

PIERRE GANGLOFF*

Montréal

SIGNIFICATION PALÉOCLIMATIQUE DES FORMES PÉRIGLACIAIRES RELIQUES DU QUÉBEC MÉRIDIONAL

Abstract

Cryogenic morphosculpture such as block polygons microrelief and relict high density network channels developed in southern Quebec after 7500 BP. This relict periglacial features are contemporaneous of the holocene forest recorded in palynological diagrams. The microreliefs are related to local destruction of the forest cover by fire or other azonal processes; they are not indicative of cold paleoclimatic oscillations. From a morphoclimatic point of view, they belong to a zone of potential periglacial morphosculpture.

The late glacial period in southern Quebec is characterized by the occurrence both of permafrost and taiga. Due to the continentality of the paleoclimate, forest grew soon after the deglaciation, except in a zone of about 30 km around the Champlain sea where tundra occurred. Periglacial morphosculpture was particularly active in non-forested regions such as floodplains or tidal flats.

Résumé

Des modèles cryogéniques, notamment des blocs de terrain polygonaux et des réseaux hydrographiques embryonnaires à forte densité de drainage, se sont développés dans le Sud du Québec, en pleine période forestière, entre 7 500 BP et nos jours. Apparus à la faveur de destructions locales du couvert végétal par des processus azonaux, ils indiquent, non pas des oscillations climatiques, mais l'existence d'un périglaciaire potentiel au cours de l'Holocène.

Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire se distingue par la présence du pergélisol. Le développement précoce de la forêt réalisait un périglaciaire taïguien. La morphogénèse froide la plus active semble avoir été cantonnée aux espaces ouverts: plaines alluviales et estrans.

Les formations meubles du Québec méridional renferment des héritages périglaciaires sporadiques, mais d'une grande variété. Dans un espace aussi restreint que la région de Montréal, on peut observer:

(1) Une large gamme de gélistructures comprenant de nombreuses fentes de gel fossiles, des structures d'effondrements thermokarstiques et quelques cryoturbations incontestables (DIONNE, 1973; GANGLOFF, 1970).

(2) Des placages de loess repris, par endroits, par du ruissellement sur sol gelé (GANGLOFF, 1973).

(3) Des modèles périglaciaires incluant des géliformes à triage (TURCOTTE, 1975), des blocs de terrain polygonaux (LAGAREC, 1972; CAILLEUX, 1973) et des réseaux hydrographiques embryonnaires d'une grande originalité (LEBUI, 1976).

Pris isolément, ces différents vestiges livrent des informations paléoclimatiques disparates et, nécessairement, fragmentaires. Mais pour peu qu'on les confronte entre eux et qu'on les replace dans l'histoire de la végétation régionale, ils jettent une lumière nouvelle sur l'évolution paléogéographique du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

* Département de Géographie, Université de Montréal, Canada.

Nous ne décrivons ici que sommairement les différentes catégories de vestiges périglaciaires, renvoyant le lecteur aux publications qui leurs ont été consacrées. Par contre, nous nous efforcerons de reconstituer, à partir des études analytiques les plus significatives, l'originalité des milieux morphoclimatiques qui se sont succédés depuis la déglaciation.

UN PÉRIGLACIAIRE TAÏGUIEN

De tous les indicateurs d'un paléoclimat périglaciaire, les fentes de gel fossiles sont les plus probants. Encore convient-il de les identifier correctement, des confusions étant fréquentes avec plusieurs types de structures convergentes (JOHNSON, 1959). Pour BLACK (1976), à part quelques cas dans les Appalaches, aucune fente de gel

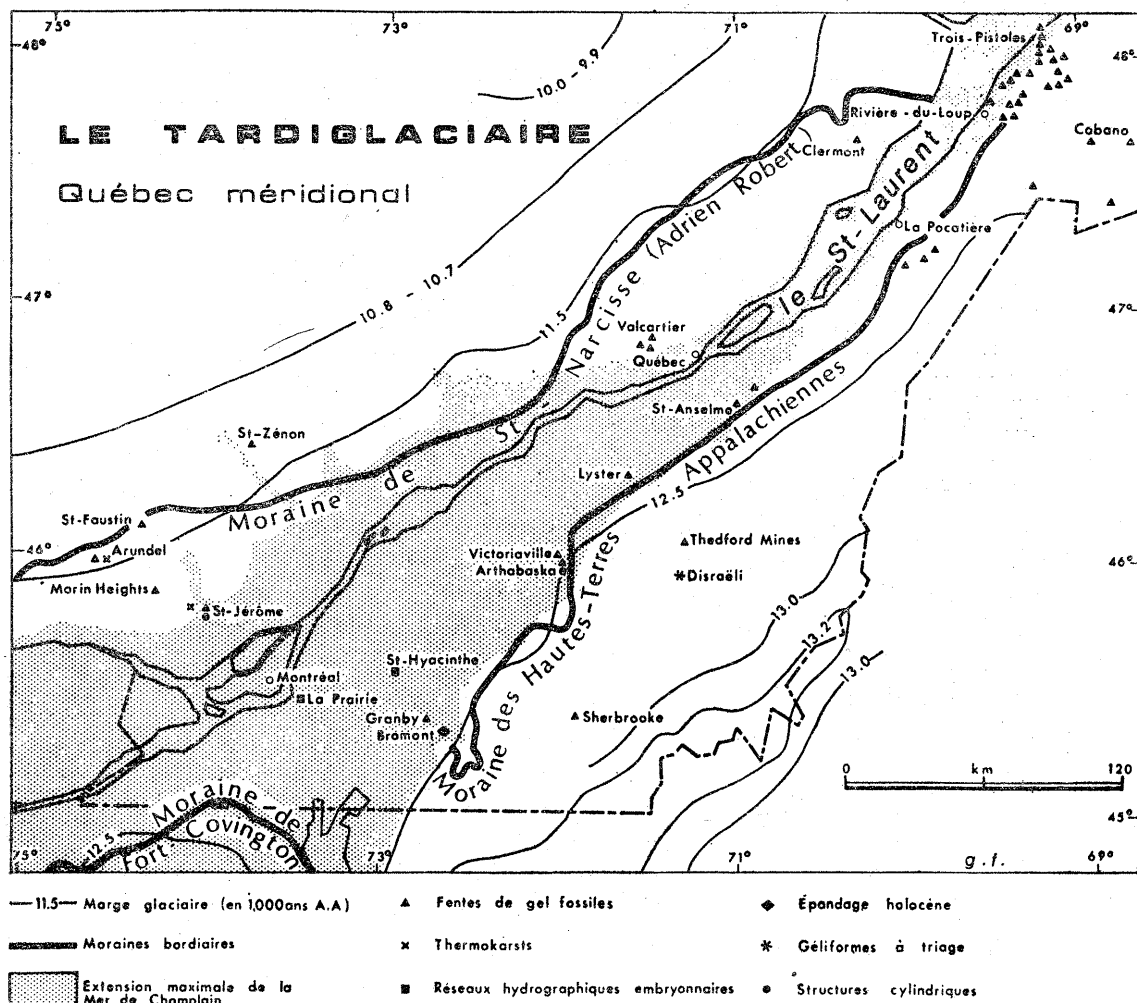


Fig. 1. Carte de localisation

incontestable n'existerait, entre l'Illinois et l'Océan Atlantique, de part et d'autre de la limite maximale atteinte par l'inlandsis wisconsinien. Quant au Québec méridional (fig. 1), à plus de 500 km au nord de cette limite et déglacé à une époque relativement tardive (à partir de 13 000 BP), une origine périglaciaire des fentes en coin qui y furent décrites serait des plus contestables. L'existence d'un pergélisol ancien resterait à être démontrée.

LE PERGÉLISOL TARDIGLACIAIRE

Un site au moins, dans le Sud du Québec, offre les caractéristiques que les travaux de JOHANSSON ou de BLACK considèrent comme les critères péremptoires d'un ancien pergélisol. La région d'Arundel, à 185 km au nord de Montréal, présente, dans les formations proglaciaires se raccordant à la moraine de Saint-Narcisse (GANGLOFF, 1973), de nombreuses fentes de gel épigénétiques, de 0,80 m à 1 m de large et profondes de plus de 2,50 m. Elles dessinent, en surface, un double réseau polygonal bien visible sur photographies aériennes. Un premier réseau présente des mailles d'une centaine de mètres de diamètre (photo 1). Un second réseau, décamétrique, peut être discerné localement dans certains champs. En coupe, la genèse des structures cunéiformes se lit particulièrement bien dans les formations sablo-caillouteuses stratifiées. Les dépôts encaissants s'infléchissent généralement vers le bas, parfois en flexures, au contact des fentes; les épontes sableuses montrent de petites failles résultant des pressions latérales commandées par les phénomènes de contraction et dilatation thermiques. Les sédiments qui fossilisent ces gélistructures attestent une évolution complexe; la partie centrale du remplissage consiste généralement en un loess sableux oxydé (photo 2), bordé de part et d'autre, d'un remplissage caillouteux. On peut reconstituer la séquence suivante: (1) apparition d'un réseau polygonal de coins de glace dans un pergélisol; (2) destruction, par processus thermokarstiques, des coins de glace et fossilisation des fentes par les graviers encaissants; (3) recouverture des fentes fossiles et comblement simultané par le loess sableux.

Le loess s'étend, en minces placages d'au plus vingt centimètres d'épaisseur, non seulement sur le front, mais également au nord de la moraine bordière de Saint-Narcisse; il témoigne de la sorte de la persistance de conditions périglaciaires après 11 000 BP.

Des fentes de gel isolées, dont certaines sont associées à des dépressions thermokarstiques, ont été découvertes dans des dépôts de la mer de Champlain datés de 10 300 BP (GANGLOFF, 1974). Un pergélisol a subsisté, dans les basses terres du Saint-Laurent au moins jusqu'à cette date.

LE CADRE MORPHOCLIMATIQUE TARDIGLACIAIRE

Les sédiments loessiques impliquent-ils un "désert de gélivation"? Pas nécessairement; la déflation éolienne dont ils témoignent aurait pu ne s'exercer, en hiver, que sur les plaines alluviales, alors que la toundra ou même la forêt colonisaient les collines environnantes.

C'est bien ce paysage que reconstitue la palynologie.

Les diagrammes polliniques, de part et d'autre de la moraine de Saint-Narcisse (SAVOIE, 1978), présentent la succession végétale classique du Québec méridional (RICHARD, 1976): à la base un désert périglaciaire cède rapidement la place à une toundra herbacée, puis arbustive; la phase d'afforestation qui succède débute toujours par une période à *Populus tremuloïdes*, suivie d'une pessière ouverte. Suivent successivement une sapinière à bouleau blanc, puis l'érablière laurentienne qui constitue la formation climatique actuelle des basses terres du Saint-Laurent.

A la différence du nord-ouest de l'Europe, le Tardiglaciaire québécois ne connaît donc pas d'oscillations récurrentes de type forêt-toundra. Il s'agit là d'un premier trait indicateur d'un paléoclimat périglaciaire de type continental.

Le développement précoce de la forêt en constitue un second indice. Le diagramme pollinique du lac aux Quenouilles, à deux kilomètres au nord de la moraine de Saint-Narcisse, montre que la forêt apparaît dès 10 800 BP, soit deux siècles à peine après la déglaciation du secteur (SAVOIE, 1978). Or, pendant ce temps, et encore pour cinq siècles au moins, jusque vers 10 300 BP, des fentes de gel continuaient de se former. La forêt était ainsi contemporaine du pergélisol.

Une telle situation qui caractérise le "périglaciaire taïguien" de la classification de TRICART (1967) ne peut s'expliquer que par une forte amplitude thermique annuelle: les moyennes du mois le plus chaud, supérieures à 10 °C, autorisaient la croissance des arbres alors que les températures moyennes annuelles se situaient sous le seuil d'apparition du pergélisol et que les hivers, extrêmement rudes, commandaient l'évolution des coins de glace souterraine.

Par rapport au climat actuel de Montréal (moyenne annuelle: 5,5 °C, moyenne de juillet: 21 °C; moyenne de janvier: -10 °C) une baisse des températures de 10 °C semble requise pour reproduire les conditions thermiques du Tardiglaciaire.

La mer de Champlain introduisait une zone à influence maritime dans ce paléoclimat continental. En abaissant sur ses marges les températures estivales, elle entravait la croissance de la forêt. Ainsi s'explique qu'au nord de la mer de Champlain, l'afforestation est d'autant plus précoce que l'on s'éloigne de ses rivages: la forêt se développe dès 10 800 BP au lac aux Quenouilles, à 60 km au nord de la mer alors qu'une végétation ouverte persiste jusque vers 10 420 BP à 30 km (SAVOIE, 1978) et jusque vers 10 000 BP à 11 km de ses rivages (RICHARD, 1977). Sur la rive sud de la mer, au site du mont Sherfford (tab. I) la toundra subsiste un millénaire après la déglaciation: la pessière ouverte, à son tour, s'attarde 1 000 ans (RICHARD, 1978).

Cette paléogéographie n'est pas sans rappeler les paysages végétaux actuels sur la côte orientale de la mer d'Hudson, vers 57° de latitude Nord, en milieu de pergélisol discontinu, où une bande de toundra côtière de 15 à 20 km de large sépare la nappe d'eau de la forêt.

Ainsi, au Tardiglaciaire, plusieurs types de milieux morphogénétiques se cotoyaient selon les nuances paléoclimatiques et se relayaient dans le temps. Les milieux de toundra, et certainement de forêts périglaciaires, devaient par leur couvert végétal, entraver la morphogénèse de surface en concentrant l'évolution spécifiquement périglaciaire aux activités de la glace souterraine. Là où des processus azonaux ont empêché la croissance de la végétation, des reliefs et des dépôts périglaciaires

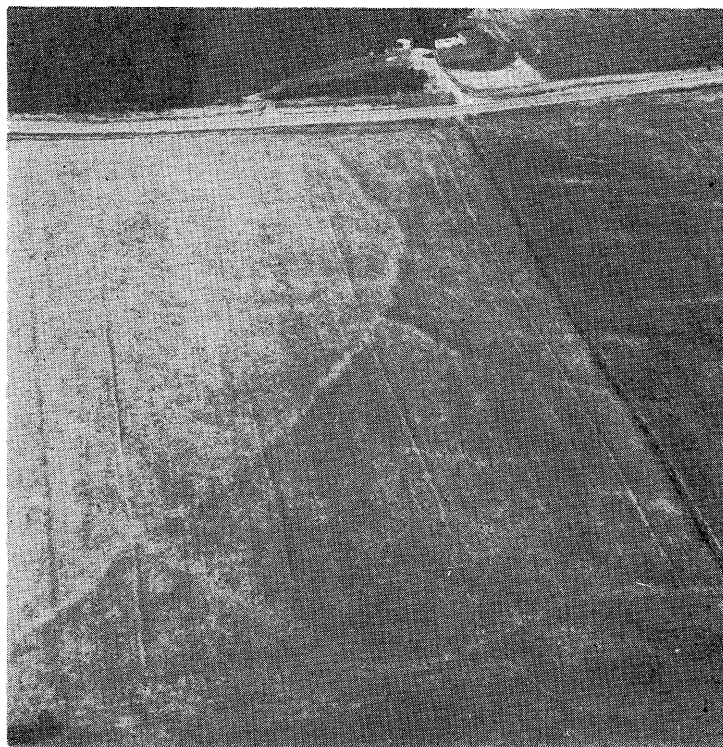


Photo 2. Fente de gel fossile appartenant au réseau polygonal de la photo 1.
A noter le double remplissage: du loess au centre d'un premier remplissage
caillouteux de la fente

Photo: P. Bali

Photo 1. Eléments d'un réseau polygonal de fentes de gel fossiles à Arundel,
sur le front de la moraine de Saint-Narcisse. Age tardiglaciaire



Photo 3. Réseau à blocs de terrain polygonaux développés dans un épandage holocène consécutif à un feu de forêt. Cuvette du mont Brome

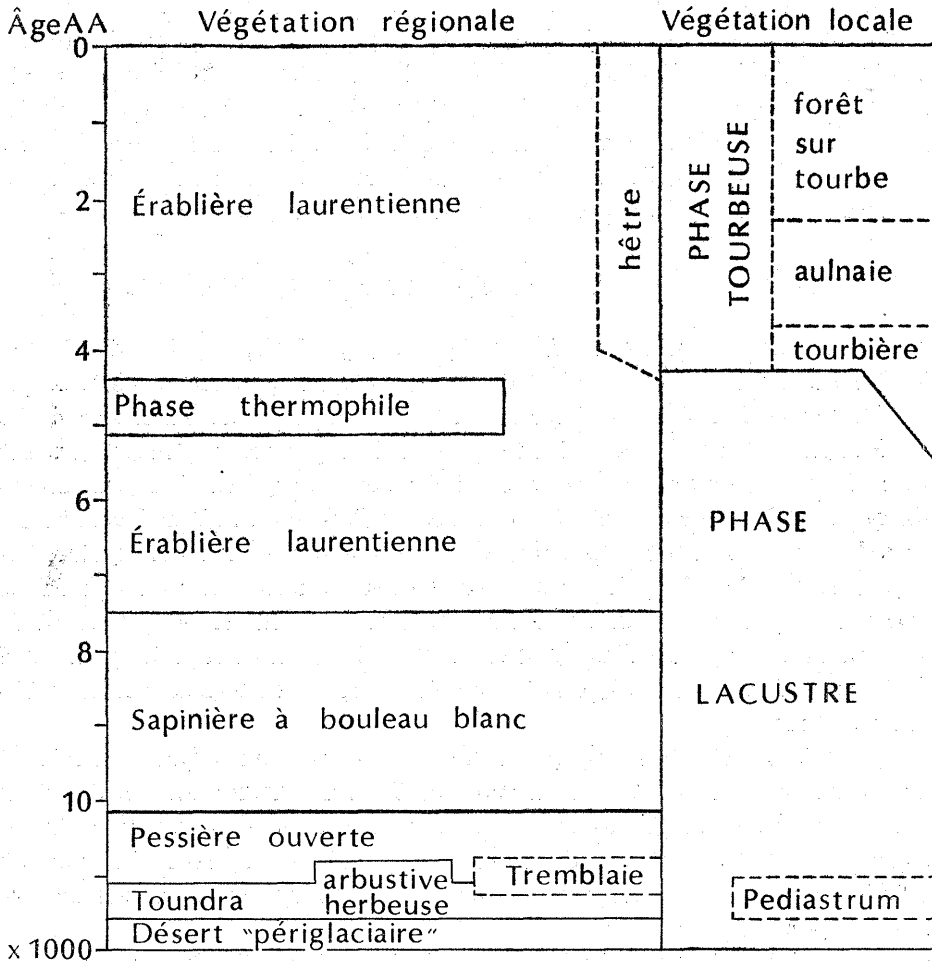


Photo 4. Réseau hydrographique embryonnaire d'âge holocène exploitant en partie les éléments d'un réseau polygonal à blocs de terrain. Plaine de Montréal

Tableau I

Chronologie de l'histoire de la végétation régionale et locale au mont Shefford, près du mont Brome.

Tiré de RICHARD, 1978; p. 85



ont pu remodeler les formations meubles. A Arundel, la sédimentation de plaine alluviale permettait l'apparition de loess. Mais c'est sur le littoral de la mer de Champlain que la morphogenèse la plus active a pu être reconstituée.

A Saint-Jérôme, en effet, sur une ancienne plage à 45 km au nord-ouest de Montréal, la mer a interféré avec la dynamique du pergélisol; la submersion temporaire, vers 10 300 BP, de sédiments littoraux renfermant une fente de gel et des cryoturbations a déclenché des effondrements thermokarstiques sous-aquatiques; les cuvettes d'effondrement ont été remblayées par des sédiments littoraux renfermant des fossiles d'éponge. Les affaissements thermokarstiques se sont produits à l'emplacement de lentilles de glace souterraine dont les eaux de fusion, éjectées vers le haut à travers les sédiments sous forme de sources sous-aquatiques ont déterminé la formation de structures cylindriques (GANGLOFF, 1976) indicatrices, dans ce cas

précis, d'un pergélisol en écumoire (GANGLOFF et CAILLEUX, 1976). La même évolution semble s'être produite dans un delta sur la rive sud de la mer de Champlain, où des structures cylindriques associées à des fentes de gel fossiles et des cryoturbations indiquant des traces de submersion ont été décrites par DIONNE (1975).

Au total, l'image que projettent nos reconstitutions paléogéographiques est celle d'un périglaciaire dominé par la forêt et, le long d'une bande littorale, par la toundra; la morphogenèse périglaciaire ne s'y développe activement que dans des espaces où les processus azonaux entravent la colonisation par la végétation: les estrans et les plaines alluviales. Or, ces caractéristiques fondamentales se retrouvent après la disparition du pergélisol, dans la forêt holocène.

LE PÉRIGLACIAIRE POTENTIEL DE LA FORÊT HOLOCÈNE

LAGAREC (1972) et CAILLEUX (1973) signalent, en plusieurs points du Québec méridional, des microreliefs de blocs de terrain polygonaux analogues à ceux que décrit VELIČKO (1972) dans la plaine russe. Ils se composent de buttes surbaissées de 20 à 60 m de diamètre que limitent des sillons hexagonaux ou pentagonaux. Les photos aériennes révèlent leur présence aussi bien dans les argiles de la mer de Champlain que dans les alluvions sableuses ou sablo-caillouteuses. A l'emplacement des sillons, les coupes montrent des fentes de terre remplies de matériel cryoturbé et fortement ferruginisé. Ces paléoformes sont attribuées à une fissuration superficielle du terrain par contraction thermique. Les fissures, d'abord remplies de terre, de glace ou d'un mélange des deux, sont élargies par les eaux de ruissellement. Ainsi sont découpées des aires polygonales dont les bords, initialement raides, s'oblitérent rapidement.

Leur position géomorphologique prouve que ces réseaux polygonaux se sont formés il y a moins de 6 000 ans. LAGAREC (1972) et CAILLEUX (1973) en déduisent l'existence, au cours de l'Holocène, d'au moins une oscillation climatique froide marquée soit par un pergélisol discontinu ou sporadique ou, du moins, par des conditions humides et froides avec des températures moyennes annuelles de l'air de -2° à -4°C .

Dans la région de Montréal, un tel paléoclimat impliquerait une baisse des températures de $7,5^{\circ}$ à $9,5^{\circ}\text{C}$. Or, les diagrammes polliniques n'y montrent nulle part, entre 6 000 BP et nos jours, les traces d'un tel coup de froid qui, pourtant, n'aurait pas manqué d'affecter la composition de la forêt holocène (RICHARD, 1976, 1977, 1978).

Si d'éventuelles récurrences froides sont intervenues, elles n'ont pu jouer qu'un rôle secondaire dans la genèse des blocs de terrain polygonaux. Trop faibles pour avoir été enregistrées par le couvert végétal, elles ne sauraient rendre compte de la genèse, sous forêt, des microreliefs périglaciaires.

Dès lors que des oscillations paléoclimatiques sont à exclure, d'autres causes, azonales, doivent être envisagées.

Nous proposons, à titre d'hypothèse, que les blocs de terrain polygonaux d'âge holocène se sont formés dans des clairières ouvertes dans la forêt par des processus

tels les feux ou les inondations, sous des climats voisins de l'actuel. En effet, à Montréal, les températures hivernales sont relativement basses: -10°C pour la moyenne de janvier, -35°C pour le minimum absolu; en février, il n'est pas rare que les températures oscillent entre -18°C le jour et -28°C la nuit pendant plusieurs jours consécutifs. Ce froid ne semble pas exercer d'influence géomorphologique sous le couvert végétal et nival actuel. Mais sur des terrains nus, fraîchement accumulés, encore gorgés d'eau et suffisamment vastes pour que la déflation éolienne les débarasse partiellement de leur manteau de neige, une fissuration superficielle par contraction thermique a toutes les chances de se produire. Les fissures, reprises par les eaux de ruissellement, pourraient évoluer suffisamment vite pour que se façonnent des blocs de terrain polygonaux avant que la recolonisation par la forêt environnante ne vienne figer l'évolution cryogène locale.

Cette hypothèse implique que la forêt holocène du Québec — l'érablière laurentienne entre autres — se caractérise, d'un point de vue morphoclimatique, par un périglaciaire potentiel. Celui-ci ne se traduit dans le modelé que là où la protection forestière est localement détruite.

C'est bien ce que vérifient les géliformes d'âge holocène découvertes, au cours des dernières années, dans la plaine de Montréal. Elles relèvent de deux variantes d'une même situation:

- les unes appartiennent à l'écosystème forestier;
- les autres dépendent de périodes charnières entre deux systèmes morphogéniques.

LES GÉLIFORMES DE L'ÉCOSYSTÈME FORESTIER

Un réseau polygonal dans la cuvette du mont Brome, à 100 km au sud-est de Montréal, en offre le cas le plus démonstratif (GANGLOFF et RICHARD, 1978).

Des blocs de terrain polygonaux se sont développés au fond de la cuvette, de part et d'autre de ruisseaux, dans un épandage détritique de sables grossiers (photo 3). Les coupes permettent de reconstituer l'évolution géomorphologique suivante:

(1) à la base, visibles sur 1 m, reposent des formations tardiglaciaires caractéristiques d'une sédimentation de lit majeur, lente, en partie organique; des bancs de tourbe et du bois flotté sont interstratifiés dans les alluvions sableuses et limoneuses. Les pollens des tourbes fossiles correspondent à la période d'afforestation tardiglaciaire. Un fragment de bois a été daté au radiocarbone de $10\,760 \pm 290$ BP (QU-230);

(2) des épandages détritiques sableux, épais de 1 m à 1,50 m, dépourvus de tout macroreste organique, ont fossilisé ces dépôts. Leur mise en place implique une rupture d'équilibre brutale. Les polygones de blocs de terrain se sont formés à leur surface.

Il est tentant d'interpréter cette stratigraphie en termes d'équilibres morphoclimatiques; les formations inférieures à dépôts organiques pourraient dater d'un interstade — l'équivalent nord-américain de l'Alleröd — alors que les épandages détritiques qui les fossilisent résulteraient d'une péjoration climatique brutale, un Dryas III, remplaçant la forêt naissante par une "Nouvelle Toundra"; d'où la remobilisation des sédiments sur les versants, leur dépôt au fond de la cuvette et l'inscrip-

tion, dans les épandages, des géliformes suggérant le retour possible du pergélisol. Les blocs de terrains polygonaux seraient donc des indicateurs d'une oscillation paléoclimatique tardiglaciaire.

Or, pour logique qu'elle soit, cette interprétation est fausse. D'abord, le diagramme pollinique standard du mont Shefford, établi à quelques kilomètres seulement de la cuvette du mont Brome (RICHARD, 1978) confirme ce que, sans exception, tous les diagrammes polliniques du sud du Québec nous ont appris: il n'y a jamais eu de "Nouvelle Toundra". La colonisation végétale après la déglaciation s'est faite de manière régulière, sans récurrence (tab. I).

Par ailleurs, l'épandage détritique du mont Brome renferme, sur l'ensemble de sa hauteur, les assemblages polliniques de l'érablière, c'est-à-dire, de la formation végétale la plus récente de l'Holocène. Dès lors, cet épandage et les blocs de terrains polygonaux qu'il porte ont donc au maximum 7 500 ans. Ils ne peuvent appartenir à un Dryas III mais, paradoxalement, datent de la période la moins froide de l'Holocène.

S'ils ne sont pas d'origine paléoclimatique, comment expliquer la rupture d'équilibre responsable de leur mise en place? Faut-il invoquer une cause anthropique? Non, car les pollens de plantes rudérales, (*Ambrosia* et *Rumex*) n'apparaissent que dans la partie supérieure du dépôt. Par contre, une concentration exceptionnellement forte de pollens de pin gris s'observe à la base de l'épandage. On sait que cette espèce est souvent indicatrice de feux de forêts. Une vérification, à ce niveau, a révélé un maximum de cendres microscopiques.

Ainsi, l'épandage détritique et son modelé "périglaciaire" ont été façonnés au cours de l'Holocène dans une clairière ouverte par un feu de forêt, dans des sédiments corrélatifs fraîchement accumulés. Ailleurs, la forêt devait protéger les dépôts meubles des influences du froid. Nous sommes donc bien en présence d'une période forestière à morphogenèse périglaciaire potentielle.

A l'échelle du millénaire, les feux de forêt ne constituent pas des accidents de la nature. Leur fréquence est telle (SWAIN, 1973) qu'ils forment un élément important de l'écosystème forestier. Aussi la morphogenèse holocène de la cuvette du mont Brome est-elle loin de représenter un cas exceptionnel. Des formes semblables, antérieures aux défrichements agricoles, liées à des ruptures d'équilibre holocène, suggèrent que le cas du mont Brome peut-être généralisé à l'ensemble du Québec méridional.

Les feux n'ont pas été les seuls facteurs permettant l'apparition de blocs de terrains polygonaux. La sédimentation de lit majeur, à l'intérieur de la forêt holocène a sans doute joué un rôle analogue. Il est symptomatique que les deux séries de réseaux polygonaux que publie LAGAREC (1972) soient systématiquement liés à une telle position géomorphologique.

LES MODELÉS DE CHARNIÈRES MORPHOGÉNÉTIQUES

Des réseaux hydrographiques, en éventail, diffus ou dentritiques, de quelques kilomètres carrés et à très forte densité de drainage (de 14 à 22 km/km²) ont été découverts par LEBUIS (1976) dans la plaine de Montréal. Un ruisseau draine souvent

l'axe des réseaux. Le reste est fossile. Les structures agraïres les recoupent sans égard pour leurs tracés; les vallons, à sec, n'ont pas fonctionné au cours du défrichement agricole de la région; ils ne sont donc pas d'origine anthropique (photo 4).

Les vallons individuels sont peu encaissés; leur profil longitudinal présente parfois, à une centaine de mètres à l'amont de leur confluence avec le ruisseau actuel, de petites ruptures de pentes, comme si une vague d'érosion régressive, partie de l'axe de drainage, avait commencé à approfondir les chenaux latéraux juste avant que l'évolution du système hydrographique ne soit bloquée et ne devienne, de la sorte, relique.

Des influences périglaciaires ont joué dans leur formation. Les vallons sont souvent associés à des dépressions fermées et à des blocs de terrain polygonaux. Le tracé en zig zag de certains chenaux suggère qu'ils se superposent à des polygones de milieu froid. VELIČKO (1972) signale des faits semblables en Russie.

Pourtant, ces réseaux appartiennent à l'histoire holocène. On les observe, sans exception, dans les argiles de la mer de Champlain entre 30 et 42 m d'altitude. La mer s'étant retirée de cette côte vers 8 000 à 7 500 BP, ils sont donc postérieurs à cette date. En raison de leur forte densité de drainage ils n'ont pu évoluer sous couvert forestier mais se sont nécessairement formés sur des terres nues à l'intérieur de la forêt postglaciaire. LEBUIS (1976) montre qu'ils sont apparus, dans les argiles marines, dans le laps de temps qui sépare l'exondation des terres de leur colonisation par la forêt environnante; d'où leur allure embryonnaire et le blocage très rapide de leur évolution. Tout comme les feux ou la sédimentation de lit majeur en forêt holocène, cette période charnière entre le système morphogénétique marin et l'équilibre morphoclimatique forestier a permis au "périglaciaire potentiel" de façonner, momentanément, les dépôts meubles et de laisser, en plein Holocène, des microreliefs fossiles de milieu froid.

CONCLUSIONS

Le caractère continental du climat a dominé l'ensemble de l'évolution paléogéographique post-glaciaire du Québec méridional.

A la différence du Tardiglaciaire de l'Europe occidentale, le sud du Québec ne semble pas avoir connu de variations concomitantes de la végétation et de la morphogénèse.

Les structures et les modelés périglaciaires n'y traduisent que l'intensité des froids de l'hiver; ils ne constituent pas des indicateurs fiables des milieux morphoclimatiques; seule leur confrontation avec la palynologie permet de reconstituer ces milieux.

Un périglaciaire taïguïen, défini par la présence simultanée d'un pergélisol et d'une forêt, caractérise une grande partie du Tardiglaciaire. La mer de Champlain, en déterminant des étés frais, commandait sur ses marges les formations d'une bordure de toundra. La morphogénèse périglaciaire la plus active semble s'être déroulée dans les espaces dépourvus de végétation: les estrans et la plaine alluviale au nord d'Arundel.

En raison du développement relativement précoce de la forêt, la charnière Pléistocène—Holocène ne correspond à aucun événement morphoclimatique notable. Le pergélisol disparaît après 10 300 BP, mais des modelés périglaciaires continuent à être façonnés dans le domaine forestier holocène; celui-ci, d'un point de vue morphoclimatique, se caractérise par un périglaciaire potentiel.

Bibliographie

- BLACK, R. F., 1976 — Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges. *Quat. Res.*, 6; p. 3—26.
- CAILLEUX, A., 1973 — Coups de froid postglaciaires dans l'Est du Canada. *Cah. Géol.*, 89; p. 10—15.
- DIONNE, J. C., 1973 — Fentes de cryoturbation fossiles à Arthabaska, Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, 27; 190—196.
- DIONNE, J. C., 1975 — Palaeoclimatic significance of Late Pleistocene ice-wedge casts in Southern Quebec, Canada. *Pal. Pal. Pal.*, 17; p. 65—76.
- GANGLOFF, P., 1970 — Structures de gélisol reliques dans la région de Montréal. *Rev. Géogr. Montr.*, 24; p. 241—253.
- GANGLOFF, P., 1973 — Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal. *Cah. Géogr. Québec*, 17 (42); p. 415—447.
- GANGLOFF, P., 1974 — Les structures cylindriques et l'évolution géomorphologique d'une plage tardiglaciaire à Saint-Jérôme, Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, 37; p. 357—373.
- GANGLOFF, P. et CAILLEUX, A., 1976 — Indices possibles de pergélisol discontinu. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26; p. 223—235.
- GANGLOFF, P. et RICHARD, P., 1978 — Feu de forêt et morphogenèse holocène dans la cuvette du mont Brome, Québec (Résumé). *Ann. ACFAS*, 45; p. 103.
- JOHNSSON, G., 1959 — True and false ice-wedges in Southern Sweden. *Geografiska Annaler*, 41; p. 15—33.
- LAGAREC, D., 1972 — Paléoformes de pergélisol dans la région de Québec (Canada). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274; p. 995—998.
- LEBUIS, G., 1976 — Signification paléogéographique de réseaux hydrographiques holocènes dans la plaine de Montréal. Mém. maîtrise, Univ. de Montréal; 52 p. (Inédit).
- RICHARD, P., 1976 — Contribution à l'histoire post-wisconsinienne de la végétation du centre du Québec méridional par l'analyse pollinique. Thèse Doc. Etat Montpellier; 315 p. (Non publ.).
- RICHARD, P., 1977 — Végétation tardiglaciaire du Québec méridional et implications paléoclimatiques. *Géogr. Phys. Quat.*, 31; p. 161—176.
- RICHARD, P., 1978 — Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géogr. Phys. Quat.*, 32; p. 81—93.
- SAVOIE, L. C., 1978 — Contribution à la paléophytogéographie de l'épisode de St-Narcisse de la région de St-Agathe. Mém. maîtrise, dépt. de Géogr., Univ. de Montréal; 106 p. (Inédit).
- SWAIN, A. M., 1973 — A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. *Quat. Res.*, 3; p. 383—396.
- TRICART, J., 1967 — Le modelé des régions périglaciaires. SEDES; 512 p.
- TURCOTTE, P., 1975 — Les géliformes à triage de la région de Disraeli: indice d'un paléoclimat froid. Mém. maîtrise, dépt. de Géogr., Univ. de Montréal; 51 p. (Inédit).
- VELIČKO, A. A., 1972 — La morphologie cryogène relicte: caractères fondamentaux et cartographie. *Ztschr. f. Geomorphologie*, Supplementband, 13; p. 59—72.