morainic features seem to indicate a rapid ice retreat. Marine fossils were incorporated in flow-tills: such sediments cannot be explained by glacial readvances. Push structures found in the (Saint-Faustin-) Saint-Narcisse «morainic complex» indicate only minor ice movements. Sedimentologic and morphometric analysis of the littoral deposits allow us to re-examine the upper marine level: in the north, along the fjords, the regressive shorelines are not fluvioglacial deposits, and show a level of about 251 m; in the central part, eustatic data and landforms suggest a level of at least 228 m; in the south, about 190 shorelines were identified: the sea level reached probably 222 m.

РЕЗЮМЕ Отступление ледников в долине реки св. Лаврентия и настоящий морской прорыв. Район исследованный нами покрывает площадь в 20 000 км², от границы С.Ш.А. до возвышенностей Лорентид и от Онтарио к аппалачскому рельефу. Ледник старшего висконсинского периода отступил от этих краёв между 13 000 и 10 000 лет тому назад. Море Шамплэн наводнило приплюснутые зоны у окончания отступающего ледника, разливаясь от Квебека на югозапад начиная 12 500 лет тому назад, затем увеличиваясь к северу. По новым данным можно определить наличие моря в центре низменностей до приблизительно 9 500 лет тому назад. Вникли в два вопроса касающихся отступления: последовательные движения ледника и ледниковые как и приледниковые формации. В низменностях, поздние движения к юго-западу связаны с приледниковыми меридиональными озёрами. Их наличие должны приниматься в расчёт при интерпретации изостатической регулировки и морского прорыва. Второстепенные моренные формации подводят мысль о скором ледниковом отступлении. Морские ископаемые включаются в состав tills в разливе. Этот осадок не вошёл на место при повторном наступлении ледника. В моренном комплексе Сэн-Фостэн Сэн-Нарцисс эти сдвиги не имеют большого значения. Седиментология и морфометрия прибрежных отложений дают возможность переоценить максимальный морской уровень достигнутый. На севере в фиордах, прибрежные формации, регрессивные и нефлювиогляциальные отмечают уровень в 251 м. В центре данные грунта как и эвстатические указывают на уровень по крайней мере равный 228 м. На юге было установлено наличие 190 береговых линий. Море там без сомнения дошло до 222 м.

INTRODUCTION

CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE

La zone étudiée est inscrite entre les latitudes 45°N et 46°20'N; de l'E vers l'O, on peut prendre pour limites les longitudes 72°40' et 74°50' (fig. 1).

La région ainsi délimitée s'étend de la frontière des États-Unis (au S) jusqu'à la ligne mont Tremblant — lac Maskinongé (au N), et de la bordure de l'Ontario (à l'O) jusqu'aux premiers reliefs appalachiens, entre Bedford et Granby (à l'E). La surface considérée est de l'ordre de 20 000 km².

CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Ce territoire est particulièrement intéressant pour l'étude du retrait glaciaire, au Wisconsinien supérieur; en effet, sa partie méridionale était couverte de lacs proglaciaires, tant au SE (lac Saint-Anne dans la dépression de l'actuel lac Champlain), qu'au SO (lacs Iroquois et Frontenac sur la dépression de l'actuel lac Ontario). Ainsi, lors de l'ouverture du détroit de Québec, vers 12 500 ans BP, la mer de Champlain put envahir rapidement les zones basses du Québec, du Vermont et de l'Ontario (fig. 1). Le front de l'inlandsis, qui constituait le rivage septentrional de ce bras de mer, libèrera la région des basses terres du Saint-Laurent et les proches Laurentides au cours des 1500 ou 2000 ans suivants. Le recul glaciaire y sera relativement rapide, 2 fois plus important que vers le NE, entre Trois-Rivières et Québec: environ 75 à 100 m par an. Le bassin marin qui s'élargissait vers le N ennoya alors les vallées relativement profondes du plateau laurentidien; et, malgré la rareté des fossiles, les preuves sédimentologiques de cette incursion permettent une assez bonne connaissance de la brève histoire de cette mer (niveau maximum et régression).

REMARQUE SUR LA CHRONOLOGIE RELATIVE DES ÉVÉNEMENTS: DÉGLACIATION ET INVASION MARINE

Le titre de cet article insiste sur le synchronisme de la déglaciation et de l'invasion marine: en effet, c'est bien le premier phénomène qui a permis au second de se réaliser. Il faut toutefois insister sur trois faits: 1) certaines surfaces du territoire, au SE, au S et au SSO, furent libérées par la glace avant l'invasion marine; 2) la mer occupa encore longtemps la région, alors que son littoral nord n'était plus au contact du front glaciaire, ou des «langues de glace» des fjords septentrionaux; 3) l'influence probable de calottes glaciaires secondaires des reliefs appalachiens (au SE) et des Adirondacks (au S) dans l'évolution paléogéographique de la région ne sera que brièvement discutée: elle ne fut certainement pas négligeable.

REMARQUE SUR LES MÉTHODOLOGIES: RÔLE DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE

L'étude de la littérature régionale permet les constatations suivantes: 1) dans l'ensemble le schéma paléogéographique global est relativement simple; 2) les âges proposés pour les événements impliqués oscillent, tantôt vieillis, tantôt rajeunis; 3) les méthodes d'approche semblent connues de tous les chercheurs, mais on a donné beaucoup d'importance tantôt à l'analyse des formes (cas le plus fréquent), ou à certaines techniques (comme la datation absolue), tantôt à des informations à caractère ponctuel (par exemple pour l'interprétation climatique); généralement, croyons-nous, l'analyse lithostratigraphique ne fut pas assez poussée. Il semble bien cependant que cette dernière approche, longue, fastidieuse, voire décevante, soit la base de toute interprétation paléogéographique.

L'étude présentée ici a nécessité la visite de plus de 500 sites d'observations. Le travail de terrain fut très différent selon les cas: mesures de stries glaciaires, identification de buttes de till, établissement de coupes lithostratigraphiques de quelques dizaines de mètres de hauteur, etc.

LES THÈMES

Quelques préoccupations majeures ont guidé les observations:

- 1) preuves des mouvements de la glace: marques sur le substratum rocheux; organisation des galets glaciaires;
- 2) preuves d'accumulations par la glace ou à son contact: forme et puissance des accumulations, texture du matériel;
- 3) preuves de dépôts aquatiques à caractères rythmiques et comptage de ces rythmes dans les cas favorables; le contexte topographique de tels dépôts est particulièrement important dans les zones à reliefs découpés, pour l'identification des lacs barrés par la glace;
- 4) étude des séquences de dépôts montrant des variations du niveau d'énergie lors de la mise en place des sédiments;
- 5) étude des lignes de rivage dans trois zones distinctes: au S, autour des reliefs dits de Covey Hill; au centre, celles qui s'appuient sur quelques collines montérégiennes et le massif d'Oka; au N, les constructions littorales dans les principales vallées et à leurs «embouchures» en bordure des Laurentides (concentration de blocs, terrasses deltaïques, cordons littoraux, flèches, etc.);
- 6) collecte de faunes en biocénose (sinon en thanatocénose) chaque fois que le contexte paléogéogra-

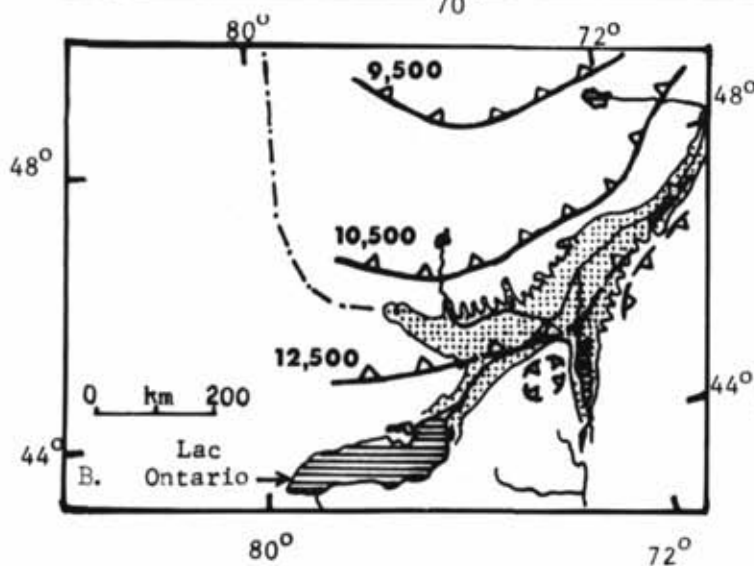
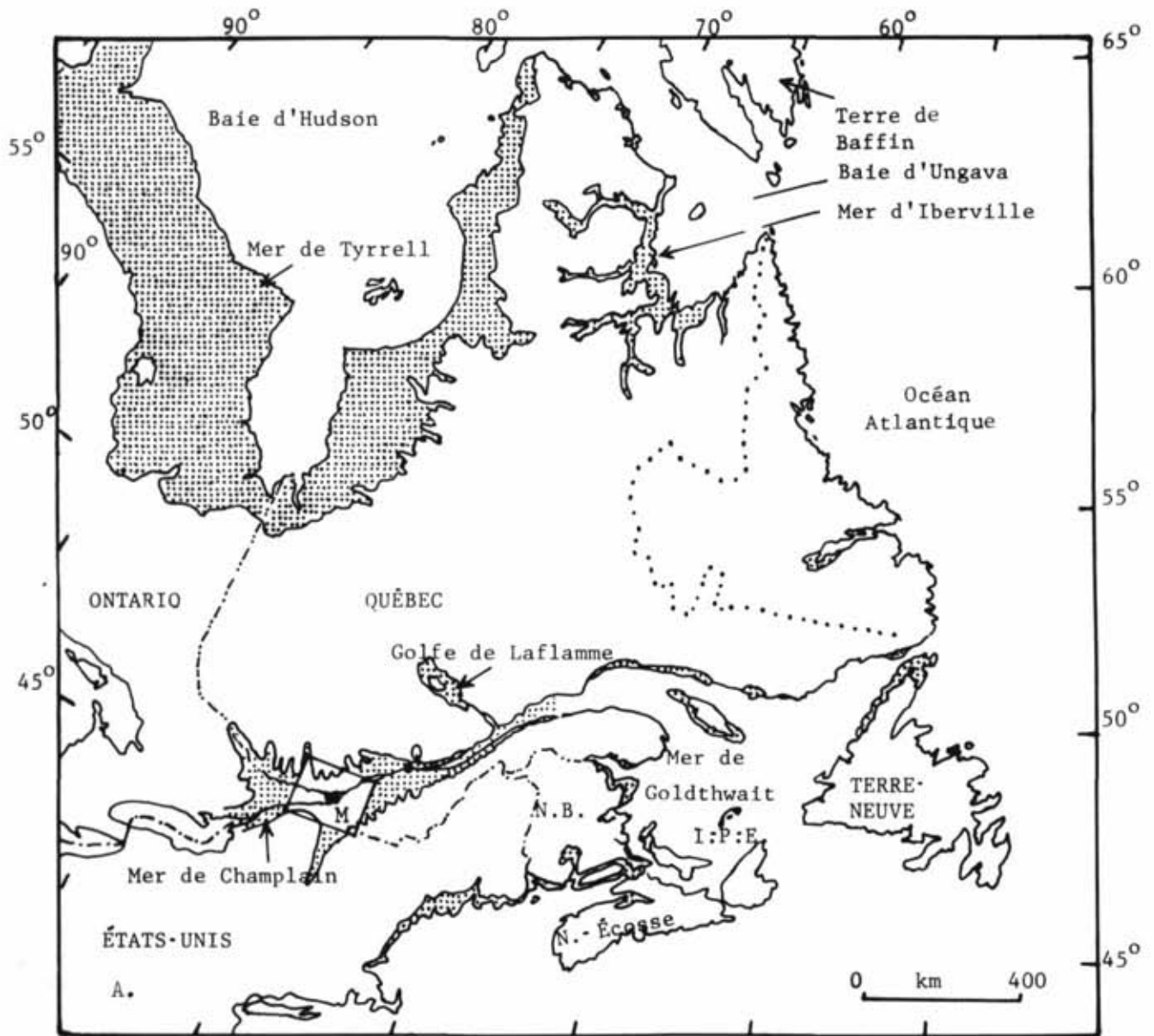


FIGURE 1. Cartes de localisation. A. les mers post-glaciaires du Québec et des provinces limitrophes (voir DIONNE, 1972). □ Zone de recherche; M, Montréal; Q, Québec. B. Fronts glaciaires et mer de Champlain, de 12 500 à 9500 BP.

Location maps. A. Postglacial seas in Québec and surrounding provinces (see Dionne, 1972). □ Study area; M, Montréal; Q, Québec. B. Ice fronts and Champlain Sea, from 12,500 to 9500 BP.

phique semblait intéressant; on a recherché également les traces de vie marine dans les dépôts de décantation les plus fins (des silts aux argiles silteuses).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Notre revue bibliographique n'est malheureusement pas exhaustive. Deux raisons expliquent cette limitation dans les références: d'une part la variété des thèmes qui y sont abordés, et, d'autre part, l'étendue de la zone d'étude qui se trouve à la charnière de régions parfois plus largement étudiées.

En outre, bien que la plupart des thèmes soient liés nous allons les aborder séparément sachant que ce découpage est arbitraire: notre principal souci est de rappeler les questions essentielles qui se présentent lorsqu'on aborde l'étude du Quaternaire régional du S et SE du Québec.

LA LITHOSTRATIGRAPHIE

La lithostratigraphie de base pour la région fut établie au cœur des basses terres (GADD, 1960, 1971), sur la rive droite du Saint-Laurent (principalement depuis la rive sud du lac Saint-Pierre jusqu'à Québec). Grossièrement, l'histoire géologique des derniers 100 000 ans serait inscrite dans les sédiments de cette région, ou des zones adjacentes (GADD *et al.*, 1972b). Dans les Appalaches, les dépôts du dernier interglaciaire (Sangamon) pourraient être représentés, très modestement, par les dépôts graveleux (McDONALD et SHILTS, 1971). Dans la région de Montréal on a déjà distingué deux tills, attribués à la dernière crue glaciaire du Wisconsinien, et séparés par des dépôts plus fins, stratifiés, assez mal définis. Il nous apparaît que les unités lithostratigraphiques adoptées pour ces tills (till de Malone et till de Fort Covington: PREST et KEYSER, 1961), ne sont pas appropriées, si on considère leurs pétrographies. On doit signaler aussi qu'une lithostratigraphie détaillée existe pour les régions limitrophes de l'Ontario (TERASMAE *et al.*, 1972).

LA DÉGLACIATION DU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR

Dès la fin du siècle dernier, l'hypothèse de calottes glaciaires satellites à l'inlandsis (en recul vers le N du Canada) fut évoquée par plusieurs auteurs dont CHALMERS (1885, 1890). Signalons ensuite le travail général sur l'E du Canada de ANTEVS (1925), et la synthèse de FLINT (1951) sur la déglaciation des Appalaches centrales. Naturellement il est toujours utile de consulter la *Carte glaciaire du Canada* (PREST *et al.*, 1970).

Depuis 15 ans, le problème des écoulements de glace à partir des Appalaches, principalement vers le N, a été discuté par plusieurs chercheurs (LEE, 1962; LA-MARCHE, 1971 et 1974; LORTIE, 1975). Cette idée fut

d'ailleurs controversée (GADD, 1966). Dans un rapport plus récent (GADD *et al.*, 1972a; p. 1) le problème des glaciers appalachiens fut encore présenté comme un «*interesting regional problem*». Nous discuterons de ce point de vue.

La déglaciation des basses terres n'a pas fait l'objet de recherches très minutieuses jusqu'à ce jour, mis à part l'hypothèse d'un front glaciaire, bloquant l'entrée des eaux marines par le «*détroit*» de Québec, associé à la mise en place de la moraine de Drummondville (GADD *et al.*, 1972a). Ce point sera discuté, également, au sujet du tronçon de cette moraine entre Saint-Dominique (au N du mont Yamaska) et Bedford.

Le complexe morainique de (Saint-Faustin-) Saint-Narcisse a, par contre, fait l'objet de nombreux travaux depuis 25 ans. Le nom de Saint-Narcisse fut créé pour les dépôts d'un front glaciaire, dans la région de Trois-Rivières, par OSBORNE (1950, 1951). Un autre chercheur (BÉLAND, 1953) émit l'hypothèse de réavancée glaciaire sur les sédiments marins. La continuité de cette «*moraine*» fut établie en différentes zones du Québec: en Mauricie (KARROW, 1959; GADD et KARROW, 1960); dans les Laurentides, d'une part au N de Montréal (ELSON, 1962), d'autre part au N de Québec (DIONNE *et al.*, 1968; LASALLE, 1970). Au N de Montréal, PARRY (1963) montra que pour la région de Saint-Faustin on avait bien une moraine frontale («*lodge or dump moraine*», p. 188) et non une moraine résultant d'une avancée de langue de glace (LAVERDIÈRE et COURTEMANCHE, 1960). En Mauricie (OCCHIETTI, 1972) et vers Saint-Gabriel-de-Brandon (DENIS, 1974), l'hypothèse de front glaciaire réavançant ou oscillant a été maintenue. Nous avons toutefois proposé (DENIS et PRICHONNET, 1973, p. 29) d'envisager plutôt des débordements localisés «*de petites langues glaciaires par rapport au front général*» pour rendre compte de certaines déformations rencontrées dans cette moraine. Récemment, les déformations dont nous avons parlé en 1973, et la présence de dépôts graveleux sur des dépôts fins, marins, ont été interprétées par LASALLE et ELSON (1975, p. 622) comme des preuves d'une «*minor readvance of the ice margin*». En Mauricie, où un ensemble de conditions ont favorisé une construction très importante sur une longueur remarquable, OCCHIETTI (1976) parle de «*réactivation de la glace*» pour expliquer «*un till à structure en écaille*».

Signalons enfin un intéressant travail de cartographie de détail (30 × 55 km environ) dans la région de La Malbaie (RONDOT, 1974): l'auteur pense que certains cordons morainiques sont «*des dépôts de fonte annuelle*» (p. 386) (moraines de De Geer).

LA MER DE CHAMPLAIN

La dénomination de cette mer vient d'une expression plus que centenaire («*Champlain clay*» de HITCHCOCK

et HITCHCOCK, 1861). On trouvera dans KARROW (1961) la synthèse d'un certain nombre de travaux anciens sur les dépôts de cette mer: sans doute peu de chercheurs ont eu l'occasion d'examiner autant de fossiles que n'en a identifié DAWSON (1893), soit près de 200 espèces!

Dès le début du siècle, on rechercha les preuves de cette incursion marine (STANFIELD, 1917; FAIRCHILD, 1919). Déjà, GOLDTHWAIT (1911) s'était attaché à identifier les plus hauts rivages pour plusieurs zones du bassin; on peut en retenir les suivants: au mont Royal, 175 m, à Covey Hill, 159,5 m, près de Saint-Gervais, 192,5 m, le plus haut niveau proposé. Pour le littoral nord, JOHNSTON (1917) proposait, dans la région d'Ottawa, une série de plages élevées entre 73 et 210 m, et des dépôts «d'argile silteuse» jusqu'à 184,5 m. On avait également ouvert un champ de recherche intéressant en trouvant que la salinité de cette mer décroissait d'E en O (GOLDRING, 1922; WHITTAKER, 1922). On trouvera dans CHAPMAN (1937) une intéressante bibliographie sur les travaux concernant la submersion marine au N des États-Unis et jusque dans la vallée du Saint-Laurent. Chapman, étudiant les différentes phases du lac proglaciaire Vermont (Coveville et Fort Ann), conserva comme niveau marin maximum (au N du lac Champlain) l'altitude de 159,5 m, car disait-il (p. 115): «*all marine shells so far found in the valley fall below the upper marine plane as (here) established*». Plus récemment FAESSLER (1947) évalua que le plan d'eau marin, entre Trois-Rivières et Moisie, avait atteint 183 à 198 m. Au N de Montréal, PARRY (1963) et PARRY et MacPHERSON (1964), considérant que de nombreux dépôts grossiers, proglaciaires s'étaient accumulés dans le plan d'eau le plus élevé de la mer de Champlain, ont évalué ce dernier à 228,5 m. Ce point fera l'objet d'un chapitre du présent travail.

La collecte des fossiles avait également attiré l'intérêt des premiers chercheurs (DAWSON, 1893; ARDLEY, 1912). Et, on trouvera dans les travaux de WAGNER (1967 et *p.*) la majorité des fossiles invertébrés identifiés à ce jour dans les faciès marins et ceux marquant la régression. Pour les vertébrés on consultera deux publications de HARRINGTON (1971, 1972).

Un découpage stratigraphique des dépôts champlainiens par fossiles marqueurs a été proposé par ELSON (1959): phase subarctique, à la base, avec *Hiatella arctica*, et phase boréale, au sommet, avec *Mya arenaria*. Dans un travail d'équipe, (HILLAIRE-MARCEL et al., 1974), nous avons essayé de mettre en relation les données sédimentologiques et paléocéologiques des faciès marins littoraux. La séquence régressive semble présenter un modèle assez constant (PRICHONNET, 1972).

RELÈVEMENT ISOSTATIQUE

Les problèmes du relèvement isostatique (ANDREWS, 1970; FARRAND, 1962) ont été abordés par différents auteurs, soit pour plusieurs régions du Québec (ELSON, 1969a), soit pour certaines zones du bassin champlainien (HILLAIRE-MARCEL, 1974a): pour la région de Montréal, Elson propose un relèvement uniforme entre 12 000 et 9500 ans BP (7 cm/an), tandis qu'Hillaire-Marcel propose des relèvements différentiels du S au N et au NE du bassin, ainsi que des taux non uniformes dans le temps.

GÉOCHRONOLOGIE

Apparemment nombreuses, les datations au ^{14}C présentent plusieurs difficultés pour leur interprétation (RALPH et MICHAEL, 1975). On sait aussi que les âges apparents de coquilles marines et de débris organiques peuvent coïncider (MOTT, 1968), à cause de la géochimie particulière des eaux: effet des eaux fossiles (MANGERUD et GULLIKSEN, 1975).

On constate, par ailleurs, que les datations de coquilles (reste les plus nombreux) donnent des résultats non concordants pour des échantillons de la même espèce, récoltée au même niveau (tous les fossiles étant pris en position de biocénose): les valves les plus lourdes ne fournissent pas le même âge que les valves les plus légères (PRICHONNET, en préparation).

Ainsi, on ne peut admettre des datations isolées pour établir les coupures chronostratigraphiques. On doit même être très prudent pour apprécier les âges exacts des grands événements régionaux: exemple la durée de la mer de Champlain (11 800 à 10 200 ans BP) proposée par ELSON (1969b).

L'absence de restes abondants et variés, à la fois dans les plus hauts niveaux de plage atteints par la mer et dans les sédiments profonds, commande une grande prudence. L'approche statistique est envisagée par plusieurs chercheurs depuis quelques années. Il sera intéressant de discuter l'application de cette méthode aux dates des mers postglaciaires de l'E nord-américain proposée par HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI (1977).

PALÉOBIOGÉOGRAPHIE, PALÉOCLIMATOLOGIE

La zonation palynologique de TERASMAE (1960), pour la région concernée, est la plus couramment utilisée. Les recherches de Richard, principalement celles concernant l'étendue de la toundra, vers 10 000 ans BP, tant au S du Saint-Laurent (RICHARD, 1973), qu'au N de ce fleuve (RICHARD et POULIN, 1976), seront utiles pour apprécier à leur juste valeur les déformations observées surtout dans les dépôts littoraux de la mer de Champlain (GANGLOFF, 1973; DIONNE, 1975), et préciser l'intensité et la fréquence d'agents climatiques tels

le gel, ou le vent (OSBORNE, 1950; CLARK et ELSON, 1961).

LA DÉGLACIATION (FIG. 2, H.T.)

I. Mouvements glaciaires

A. LES MARQUES SUR LE SUBSTRATUM

1. Les hypothèses

La plupart des études régionales du Quaternaire parlent des orientations des stries glaciaires (direction et sens); moins nombreuses sont celles qui montrent une hiérarchie des phénomènes, et qui font état des recouvrements de direction. Notre étude fut entreprise afin de vérifier les hypothèses suivantes:

- le mouvement des glaces demeura-t-il uniforme dans le bassin champlainien et sur ses bordures, ou bien a-t-il laissé des traces de mouvements successifs?
- les reliefs, particulièrement dans les Laurentides, influencèrent-ils les mouvements de la glace?
- en cas de mouvements successifs (ou virgation) pouvait-on expliquer ceux-ci par une cause locale, ou bien des causes régionales en étaient-elles responsables?

2. Les méthodes

Nous appuyant sur l'étude de plus de 60 sites, dont les surfaces varient de 50 à près de 10 000 m², nous avons établi une hiérarchie des phénomènes observés par ordre d'importance croissante: a) micromarques en relief (grain ou cristal en relief avec trainée de roche non usée, dans le sens de l'écoulement); b) stries rectilignes: on a souvent mesuré longueur et profondeur; en outre la direction de l'approfondissement avec arrêt brutal, ou l'évasement et la disparition de la strie, ont parfois servi à déterminer le sens d'écoulement; c) les sillons de quelques cm de largeur (généralement de 3 à 15 cm); la polarité de telles marques est difficile à établir; d) les marques en croissant: on admet généralement que la convexité des marques profondes, et la concavité des petites diaclases, indiquent le côté vers lequel le glacier s'écoule; e) le moutonnement de la « roche de fond»: le côté abrupt, (« délogement » de blocs par la glace) est un bon critère de polarité; le façonnement des arêtes de ces « arrachements » est particulièrement utile dans le cas de changement(s) de direction de la glace; f) les microvallées de quelque importance: supérieures à 10 m de largeur. Les recouvrements de marques (stries et sillons essentiellement) ont fait l'objet de recherche détaillée.

Les exploitations de matériel meuble, sur les ondulations du substratum rocheux, méritent des études attentives et successives: on peut en effet relever, après

dégagement, sous le till et dans les creux, les marques de mouvement du glacier en progression, tandis que les sillons en surface, et la forme du drumlin permettent d'identifier un mouvement plus tardif. La figure 2 indique, quand c'est possible, la polarité des mouvements et leur ordre chronologique.

3. Discussion et interprétations des observations

a) Les mouvements vers le secteur SE

Leurs marques sont généralement présentes partout, depuis le plateau laurentidien jusqu'aux reliefs appalachiens étudiés.

b) Les mouvements vers les secteurs S à SO (voire OSO)

1) *La région sud-est* (à l'E du Richelieu). Dans les zones accidentées, à l'extrême SE, des mouvements vers le S, puis vers le SSO tendent à effacer les marques précédentes (3a): ils ne semblent pas déborder les directions structurales (N 210°) de façon importante.

À la crête de Saint-Dominique, où une virgation structurale importante (de N-S à NE-SO) a été mise en évidence, sur une distance de 20 km (PRICHONNET et RAYNAL, 1974; 1977, sous presse), les marques glaciaires dominantes demeurent N-S à NNE-SSO. Un mouvement tardif vers le SO a été identifié, mais il est très faible, et peut-être local.

2) *Les basses terres centrales*. Les mouvements vers le SSO et le SO sont dominants, effaçant presque les mouvements vers le SE. Deux raisons peuvent en être la cause: l'absence de reliefs assez importants pour entraver le travail du glacier et la durée de l'écoulement dans la deuxième direction.

De plus, un troisième mouvement OSO recoupe le précédent en maints endroits, principalement le long de la vallée du Saint-Laurent, entre Montréal et l'Ontario: ses marques sont assez faibles.

3) *La limite basses terres — plateau laurentidien*. La région Saint-Canut — Saint-Jérôme est particulièrement utile pour comprendre le rôle des hauteurs laurentidiennes dans le comportement de l'inlandsis, lors de son retrait. En 20 km (du lac Écho, à la carrière Indusmin de Saint-Canut), on constate que les marques d'érosion vers le SSE sont bien conservées sur les roches dures du bouclier précambrien, tandis qu'elles disparaissent sur les grès du Potsdam; de plus, du N au S, les marques d'érosion indiquent un mouvement S, puis SO et enfin OSO.

Cette limite géologique et géomorphologique sert de frontière pour délimiter deux grandes régions: celle des basses terres et des premiers reliefs appalachiens, sur laquelle des changements de direction se sont produits, et celle du plateau laurentidien où le mouvement est demeuré plus uniforme.

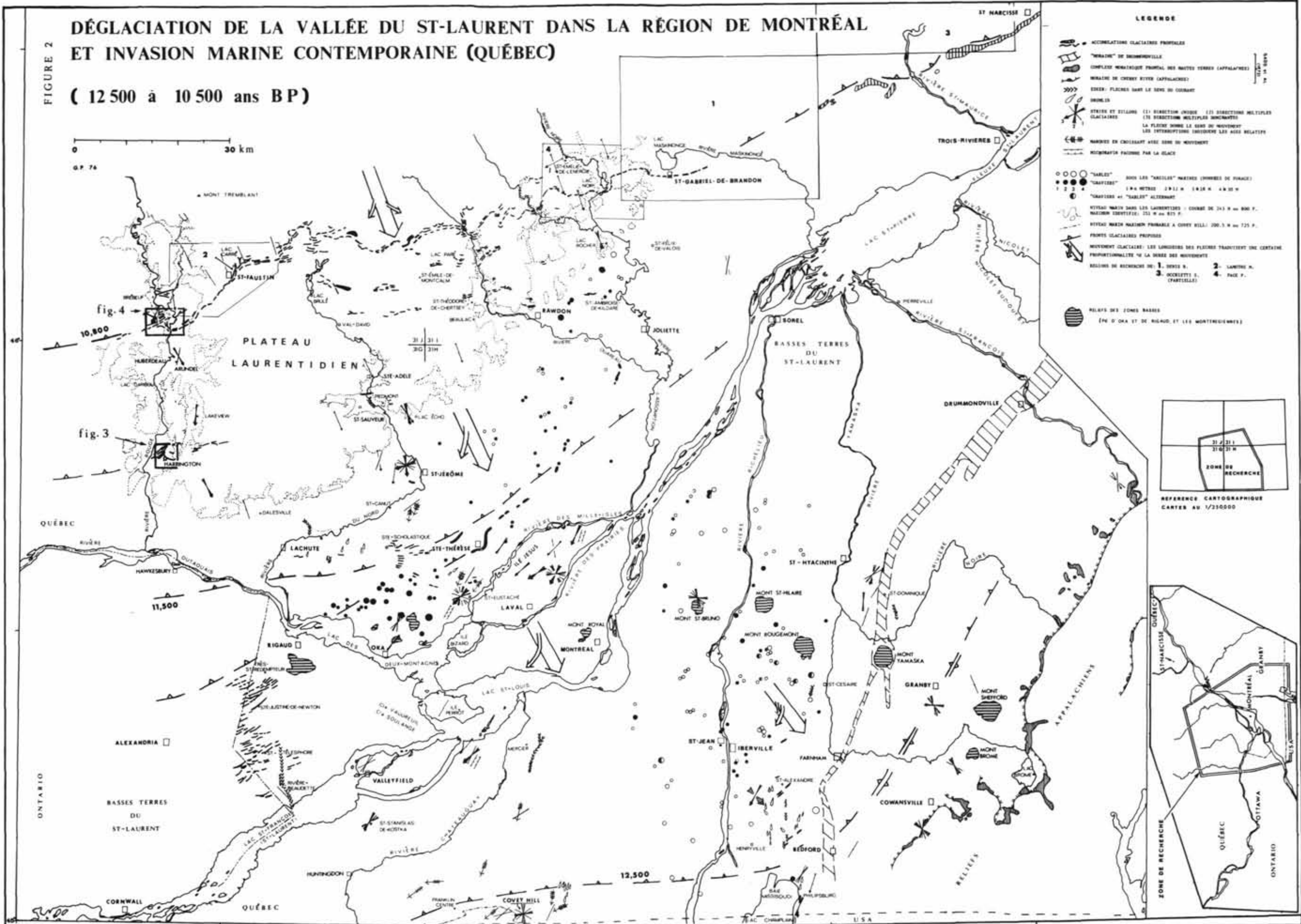


FIGURE 2. La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent dans la région de Montréal et invasion marine contemporaine (Québec), de 12 500 à 10 500 BP: marques d'érosion glaciaire, dépôts morainiques, fronts glaciaires et limites de l'invasion marine.

Deglaciation of the St. Lawrence Valley in the Montréal area and contemporaneous marine invasion, from 12,500 to 10,500 years BP: glacial erosion features, morainic accumulations, ice-front positions and limits of the marine invasion.

4) *Dans les Laurentides*. Seul le mouvement vers le secteur SE est prépondérant: les valeurs s'évaluent toutefois entre 120° et 160°. Localement, ce mouvement général peut être influencé par un relief plus vigoureux, mais les cas nous semblent peu fréquents et les marques sont peu divergentes (voir site de Lakeview, fig. 2).

Plus intéressants, par contre, sont les recoupements de stries et sillons en arrière du complexe morainique de Saint Narcisse (— Saint-Faustin). Près de Brébeuf, sur un sommet de colline bien arrondi et isolé des reliefs majeurs, on a mis en évidence un mouvement vers le SSO qui coïncide avec l'orientation générale de la dépression, et s'harmonise avec le tracé, orthogonal, d'un grand cordon morainique, et avec les phénomènes de poussée identifiés dans un autre cordon antérieur, 2 km à l'E. De tels mouvements tardifs sont visibles en d'autres sites localisés eux aussi en arrière du même complexe morainique: près du lac Carré, à 2 km de Saint-Faustin (LAMOTHE, 1977) et près de Sainte-Émélie-de-l'Énergie (PAGÉ, 1977).

c) *Les mouvements vers l'O, sur la bordure ouest des Appalaches*.

L'importance des calottes glaciaires sur les Appalaches a connu un regain d'intérêt depuis les travaux de LAMARCHE (1971, 1974). Tout récemment, LORTIE (1975) a mis en évidence des mouvements locaux vers l'O, au Tardiglaciaire, des glaces appalachiennes de la région d'Asbestos; il évoque même leur rôle dans la construction du «système morainique frontal des hautes terres appalachiennes». Or, 75 km au SO de cette région, près de Granby, il existe un réseau de stries ESE-ONO, peu développé, et surtout un réseau plus important E-O (90° à 100°) recoupant le réseau régional dominant (160° — 170°); ce réseau indiquant un mouvement vers l'O est associé au façonnement des arêtes d'arrachement de la roche moutonnée regardant le S.

Une hypothèse simple, pour expliquer ces marques, est d'envisager que la glace s'est rompue le long de la crête appalachienne passant par Granby, et que la masse de glace à l'E de cette ligne a commencé à s'écouler vers l'O. Quoi qu'il en soit, le problème des mouvements vers l'O semble remettre en cause certaines hypothèses sur la déglaciation de ces régions.

B. ORIENTATION DES GALETS DES TILLS

Cette recherche n'a pas encore été appliquée de façon systématique, la précédente paraissant prioritaire. Nous n'avons cherché à confirmer l'hypothèse de mouvements successifs que pour la zone centrale (île Jésus d'une part et comtés de Vaudreuil et de Soulanges d'autre part).

1. Orientation en profondeur

Le dernier till du Wisconsinien atteint au moins 5 m d'épaisseur sur l'île Jésus et sans doute des épaisseurs comparables en d'autres sites des basses terres centrales (au S de Sainte-Scholastique, à la crête de Saint-Dominique, ...). Des alignements de galets NO-SE ont été mis en évidence dans plusieurs sites: la première analyse fut effectuée à la base du till (île Jésus); la deuxième concerne des galets pris à 1,5 m de la surface du till (Sainte-Justine-de-Newton; 60 km au S); la troisième, 20 km au S de la précédente, fut prise sur des galets d'un till sous-jacent à l'important esker de Rivière-Beaudette — Saint-Télésphore (fig. 2).

2. Orientation vers la surface

Un seul site a été étudié, à Sainte-Thérèse. Dans le dernier mètre du till de fond supérieur, sous une couche de 0,5 à 0,7 m de till d'ablation, la répartition plurimodale des grands axes des galets montre bien plusieurs mouvements vers les secteurs SSE et OSO. De gros blocs, à la limite du till d'ablation, montrent d'ailleurs des alignements NNE à SSO. Les stries de ces blocs sont parallèles au grand axe.

CONCLUSION

L'important mouvement glaciaire vers le SO qui a affecté une partie des basses terres, lors de la déglaciation, a été suffisant pour réorganiser la structure du till près de sa surface. Il est possible que ce mouvement vers le SO ne se soit pas développé au-delà des reliefs de Rigaud, dans les comtés de Vaudreuil et de Soulanges.

II. Les accumulations glaciaires et proglaciaires

Trois types d'accumulation ont été analysés, soit: les cordons morainiques, les buttes fuselées de type drumlin, les cordons graveleux de type esker.

1. Les hypothèses

a) *La moraine de Drummondville*

Avec cet «épisode», commencent les incertitudes sur la déglaciation de la région du lac Champlain. En effet, son tracé hypothétique NS entre le mont Yamaska et Bedford ne nous paraissait pas cohérent avec la déglaciation de la dépression champlainienne (CHAPMAN, 1937). L'hypothèse d'un front glaciaire NE-SO, dans cette région, semblait plausible.

b) *Le complexe morainique de Saint-Narcisse (— Saint-Faustin)*

La continuité de ce cordon entre Saint-Faustin à l'O, et le lac Noir, à l'E, avait été établi depuis quelques

années (ELSON, 1962). Il paraissait intéressant d'identifier avec plus de détail les zones étudiées par PARRY (1963), et quelques zones complémentaires, pour reconnaître l'importance des cordons majeurs, et distinguer les cordons mineurs de ce complexe. Par ailleurs, nous avons montré qu'au lac Noir (DENIS et PRICHONNET, 1973), les structures de poussée visibles ne permettaient pas d'envisager une réavancée importante du glacier, lors de cet épisode; l'un de nos objectifs était donc de trouver d'autres preuves de déformations et de les analyser.

c) Les dépôts intermédiaires entre les accumulations précédentes

Dans la zone principale de recherche, on a tenté de déterminer si les différents cordons graveleux et sableux des Laurentides (ELSON, 1962; PARRY, 1963), ou des basses terres au N de Montréal (ELSON, 1962) présentaient une certaine continuité, s'ils étaient les seuls, et les plus importants.

Dans le reste de la région, on a essayé d'identifier les types de dépôts associés aux formes: peu de travail a été fait à ce jour de façon systématique, la plaine étant sans doute considérée comme peu favorable. La présente étude n'est que préliminaire.

2. Les méthodes

a) Zone des Laurentides

La densité de la couverture végétale et les difficultés d'accès à certains sites, reconnus par photographie aérienne, ont conduit à mettre l'accent sur des études de détail, dans les grandes vallées ou le long de certaines routes.

b) Les basses terres

Lorsque la couverture sédimentaire plus récente (argiles marines, sables littoraux, ...) masquait les dépôts «glaciaires», nous avons utilisé des données de forage publiées par le ministère des Richesses naturelles (GRENIER et DEMPSTER, 1974). On a considéré les trois types de sédiments suivants, à condition qu'ils soient recouverts d'argile: les blocs (comprendre till et diamictons); les graviers (sans précision sur leur granulométrie, ni sur leur matrice; certains peuvent être des tills); les sables (aucune précision sur leur granulométrie). Seules les épaisseurs de ces matériaux, égales ou supérieures à 6 m ont été retenues.

Pour quelques zones faiblement recouvertes par les dépôts plus jeunes, on a étudié les photographies aériennes et visité de nombreux affleurements dans des secteurs clés; exemples: zone N de Montréal (Saint-Eustache, Sainte-Scholastique, Lachute); comtés de Vaudreuil et de Soulanges (de Rivière-Beaudette à Rigaud); zone E et SE de Montréal (Henryville, Bedford, Farnham, Saint-Césaire, Saint-Dominique, ...).

3. Discussion et interprétations des observations

a) La moraine de Drummondville

Dans un secteur de 300 km², au N de la baie de Missisquoi, on a identifié plus de 50 collines dont on a noté les directions, les formes et le matériel constitutif. Deux grandes informations ressortent de cette analyse statistique:

1) De 55 à 60% des formes ont une direction sub-méridienne (N-S et N15-195 dominant, avec quelques alignements N30-210). Parmi ces formes il y a bien quelques eskers graveleux et sableux mais surtout des drumlins dont le noyau rocheux est généralement très important.

Les roches du Paléozoïque, qui forment le substratum, sont affectées d'une schistosité variant de N20° à N35°. Les directions majeures des strates s'ordonnent autour de plissements (HOUDE et CLARK, 1961) et de fractures de tendance subméridiennes. Il apparaît donc que les dépôts meubles formant des reliefs subméridiens ne peuvent servir de critère pour établir le(s) front(s) glaciaire(s).

2) Environ 25% des formes montrent des orientations NE-SO. Or, la plupart, notamment les principales, sont constituées de till.

Les autres directions sont tantôt E-O, tantôt NO-SE. Parmi les buttes de direction E-O quelques-unes pourraient être des accumulations de remaniement littoral, tandis que certaines semblent perpendiculaires à des eskers. Quelques reliefs NO-SE correspondent à des accumulations de till (drumlins?).

Nous croyons que les dépôts de till NE-SO sont compatibles avec un front glaciaire généralement NE-SO, ou E-O: les eskers associés à ce front montrent de grandes quantités de galets encore striés, ce qui tend à prouver que leur transport par les eaux de fonte était bref, et que le glacier reculait assez vite.

Ainsi s'expliquerait assez bien la succession lithostratigraphique qui recouvre les dépôts glaciaires et proglaciaires au N de la baie de Missisquoi. On observe en effet: à la base, 2,5 à 3 m de varves à argiles rouges représentant sans doute environ un siècle de sédimentation; puis, des sédiments rythmiques (60 cycles identifiés) laminaires, extrêmement fins, en concordance; enfin, une séquence de dépôts très fossilifères, et toujours concordants, qui montre une succession normale, depuis les dépôts de décantation profonds, jusqu'aux sables de la régression.

Le bras de mer Québec-lac Champlain a donc pu s'installer très vite après l'ouverture du détroit à Québec, puisque des dépôts rythmiques proglaciaires, antérieurs aux dépôts marins, indiquent un certain recul du glacier à la limite du Québec méridional.

Conclusion

La moraine de Drummondville est de moins en moins bien définie vers sa terminaison sud, à partir du mont Yamaska. Elle se raccorde probablement à une série de dépôts discontinus d'orientation NE-SO (voire E-O) au N de la dépression du lac Champlain. Le lac proglaciaire de «Fort Ann» (PREST, 1970) s'étendait sur une partie des basses terres du Québec et devait ceinturer les collines de Covey Hill, rejoignant les eaux proglaciaires du NE de l'Ontario.

b) Le recul du front glaciaire dans les basses terres

1) Dans la majeure partie du territoire, à l'E de Montréal, les dépôts de décantation et les sables littoraux de la mer de Champlain, ainsi que des sables lacustres et fluviaux, masquent les ondulations du substratum et les accumulations glaciaires et proglaciaires. Dans la basse vallée du Saint-Laurent et des rivières des Mille Isles et des Prairies, on constate bien qu'il existe des placages de till importants, mais le socle rocheux est responsable des principales dénivellations.

Les données de forages à l'E de Montréal (fig. 2) confirment la présence de nombreux «tas» de graviers et sables, antérieurs aux dépôts marins fins. En négligeant les accumulations entourant les Montérégiennes (till, graviers et sables azoïques, sous les sables coquilliers), on peut conclure à l'existence d'eskers gravelo-sableux de directions subméridiennes: les trois plus beaux, actuellement en exploitation (au N du mont Yamaska — associé au «cordon» de Drummondville —, au S du mont Rougemont, et celui de Mercier au SSO de Montréal), affleurent au milieu des «argiles». Peut-on, en outre, réunir certaines accumulations selon des orientations NE-SO et les relier à des fronts glaciaires temporaires? Ce n'est pas impossible, mais plus de données seraient souhaitables.

2) La ligne de graviers et sables Joliette — Sainte-Thérèse paraît par contre assez intéressante. Bien sûr, vers le NE, on pourrait considérer que les buttes du socle ont favorisé l'accumulation des graviers. Mais, à Sainte-Thérèse la présence d'une importante séquence gravelo-sableuse, glaciomarine, peut être considérée comme témoin d'un front glaciaire temporaire: les dépôts basculés, souvent subverticaux, peuvent atteindre 20 m d'épaisseur; au moins 6 m, au sommet, contiennent quelques fossiles (*Balanus hameri*, *Hiatella arctica*). Vers le SO, d'importantes séquences détritiques, sous les argiles, prolongent ce cordon graveleux ainsi qu'un second cordon, parallèle, situé 3 à 4 km au N de Sainte-Thérèse (fig. 2).

3) Plus au N, vers la bordure abrupte des Laurentides, on a identifié de nombreux alignements de collines, constituées d'au moins quelques mètres de till. L'importance du substratum dans ces constructions

n'est pas constante, mais les directions E-O ou ENE-OSO sont compatibles avec des fronts glaciaires successifs: en effet, parmi les formes subméridiennes et perpendiculaires aux précédentes, on a pu identifier plusieurs drumlins et un esker. De petites flèches littorales s'accrochent parfois aux collines principales, masquant les alignements majeurs, considérés comme étant des cordons morainiques.

4) La tendance du glacier à reculer en présentant un front NE-SO (ou ENE-OSO) est bien mise en évidence par les multiples cordons des comtés de Vaudreuil et de Soulanges. Trois types de dépôts sont à signaler:

- au SE: plusieurs drumlins de till orientés NO-SE; l'esker de Rivière-Beaudette — Saint-Télésphore (12 km de long; 1 à 3 crêtes principales): les buttes alignées et perpendiculaires à l'esker s'harmonisent avec les changements de direction de celui-ci;

- au NO: environ 25 séries de buttes, parallèles, se succèdent sur 15 km, du SE au NO. Une quinzaine de coupes assez récentes ont permis de constater que le till de fond régional était présent, sur plusieurs mètres d'épaisseur, dans ces petits reliefs.

La disposition et la puissance des derniers cordons, au N, semblent indiquer qu'ils forment le prolongement des cordons de Sainte-Thérèse.

5) Grâce à l'étude des données de forages, on peut constater en outre les faits suivants:

- Les collines majeures (comme celles d'Oka) ont piégé d'importantes masses de dépôts glaciaires et proglaciaires. Nous avons déjà évoqué ce phénomène pour trouver une source aux puissantes terrasses littorales qui jouxtent les versants abrupts des Montérégiennes (PRICHONNET, 1972).

- La limite abrupte des Laurentides avec les basses terres a favorisé également la mise en place de dépôts proglaciaires: un bel exemple est visible sur 20 km de long entre Rawdon et le lac Rocher; nous avons identifié des cas semblables le long de la rivière du Nord entre Saint-Jérôme et Lachute (non reportés sur la fig. 2).

Conclusion

Il semble que le retrait glaciaire dans la partie sud des basses terres se soit effectué assez rapidement, laissant des petits alignements «graveleux», et surtout des eskers, dont les directions s'harmonisent avec le mouvement général de la glace vers le S, le SSO et le SO. La région de Vaudreuil-Soulanges semble au contraire montrer la permanence des mouvements NO-SE.

Avec les dépôts de Sainte-Thérèse, Rigaud et Alexandria, l'hypothèse d'une stabilisation du front paraît vraisemblable. Mais une réavancée glaciaire dans la

région de Rigaud-Alexandria (RICHARD, 1976), est, par contre, à exclure. Une erreur d'analyse des faciès est sans doute à la base de l'hypothèse. Il apparaît en effet, aux sites mêmes signalés par l'auteur, que loin d'être brisées, plusieurs coquilles de lamelibranches sont bien conservées dans les derniers centimètres du till: ce till, d'ailleurs, passe à «l'argile glaciomarine», par augmentation de la teneur en «argile». Les galets de cette argile sont striés; les lamelibranches y sont en position de croissance dès les premiers centimètres. Certains sédiments énigmatiques, sur les flancs de l'esker de Rivière-Beaudette, sont des tills de coulée (*flow-tills*), en poches ou placages irréguliers. De tels sédiments s'accumulent contre la glace, incorporant les fossiles, qui s'accrochent aux cailloux (*Balanus*) ou encore pénètrent dans la matrice maléable du till. Aucune trace de poussée n'a été identifiée.

c) *Le recul glaciaire dans les Laurentides, jusqu'à la ligne Arundel/Saint-Faustin — lac Noir/Saint-Gabriel-de-Brandon*

Des cordons parfaitement continus n'ont pu être mis en évidence. Les reliefs laurentidiens découpés rendent généralement l'observation difficile. Toutefois, nous croyons que les cordons identifiés par PARRY (1963) dans la zone ouest, et nos tracés tout aussi discontinus, forment des alignements qui constituent autant de fronts de stabilisation de courte durée: Saint-Jérôme (front très local?); Harrington — Piedmont; Val David — Saint-Théodore-de-Chertsey — Saint-Ambroise-de-Kildare; lac Brulé — Saint-Émile-de-Montcalm — lac Paré.

Les accumulations furent favorisées, un peu partout, par les langues de glace, dans les principales vallées, et par les culots de glace qui s'isolaient progressivement du front majeur. Le modèle de la figure 3 montre que les hauteurs, se déglaçant plus vite, facilitaient l'écoulement de petites langues de glace. Ce phénomène explique également les cordons fluvioglaciaires arqués, dans les vallées et vers les déversoirs des lacs laurentidiens actuels.

d) *(Saint-Faustin — Saint-Narcisse*

La continuité du système entre Saint-Faustin et le lac Noir fut établie par ELSON (1962). De très bonnes études régionales furent présentées par PARRY (1963), puis PARRY et MacPHERSON (1964). Dans un récent article, LASALLE et ELSON (1975) présentent une courte synthèse sur cet épisode, depuis le lac Saint-Simon, situé à quelques km à l'O de notre zone d'étude, jusqu'à Saint-Siméon (150 km au NE de Québec). Signalons aussi les travaux de RONDOT (1974) qui mit en évidence, à l'E de Québec, de multiples bourrelets, marquant un retrait lent du front glaciaire de Saint-Narcisse (≈ 30 bourrelets), et ceux d'OCCHIETTI (1976)

dans la Mauricie, à propos des structures montrant une réactivation de la glace.

Un peu partout le long de son tracé, ce complexe morainique présente plusieurs cordons secondaires, eux-mêmes formés par plusieurs crêtes mineures. Le phénomène est mieux développé aux intersections des grandes vallées. La figure 4 présente le modèle général des fronts glaciaires majeur et mineur, au passage de la vallée de la rivière Rouge. Les moraines identifiées montrent que les hauteurs latérales de la vallée, d'abord englacées, sont assez vite libérées, et que des fronts nouveaux se mettent en place sur les versants septentrionaux, sans que la position dans la vallée soit sensiblement modifiée. Plus tard, les langues de glaces, canalisées dans le fond des vallées, construisent des arcs morainiques de plus en plus tendus.

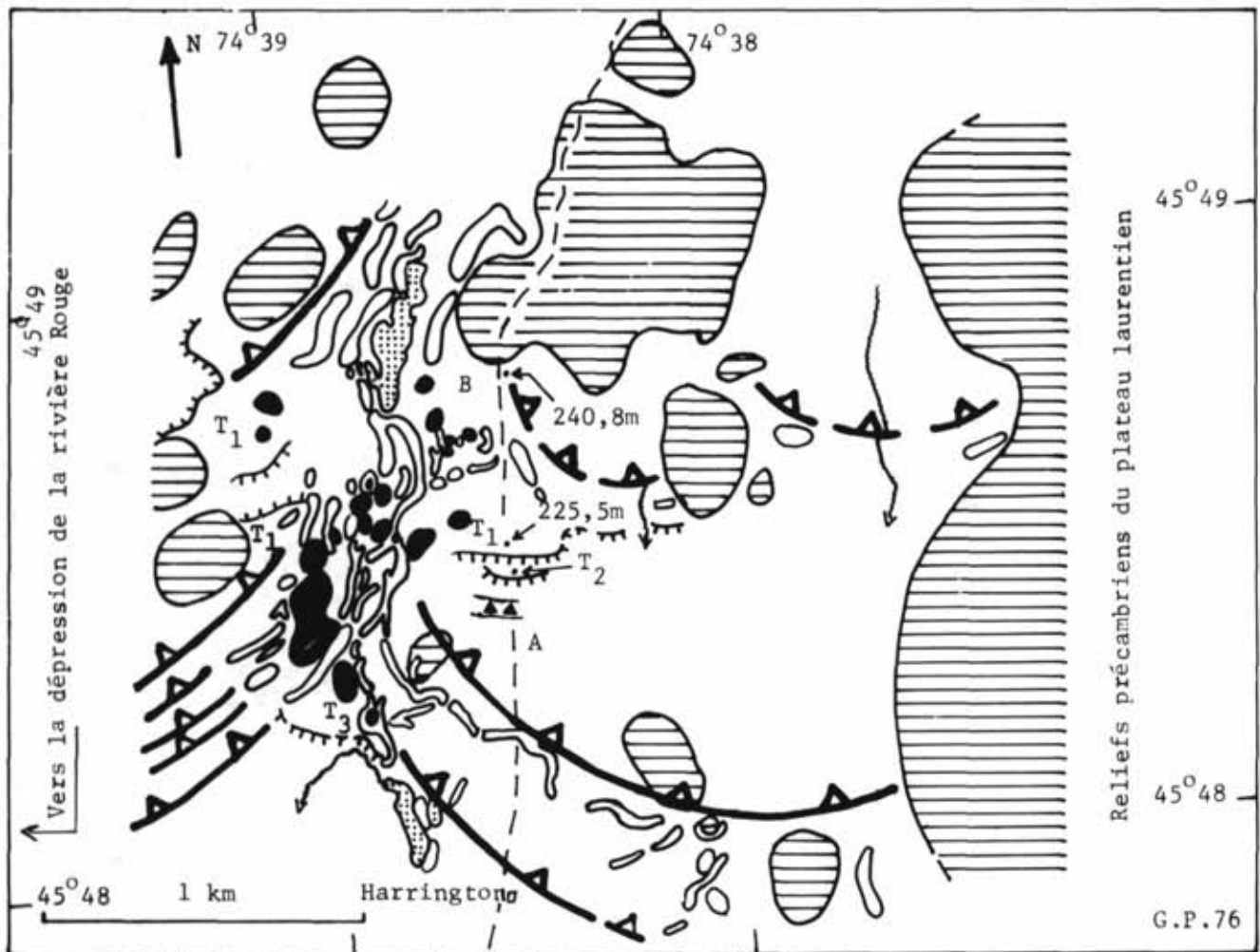
C'est probablement lorsque la glace occupa de telles positions que les phénomènes de poussée se manifestèrent. Ceux que nous avons identifiés en 3 sites (lac Noir: DENIS et PRICHONNET, 1973; cordons de la chapelle au N d'Arundel et cordons de la route de Brébeuf, à l'O du lac Miré; fig. 4) sont comparables, tant par leur ampleur (modeste) que par leur âge.

- *Au lac Noir*: Il s'agit de petits plis de poussée affectant des graviers stratifiés. Une couche discordante de till (0,5 à 0,8 m d'épaisseur) surmonte ces graviers. La langue de glace aurait donc débordé son verrou formé par les buttes du socle déglacées, et le(s) cordon(s) morainique(s) sous-jacent(s).

- *Route d'Huberdeau à Brébeuf*: L'une des multiples buttes sableuses ou sablo-graveleuses, dans la pente nord d'un verrou du socle, a révélé l'existence de 3 plans de chevauchement. Les plans observés sur 2 à 3 m de longueur pourraient affecter la colline entière, large de 30 m environ. Ces plans montrent des angles de plus en plus faibles de la base au sommet (30° , 23° et 5°), et s'inclinent respectivement vers le NNO, NE et NNE. Ces données confirment l'influence de la forme de la vallée sur les écoulements de ces petites langues du front glaciaire majeur (fig. 3).

- *Cordon morainique de la chapelle, au N d'Huberdeau*: Ce front morainique possède jusqu'à 6 crêtes successives. Une petite gravière a permis de mesurer les effets d'une poussée sur des dépôts stratifiés de décantation et un till sus-jacent. Les couches de silts, graviers et till sont redressées (pendage $\geq 50^\circ$ vers le S), et affectées d'une schistosité subverticale est-ouest (fig. 4), que la décompression causée par l'exploitation met en évidence.

Toutes ces déformations sont mineures, mais non négligeables. Leur position stratigraphique (site a) ou géographique (site b et c) permet de les situer vers la fin de l'épisode de Saint-Narcisse — Saint-Faustin). Dans tous les cas on doit envisager, outre le mouvement pro-
















- | | | | |
|---|---|---|--------------------------------|
|  | Réseau de drainage |  | Route principale |
|  | Lac |  | Position d'un front glaciaire: |
|  | T ₁ , T ₂ , T ₃ : terrasses marquant l'exondation marine |  | (1) mal définie |
|  | Dépression fermée |  | (2) bien définie |
|  | Accumulations glaciaires généralement frontales |  | Point coté à l'altimètre |
|  | Butte de till sous les sédiments fins de décantation |  | A-B Coupe 3 de la figure 5 |
|  | Substratum rocheux | | |

FIGURE 3. L'inlandsis canadien du Wisconsinien supérieur: modèle de déglaciation dans les Laurentides. Région d'Harrington, 90 km à l'ONO de Montréal (voir localisation sur la figure 2).

Late Wisconsinian Canadian ice-cap: deglaciation pattern in the Laurentides. Harrington area, 90 km WNW of Montréal (see location on Figure 2).

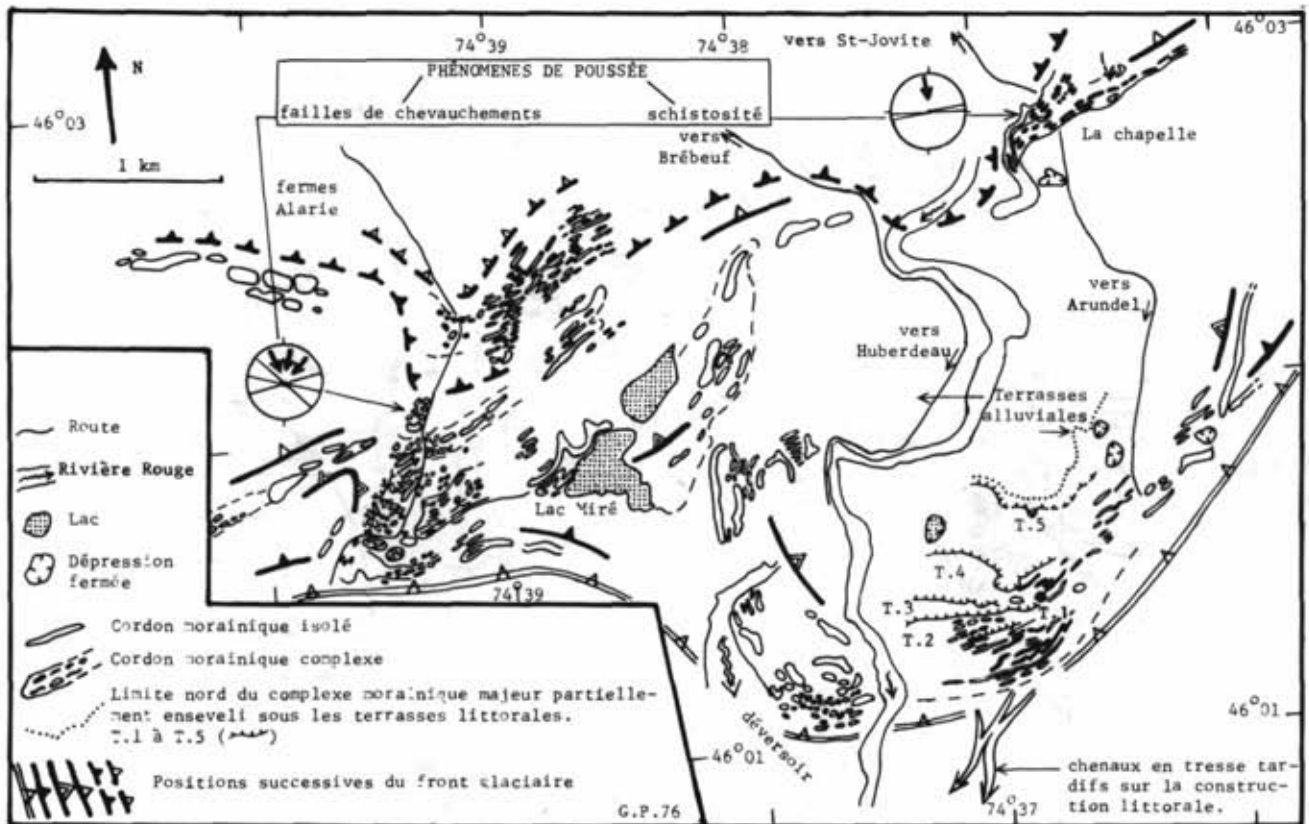


FIGURE 4. L'inlandsis canadien du Wisconsinien supérieur: épisode (halte) de (Saint-Faustin-) Saint-Narcisse. Fronts glaciaires successifs et phénomènes de poussée dans le complexe morainique. Vallée de la rivière Rouge à 15 km au SO de Saint-Faustin (voir localisation sur la figure 2).

Late-Wisconsinan Canadian Ice-cap: (St. Faustin-) St. Narcisse episod (halt). Successive ice fronts and push features in the morainic complex. Red River Valley, 15 km SW of St. Faustin (see location on Figure 2).

pre de la glace, l'influence des plans d'eau à son contact; les sites a et c étaient en contact avec le bassin marin bordier; au site b, la glace fermait un petit lac proglaciaire, entre glace et socle.

4. Conclusions

1) Un bassin lacustre qui s'étend au N et NE de la baie de Missisquoi (terminaison nord du lac Champlain) est identifiable grâce à des dépôts rythmiques rougeâtres (plus d'un siècle reconnu). Il facilita un mélange très rapide des eaux océaniques entrant à Québec avec les eaux proglaciaires du S du Québec et du NE de l'Ontario.

2) Un mouvement général des courants de glace en bordure de l'inlandsis (en retrait), vers le SSO puis vers le SO ne peut s'expliquer que par une dépression dans les zones déglacées: aussi faible soit-elle la pente du substratum sous l'inlandsis a commandé ce mouvement.

La dépression du lac Champlain a pu servir de zone d'appel lorsque le glacier libéra le SE des basses terres,

mais le principal mouvement affectant la glace, jusqu'au moment où elle n'occupera plus que les Laurentides, sera celui qui la dirigera vers le SO, (soit vers l'Ontario).

Des constructions de crevasses ou de tunnel, de directions SSO-NNE, sont sans doute le résultat de fractures orthogonales ou obliques du front de la glace, et résultent en grande partie des tensions provoquées par la «virgation». Nous ne pensons pas que les Montérégiennes aient joué un grand rôle dans l'ouverture de ces fractures, pour deux raisons: a) les eskers obliques au front existent au N des Montérégiennes (Yamaska); b) les trainées de dépôts fluvioglaciaires, à l'abri des collines, sont de très faible importance, comparées aux séquences littorales fossilifères susjacentes et plus tardives (PRICHONNET, 1973).

3) Les dépôts glaciomarins diamictiques recouvrent en couches généralement minces ou discontinues les constructions graveleuses, comme les buttes de till ou les cordons morainiques, accumulés lors de haltes brèves (et sans doute nombreuses) du front glaciaire.

Mais ces dépôts, bien qu'occasionnellement fossilifères en surface, ne prouvent nullement que la glace ait avancé dans le bassin champlainien.

4) Des cordons morainiques ont également été construits dans les Laurentides, mais ce n'est qu'au passage des vallées, et surtout sur leurs bordures, qu'ils traquent bien les positions successives de la glace.

5) Le complexe de Saint-Narcisse (— Saint-Faustin) est bien continu. Grâce aux cordons multiples laissés dans quelques vallées, on peut conclure que cet épisode a duré plusieurs dizaines d'années, peut-être plus d'un siècle. Les phénomènes de poussée identifiés à ce jour permettent d'évoquer des oscillations mineures, ou des poussées locales, commandées par le mouvement de la glace et la topographie des vallées canalisant cette glace, et, sans doute, facilitées par la présence d'un plan d'eau important à son front (voir chapitre suivant sur l'invasion marine).

INVASION MARINE¹

Le but de ce chapitre est de démontrer que le niveau de l'invasion marine a été sous évalué dans la région considérée. Nous tenterons d'en préciser sa valeur maximum. Dans une prochaine note traitant des constructions littorales, nous verrons quelques aspects complémentaires, en particulier les étapes de son retrait (PRICHONNET, en préparation).

La démonstration sera d'abord faite pour les dernières zones envahies, à savoir les fjords des Laurentides, puis pour la zone centrale, et enfin pour le littoral sud.

A. LES FJORDS DES LAURENTIDES

Depuis les travaux de PARRY (1963), on a admis que la mer avait atteint 228,5 m d'altitude dans les vallées des rivières Rouge et du Nord. Nous allons voir successivement ces deux vallées, avant de parler des régions situées plus à l'E (rivières Ouareau, L'Assomption, etc.).

1. Rivière Rouge

a) *Donnée paléontologique.* Signalons tout d'abord la découverte de petits lamellibranches (*Portlandia arctica*) dans des silts argileux, à caractère rythmique mal défini, situés presque au pied du bourrelet morainique majeur (au N d'Huberdeau). On sait que les invertébrés marins s'aventurèrent également dans des eaux tout aussi peu favorables au N d'Ottawa (Gadd, comm. orale).

b) *Données sédimentologiques et lithostratigraphiques.* Le niveau maximum fut déduit par PARRY (1963)

d'après une évidence géomorphologique: la construction d'une terrasse graveleuse au pied du front morainique près d'Arundel. Cet auteur a également cartographié un autre épandage gravo-sableux, au NE de la dépression d'Harrington: il attribua ces dépôts aux phénomènes de l'épandage proglaciaire (sandur ou sandre) classiquement admis. Les altitudes des dépôts atteignent 225,5 m à Harrington, et 241 m à Arundel.

Or, la topographie (surfaces très faiblement inclinées: 7 m par km), la grosseur des sédiments (gravier de l'ordre de 5 à 10 cm) et les figures sédimentaires (chenaux de ravinement), permettent de dire qu'il s'agit de dépôts d'eaux très peu profondes. Voici les faits géographiques: distance des sites, 20 km; différence d'altitude, 15 m. Les premières questions qu'il faut résoudre, pour faire de ces deux terrasses des constructions marquant le plan d'eau maximum (contre le front glaciaire) sont les suivantes: combien de temps s'est-il écoulé entre les constructions des deux sites et de quelle hauteur le plan d'eau s'est-il élevé? Avec un taux de retrait du glacier de l'ordre de 100 m par an, il y aurait donc eu une montée de 15 m en 200 ans! Le niveau de 225,5 m à Harrington exclut donc un niveau de 241 m à Arundel.

En fait, des arguments sédimentologiques écartent l'hypothèse des constructions proglaciaires. L'étude d'une vingtaine de constructions littorales le long de la vallée de la rivière Rouge nous montre un schéma lithostratigraphique assez différent de ce qui a été admis jusqu'à maintenant. Nous avons choisi 4 sites particulièrement favorables pour montrer que l'hypothèse des constructions proglaciaires n'est pas acceptable (fig. 5). Depuis le S, jusqu'au bourrelet morainique, et même au-delà, les dépôts grossiers (gravier et sables) sont en fait des dépôts régressifs. En effet, à mesure que l'on descend la vallée, le contact ravinant des dépôts grossiers sur les dépôts fins de décantation va s'accroissant. D'ailleurs, leur altitude décroît progressivement.

Il apparaît donc qu'il s'agit de dépôts littoraux, marquant la régression d'un plan d'eau supérieur à 228 m et obéissant au réajustement isostatique.

En pratique les dépôts littoraux les plus élevés identifiés à ce jour sont:

- Ceux du lac Caribou, au S du complexe morainique majeur: là, une butte du socle dépourvue de sédiments meubles, et culminant à 252 m est flanquée, vers le secteur S et SO, d'une terrasse sableuse légèrement inclinée: une coupe montre que, sur le socle, une couverture de till de 1 m environ est surmontée de sables fins, parsemés de blocs métriques, légèrement en reliefs autour de la butte de socle et disparaissant vers le milieu de la pente. À 0,4 km, en direction sud, cette surface inclinée passe à une surface presque horizontale (245 m).

1. Les altitudes proposées dans ce chapitre ont été obtenues avec l'altimètre Kevffell et Esser, modèle FA 185.

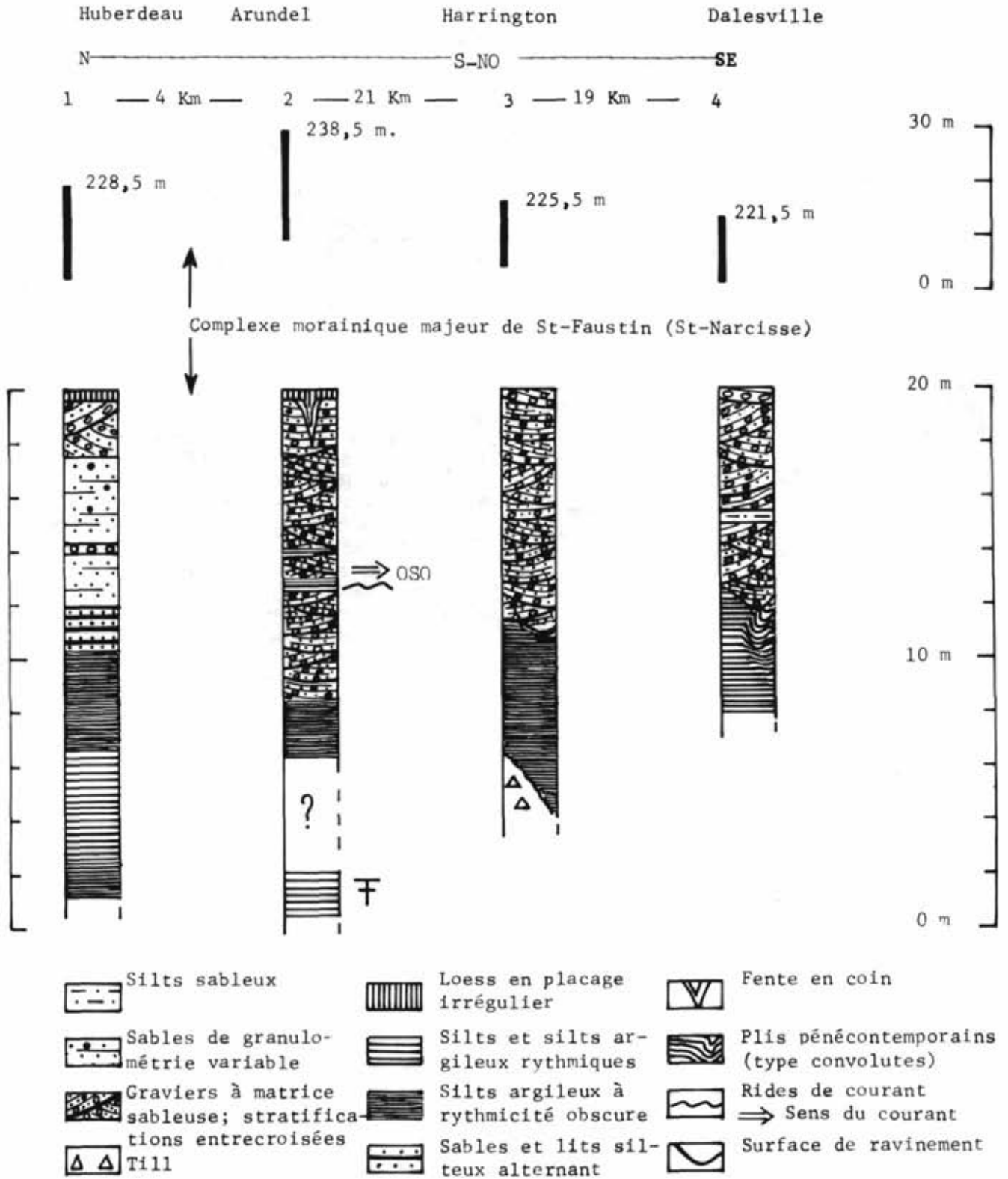


FIGURE 5. Mer de Champlain: constructions littorales régressives. Vallée de la rivière Rouge, au NO de Montréal.

Champlain Sea: regressive littoral deposits. Red River Valley, NW of Montréal.

• Ceux des fermes Alarie (fig. 4), au N des arcs morainiques d'Arundel et de la Chapelle, près de Brébeuf. Des silts sablonneux et légèrement argileux, laminaires et rythmiques, de plus de 15 m d'épaisseur, passent vers le haut à une unité sableuse stratifiée, qui s'appuie sur les hauteurs limitant la dépression au SO. Voici les données topographiques et sédimentologiques:

Ferme Alarie n° 2

Terrasse inclinée, se terminant par des sables fins noyant des monticules du socle.

Altitudes: entre 255 m et 239 m

Ferme Alarie n° 3

Terrasse sableuse, passant à des sables parsemés de blocs, au pied d'un relief du socle

Altitude du relief 249 m
Altitude des champs de bloc: 245 m

L'altitude du plan d'eau est encore supérieure à 244 m au-delà des arcs morainiques.

Conclusion. 1) Le plan d'eau maximum a atteint au moins 251 m au S du bourrelet, et 245 m au N du bourrelet: il fut toujours contrôlé par les eaux du bassin champlainien; son extension définit donc celle de la mer de Champlain. Mais on notera que la salinité des eaux, déjà très faible au S du bourrelet (fossiles exceptionnels et très petits), était sans doute presque nulle au N de celui-ci (eaux de fonte glaciaire). 2) Les preuves d'accumulations littorales (petites terrasses et gros blocs d'échouage glaciels) supérieures à 244 m sont nombreuses. 3) Les épandages graveleux et gravelo-sableux, le long de cette vallée, sont des accumulations littorales marquant la régression marine.

2. Rivière du Nord

Nous avons identifié plusieurs terrasses de dépôts détritiques, incluant des strates de silts très fins. Toutes se sont construites dans un plan d'eau majeur occupant la vallée. Ces accumulations sont situées entre Saint-Sauveur et Piedmont; elles atteignent (ou dépassent?) 250 m. De nombreuses autres accumulations, plus basses, le long de la vallée jusqu'à la région de Saint-Jérôme, marquent la régression.

3. Les vallées vers l'E

a) *La dépression de Beaulac*, en direction de Saint-Théodore-de-Chertsey: les terrasses identifiées atteignent 241 m.

b) *Vallée de la rivière Ouareau*. Des dépôts silteux rythmiques se sont déposés à une altitude au moins égale à 231 m. La tranche d'eau qui les surmontait atteignait au moins 10 m d'épaisseur: donc plan d'eau égal ou supérieur à 241 m.

c) *Région du lac Noir*. Les eaux du bassin, ouvert au SE, au front du complexe morainique fermant l'exutoire

du lac Noir, vinrent se heurter au front glaciaire: des sables très fins et des silts rythmiques se sont déposés jusqu'à 228 m ou légèrement au-dessus. Il est probable que le plan d'eau a dépassé l'altitude de 241 m dans cette région.

CONCLUSION SUR L'INVASION MARINE DANS LES LAURENTIDES AU N DE MONTRÉAL

1) L'altitude maximum atteinte fut au moins égale à 251 m au front du glacier: le milieu fut marin au moins durant un certain temps, avant la régression.

2) Le plan d'eau semble assez constant dans plusieurs fjords de cette région (vallées de la rivière Rouge, du Nord, Ouareau et L'Assomption).

B. ZONE CENTRALE DES BASSES TERRES

Dans ce que nous appelons zone centrale, un certain nombre de reliefs s'échelonnent d'O en E, depuis les collines de Rigaud et d'Oka jusqu'au mont Yamaska. Nous avons déjà montré l'impossibilité de voir un plan d'eau quelconque construire de belles accumulations littorales autour des pointements très abrupts de ces reliefs (PRICHONNET, 1973).

À propos de quelques littoraux des collines d'Oka, nous avons montré (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1974) que dès l'altitude de 168 m, des graviers et sables graveleux stratifiés, à la limite des angles d'équilibre des éléments détritiques, recouvraient en discordance des noyaux de till. Ces collines, d'ailleurs, culminent à 206 m. Il semble bien que ce fut une erreur de les considérer alors comme des îles permanentes au milieu du bassin de la mer de Champlain. Nous avons accordé trop de valeur aux limites de submersion établies par les premiers chercheurs au début du siècle (GOLDTHWAIT, 1911).

À priori, on peut admettre que le niveau marin relatif fut à peu près constant au front de l'inlandsis, au cours de son recul à travers les basses terres. En effet, le poids de la glace maintenait la zone limite à sa dépression résiduelle maximum. On sait, par ailleurs, que la durée de la déglaciation, entre le moment où le couloir de Québec — baie de Missisquoi fut envahi, et celui du recul définitif en tête des fjords des Laurentides, peut être évalué à quelque 2000 ans, soit de 12 500 à 10 500 ans BP. Au cours de cette période, la remontée eustatique peut être évaluée à environ 20 m (CURRAY, 1965).

Or, la zone centrale des basses terres est située à mi-chemin entre le SE des basses terres et les têtes de fjords. En admettant un âge très tardif pour l'épisode de Saint-Narcisse (— Saint-Faustin), et en considérant le maximum atteint par la mer dans les vallées des rivières Rouge et du Nord, on doit postuler un niveau égal ou supérieur à 241 m. Et, si l'on adopte la courbe de re-

montée eustatique de MÖRNER (1971), on aurait eu le même niveau qu'au N, soit 251 m. Nous sommes donc au-dessus des altitudes proposées depuis trois quarts de siècle.

Voici quelques arguments qui nous paraissent non contradictoires avec cette hypothèse :

1) La déglaciation des sommets de quelques montées régionales fut réalisée avant la libération des basses terres environnantes: ce phénomène est classique. Ainsi des lacs annulaires ont pu se créer dans les dépressions sommitales, voire sur les flancs extérieurs: or, des sédiments grossiers, stratifiés et inférieurs aux dépôts marins fossilifères, ont été identifiés en maints endroits au mont Saint-Hilaire et au mont Yamaska. Ceux du mont Yamaska, côté SE, sont très bas (107 m) et peuvent être des dépôts de tunnels sous glaciaires; leur granulométrie suggèrent toutefois un milieu très calme. Ceux du mont Saint-Hilaire occupent les altitudes suivantes: 107 m côté NNO; 91 m côté S (DAVID, 1972). Plus grossiers et à inclinaison sédimentaire variable (vers le mont au NNO; vers l'extérieur au S), ils peuvent représenter les reliquats de dépôts glacio-lacustres (juxtaglaciaires).

2) Les datations, au mont Saint-Hilaire, de dépôts organiques non marins sont de bons indices pour l'existence de lacs précoces au mont Saint-Hilaire. Le plus élevé, 272 m, est âgé de $12\,570 \pm 220$ BP (LASALLE, 1966).

3) Lorsque la mer entourait les Montérégiennes, elle put donc pénétrer dans les dépressions lacustres dont le niveau était inférieur. Or, au lac Hertel (mont Saint-Hilaire), LASALLE (1966) signale des preuves paléontologiques de l'invasion marine, sous les dépôts organiques lacustres datés de $10\,800 \pm 260$ BP. Les diatomées marines et saumâtres semblaient quelque peu gênante à cet auteur (p. 119) qui admettait le maximum marin de 172 m: «*the slight contamination by brackish and marine forms indicates only that the sea was very close, but probably never in the basin of the lake itself*». Cette conclusion nous paraît contredire les faits, à savoir l'influence marine. De plus, rien ne démontre que les sédiments analysés représentent l'enregistrement complet depuis l'invasion marine. On a déjà parlé (cf. plus haut) des dépôts glacio-marins, à Sainte-Thérèse, déformés et fossilifères, précédant les dépôts riches en débris (ceux que l'on date en général).

Ajoutons, enfin, que le déversoir du lac Hertel n'a pu qu'être abaissé au cours de la régression marine: l'altitude de son plan d'eau actuel (172 m) est obligatoirement plus basse que le niveau marin qui permit aux diatomées de s'y déposer.

4) Nous avons identifié, au mont Yamaska (PRICHONNET, 1972 et 1973), deux terrasses graveleuses s'éta-

geant jusqu'à 183 m au-dessus d'une magnifique flèche littorale d'orientation NO-SE presque totalement détruite par l'exploitation des gravières. Appuyées sur la bordure extérieure du mont, ces terrasses sont, à notre connaissance, les plus élevées du genre pour la région considérée.

5) Au S du déversoir du lac Hertel, des replats gravo-sableux, atteignent 228 m. Rien ne contredit l'hypothèse que ces constructions, qui nécessitent des vagues puissantes pour les façonner, soient des terrasses marines. C'est donc sur les pentes boisées des dépressions intérieures des Montérégiennes les plus élevées qu'il faut chercher les constructions littorales témoins du maximum marin (PRICHONNET, en préparation).

CONCLUSION SUR L'INVASION MARINE DANS LA ZONE CENTRALE DES BASSES TERRES

1) Les sommets et certaines dépressions centrales des Montérégiennes ont été libérés par la glace avant l'invasion marine: des dépôts organiques non marins à 272 m, âgés de $12\,570 \pm 220$ BP, peuvent être légèrement antérieurs ou contemporains de l'invasion marine dans la région.

2) La communication des eaux marines avec le proto-lac Hertel, au mont Saint-Hilaire, confirme que le niveau de 172 m ne peut être pris comme critère du maximum marin.

3) Tenant compte de la remontée eustatique, le plan d'eau marin couvrant la zone centrale des basses terres ne paraît pas tellement inférieur à celui qui ennoya les fjords des Laurentides, au N de Montréal: l'altitude de 228 m paraît acceptable, tandis que celle de 241 m pourrait avoir été atteinte.

C. BORDURE SUD DU BASSIN CHAMPLAINIEN

Les datations de fossiles marins dans la zone SSE de l'Ontario, limitrophe du Québec, indiquent une invasion marine de ces contrées très vite après l'ouverture du bassin de Québec — baie de Missisquoi. La communication s'étant faite par la zone située contre la colline de Covey Hill — Franklin Centre, il faut postuler que le front de la glace formait le rivage nord de ce chenal marin qui ennoya le bras de communication entre le lac Frontenac et le lac Vermont (phase de Belleville-Fort Ann) de PREST (1970).

Nous sommes, là encore, obligé d'admettre que le niveau marin pouvait atteindre son plus haut niveau, la région étant encore déprimée. Depuis GOLDTHWAIT (1911), on a admis que la mer ne dépassa pas l'altitude de 159 m: CHAPMAN (1937, p. 115) se servit de cette limite pour conclure que le plan ainsi projeté vers le S passait au-dessus de tous les sites où l'on avait trouvé des fossiles marins dans la dépression du lac Champlain.

L'argument de la présence ou non présence de fossiles marins mérite quelques remarques. Dans tous les dépôts littoraux de la vallée de la rivière Rouge, personne n'avait, à ce jour, signalé la présence de fossiles. Or, les fossiles trouvés à Huberdeau dans les dépôts de décantation (fig. 5), ainsi que les preuves de niveaux régressifs ultérieurs, démontrent clairement que les baies et fjords trop étroits, alimentés en eau douce (fonte de glace vers le N ou fonte de neige et précipitations vers le S), n'étaient pas des zones favorables à l'installation de faunes. Rappelons aussi le phénomène, maintes fois signalé, de dissolution des restes coquilliers dans les premiers mètres de tous les niveaux très riches (et tardifs), autour des Montérégiennes, ou ailleurs dans les mers postglaciaires du Québec.

Pour expliquer un niveau marin aussi bas, il faudrait admettre que la déglaciation de la zone sud se fit tôt, permettant l'installation de lacs proglaciaires de longue durée, et un relèvement isostatique très important.

D'un point de vue un peu théorique, nous sommes en droit de considérer que le relèvement isostatique fut ralenti par la présence des glaces résiduelles sur les Adirondacks et les Appalaches, et par les masses d'eaux des lacs proglaciaires au S et surtout au SO. Nous avons vu que le mouvement glaciaire vers le SSO, puis le SO, impliquait au moins une légère inclinaison de la région vers le SO.

Sur le plan pratique, des lacs proglaciaires de longue durée, avant l'invasion marine, auraient dû laisser d'importants dépôts. Or, à 14 km au N de la frontière, nous avons identifié une série de dépôts rythmiques de teintes vives sous les dépôts marins fossilifères. Le comptage de ces sédiments rythmiques déposés au flanc d'esker est délicat: quelques lits de décantation sont lenticulaires; parfois un de ces lits a glissé sur lui-même pour former un pli intraformationnel; quelques dépôts fins stratifiés, épais de plusieurs centimètres, ont une rythmicité obscure. Toutefois, des comptages multiples de ces «varves» permettent d'attribuer à ce lac une durée de l'ordre de 60 à 100 ans. Une telle durée n'entraîne pas une importante remontée du socle, mais elle permet d'envisager un couloir déglacé, de direction E-O, faisant communiquer le S du Québec et l'Ontario.

Enfin, extrapolant nos données de la zone centrale des basses terres, en prenant cette fois-ci la date de 12 500 BP pour évaluer la fluctuation eustatique, nous parvenons à une altitude de l'ordre de 231 m.

Nos données actuelles (photos aériennes et terrain) nous ont permis d'établir la présence de plus de 190 lignes de rivage, entre 271 m et 61 m. Les petites séries de plages et les larges pentes délavées sont certainement difficiles à interpréter entre 271 m et 222 m. Mais à 222 m, trois flèches littorales, présentant une déflexion

vers l'O, sont flanquées de beaux cordons littoraux. En dessous de ces séries de littoraux, les preuves d'érosion (talus souvent assez nets) et de constructions se succèdent parallèlement, selon les sites, jusqu'à 143 m. Au-dessous de cette altitude les constructions sont quasi exclusives, jusqu'à 61 m.

CONCLUSION À PROPOS DU MAXIMUM MARIN DE LA ZONE SUD

1) L'altitude de 159 m, admise jusqu'à ce jour, est nettement trop basse.

2) Le niveau de 222 m paraît vraisemblable, compte tenu des données globales du bassin champlainien étudié ici, des connaissances établies pour la remontée eustatique, des faits géomorphologiques, et des analyses sédimentologiques des dépôts littoraux reconnus.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES. ASPECTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Certains types d'analyse, comme l'identification des directions de galets dans les tills, nécessiteront d'autres recherches. De nouvelles datations d'échantillons, choisis en fonction de leur niveau précis dans la séquence des plages (190 à 70 niveaux selon les zones), devraient permettre une meilleure évaluation des fluctuations du niveau marin.

À la lumière des résultats de la zone d'étude, et des informations recueillies par d'autres pour les régions limitrophes, on a tenté de présenter l'allure générale des fronts glaciaires entre 12 500 et 10 800 BP sur la figure 6. Sur cette même figure, on a également tracé les limites probables d'invasion de la mer de Champlain, et signalé un certain nombre de datations au ^{14}C relatives à la déglaciation ou à la présence marine.

Rappelons que les limites marines ne sont pas synchrones dans le bassin à cause du relèvement isostatique progressif (du S vers le N) et différentiel (d'O en E). Le bassin représenté correspond donc à la surface «totale» submergée par la mer au cours de ses 3000 ans d'existence. Seules les limites marines vers les reliefs appalachiens (secteur SE et ESE) n'ont pas été indiquées, car les modalités de la déglaciation n'y sont pas tout à fait bien établies, croyons-nous: mais, bien sûr, on sait que les eaux envoyaient les vallées comme pour les fjords des Laurentides.

Le choix des datations (voir annexe) s'explique de la façon suivante: les deux datations obtenues à partir de matériel organique lacustre semblent s'harmoniser avec le début de la déglaciation des reliefs du Québec méridional: $14\,900 \pm 220$ BP dans les Appalaches, et $12\,570 \pm 220$ BP au mont Saint-Hilaire; pour les datations de fossiles marins, une cinquantaine de dates ont

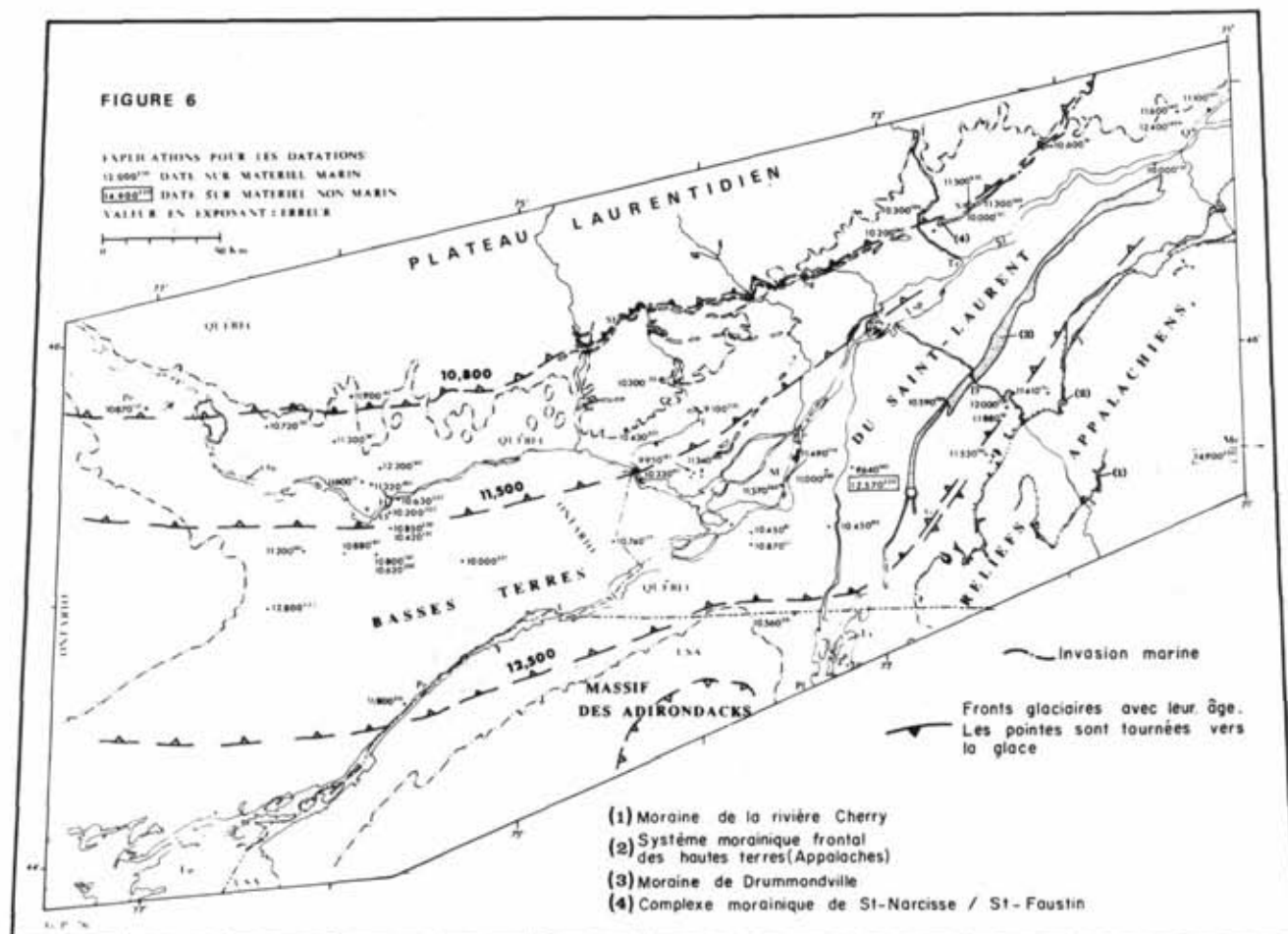


FIGURE 6. Déglaciation de la vallée du Saint-Laurent dans la région de Montréal et invasion marine contemporaine (Québec), de 12 500 à 10 500 BP. Vue d'ensemble: datations au ^{14}C et fronts glaciaires. C, Cornwall; D, Drummondville; G, Granby; H, Hull; J, Saint-Jérôme; Lc, lac Champlain; Lo, lac Ontario; Lsp, lac Saint-Pierre; M, Montréal; Me, Mégantic; O, Ottawa; Ou, l'Outaouais; Pe, Pembroke; Pl, Plattsburg;

Pr, Prescott; Q, Québec; S, Sherbrooke; Sf, Saint-Faustin; Sg, Saint-Gabriel-de-Brandon; Sl, Saint-Laurent; Sn, Saint-Narcisse; Sr, Saint-Raymond; Tr, Trois-Rivières; V, Victoriaville.

Deglaciation of the St. Lawrence Valley in the Montréal area and contemporaneous marine invasion from 12,500 to 10,500 years BP. General view: ^{14}C dates and ice-front positions.

été retenues. Dans les zones de densité plus forte, on a négligé quelques dates comprises entre les âges les plus anciens et les plus jeunes.

Les éléments de réponse suivants, concernant la déglaciation et l'invasion marine, sont proposés.

1) En bordure des Appalaches, des directions d'écoulement, opposées au mouvement général de la dernière crue glaciaire, mettent en doute l'hypothèse d'un recul unique et unidirectionnel vers le secteur NO: une nouvelle région (Granby) offre des indices de mouvements vers l'O.

2) L'extension d'un bras de mer, NE-SO, à partir de Québec, vers la dépression du lac Champlain et l'Ontario, paraît bien se faire entre 12 500 et 12 000 ans BP.

3) Les dépressions lacustres, au front du glacier, vers le S et le SO, ont permis à la bordure glaciaire de s'écouler vers elles, oblitérant les marques du long mouvement antérieur vers le SE. Les différentes formes d'accumulations observées s'harmonisent assez bien avec les marques d'érosion. Ce mouvement tardif n'a sans doute affecté que la frange la plus active du front, en avant de la zone d'ancrage. Le plan d'eau en contact avec la glace a sans doute facilité ce mouvement, en permettant à la frange du glacier de flotter.

4) La région de Montréal fut ensuite libérée par la glace assez rapidement, et donc submergée, vers 11 600 ans BP. Un recul glaciaire comparable, en Ontario, ne rend pas compte des âges disparates obtenus dans la région d'Ottawa. La mer a recouvert complètement plu-

sieurs collines des basses terres. Son plan d'eau maximum y atteint quelque 228 m. Plus au S, à Covey Hill, le niveau avait sans doute atteint 222 m.

5) Au N des premiers reliefs laurentidiens, le mouvement de la glace vers le S ne s'est plus manifesté, d'une part parce que les différences topographiques permettaient un meilleur ancrage, et d'autre part à cause d'une diminution de l'influence du plan d'eau au contact du front glaciaire.

6) À mesure que la glace libérait les vallées, celles-ci étaient envahies par la mer, pour devenir des fjords relativement étroits. Une timide incursion de la vie marine peut être constatée jusqu'au pied du complexe morainique de Saint-Faustin, dans la vallée de la rivière Rouge. En plusieurs sites des Laurentides, la mer atteignit l'altitude de 251 m.

7) La stabilisation du front glaciaire, à la fin de l'épisode de Saint-Narcisse (— Saint-Faustin), fut accompagnée de mouvements locaux divergents de la glace. Les phénomènes de poussée sont tardifs et de faible ampleur: on ne peut parler de réavancée. La durée du phénomène fut variable selon les régions. En considérant d'une part que depuis la « ligne de Sainte-Thérèse-Rigaud » jusqu'au complexe de Saint-Narcisse (— Saint-Faustin), le recul fut ralenti par quelques brèves haltes, et d'autre part que le complexe de Saint-Faustin se construisit en un siècle environ, on peut aisément comparer ce recul à la stagnation de Mauricie: 11 300 à 10 800 ans BP. environ (selon les dates communiquées par Occhietti). Un tel front devrait se prolonger vers l'O, au N d'Ottawa. Il rend difficilement acceptable des âges marins de l'ordre de 12 000 ans BP dans ce secteur (ROMANELLI, 1974).

Par ailleurs, en tenant compte de ce qui précède, et de la position du front glaciaire qui permit l'instauration du golfe de Laflamme, il apparaît délicat de corréliser l'épisode de Saint-Narcisse avec le stade Algonquin (« Algonquin Stadial », de SAARNISTO, 1974), compris entre 11 000 et 10 100 ans BP, et au cours duquel se serait construite la « Cartier morainic belt ».

8) Tandis que le front glaciaire s'éloignait vers la tête des fjords laurentidiens, le plan d'eau marin s'abaissait, construisant dans le sens opposé des terrasses discordantes sur les dépôts de décantation antérieurs (fig. 4).

Vers 10 500 ans BP, la glace avait libéré les parties hautes des fjords, dans la région étudiée. Des plaines alluviales, parsemées de dépressions lacustres, y remplacèrent rapidement les eaux « marines » (sous-saturées).

9) Le modelage de talus sableux par le vent, et le dépôt de poussières éoliennes en manteau irrégulier, témoignent de conditions climatiques rigoureuses. Les

fentes en coin dans les dépôts de la zone laurentidienne étudiée (GANGLOFF, 1973; DIONNE, 1975) ont une distribution erratique; leur très faible densité semble indiquer que seuls quelques sites furent affectés.

10) Des débris organiques (plantes aquatiques ou algues), contemporains de strates très riches en *Macoma balthica*, et sous-jacents aux derniers dépôts « argileux » fossilifères de la mer de Champlain, ont donné un âge de 9640 ± 160 ans BP (I-8979, inédite). Des eaux encore favorables à une vie marine (restreinte toutefois), recouvrirent donc le centre des basses terres jusqu'à 9500 ans BP.

REMERCIEMENTS

Les travaux présentés ont été subventionnés par le Conseil national de la recherche du Canada et le Fonds de recherche institutionnel de l'Université du Québec à Montréal. Je remercie M. Nelson Gadd, de la Commission géologique du Canada qui a accepté de lire cet article et de me faire part de ses suggestions.

RÉFÉRENCES

- ANDREWS, J. T. (1970): *A geomorphological study of post-glacial uplift with particular reference to Arctic Canada*, Inst. of British geographers, spec. publ. n° 2, Londres 156 p.
- ANTEVS, E. (1925): *Retreat of the last ice sheet in eastern Canada*, Geol. Surv. Can., mem. 146.
- ARDLEY, E. (1912): Occurrence of *Ostrea* in the Pleistocene deposits of the vicinity of Montreal, *Ottawa Nat.* 26: 67.
- BÉLAND, J. (1953): *Geology of the Shawinigan map-area, Champlain and St-Maurice Counties*, Québec, thèse de Ph.D., Princeton Univ.
- CHALMERS, R. (1885): *Preliminary report on the surface geology of New Brunswick*, Geol. Surv. Can., Ann. Rept. 1: 58.
- (1890): The glaciation of the Cordillera and the Laurentide, *Am. Geol.*, 6: 324-325.
- CHAPMAN, D. H. (1937): Late-glacial and postglacial history of the Champlain valley, *Amer. J. of Sci.*, 5, (34), 200: 89-124.
- CLARK, T. H. et ELSON, J. A. (1961): Ventifacts and eolian sand at Charette, P. Q., *Trans. Roy. Soc. Can.*, LV, Series III, Sect. 4.
- CURRAY, J. R. (1965): Late Quaternary history, continental shelves of the United States, in *Quaternary of the United States*, H. E. Wright, J. et D. C. Frey, éd., p. 723-735.
- DAVID, P. P. (1972): *Excursion B-04. Dépôts pléistocènes au Nord-Est de Montréal*, Congr. géol. int., Montréal, livret-guide, excursion B-04, 15 p.
- DAWSON, J. W. (1893): *The Canadian ice age*, Montréal, William V. Dawson, éd.

- DENIS, R. (1974): *Late Quaternary geology and geomorphology in the Lake Maskinongé area, Québec*, thèse Ph.D., Uppsala Univ., 125 p.
- DENIS, R. et PRICHONNET, G. (1973): *Aspects du Quaternaire dans la région au Nord de Joliette*, Livret-guide d'excursion, 2^e colloque sur le Quaternaire du Québec, Montréal, 53 p.
- DIONNE, J.-C. (1972): La dénomination des mers du postglaciaire au Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, 16 (39), 483-487.
- (1975): Paleoclimatic significance of late Pleistocene ice-wedge casts in southern Québec, Canada, *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 17 (1): 65-76.
- DIONNE, J.-C., JURDANT, M. et BEAUBIEN, J. (1968): Moraines frontales dans le parc des Laurentides et régions avoisinantes, *Ann. ACFAS*, 35: 130-131.
- ELSON, J. A. (1962): *Pleistocene Geology of the St. Lawrence Lowlands*, 54th Annual Meeting, Montreal, New England Intercollegiate Geol. Conf. Guide-book (T. H. Clark, éd.) 15-24.
- (1969): Late Quaternary marine submergence of Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 23 (3): 247-258.
- (1969b): Radiocarbon dates, *Mya Arenaria* phase of the Champlain Sea, *Can. J. Earth Sci.*, 6 (3): 367-372.
- ELSON, J. A. et ELSON, J. B. (1959): Phases of the Champlain Sea as indicated by littoral mollusks (abstract), *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70 (12): 1596.
- FAESSLER, C. (1947): *L'extension maximum de la mer Champlain au Nord du St-Laurent de Trois-Rivières à Moisie*, Extrait Soc. Provancher d'Histoire naturelle du Canada, 16-28.
- FAIRCHILD, H. L. (1919): Pleistocene marine submergence of the Hudson, Champlain and St. Lawrence valleys, *N.Y. State Mus.*, Bull. 209-210.
- FARRAND, W. R. (1962): Postglacial Uplift in North America, *Am. J. Sci.*, 260: 181-199.
- FLINT, R. F. (1951): Dating late Pleistocene events by means of radio carbon, *Nature*, 167 (4256):
- GADD, N. R. (1960): *Surficial geology of the Bécancour Map-area, Québec*, 31 1/8, Geol. Surv. Can., Pap. 59-8, 34 p., 1 carte h.t.
- (1966): Surficial geology in the St-Sylvestre area, in *Rept. Activities*, Geol. Surv. Can., Pap. 66-1: 163-166.
- (1971): Pleistocene geology of the Central St. Lawrence Lowland, *Geol. Surv. Can.*, Mem. 359.
- GADD, N. R., McDONALD, B. C. et SHILTS, W. W. (1972a): *Deglaciation of Southern Québec*, Geol. Surv. Can., Pap. 71-47, 19 p.
- GADD, N. R., LASALLE, P., DIONNE, J.-C., SHILTS, W. W. et McDONALD, B. C. (1972b): *Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le Québec méridional*, Livret-guide d'excursion A44-C44, 24^e Congrès géologique international, 74 p. (trad de P. LaSalle).
- GANGLOFF, P. (1973): Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal, *Cah. Géogr. Qué.*, 17 (42): 415-448.
- GOLDRING, W. (1922): The Champlain Sea. *N.Y. State Mus.*, Bull. 239-240, 153-187, pl. 1-3.
- GOLDTHWAIT, J. W. (1911): Plages soulevées du Sud de Québec, *Rapp. Som., Comm. Geol. Can.*, 228-242.
- GRENIER, C. et DEMPSTER, E. (1974): *Annuaire de puits et forages*, Min. Rich. Nat. Québec, 3 vol.: 1777 p.
- HARRINGTON, C. R. (1971): The Champlain sea and its vertebrate fauna, Part I, *Trail and Landscape*, 5 (5): 137-141.
- (1972): The Champlain sea and its vertebrate fauna, Part II, *Trail and Landscape*, 6 (1): 33-39.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1974a): État actuel des connaissances sur le relèvement glacio-isostatique dans la région de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9 000 ans, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278 (D): 1939-1942.
- (1974b): La déglaciation au Nord-Ouest de Montréal: données radiochronologiques et faits stratigraphiques, *Rev. Géogr. Montr.*, 28 (4): 407-417.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S. (1977): Fréquence des datations au ¹⁴C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques, *Paleogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 21: 17-54.
- HILLAIRE-MARCEL, C., PRICHONNET, G. et DE BOUTRAY, B. (1974): Les faciès du pléistocène marin des collines d'Oka, Québec, *Nat. Can.*, 101: 781-802.
- HITCHCOCK, E. et HITCHCOCK (1861): *Report on the geology of Vermont Claremont* (N. H.), Claremont Manufacturing Co., 2 vol., 558 p.
- HOUDE, M. et CLARK, T. H. (1961): *Carte géologique des Basses Terres du St-Laurent* (1/250 000), Min. Rich. Nat. Québec, n° 1407.
- JOHNSTON, W. A. (1917): *Pleistocene and recent deposits in the vicinity of Ottawa, with a description of the soils*, Geol. Surv. Can., Mem. 101, 69 p., 1 carte h.t.
- KARROW, P. F. (1959): *Surficial geology of Grondines area, Québec*, Geol. Surv. Can., Map 41 — 1959.
- (1961): The Champlain sea and its sediments, in *Soils of Canada*, Roy. Soc. Can., Spec. Bull. n° 3, R. F. Legget, éd., Univ. of Toronto Press, 97-108.
- LAMARCHE, R. (1971): Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Québec, *Am. J. Sci.*, 271: 383-388.
- (1974): Southeastward, northward, and westward ice movement in the Asbestos area of southern Québec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85: 465-470.
- LAMOTHE, M. (1977): *Les dépôts meubles de la région de St-Faustin — St-Jovite (Québec): cartographie, sédimentologie, stratigraphie*, thèse de Maîtrise, Univ. du Québec à Montréal, 118 p., 2 fig. 1 carte h.t.

- LASALLE, P. (1966): Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence Lowlands, Canada, *Leidse Geol. Mededel.*, 38: 91-128.
- (1970): Notes on the St. Narcisse morainic system North of Québec City, *Can. J. Earth Sci.*, 7 (2): 516-521.
- LASALLE, P. et ELSON, J. A. (1975): Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a climatic event in eastern Canada, *Quaternary Res.*, 5: 621-625.
- LAVERDIÈRE, C. et COURTEMANCHE, A. (1960): La géomorphologie glaciaire de la région du Mt-Tremblant, Part. 2, *Cah. Géogr. Qué.*, 9: 5-32.
- LEE, H. A. (1962): *Surficial geology of Rivière-du-Loup, Trois-Pistoles area Québec*, Geol. Surv. Can., Pap. 61-32.
- LORTIE, G. (1975): Direction d'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec, *Comm. géol. Can.*, Pap. 75-1A: 415-416.
- MCDONALD, B. C. et SHILTS, W. W. (1971): Quaternary stratigraphy and events in southeastern Québec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82: 683-698.
- MANGERUD, J. et GULLIKSEN, S. (1975): Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada, *Quaternary Res.*, 5: 263-273.
- MÖRNER, N.-A. (1971): Late Quaternary isostatic, eustatic and climatic changes, *Quaternaria*, XIV: 65-83.
- MOTT, R. J. (1968): A radiocarbon dated marine algae bed of the Champlain sea episode near Ottawa Ontario, *Can. J. Earth Sci.*, 5: 319-324.
- OCCHIETTI, S. (1972): Moraine de poussée Valdres (Dryas supérieur) à Saint-Narcisse, Québec, 22^e Congrès international de géographie, Univ. of Toronto Press, Toronto, 1: 117-119.
- (1976): Dépôts et faits quaternaires du bas St-Maurice, Québec (2^e partie), *Comm. Géol. Can.*, 76-1C: 217-220.
- OSBORNE, F. R. (1950): Ventifacts at Mt-Carmel, Québec, *Trans. Roy. Soc. Can.*, 3, 44-4: 41-49.
- (1951): Parc des Laurentides ice cap and the Québec sea, *Nat. Can.*, 78: 221-251.
- PAGÉ, P. (1977): Les dépôts meubles de la région de St-Jean-de-Matha, Ste-Émilie-de-l'Énergie (Québec): cartographie, sédimentologie, stratigraphie, thèse de Maîtrise, Univ. du Québec à Montréal, 118 p., 1 carte h.t.
- PARRY, J. T. (1963): *The Laurentians. A study in geomorphological development*, McGill Univ., Montréal, thèse de Ph.D., 222 p.
- PARRY, J. T. et MACPHERSON, J. C. (1964): The St. Faustin — St. Narcisse Moraine and the Champlain Sea, *Rev. Géogr. Montr.*, 28(2): 235-248.
- PREST, V. K. (1970): Quaternary geology of Canada economic geology report series No. 1, ch. XII from Geology and economic minerals of Canada, *Economic Geology Report*, series No. 1: 676-764.
- PREST, V. K. et KEYSER, J. B. (1961): *Géologie des dépôts meubles, région de Montréal*, Comm. Géol. Can., carte 29-1961, 1/18 000.
- PREST, V. K., GRANT, D. R. et RAMPTON, V. N. (1970): *Carte glaciaire du Canada.*, Comm. Geol. Can., carte 1253 A, 1/5 000 000.
- PRICHONNET, G. (1972): Structures sédimentaires dans les faciès littoraux de la Mer de Champlain — Pr. de Québec. Un modèle semble constant, *Ann. ACFAS*, 39: page annexe.
- (1973): Intérêts des reliefs des Basses Terres dans l'interprétation de la transgression et de la régression de la Mer de Champlain, 2^e Colloque sur le Quaternaire du Québec Montréal, Rés. communications, p. 18.
- (en préparation): *Accumulations littorales de la mer de Champlain: classification, sédimentologie, paléogéographie.*
- PRICHONNET, G. et RAYNAL, M. (1974): Déformations structurales mineures et interprétation tectonique générale: le cas de l'échelle paléozoïque de St-Dominique, au front des Appalaches (Québec), *Ann. ACFAS*, 41: 112.
- PRICHONNET, G. et RAYNAL, M. (1977): La tectonique du front appalachien dans la région de St-Dominique, Québec, *J. Can. Sci. Terre*, 14(5): 1085-1099.
- RALPH, E. K. et MICHAEL, H. N. (1974): Twenty five years of radiocarbon dating, *Am. Sci.*, 62(5): 553-560.
- RICHARD, P. (1973): Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au Sud de la ville de Québec, *Nat. Can.*, 100: 591-603.
- RICHARD, P. et POULIN, P. (1976): Un diagramme pollinique au mont des Éboulements, région de Charlevoix, Québec, *J. Can. Sci. Terre*, 13(1): 145-156.
- RICHARD, S. H. (1976): Surficial Geology mapping: Valleyfield — Rigaud area, Québec (31G/1, 8, 9), *Geol. Surv. Can.*, Pap. 76-1A: 205-208.
- ROMANELLI, R. (1974): The Champlain sea episode in the Gatineau River Valley and Ottawa area, *Can. Field-Nat.*, 89: 356-360.
- RONDOT, J. (1974): L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 28(4): 375-388, 1 carte h.t.
- SAARNISTO, M. (1974): The deglaciation history of the Lake Superior region and its climatic implications, *Quaternary Res.*, 4: 316-339.
- STANFIELD, J. (1917): *Dépôts pléistocènes et récents de l'île de Montréal*, Comm. Geol. Can., Mém. 73.
- TERASMAE, J. (1960): Contributions to Canadian palynology, no. 2; Pt. 1-A, palynological study of post-glacial deposits in the St-Lawrence Lowlands, *Geol. Surv. Can.*, Bull. 56: 1-22.
- TERASMAE, J., KARROW, P. F. et DREIMANIS, A. (1972): *Stratigraphie et géomorphologie du Quaternaire dans la partie orientale de la région des Grands Lacs du Sud de l'Ontario*, 24^e Congrès géol. int. Montréal, excursion A-42, 75 p. (traduction: G. Prichonnet).
- WAGNER, F. J. E. (1967): *Published references to Champlain sea faunas 1837-1966 and list of fossils*, Geol. Surv. Can., Pap. 67-16.
- (1968): Illustrated check-list of marine Pleistocene invertebrate fossils of Québec, *Nat. Can.*, 95: 1409-1423.

— (1970): *Faunas of the Pleistocene Champlain sea*, Geol. Surv. Can., Bull. 181.

WHITTAKER, E. J. (1922): Pleistocene and recent fossils of the St. Lawrence valley, *Can. Mines B publ.*, 549: 103-108.

ANNEXE

Liste des datations au ¹⁴C reportées sur la figure 5*

Radiocarbon dates reported on Figure 5

Laboratoire et n°	âge	erreur	altitude	localité	matériel daté	collectionneur	référence
<i>I. Datations sur matériel lacustre</i>							
GSC 1339	14 900	220	489	Lac sans nom, près de Mégantic	Mousse et gyttja calcaire	Shilts et Mott	Gadd <i>et al.</i> , 1972a
GSC 419	12 570	220	272	Mt St-Hilaire	Débris de plantes		LaSalle, 1966
<i>II. Datations sur matériel marin</i>							
<i>Québec et environs</i>							
GSC 1533	12 400	160	110	Charlesbourg	<i>Portlandia arctica</i>	LaSalle	Gadd <i>et al.</i> , 1972b
GSC 1235	11 600	160	177	Notre-Dame-des-Laurentides	Fragments de coquille <i>Mya truncata</i>	LaSalle	Gadd <i>et al.</i> , 1972b
GSC 1232	11 100	160	107	Beauport	Fragments de coquille <i>Balanus sp.</i>	LaSalle	Gadd <i>et al.</i> , 1972b
GSC 1451	10 000	150	64	St-Nicholas	<i>Hemithyris psittacea?</i>	Gadd	Gadd <i>et al.</i> , 1972a
<i>Drummondville et environs</i>							
GSC 936	12 000	230	122	L'Avenir	(Mélange d'espèces) <i>Macoma b.</i> , <i>Hiatella a.</i> <i>Mya?</i> , <i>Yoldia</i>		McDonald, 1968
GSC 505	11 880	180	122	L'Avenir	(id) <i>Macoma sp.</i> , <i>Hiatella arctica</i>	McDonald	Lowdon <i>et al.</i> , 1967
GSC 475	11 530	160	145	Ste-Christine	(id) <i>Hiatella a.</i> , <i>Macoma</i> , <i>Yoldia</i> , <i>Mytilus</i>		McDonald, 1968
GSC 187	11 410	150	122	Kingsey Falls	(id) <i>Macoma calc.</i> , <i>Mya trunc.</i> , <i>Hiatella a.</i>	Gadd	Dyck <i>et al.</i> , 1963
GrN 2034	10 590	100	80	Duncan St.	<i>Mya arenaria</i>		Elson, 1962
<i>Région de Montréal</i>							
GrN 1697	11 490	110	171	Mont Royal	(coquilles)		Elson, 1962
Y 233	11 370	360	171	Mont Royal	(id) <i>Macoma b.</i> , <i>Hiatella a.</i>		Preston <i>et al.</i> , 1955
QU 51	11 340	300	165	St-Joseph-du-Lac	<i>Mytilus edulis</i>	Hillaire-Marcel <i>et al.</i>	Hillaire-Marcel, 1973
Gif 401	11 000	350	135	Mont St-Bruno	Coquilles		LaSalle, 1966
GrN 2031	10 870	105	43 ± 1	Ste-Philomène	<i>Mya arenaria</i>		Elson, 1969
GrN 1696	10 450	80	56	Ste-Philomène	Coquilles		Elson, 1969
GrN 2032	10 450	80	53 ± 2	Mont Johnson (ou St-Grégoire)	<i>Mya arenaria</i>		Elson, 1962
Qu 74	10 430	220	120	Lachute	<i>Hiatella arctica</i>	Hillaire-Marcel <i>et al.</i>	Hillaire-Marcel, 1973
GrN 2035	10 330	100	98 ± 1,5	St-Joseph-du-Lac	<i>Mya arenaria</i>		Elson, 1969
—	10 300	250	178	Piedmont	<i>Hiatella arctica</i> <i>Portlandia arctica</i> <i>Astarte</i>		Parry, 1963
Gif 2107	9 950	185	92	St-Joseph-du-Lac	<i>Mya arenaria</i>		Gangloff <i>et al.</i> , 1971
I 8979	9 640	160	53 ± 1,5	Mont St-Hilaire	Algues (?)	Prichonnet <i>et al.</i>	Prichonnet (inéd.)
Qu 53	9 100	330	120	St-Jérôme	<i>Hiatella arctica</i>		Gangloff, 1974

Laboratoire et n°	âge	erreur	altitude	localité	matériel daté	collectionneur	référence
<i>Frontière des États-Unis</i>							
W 1109	10 560	350	64	Lac Alice (N.Y.)	coquilles		Ives <i>et al.</i> , 1964
<i>Province d'Ontario</i>							
GSC 1859	12 800	220	169	Clayton	coquilles		Richard, 1975
GSC 1013	11 800	210	103,5	Maitland	<i>Macoma baltica</i>	Richard	Henderson, 1969
GSC 1672	11 200	160	152,5	Almonte	<i>Macoma baltica</i>		Lowdon et Blake, 1973
GSC 588	10 880	160	97	Ottawa	coquilles		Mott, 1968
GSC 90	10 870	130	136	Pembroke	coquilles		Dyck et Fyles, 1963
Y 216	10 850	330	98,5	Ottawa	<i>Macoma sp.</i> <i>Balanus sp.</i> <i>Hiatella arctica</i>		Preston <i>et al.</i> , 1955
GSC 570	10 800	150	98	Twin Elm	Algues		Mott, 1968
GSC 119	10 740	170	78,5	Glennévis	<i>Macoma baltica</i>		Dyck <i>et al.</i> , 1964
GSC 587	10 620	200	104	Twin Elm	<i>Macoma baltica</i>		Mott, 1968
GSC 454	10 420	150	92	Ottawa	<i>Beluga (vertèbre)</i>	Rolland (Gadd)	Dyck <i>et al.</i> , 1966
L 604 D	10 200	200	107	Ottawa	coquilles		Dyck <i>et al.</i> , 1962
GSC 1553	10 000	320	70	Russell	coquilles		Scott, 1972
<i>Région de Hull (Québec)</i>							
GSC 1646	12 200	160	195	Cantley	coquilles	Romanelli	Lowdon et Blake, 1973
GSC 1772	11 900	160	176	Martindale	coquilles	Romanelli	Lowdon et Blake, 1973
GSC 842	11 600	150	170	Meach Lake	coquilles	Buckley	Lowdon et Blake, 1970
L 639 B	11 320	200	152,5	Old chelsea	coquilles		Gadd, 1964
GSC 982	11 300	180	157,5 ± 2,5	Mahon Lake	<i>Macoma sp.</i>		Buckley, 1967
GSC 623	10 720	150	64	Ottawa	<i>Yoldia sp.</i>		Lowdon <i>et al.</i> , 1967
<i>Mauricie</i>							
GSC 1526	11 500	630	91,5	St-Narcisse Sta. (barrage)	Foraminifères	Gadd	Gadd, 1972a
GSC 1729	11 300	160	81	St-Narcisse (Rivière des Chutes)	<i>Portlandia arctica</i>		Occhietti, 1976
GSC 2090	10 600	160	71	St-Alban	<i>Balanus hameri</i>		Occhietti, 1976
GSC 2101	10 300	100	129	Shawinigan	<i>Mya arenaria</i>		Occhietti, 1976
GSC 1700	10 200	160	128	Charette	<i>Macoma baltica</i>		Occhietti, 1976
GSC 1444	10 000	150	98	St-Narcisse Sta. (Rivière la Fourche)	<i>Hiatella arctica</i>		Occhietti, 1976

* On trouvera des listes partielles, ou plus complètes, et des commentaires, principalement dans: ELSON (1962), GADD *et al.* (1972a, b), HILLAIRES-MARCEL (1974b), LASALLE (1966), OCCHIETTI (1976) ROMANELLI (1974). Je remercie M. S. Occhietti qui m'a autorisé à consulter sa banque de données des datations marines (partie de la mer de Champlain). Lorsque la colonne «collectionneur» ne signale pas le nom d'un chercheur, c'est généralement que l'auteur ayant publié la date est lui-même collectionneur.