

Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec

Contribution to the study of the Wisconsinan deglaciation of the central area of the Eastern Townships

Pierre Clément and Michel Parent

Volume 31, Number 3-4, 1977

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/1000274ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/1000274ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Clément, P. & Parent, M. (1977). Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 217-228. <https://doi.org/10.7202/1000274ar>

Article abstract

Various geomorphological and sedimentological observations, such as southward till fabric orientations, northern slope location and direction of frontal glacial features, and orientation and location of interlobate system, indicate that an ice-body flowed southward, east and northeast of Sherbrooke. Westward, this mass probably extended to the Saint Claude eskers north of the Stoke Mountains Interlobate Moraine. Its origin cannot be recognized in the studied area, but could be located in the Thetford Mines Appalachian plateau. This ice which was conflicting with its western southeastward flowing neighbor had a growing influence in the last déglaciation stages, especially during the Cherry River readvance which could be extended southeastward beyond the limit proposed by McDONALD (1967). The lack of southwestward continuity and the slope position of the frontal features are explained by the occurrence of ice-dammed lakes in the main valleys where the glacier was afloat. As the presumed east-west trend of ice fronts cuts obliquely the northeast-southwest topographical axes, spillways generally tended to flow westward according to the decreasing lake altitudes in this direction.

# CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA DÉGLACIATION WISCONSINIENNE DANS LE CENTRE DES CANTONS DE L'EST, QUÉBEC

Pierre CLÉMENT et Michel PARENT, Département de géographie, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec J1K 2R1.

**RÉSUMÉ** Un ensemble de faits géomorphologiques et sédimentologiques (fabriques de till à orientation d'écoulement vers le S; position sur des versants exposés au N et tracé de formes glaciaires frontales; orientation et situation de système interlobaire) indique un écoulement général vers le S d'une masse glaciaire à l'E et au NE de Sherbrooke. La limite occidentale de celle-ci paraît se prolonger au N de la moraine d'interlobe des monts Stoke par les eskers de Saint-Claude. L'origine de cette masse glaciaire n'est pas reconnaissable dans la région considérée, mais pourrait se situer dans le plateau appalachien de Thetford-Mines. Cette masse, en conflit avec sa voisine occidentale à écoulement général vers le SE, a vu son influence croître durant les étapes ultimes de la déglaciation, en particulier lors de la récurrence dite de Cherry River dont l'extension au SE de la limite fixée par McDONALD (1967) paraît probable. L'absence de continuité vers le SO et la localisation sur versant des formes frontales s'expliquent par l'existence de lacs de barrage glaciaire dans les vallées principales où les fronts étaient amenés à flotter; l'obliquité des axes du relief, orientés NE-SO par rapport aux fronts assumés plutôt E-O, rend compte du déversement général vers l'O des lacs proglaciaires, soit dans la direction de leur décroissance d'altitude.

**ABSTRACT** *Contribution to the study of the Wisconsinan deglaciation of the central area of the Eastern Townships.* Various geomorphological and sedimentological observations, such as southward till fabric orientations, northern slope location and direction of frontal glacial features, and orientation and location of interlobate system, indicate that an ice-body flowed southward, east and northeast of Sherbrooke. Westward, this mass probably extended to the Saint Claude eskers north of the Stoke Mountains Interlobate Moraine. Its origin cannot be recognized in the studied area, but could be located in the Thetford Mines Appalachian plateau. This ice which was conflicting with its western southeastward flowing neighbor had a growing influence in the last deglaciation stages, especially during the Cherry River readvance which could be extended southeastward beyond the limit proposed by McDONALD (1967). The lack of southwestward continuity and the slope position of the frontal features are explained by the occurrence of ice-dammed lakes in the main valleys where the glacier was afloat. As the presumed east-west trend of ice fronts cuts obliquely the northeast-southwest topographical axes, spillways generally tended to flow westward according to the decreasing lake altitudes in this direction.

**РЕЗЮМЕ** ВКЛАД В НАУКУ ОТСТУПЛЕНИЯ ВИСКОНСИНСКОГО ЛЕДНИКА В ЦЕНТРЕ РАЙОНА КАНТОН ДЕ ЛЕСТ, КВЕБЕК. Сбор геоморфологических и седиментологических данных (принимая во внимание ориентировку тили к течению к югу; положение на обнаженных к северу склонах, намеченные формами ледниковых окончаний; ориентация и расположение межлобарной системы) указывают на общее течение к югу ледниковой массы находившейся на востоке и северо-востоке от города Шербрука. Западный предел этой массы в виде эскер Сан-Клод как будто продолжается на север от межлобарной морены гор Стоук. Место происхождения этой ледниковой массы не узнаваемое в рассмотренном районе но могло бы находиться в аппалачском плато вблизи от Тетфорд Майнс. Эта масса, которая между прочим находится в конфликте с ближайшей западной массой, общее течение которой проявилось в юго-восточном направлении, свидетельствовала увеличению своего значения во время последних этап ледникового отступления, в особенности при так называемом возврате реки Чэри. Простирание этого возврата к юго-востоку от пределов установленных Мак Доналдом (1967), кажется вероятным. Отсутствие непрерывности к юго-западу и локализация на склоне форм ледниковых окончаний объясняется наличием озёр гляциальной дамбы в основных долинах где ледниковые окончания подверглись сплыванию. Косое направление осей рельефа, направленные на северо-запад юго-восток по отношению к ледниковым окончаниям находившимся в восточно-западном направлении, учитывает наличие ошвего перелива к западу от приледниковых озёр, точнее в направлении уменьшения их высоты.

La région analysée (fig. 1) est située entre la frontière des États-Unis au S et la latitude 45°50' N; d'E en O, elle est comprise entre le méridien 71° O et le chaînon de Sutton-Richmond. Ce secteur des Appalaches septentrionales constitue un plateau incliné entre 250 et 450 m d'altitude, coupé par des reliefs dont les altitudes maximales atteignent le millier de mètres au SE. Les axes topographiques sont généralement parallèles aux directions tectoniques NE-SO, qui s'incurvent vers l'E dans la région de Ham.

Le schéma établi pour la dernière déglaciation wisconsinienne dans les Cantons de l'Est fait intervenir le retrait vers le NO d'un inlandsis (McDONALD 1967), avec persistance d'une masse de glace dans la région de Thetford-Mines (GADD *et al.*, 1972). Cette masse, aux limites mal définies, aurait laissé des marques d'écoulement vers le N et l'O (LAMARCHE 1971, 1974). Le recul général de l'inlandsis a été interrompu par une récurrence, dite récurrence de Cherry River, dont l'âge approximatif est estimé à 13 5000 AA (GADD *et al.*, 1972). Au cours de la déglaciation, des lacs de barrage glaciaire se sont formés dans le bassin du Saint-François; l'épisode le mieux connu est la phase de «Sherbrooke» du

lac Memphrémagog (McDONALD, 1967, 1968). Certaines données géomorphologiques et sédimentologiques permettent de modifier le schéma régional proposé précédemment.

## I. LES FAITS OBSERVÉS

### 1. LES FABRIQUES DU TILL RÉCENT

Des mesures d'orientation et d'inclinaison de cailloux d'axe *a* supérieur à 1,5 cm ont été effectuées au N et au NE de Sherbrooke, soit dans les vallées du Watopéka (PARENT, 1976) et du Saint-François (fig. 2). Les précautions usuelles ont été prises: choix de sites de pente inférieure à 2° pour éviter les dérangements par les mouvements de masse; prélèvements entre 1 et 1,5 m de profondeur pour éviter à la fois les perturbations pédologiques et l'accès à des tills sous-jacents plus anciens pouvant être parfois peu distincts sur le terrain.

Ces mesures ont porté uniquement sur les cailloux en forme de lame ( $a/b > 1,5$  et  $b/c > 1,5$ ) et de baguette ( $a/b > 2$  et  $b \approx c$ ). Pour la première catégorie, représentant plus de 80% des cas, les positions respectives dans l'espace des axes *a* et *c* peuvent être éta-

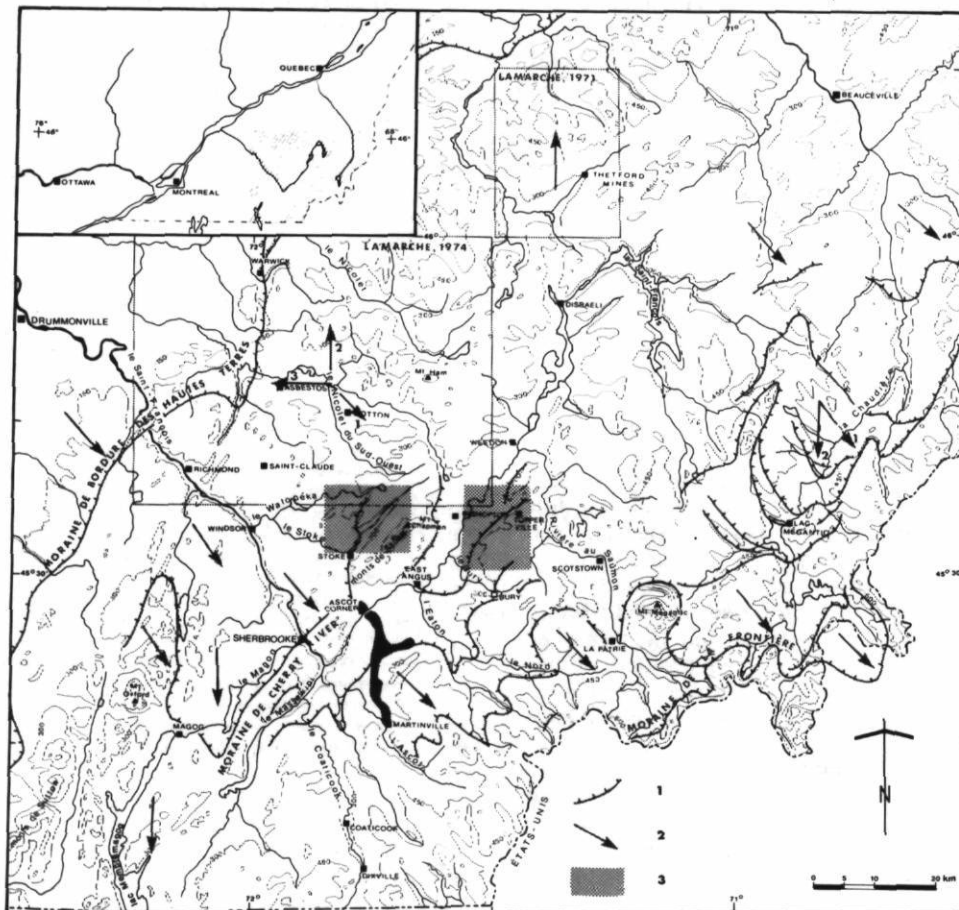


FIGURE 1. Carte de localisation: 1) positions frontales selon GADD *et al.* (1972); 2) directions principales des marques glaciaires (la succession chronologique est indiquée par les numéros) observées par Gadd *et al.* et par Lamarche; 3) localisation des figures 4 et 5.

Location map: 1) ice-front positions according to GADD *et al.* (1972); 2) main directions of glacial striations (chronological order shown by numbers) observed by GADD *et al.* and by Lamarche; 3) location of figure 4 and 5.

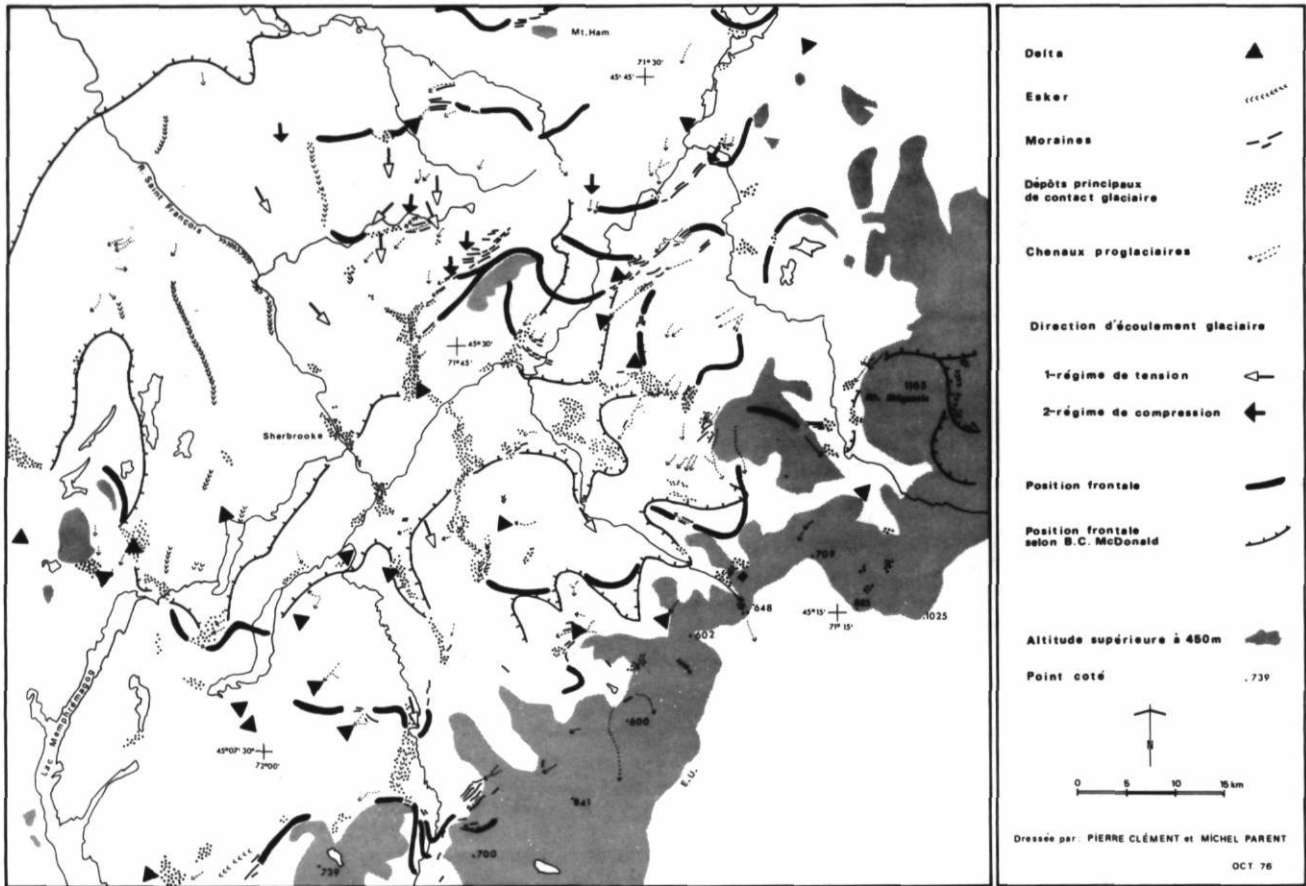


FIGURE 2. Formes et dépôts liés à la déglaciation wisconsinienne.

Wisconsinan deglaciation features and deposits.

blies de manière sûre. Les stéréogrammes qui en résultent (fig. 3) permettent alors des interprétations moins équivoques que les représentations bidimensionnelles traditionnelles. Selon les travaux de BOULTON (1970a, 1970b, 1971, 1972) et de MARK (1974), les relations entre les isolignes représentant les axes *a* et les projections des axes *c* (pôles des plans *a/b*) renseignent à la fois sur la direction des écoulements et le type de dynamique glaciaire probable. Le fait le plus constant observé sur les glaciers actuels est la plongée vers l'amont glaciaire des plans définis par les axes *a/b* (BOULTON, 1970 a et b; PRICE, 1970). Dans les zones de régime de compression, les axes *a* ont tendance à se disposer parallèlement au front (BOULTON, 1971); cette disposition couplée avec l'inclinaison vers le N visible sur le diagramme des axes *c* apparaît sur les exemples des figures 3 a et 3 b (FT 2 et 15) et se répète souvent au N des positions frontales définies plus loin (fig. 2). Dans les zones de régime de tension, les axes *a* se placent plutôt parallèlement à l'écoulement glaciaire tandis que la direction de plongée demeure vers l'amont. Ce type de fabrique, représenté par les exem-

ples des figures 3 c et 3 d (FT 7 et 18), se retrouve de préférence sur les interfluvés et dans les vallons éloignés des formes frontales.

Au total les fabriques établies dans 17 sites dispersés entre le Nicolet et le Saint-François, auxquelles s'ajoutent les enseignements de 3 fabriques relevées par McDONALD, (1967) au S et au SO du secteur précédemment défini, permettent de distinguer deux ensembles spatiaux: l'un au NE de Sherbrooke où le dernier écoulement s'effectuait vers le S et même le SO, là où la topographie est favorable; l'autre jouxtant le premier au S et au SO où ces indicateurs sont conformes à l'écoulement général vers le SE et le SSE préconisé par McDonald.

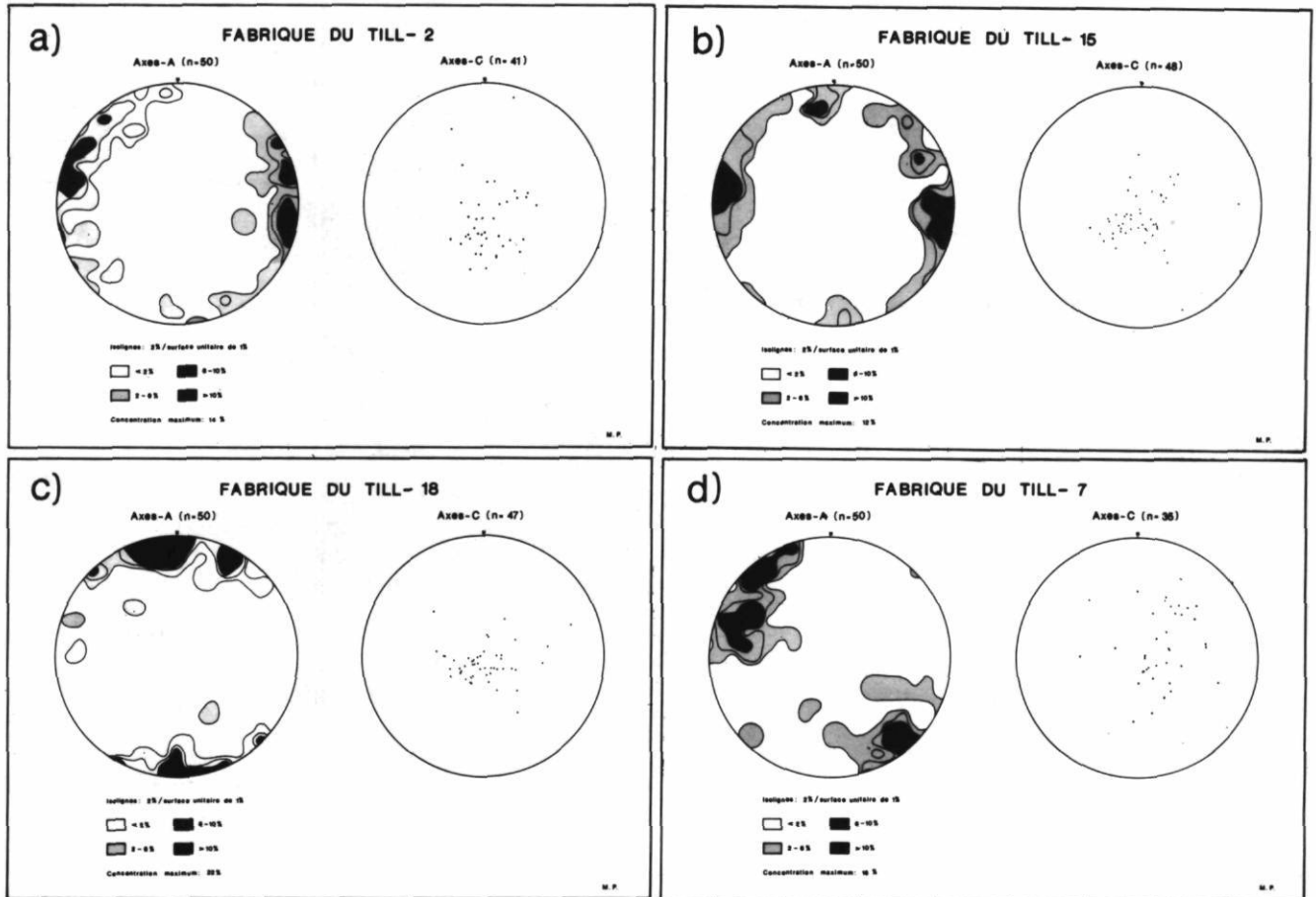
2. LES SYSTÈMES MORAINIQUES ET LES CHENAUX PROGLACIAIRES

Ces formes sont de plus sûrs critères de reconnaissance des positions frontales que les accumulations dites de contact glaciaire dont la mise en place et les perturbations internes par fonte de glace enfouie peu-

SERVICES DE GÉOGRAPHIE APPLIQUÉE de Sherbrooke inc. 76

Dressée par: PIERRE CLÉMENT et MICHEL PARENT

OCT 76



**FIGURE 3.** Types de fabriques du till observées et directions d'écoulement glaciaire déduites: A (FT2), fabrique en régime de compression, écoulement vers 200° (grille MTU, zone 19; X: 285.5, Y: 5050.7); B (FT15), fabrique indiquant un écoulement lvers le S (180°) en régime de compression (grille MTU, zone 19; X: 299.6, Y: 5056.4); C (FT18), fabrique en régime de traction, écoulement vers 175° (grille MTU, zone 19; X: 279.0, Y: 5061.3); D (FT7), fabrique indiquant un écoulement vers le SE (135°) en régime de traction (grille MTU, zone 19; X: 271.3, Y: 5045.6).

*Till fabric types and inferred directions of glacial flow: A (FT2), till fabric in a zone of compressive flow towards 200°; B (FT15), till fabric indicating southward (180°) compressive flow; C (FT18), till fabric in a zone of extending flow towards 175°; D (FT7), till fabric indicating southeastward (135°) extending flow.*

vent être parfois postérieures à l'existence d'un front actif (PRICE, 1969), surtout dans une topographie déprimée (POULIN, 1968). Comme les moraines, les séries de chenaux proglaciaires impliquent la proximité immédiate d'un glacier actif dont le stationnement et le recul lent amènent la multiplication d'émissaires parallèles ou anastomosés en bordure (PRICE, 1969; BOULTON, 1972). La comparaison avec les descriptions de zones frontales actuelles du Spitzberg et de l'Islande (BOULTON, 1972; PRICE, 1969, 1970) est donc utile, notamment dans les exemples localisés dans les vallées du Coaticook près de Dixville, du Stoke au pied du mont Chapman (fig. 4), du Saint-François au SE de Bishopton (fig. 5), et du Nicolet du Sud-Ouest près de Wotton.

Les rides morainiques y possèdent une forme transversale à sommet plat ou à large convexité sommitale. Comme dans certaines marges glaciaires actuelles (BOULTON, 1972), le matériel le plus directement visible est du till, mais l'absence de coupes profondes ne permet pas d'en établir la généralité tridimensionnelle; dans une fabrique au N des monts de Stoke les cailloux très redressés en association avec des plans de fissuration fortement inclinés sont compatibles avec les dispositions relevées par BOULTON (1970b) dans les zones de compression frontale à la base des glaciers actuels. Les chenaux à fond plat parsemé de blocs passant parfois à des accumulations fluvioglaciaires et deltaïques (kames et delta-



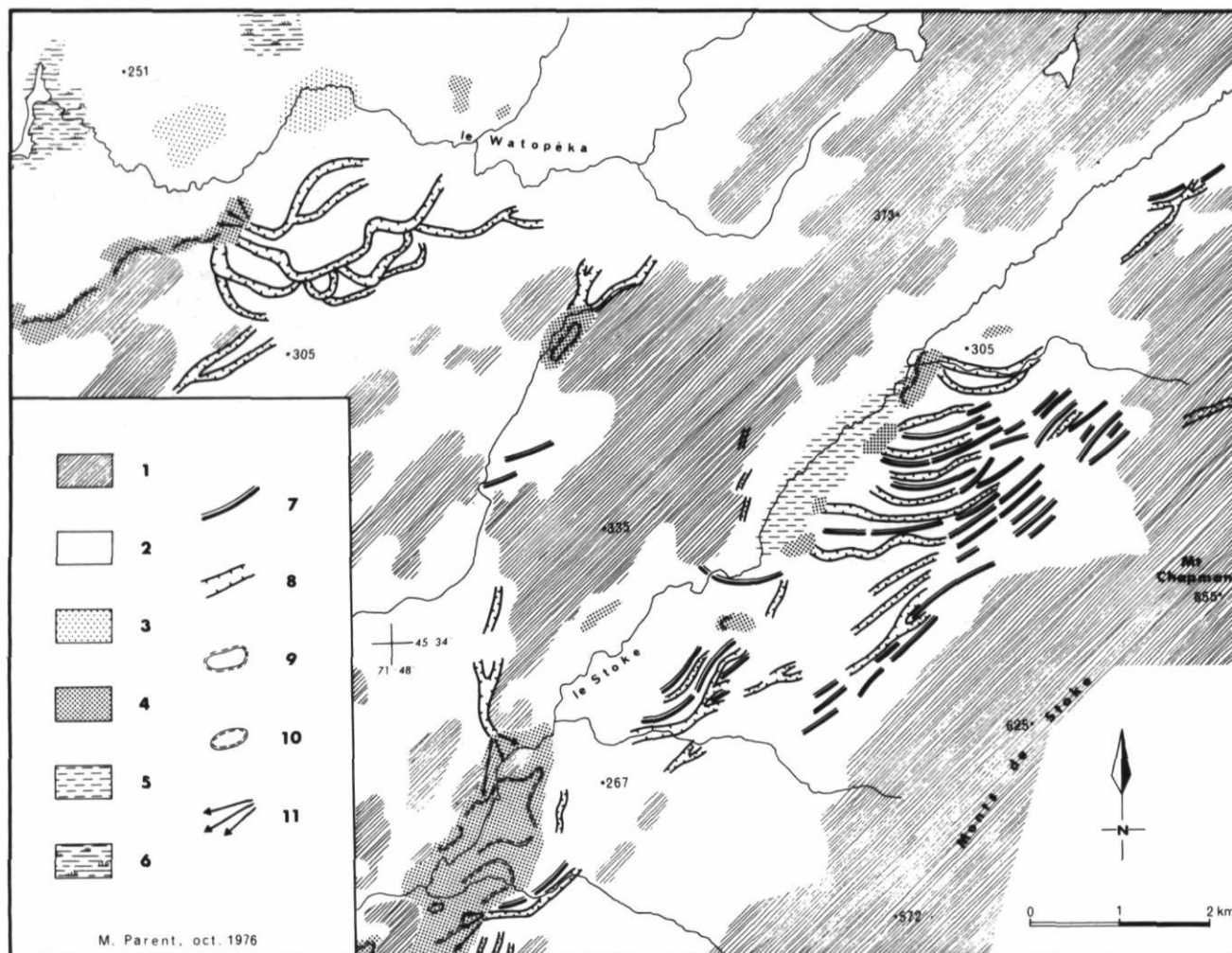


FIGURE 4. Formes et dépôts frontaux au nord de Stoke: 1) affleurements rocheux; 2) couverture de till; 3) till d'ablation; 4) sables et graviers fluvioglaciers; 5) sables et argiles lacustres (lac de barrage morainique); 6) tourbière; 7) bourrelet morainique; 8) chenal proglaciaire; 9) kame et terrasse de kame; 10) kettle; 11) épandage.

Frontal features north of Stoke: 1) bedrock outcrops; 2) till cover; 3) ablation till; 4) glaciofluvial sands and gravels; 5) lacustrine clays and sands (moraine-dammed lake); 6) peat bog; 7) morainic ridge; 8) proglacial meltwater channel; 9) kame and kame terrace; 10) kettle; 11) outwash.

kames), comme sur la rive gauche du Saint-François (fig. 5) constituent des ensembles conformes eux aussi aux observations actuelles. La configuration en chenaux sinueux est visible sur la rivière Watopéka où ils se prolongent par un alignement de formes fluvioglaciers basses (fig. 4) et aussi à l'E de Bishopton (fig. 5).

Ces formes, auxquelles s'ajoutent celles reconnues et décrites par les chercheurs précédents (McDONALD, 1967, 1969; SHILTS, 1969; GADD *et al.*, 1972), permettent donc de définir une série de positions frontales glaciaires échelonnées du S vers le N (fig. 2 et 6). Leur fréquence augmente dans cette même direction mais, même dans le secteur de plus grande densité, les rac-

cords demeurent délicats par suite de l'absence de continuité. Cependant l'examen de la disposition de ces témoins dans le relief confirme les conclusions tirées de l'examen des fabriques.

En effet, de manière générale, rides morainiques et chenaux proglaciaires s'ouvrent en éventail vers le SO et l'O, zébrant les parties inférieures des versants dans un relief orienté NE-SO comme dans l'exemple de la figure 4. Cette divergence est peu compatible avec un écoulement glaciaire vers le SE qui impliquerait plutôt des formes parallèles aux axes du relief; elle s'explique mieux si le glacier venait du secteur nord. De plus ces formes frontales sont systématiquement appuyées sur des versants regardant le N ou le NO et ne peuvent donc être attribuées à des fronts successifs d'une

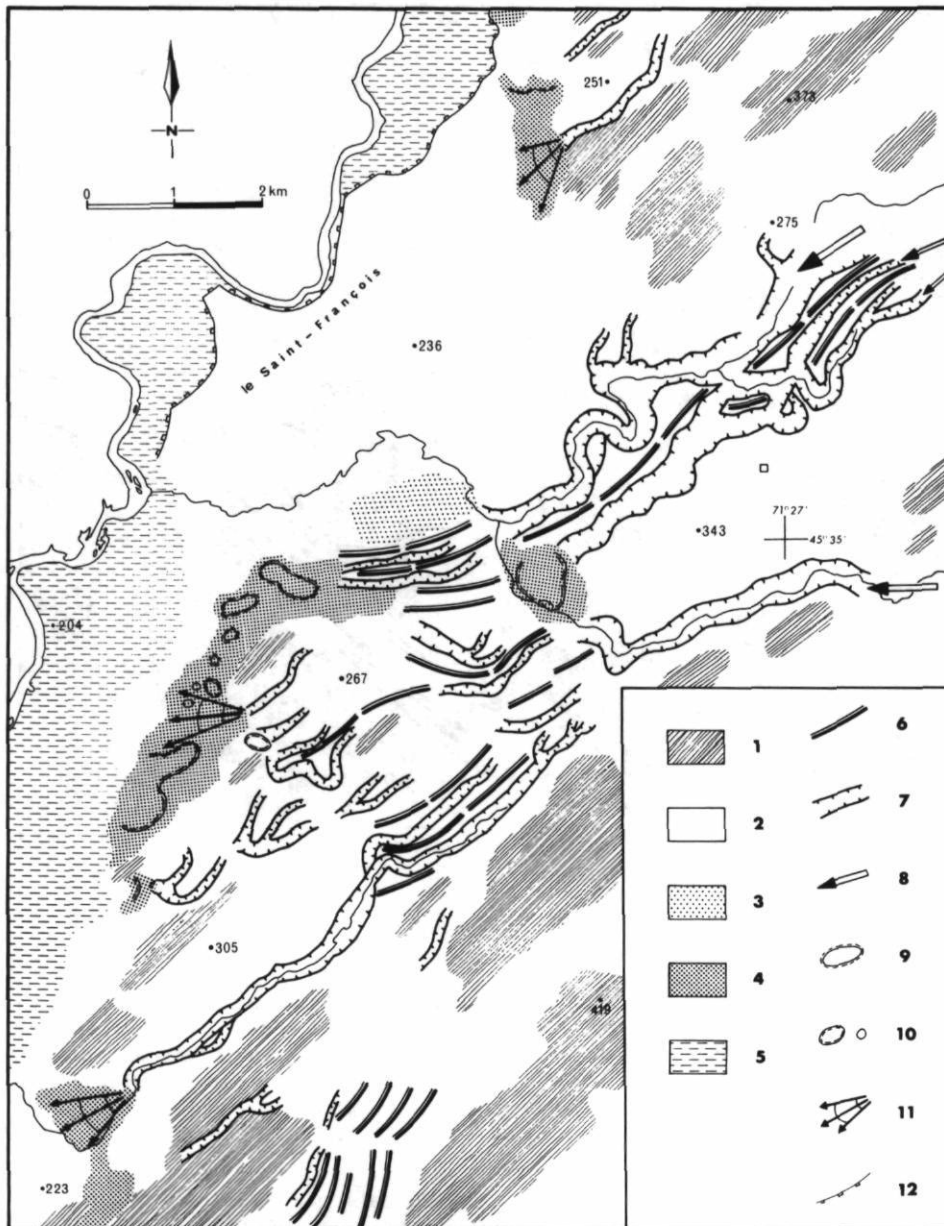


FIGURE 5. Formes et dépôts frontaux à l'est de Bishopton (haut Saint-François): 1) affleurements rocheux; 2) couverture de till; 3) till d'ablation; 4) sables et graviers fluvio-glaciaires; 5) terrasse polygénique (façonnement lacustre et fluvial); 6) bourrelet morainique; 7) chenal proglaciaire; 8) émissaire de lac de barrage glaciaire; 9) kame et terrasse de kame; 10) kettle: grand, petit; 11) delta; 12) talus fluvial; 13) site de sols polygonaux fossiles.

Frontal features east of Bishop-ton (upper St. François Valley): 1) bedrock outcrops; 2) till cover; 3) ablation till; 4) glacio-fluvial sands and gravels; 5) polygenetic terrace (fluvial and lacustrine); 6) morainic ridge; 7) proglacial meltwater channel; 8) ice-dammed lake spillway; 9) kame and kame terrace; 10) kettle: large, small; 11) delta; 12) fluvial scarp; 13) fossil polygonal soils locality.

P. Clément et M. Parent, 1976

calotte s'écoulant vers le N ou le NO dans la région considérée. Cette dernière hypothèse, utilisée dans la région de la Chaudière (GAUTHIER, 1976), serait d'ailleurs en contradiction avec les enseignements recueillis dans les eskers des Cantons de l'Est dans lesquels l'orientation des courants vers le S a été plusieurs fois démontrée (McDONALD, 1967; BANERJEE et McDONALD, 1975).

### 3. POSITION DU COMPLEXE INTERLOBAIRE DES MONTS DE STOKE

Dans le schéma proposé par McDONALD (1967), ce complexe de formes de contact glaciaire aurait été édifié

par suite de la division de l'inlandsis en décline par l'obstacle de ce petit chaînon dont l'altitude relative ne dépasse pas 250 m en moyenne. Si on peut admettre la scission de l'inlandsis par ce médiocre relief, on s'explique mal la direction N-S du complexe et sa localisation à l'aval glaciaire de l'abaissement d'axe méridional du chaînon. Si le glacier maintenait alors son écoulement vers le SE, le complexe interlobaire aurait dû se mettre en place à l'aval des points culminants, donc à une dizaine de kilomètres au NE de son emplacement, et selon une direction plus ou moins parallèle au courant glaciaire. Cette difficulté avait été contournée d'abord en faisant effectuer un coude de 90° au

lobe du NE (McDONALD, 1967), puis de manière plus satisfaisante en faisant intervenir une masse glaciaire résiduelle dans la région de Thetford-Mines dirigeant une langue vers le SO dans la vallée du Saint-François (GADD *et al.*, 1972). Cette langue locale est responsable des formes de poussée d'East-Angus où McDONALD (1967, 1969) a décrit des sédiments lacustres déformés par glaciotectonique et où nous avons compté une quarantaine de bourrelets morainiques successifs.

Dans notre interprétation, ce lobe du NE fait partie d'une masse glaciaire plus vaste. Sa limite occidentale semble être l'esker de Saint-Claude qui prolonge vers le NNO le complexe interlobaire des monts de Stoke tel que défini par McDONALD (1967) et l'ensemble de formes fluvio-glaciaires au SO des monts de Stoke. Cette conception s'appuie sur la considération des fabriques du till indiquant un écoulement général vers le S à l'E de cette limite (fig. 2) et un écoulement vers le SE entre le Saint-François et le dit esker (fig. 2 et fig. 3 d, FT 7). L'angle de convergence des deux masses devait avoisiner une trentaine de degrés au N de Sherbrooke. Il est à remarquer que la limite ainsi définie correspond à des faits physiques favorisant l'autonomie d'une masse glaciaire orientale: relèvement d'altitude vers l'E (proximité de l'isohypse de 300 m du plateau de Ham) et dégradation climatique, la limite étant parallèle aux isothermes méridiennes actuelles dont le gradient décroît vers l'E (FERLAND *et al.*, 1967; BOISVERT, 1972).

#### 4. LE RACCORD AVEC LA RÉGION DE LAC-MÉGANTIC

Les positions de front glaciaire établies par SHILTS (1969) dans la haute Chaudière sont d'orientation NO-SE et suggèrent un écoulement finiglaciaire vers le SSO. Celui-ci est donc différent de la direction NO-SE indiquée par les marques (GADD *et al.*, 1972) et traceurs glaciaires (SHILTS, 1973) correspondant probablement au pléniglaciaire. Le raccord entre les fronts de la haute Chaudière et ceux du haut Saint-François devient plus aisé en plaçant dans ce dernier bassin un écoulement finiglaciaire vers le S.

## II. INTERPRÉTATION: MODÈLE DE DÉGLACIATION PROPOSÉ

### 1. LES ÉTAPES

Se fondant sur les marques d'érosion glaciaire, les traceurs minéraux et les fabriques du till, McDONALD (1967) a établi que l'inlandsis du dernier stade wisconsinien, responsable du dépôt du till de Lennoxville (McDONALD et SHILTS, 1971), s'écoulait vers le SE. Après le maximum d'activité de cet inlandsis laurentidien, la diminution de son dynamisme a permis à des masses glaciaires régionales d'accroître leur influence.

Ainsi, dans la région considérée, une zone de conflit entre une masse occidentale probablement laurentidienne et une masse orientale à écoulement méridien d'origine non établie est apparue jalonnée par le complexe interlobaire des monts de Stoke (au sens restreint établi par McDonald) au S et par l'esker de Saint-Claude au N (fig. 6). Les formes y possèdent le caractère sinueux des accumulations interlobaires observées sur les glaciers actuels de l'Alaska et de l'Islande (POST, 1972; PRICE, 1969). Cela peut d'ailleurs être l'indice de glaciers à crues locales rapides (CLAPPERTON, 1975); leur progression est commandée à la fois par la topographie et par le dynamisme du lobe voisin dont les recrudescences d'activité ne sont pas forcément contemporaines. Bien que la position du centre d'émission de la masse orientale soit encore débattue (masse résiduelle appalachienne ou secteur septentrional de l'inlandsis laurentidien), la réaction à un changement climatique favorable à une crue pouvait être plus rapide ou plus intense pour cette dernière.

L'influence de cette masse orientale semble s'être affirmée de plus en plus avec la décrue de sa voisine, le complexe interlobaire débutant, au sens chronologique, à une trentaine de kilomètres au S des monts de Stoke, tel que constaté par McDONALD (1967). Au S de ce complexe, le conflit entre les deux directions d'écoulement devait être moins net, d'autant plus que les directions SE-NO des vallées principales favorisaient un écoulement vers le SE, comme c'est le cas dans celles de l'Ascot et de l'Eaton supérieur. Par contre, celles du Coaticook et du Massawipi canalisait des courants vers le S et le SO. Ceci rend compte de la disposition en éventail des directions de la glace (fig. 6) que tendent à indiquer les fabriques du till établies par McDONALD (1967).

La masse de glace orientale a pu, avec l'aide des influences topographiques, amener la déviation vers le S de l'inlandsis dans la région de Sherbrooke-Magog, en particulier lors de la récurrence de Cherry River (McDONALD, 1967). Si on admet le tracé proposé par GADD, McDONALD et SHILTS (1972), cette récurrence serait contemporaine de celle constatée dans la région de Watopéka où le till récent à indicateurs d'écoulement vers le S et même le SO recouvre des sables et cailloutis compactés (PARENT, 1976). Ce type de stratigraphie est observé aussi dans le haut Saint-François au N de Bishopton et au S de Weedon. Des fentes et des polygones de gel apparaissent sur des rides morainiques de la zone affectée par la récurrence, soit au NO des monts de Stoke et entre Weedon et Bury.

Une autre hypothèse est que la position frontale identifiée près de Magog (récurrence de Cherry River au sens étroit) ne se soit pas prolongée vers le NE au pied du faible obstacle de l'axe des collines de Sherbrooke comme l'indiquent les chercheurs précédents



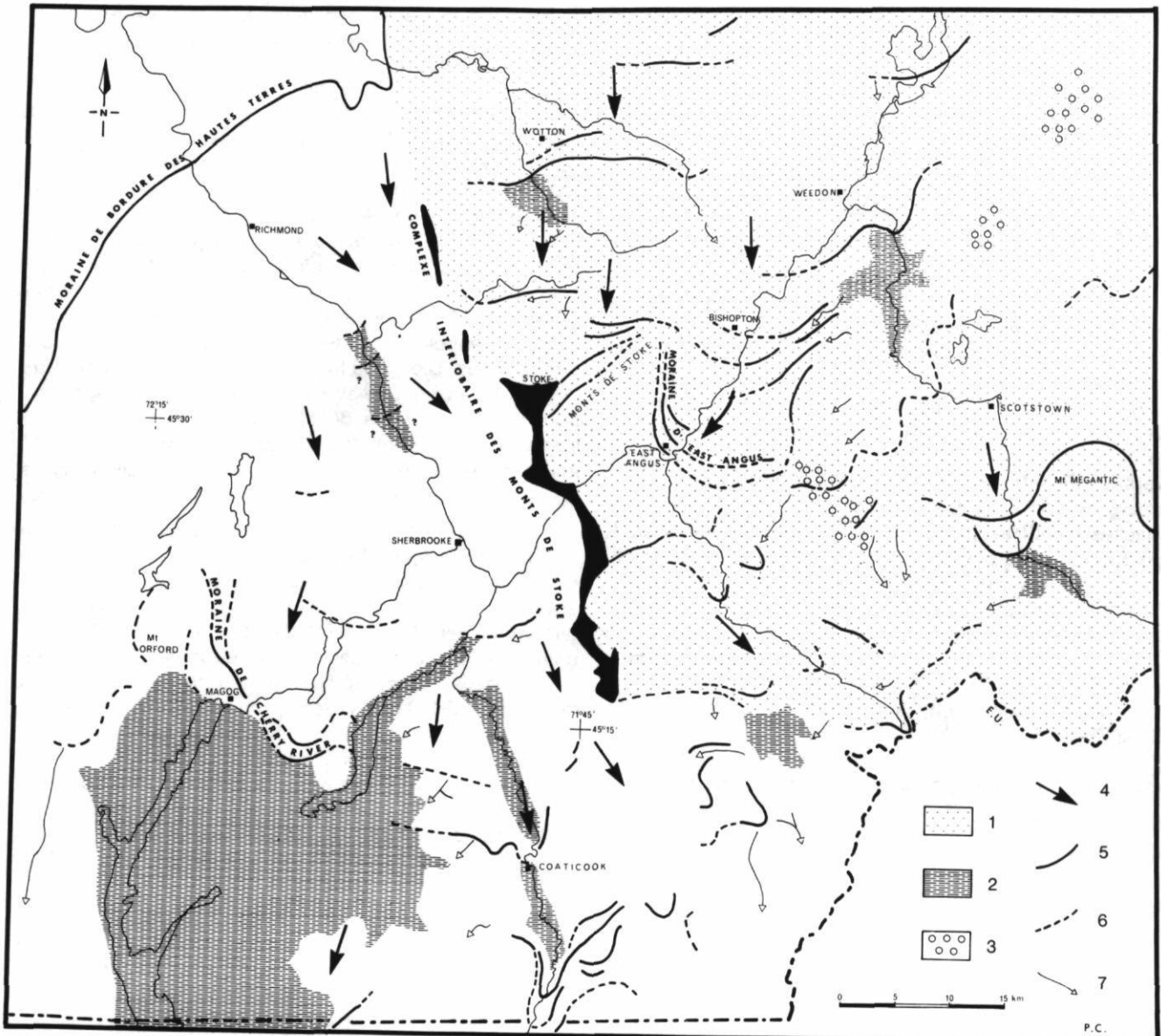


FIGURE 6. Déglaciation wisconsinienne: interprétation. 1) Zone d'influence de la masse glaciaire orientale; 2) secteur probable de front flottant; 3) principaux secteurs de stagnation glaciaire; 4) direction d'écoulement finiglaciaire; 5) position frontale définie; 6) position frontale probable; 7) émissaire proglaciaire et/ou déversoir lacustre

(McDONALD 1967; GADD *et al.*, 1972), mais plutôt vers l'E en direction de l'extrémité du complexe interlobaire des monts de Stoke. Cette limite donnerait à cette récurrence un tracé plus conforme à la courbure d'un lobe glaciaire actif qu'un relief d'altitude relative de l'ordre d'une centaine de mètres ne pouvait contenir. Ce lobe serait responsable des chenaux proglaciaires de l'interfluve Coaticook-Massawipi et des nombreux dépôts de contact glaciaire localisés au SE de Sher-

*Wisconsinan deglaciation: interpretation. 1) Eastern ice body influence area; 2) probable area of floating glacier ice; 3) main areas of ice stagnation; 4) late glacial ice-flow direction; 5) well defined ice-frontal position; 6) probable ice-frontal position; 7) proglacial channel and/or lacustrine spillway.*

brooke (fig. 1 et 5). En ce cas, les rides morainiques encadrant les monts de Stoke seraient postérieures sans qu'il soit possible de les attribuer à une nouvelle récurrence ou à une série d'oscillations du front. Leur raccordement avec des positions frontales à l'O du complexe interlobaire défini plus haut est difficile à établir: le front de la masse occidentale flottait probablement de manière étendue sur le lac proglaciaire Memphrémagog et n'édifiait donc pas de formes nettes. Ces di-

verses hypothèses demanderaient à être vérifiées au moyen d'observations chronostratigraphiques, en particulier dans les sédiments lacustres. Le laps de temps de l'ordre de 2500 ans séparant l'édification de la moraine de bordure des hautes terres (Highland Front Moraine) des moraines de la Frontière (GADD *et al.*, 1972) pourrait avoir été le siège de fluctuations glaciaires, comme pour l'inlandsis fennoscandien ou son homologue nord-américain dans la région des Grands Lacs.

L'opposition entre les deux masses glaciaires s'accroît lors des dernières étapes de la déglaciation quand le glacier se situe au N de Sherbrooke. La masse occidentale recule vers le NO dans un milieu lacustre attesté par l'abondance des dépôts lacustres et l'esker du Saint-François (BANERJEE et McDONALD, 1975). Sa voisine continue d'édifier une série d'arcs morainiques jalonnant un retrait vers le N que nous avons identifié jusqu'à la latitude du mont Ham et d'Asbestos (fig. 2 et 6).

## 2. LES MODALITÉS

La tendance à l'écoulement final vers le S, donc oblique par rapport aux axes topographiques de la région, explique que les fronts avaient généralement tendance à s'en écarter. La glace débordait les reliefs vers l'E par des langues de vallée locales tandis que vers l'O le front était amené à flotter sur des lacs de barrage glaciaire. Les formes frontales sont par conséquent courtes et ouvertes en éventail vers l'O comme le montrent les exemples de la vallée du Coaticook près de Dixville et du pied des monts de Stoke (fig. 4). Cette disposition cesse dans la région de Asbestos-Wotton-Ham, où les axes topographiques dévient vers l'E; les formes frontales y sont alors parallèles aux lignes de crêtes.

Les émissaires des lacs de barrage se déversaient le plus souvent vers l'O. Par suite de l'orientation SE-NO des vallées principales de la région, obliques donc par rapport aux fronts glaciaires E-O, le barrage glaciaire avait en effet tendance à être de plus en plus bas vers l'O. Ainsi les lacs de barrage de la vallée du Coaticook se déversaient vers celle du Massawipi par une série de chenaux se raccordant aux niveaux lacustres de cette dernière, niveaux étagés entre 230 et 370 m, ainsi que THORNES (1965) l'avait observé. Ce schéma se répète à l'E du Coaticook jusque dans le bassin de l'Eaton (fig. 2 et 6). L'ampleur des déversements est attestée par le calibrage de certains chenaux, comme pour les lacs de barrage du bassin de la rivière au Saumon en aval de Scotstown. Lors des diverses phases locales de stationnement, le glacier retenait une série de plans d'eaux drainés vers le SO, d'abord vers le bassin du Bury (niveaux situés entre 390 et 360 m d'altitude) par une succession de chenaux bien calibrés (DUBOIS,

1974), puis directement vers le Saint-François (niveaux situés entre 325 et 275 m). Dans ce site, des méandres inscrits très nettement dans les dépôts meubles encombrant un col de flanc (fig. 5) témoignent par leur ampleur de la grosseur et de la puissance des émissaires; ceci est la conséquence de débits probablement élevés en l'absence d'autres exutoires à ce niveau, de la charge fine des eaux issues du lac et de la pente forte des lits. Certains chenaux, actuellement perchés et non prolongés par des accumulations importantes, pouvaient lors de leur mise en place se prolonger sur la glace encore accolée au versant. Ces divers lacs pouvaient d'ailleurs être encombrés de glace morte dont la fonte tardive après enfouissement sous des dépôts de granulométrie variable a entraîné des perturbations dans ces derniers. Ces perturbations n'impliquent donc pas forcément leur contemporanéité avec la position frontale la plus voisine.

Il est par conséquent délicat de relier sur de longues distances les formes frontales pour définir les diverses positions de l'inlandsis, même dans le secteur au N et au NE d'East Angus où les témoins sont plus densément répartis. Une telle tentative est encore moins réaliste dans les cas où de la glace morte a pu demeurer comme entre Bury et la vallée du Nord (McDONALD, 1969; DUBOIS, 1974). Dans cet exemple, la stagnation semble résulter de la rupture d'alimentation du lobe débordant du N et responsable des formes frontales du versant gauche de la vallée du Nord par suite de la diminution d'épaisseur au-dessus du plateau séparant l'Eaton de la rivière au Saumon. Ce secteur de fonte sur place sépare les moraines E-O situées au N de La Patrie de celles de la vallée du Saint-François.

Ces dernières témoignent du recul graduel vers le NNE d'un lobe se terminant dans un lac; moraines et chenaux associés se recourbent vers l'O en perdant rapidement de l'altitude au-dessus du fond de vallée au SE de Bishopton (fig. 5). Ce lac se rattache probablement à la phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog (McDONALD, 1967) dont l'exutoire était situé vers 249 m au NO du lac Nick. Il nous a paru intéressant d'ajouter aux données citées par McDONALD pour le niveau supérieur (760-860 pieds) celles tirées d'observations dans le haut Saint-François et le bassin du Watopéka. Afin de limiter la subjectivité de l'interprétation de ces données, nous avons effectué une analyse de tendance spatiale dont les résultats apparaissent en annexe.

Les résultats de cette analyse (fig. 7) indiquent pour la surface linéaire un relèvement isostatique vers le N; la surface quadratique, plus proche de la distribution des valeurs réelles, comporte deux gradients: un premier vers le NO, conforme à celui établi par McDONALD (1967; 1968) et un second vers le N et le NE. Ceci est donc en accord avec nos déductions précédentes.

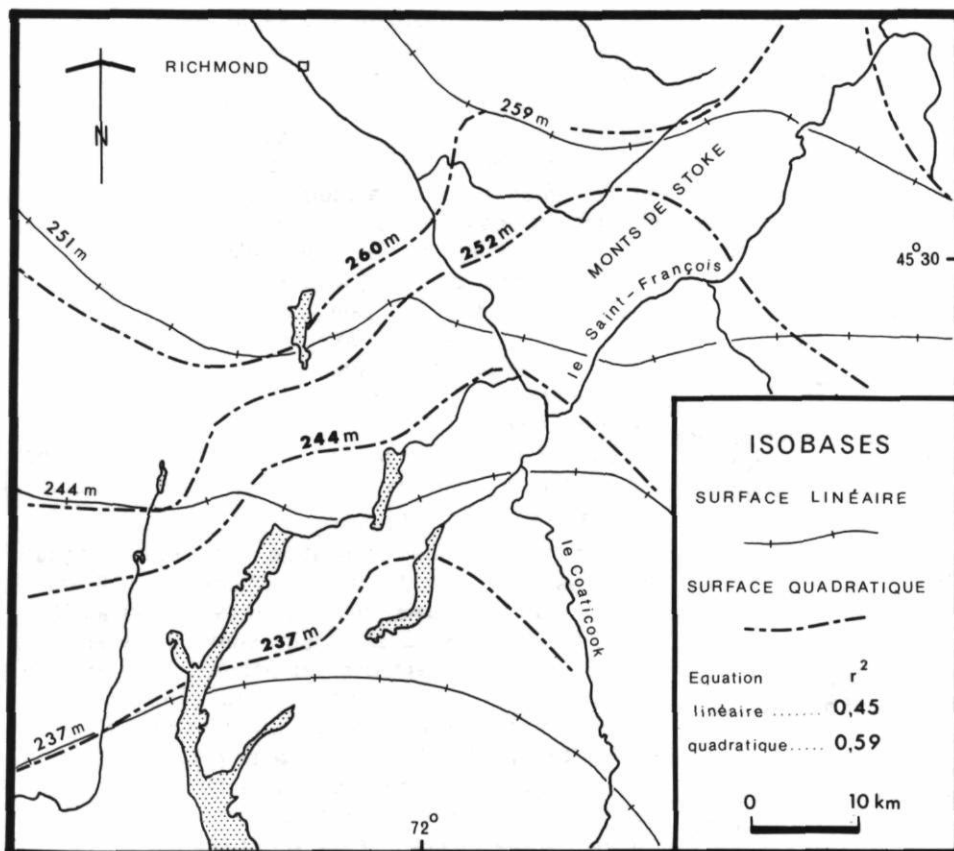


FIGURE 7. La tendance spatiale des isobases du lac glaciaire Memphrémagog (« phase de Sherbrooke »): surfaces linéaire et quadratique.

*Linear and quadratic trend surface of glacial Lake Memphrémagog isobases (Sherbrooke phase).*

Il convient cependant de ne pas attacher de signification au tracé orienté vers le SE des isobases de la surface quadratique. Ce tracé est influencé par les altitudes relativement élevées de formes lacustres du secteur de l'Eaton, dont le raccord avec cette phase lacustre est peu probable. Il est intéressant de noter que selon les isobases ainsi déterminées les bassins supérieurs du Magog et du Massawipi apparaissent encore comme les premiers secteurs libérés par le glacier.

### 3. LES SECTEURS

L'examen de la répartition des formes et des dépôts permet de dégager trois ensembles dans lesquels la déglaciation s'est produite selon des modalités particulières (fig. 6):

- Au S et au SE, le haut plateau appalachien d'altitude supérieure à 300 m, drainé par les affluents du Massawipi et du Saint-François, constitue le glacis sur lequel les deux masses glaciaires identifiées précédemment se sont graduellement individualisées avec le recul général. Leur écoulement plus ou moins parallèle était en moyenne dirigé vers le SSE, mais pouvait être localement affecté par les directions des vallées principales. Le relief plus différencié jouait un rôle local

dans la distribution des formes frontales et la conservation de culots de glace stagnante.

- Au SO et à l'O, les vallées du Massawipi, du Magog et du Saint-François en aval de Sherbrooke constituent un secteur bas (altitudes généralement inférieures à 300 m) et influencé au moment de la déglaciation par l'existence de lacs de barrage glaciaire étendus. Le front du glacier y était donc en partie flottant. Les formes ne s'y développaient que très localement ou lors de récurrences (moraine de Cherry River). La vitesse du recul devait être accélérée par les vêlages.

- Enfin au N et au NE, le secteur grossièrement circonscrit par le coude du Saint-François est le domaine d'influence de la masse glaciaire orientale. La fréquence des formes frontales y est la plus élevée à la fois probablement par suite de pulsations du glacier et de la faible étendue des lacs de barrage. Les monts de Stoke y jouaient le rôle d'un éperon scindant le glacier lors de l'édification des moraines d'East Angus.

### CONCLUSION

La déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est a donc été en grande partie commandée par l'écoulement vers le S d'une masse glaciaire

localisée à l'E d'un complexe interlobaire s'étendant de Saint-Claude à Martinville (moraine d'interlobe des monts de Stoke au sens étendu). Cet écoulement est entré en conflit avec la masse glaciaire occidentale voisine qui a été ainsi détournée vers le SE en particulier lors de récurrences. Les positions frontales ont par conséquent été orientées plutôt E-O, mais n'ont pu laisser de formes nettes que lorsqu'elles recoupaient des reliefs de disposition favorable. L'obliquité des fronts par rapport aux axes du relief amenait les eaux proglaciaires à s'écouler le plus souvent vers l'O, les lacs de barrage glaciaire contemporains diminuant d'altitude dans cette direction. Cette interprétation amène à faire déborder la récurrence de Cherry River au SE de la limite fixée par McDonald. Elle pose le problème des raccords avec les régions voisines. Ce sont en particulier les relations avec les faits observés dans le Nord du Vermont où ont coexisté à la fin de la glaciation des masses glaciaires à écoulements convergents orthogonaux (STEWART et McCLINTOCK, 1971), la position exacte du glacier à l'O du lac Memphrémagog lors de la récurrence de Cherry River, les mouvements tardifs de la glace dans la région de Montréal (PRICHONNET, 1977) et les relations de nos observations avec celles faites plus au Nord (LAMARCHE, 1974; LORTIE, 1975; GAUTHIER, 1976). Enfin, elle appelle l'établissement d'une chronologie plus fine de la déglaciation wisconsinienne dans la région au S des Laurentides avant l'édification de la moraine de Saint-Narcisse.

#### REMERCIEMENTS

Nous remercions le Bureau de la recherche de l'Université de Sherbrooke (fonds du ministère de l'Éducation) pour son aide financière, ainsi que J. Castonguay responsable des opérations informatiques.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BANERJEE, I. et McDONALD, B. C. (1975): Nature of esker sedimentation, in *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Soc. of Econ. Paleont. Miner., Special Publ., n° 23, p. 132-154.
- BOISVERT, J. J. (1972): *Les traits essentiels du climat de l'Estrie*, C.R.A.R., Univ. de Sherbrooke, 131 p.
- BOULTON, G. S. (1970a): On the origin of glacial debris in Svalbard glaciers, *J. Glaciol.*, 9, 56, p. 213-229.
- (1970b): On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers, *J. Glaciol.*, 9, 56, p. 231-245.
- (1971): Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen, in *Till: a Symposium*, Ohio State Univ. Press, p. 41-72.
- (1972): Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets, *J. Geol. Soc. Lond.*, 128, p. 361-393.
- CLAPPERTON, C. M. (1975): The debris content of surging glaciers in Svalbard and Iceland, *J. Glaciol.*, 14, 72, p. 395-406.
- DUBOIS, J.-M. (1974): Phases et formes de déglaciation du bassin du Bury, Estrie, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 28, 4, p. 389-406.
- FERLAND, M. G. et GAGNON, R. M. (1967): *Climat du Québec méridional*, Min. Rich. Nat. Qué., Publ. M.P. 13, 86 p.
- GADD, N. R., McDONALD, B. C. et SHILTS, W. W. (1972): *Deglaciation of Southern Quebec*, Geol. Surv. Can., Pap. 71-47, 19 p.
- GAUTHIER, C. R. (1976): Inversion de l'écoulement glaciaire au finiglaciaire, région de la rivière Chaudière, *Résumés 3<sup>e</sup> Coll. Quat. Québec*, p. 34-35.
- LAMARCHE, R. Y. (1971): Northward moving ice in the Thetford Mines area of Southern Quebec, *Am. J. Sci.*, 271, p. 383-388.
- (1974): Southeastward, northward and westward ice movement in the Asbestos area of Southern Quebec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85, p. 465-470.
- LORTIE, G. (1975): Direction d'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec, *Geol. Surv. Can.*, Pap. 75-1 A, p. 415-416.
- MARK, D. M. (1974): On the interpretation of till fabrics, *Geology*, 2, 2, p. 101-104.
- McDONALD, B. C. (1967): *Pleistocene events and chronology in the Appalachian Region of Southeastern Quebec*, thèse de Ph. D. non publ., Yale Univ., 161 p.
- (1968): Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of Southeastern Quebec, *J. Geol.*, 76, p. 664-677.
- (1969): *Surficial geology of La Patrie — Sherbrooke area, Quebec, including Eaton River watershed*, Geol. Surv. Can., Pap. 67-52, 21 p.
- McDONALD, B. C. et SHILTS, W. W. (1971): Quaternary Stratigraphy and Events in Southeastern Quebec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 683-698.
- PARENT, M. (1976): Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans la région de Stoke, Appalaches du Québec, A.C.F.A.S., 44<sup>e</sup> congrès, *Résumés des communications*, p. 105.
- POST, A. (1972): Periodic surge origin of folded medial moraines on Bering Piedmont Glacier, Alaska, *J. Glaciol.*, 11, 62, p. 219-226.
- POULIN, A. (1968): *La cuvette de Saint-Côme, essai de géomorphologie*. Mém. M.A., Univ. Montréal, 77 p.
- PRICE, R. J. (1969): Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerjökull, Iceland, *Trans. Brit. Geogr.*, 46, p. 17-43.
- (1970): Moraines at Fjallsjökull, Iceland, *Arctic Alpine Res.*, 2, 1, p. 27-42.
- PRICHONNET, G. (1977): La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 3-4, p. 323-345.



SHILTS, W. W. (1969): *Pleistocene geology of the Lac Mégantic Region, Southeastern Quebec, Canada*, thèse de Ph. D. non publ., Syracuse Univ., 154 p.

— (1973): Glacial dispersal of rocks, minerals and trace elements in Wisconsinian till, Southeastern Quebec, Canada. *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 136, p. 189-219.

STEWART, D. P. et MacCLINTOCK, P. (1971): Ablation till in Northeastern Vermont, in *Till: a Symposium*, Ohio State Univ. Press, p. 106-114.

THORNES, J. (1965): Some observations on the late glacial stages in the Coaticook Valley, Southern Quebec, *Cah. Géogr. Qué.*, 9, 18, p. 223-238.

## ANNEXE

Analyse de tendance spatiale de la distribution des formes littorales du lac glaciaire Memphrémagog (« phase Sherbrooke »)

TABLEAU I

Coefficients de détermination des surfaces

degré des équations	1	2	3
$r^2$	0,45	0,59	0,85

TABLEAU II  
Analyse de variance

source	somme des carrés	degré de liberté	carré moyen	épreuve F	niveau de signification
total: 35 valeurs	6371	34			
équation linéaire	2879	2	1440	13,21	> 99%
écarts	3492	32	109		
équation quadratique	3762	5	752	8,35	> 99%
écarts	2609	29	90		
apport des membres du 2 <sup>e</sup> degré	883	3	294	3,27	> 95%
écarts	2609	29	90		
équation cubique	5444	9	605	16,35	> 99%
écarts	927	25	37		
apport des membres du 3 <sup>e</sup> degré	1682	4	421	11,38	> 99%
écarts	927	25	37		

Malgré la signification très élevée de la surface cubique, le souci d'utiliser des représentations possédant un degré de schématisation adéquat a guidé le choix des deux premières surfaces, dont la validité statistique est aussi satisfaisante.

Les valeurs d'altitude assignées aux isobases sont celles calculées dans le programme de cartographie automatisée; la gamme des valeurs estimées normalisées est coupée en cinq classes égales. La moyenne de ces valeurs est de 250 m et correspond approximativement à l'altitude de l'exutoire du lac Nick.