Document generated on 06/06/2025 1:59 a.m.

Cahiers de géographie du Québec

Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal

Pierre Gangloff

Volume 17, Number 42, 1973

URI: https://id.erudit.org/iderudit/021146ar
DOI: https://doi.org/10.7202/021146ar

See table of contents

Publisher(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (print)
1708-8968 (digital)

Explore this journal

Cite this article

Gangloff, P. (1973). Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal. *Cahiers de géographie du Québec*, *17*(42), 415–448. https://doi.org/10.7202/021146ar

Article abstract

The fossil ice wedges which have been found during the last eight years in the St. Lawrence Lowlands provide evidence of permafrost development in the emerged lands of Southern Québec following deglaciation. Palynology yields evidence that a boreal forest was developing during that period. Such conditions account for the essential features of late glacial geomorphogeny as characterized by the preponderant importance of underground ice. A major role was performed by underground ice in the shaping of two areas which have been studied in detail by the author, viz. Arundel and Piedmont. In the former area, the underground ice has governed the formation of thermokarstic depressions associated with a polygonal network of fossil ice wedges, with loess deposits, and with periglacial vales. In the latter, the underground ice has determined spectacular collapse features in a marine fill bottom, inducing the Champlain Sea clay to become vertically arranged. In both areas, the involved permafrost dynamics have interfered with the entrenching of the drainage network.

Tous droits réservés © Cahiers de géographie du Québec, 1973

This document is protected by copyright law. Use of the services of Érudit (including reproduction) is subject to its terms and conditions, which can be viewed online.

https://apropos.erudit.org/en/users/policy-on-use/

This article is disseminated and preserved by Érudit.

Érudit is a non-profit inter-university consortium of the Université de Montréal, Université Laval, and the Université du Québec à Montréal. Its mission is to promote and disseminate research.

https://www.erudit.org/en/

LE MILIEU MORPHOCLIMATIQUE TARDIGLACIAIRE DANS LA RÉGION DE MONTRÉAL

par

Pierre GANGLOFF

Département de géographie, université de Montréal

La géographie du Tardiglaciaire que révèlent les synthèses à l'échelle de l'hémisphère nord (Guillien, 1962, p. 14), n'a cessé de se préciser au cours de la dernière décennie. Or, dans le tableau d'ensemble que composent les reconstitutions paléoclimatiques régionales, le Québec figure encore comme une *terre inconnue.* Dans la partie la mieux étudiée de la province — la vallée du Saint-Laurent et les régions montagneuses qui la bordent — l'existence même d'une période tardiglaciaire est mise en question.

Ce n'est pas faute d'indicateurs paléoclimatiques. Des cryoturbations et des fentes de gel fossiles ont été signalées en grand nombre dans les dépôts récents des Laurentides et du piémont appalachien. Autour de Montréal, ces gélistructures affectent le matériel de terrasses soulevées de la mer de Champlain. Leur position géomorphologique nous a fait supposer qu'une longue période de climat périglaciaire s'intercalle entre la récession de l'inlandsis wisconsinien et l'Holocène (Gangloff, 1970 b, 1971).

Mais, pour vraisemblable qu'elle soit, cette conclusion ne recueille pas une adhésion unanime. Outre des critiques sur lesquelles nous aurons à revenir, une objection traditionnelle vient de la géomorphologie : pourquoi la présumée phase froide n'a-t-elle laissé la moindre marque dans le relief ? L'absence de tout modelé périglaciaire, notamment dans les Laurentides et les basses terres du Saint-Laurent (Laverdière et Courtemanche, 1959 ; Brochu, 1960), ne confirme-t-elle pas les vues selon lesquelles *dans les parties exondées, on est passé sans transition du système d'érosion glaciaire au système d'érosion tempéré* (Derruau, 1956, p. 24) ?

Nous examinerons ici les deux aspects — stratigraphique et géomorphologique — du problème. *

* *Remerciements.* Je tiens à remercier M. Claude Bernard, professeur au département de géographie de l'université de Montréal, pour l'aide précieuse qu'il m'a apportée dans la mise au point de cet article. M. le professeur André Cailleux a bien voulu en relire le texte et me suggérer d'importantes améliorations; je lui en suis profondément reconnaissant.

A – *LES CONDITIONS MORPHOCLIMATIQUES AU TARDIGLACIAIRE : LES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES*

Un paléoclimat périglaciaire s'est-il effectivement installé, dans le sud du Québec, après la déglaciation ? N'est-il pas une vue de l'esprit, le fruit *d'une argumentation à caractère très spéculatif* basée *sur un très petit nombre de données et de faits ?* Dionne (1971 b, p. 246), qui l'affirme sans ambages, suppose *qu'en-dehors de variations de quelques degrés... il n'y aurait pas eu de retour important du froid après le départ des glaciers, du moins que des conditions suffisamment froides n'ont pu permettre l'installation d'un pergélisol...*

Venant d'un géomorphologue averti, cette thèse ne peut être écartée à la légère. Elle porte sur deux composantes controversées de la morphogénèse : les paléotempératures et un éventuel pergélisol. Or, nous disposons à leur sujet de renseignements explicites et convergents.

I – *LES PALÉOTEMPÉRATURES TARDIGLACIAIRES*

Les analyses polliniques effectuées par Lasalle (1966) au Mont Saint-Hilaire, à une quarantaine de kilomètres à l'est de Montréal, reflètent la courbe des températures après la fonte des glaces.

a) *Deux conclusions ressortent des diagrammes polliniques*

1. Des climats alternativement frais (*cool*) et froids (*cold*) se sont relayés au cours des premiers millénaires succédant à la déglaciaciation.

   Dans le détail, ces oscillations comprennent : avant 12 500 BP, une phase « fraîche » ; elle se caractérise par des conditions analogues à celles qui règnent actuellement sur la frange nord de la forêt boréale. Vers 12 500 BP, *une récurrence froide* commande le remplacement de la forêt par une toundra. Celle-ci cède la place, vers 12 000 BP, à une nouvelle forêt boréale. Autour de 11 000 BP survient *une deuxième péjoration climatique,* mal connue ; toutefois, le tapis forestier subsiste au cours de cet épisode. La suite correspond au sommet du diagramme standard des basses terres du Saint-Laurent (Terasmae, 1960) : une nouvelle phase fraîche est interrompue par une *troisième récurrence froide* connue depuis Potzger (1953) ; elle correspond probablement à la crue glaciaire dans la région d'Amos-Cochrane (stade de Cockburn daté d'environ 8 200 BP).

   Au total, à part un bref épisode de toundra entre 12 500 et 12 000 BP, cette période a été caractérisée par un couvert végétal forestier ; mais celui-ci n'exclut pas, pour autant, des conditions extrêmement froides.

2. Les températures annuelles moyennes de l'air pendant les périodes froides ont été évaluées [1] à — 6,5° C, ce qui représente une baisse de 13° C par rapport au climat actuel de la plaine de Montréal. On est loin des *variations de quelques degrés* tolérées par Dionne ! Quant aux phases fraîches, leurs températures annuelles moyennes devaient se situer entre — 3,5 et — 4,5° C.

b) *Ces reconstitutions revêtent un intérêt considérable, tant pour la chronologie du quaternaire supérieur que pour la géomorphologie*

1. D'un point de vue chronologique, la séquence décelée au mont Saint-Hilaire semble une réplique du Tardiglaciaire européen.

   La phase froide survenue entre 12 500 et 12 000 BP pourrait être l'homologue québécois du Dryas Ic, une péjoration climatique qui sépare deux interstades : le Bölling et l'Alleröd. Sur cette base, on peut proposer le parallèle suivant :

Tableau 1

Corrélation probable entre les oscillations climatiques tradiglaciaires en Europe et dans la région de Montréal

Europe	*Région de Montréal*	*Phases polliniques (Terasmae et Lasalle, 1968)*
Interstade de Bölling	période « fraîche »	Phase VIII
Dryas ancien (Ic)	récurrence froide	Phase VII
Alleröd (Dryas II)	période « fraîche » Déglaciation des basses terres du Saint-Laurent	Phase VI B
Dryas III	Récurrence froide probable	Phase VI A

L'hypothèse d'oscillations climatiques tardiglaciaires synchrones à l'échelle mondiale, défendue entre autres par Flint et Brandtner (1961), semble de plus en plus probable. Rappelons que la chronologie scandinave a été retrouvée, non seulement dans toute l'Europe, y compris le domaine méditerranéen, mais encore en Colombie (Van der Hammen *et al.* 1971), en Alaska et au Chili (Heusser, 1966 ; pour l'ensemble de la question : Flint, 1970, p. 438-441 ; Frenzel, 1967, p. 63). Dans cette perspective, les données disponibles sur le Tardiglaciaire québécois s'insèrent harmonieusement dans le tableau mondial de cette période.

[1] *Average annual temperatures both during the cold and the more clement late-glacial intervals . . . remained much below the recent values in the area studied. Probable average temperature for the late-glacial episode may have been about — 6°5 C . . . during the more clement episodes the average annual temperature may have been about 2° C to 3° C higher, relative to the cold episodes.* TERASMAE et LASALLE, 1968, p. 254.

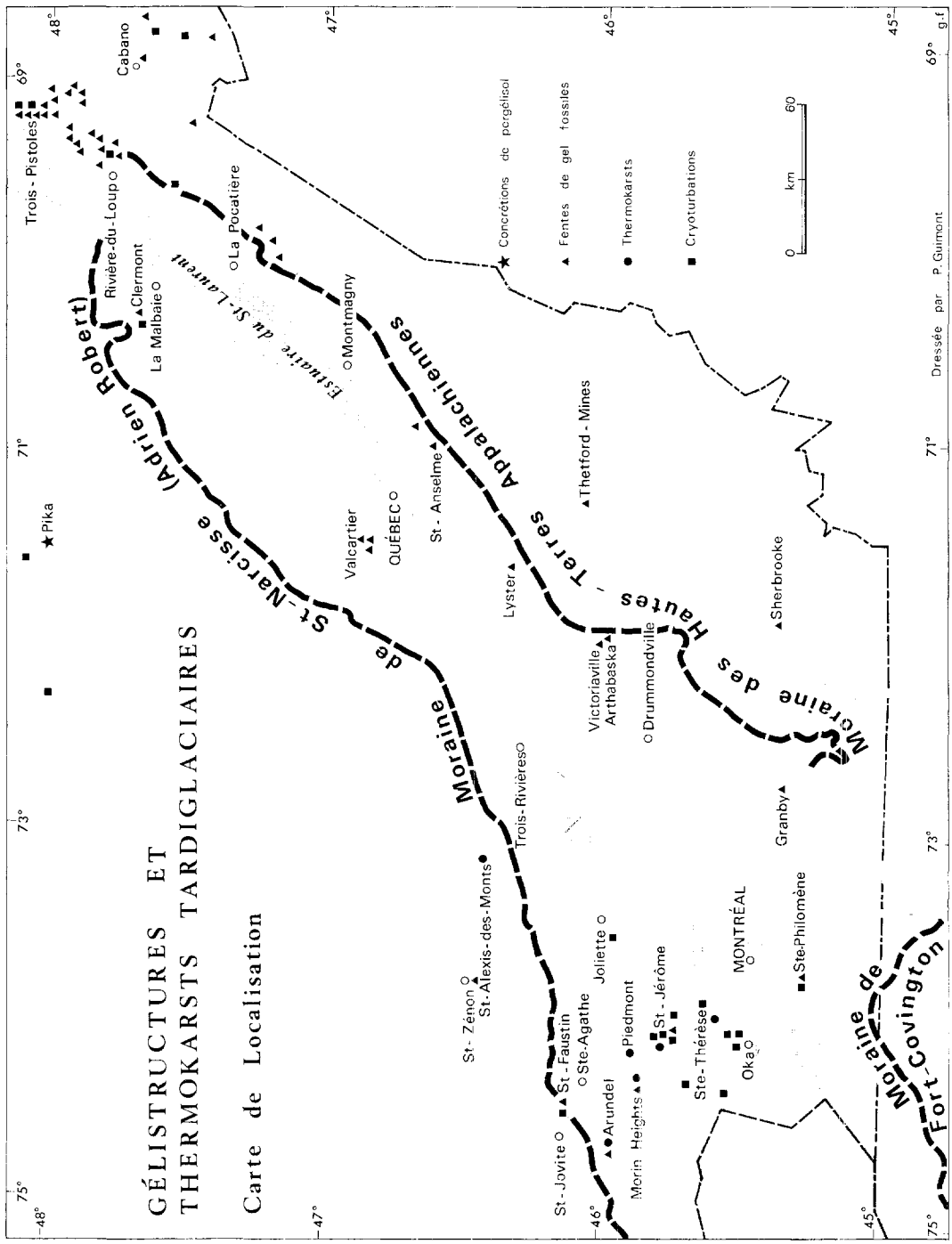

Figure 1 *Répartition des gélistructures et des thermokarsts ;* sources : *DIONNE (1969 ; 1970 b ; 1971 b ; 1973), CAILLEUX et DIONNE (1972), GANGLOFF (1970 et 1971). Le tracé de la moraine de Saint-Narcisse au nord-est de Québec d'après LASALLE* et al. *(1972).*

2. Les implications géomorphologiques ne sont pas moins fondamentales. Frenzel (1967, p. 33), à la suite de Jahn [2], admet qu'il faut des températures moyennes annuelles de l'air de — 3°C pour qu'apparaisse un pergélisol discontinu. Celui-ci, une fois formé, subsistera sous des conditions moins rigoureuses (de — 1 à — 3° C). Hypothèse très vraisemblable lorsqu'on songe qu'en Alaska le pergélisol discontinu s'étend jusqu'à l'isotherme — 2° C et qu'on peut le rencontrer au sud de cette limite aussi bien en Asie qu'au Yukon (Embleton et King, 1968, p. 463 ; Flint, 1970, p. 268).

   À la lumière de ces valeurs numériques une conclusion capitale s'impose : même au cours des phases « fraîches » du Tardiglaciaire québécois, la moyenne annuelle des températures de l'air (— 3,5 à — 4,5° C) se situait sous le seuil de formation d'un pergélisol. De plus, les périodes « froides » ont connu un climat tel (— 6,5° C) que des fentes de gel pouvaient se développer dans les dépôts meubles.

   Rien d'étonnant, dès lors, que de telles gélistructures aient effectivement été découvertes, en grand nombre, dans le Québec méridional (figure 1). Leur signification, pourtant, reste encore controversée. Leur distribution géographique, loin de confirmer les indications de la palynologie, attesterait — selon certains auteurs — l'absence d'un pergélisol après la déglaciation. Qu'en est-il de ce paradoxe ?

II — *LE PERGÉLISOL TARDIGLACIAIRE*

a) *L'hypothèse du « périglaciaire de position »*

À lire les principaux travaux qui leur ont été consacrés (Dionne, 1969 ; 1970 a et b ; 1971 b) les fentes de gel fossiles du Québec se localiseraient exclusivement dans des accumulations de marges glaciaires. Et de fait, les plus abondantes ont été découvertes dans les moraines bordières des hautes terres appalachiennes. Dans les Laurentides, plusieurs viennent d'être signalées dans les accumulations proglaciaires de la moraine de Saint-Narcisse (moraine d'Adrien-Robert). En dehors de ces deux grands complexes morainiques, nous affirme-t-on, rien, pas la moindre gélistructure péremptoire.

Que conclure alors d'une répartition aussi singulière, sinon que les fentes de gel n'ont pu se former que sur les anciennes marges glaciaires ? Que le pergélisol qui leur a donné naissance était limité à une mince bande en bordure de l'inlandsis ? Que le tout indique un climat froid purement local (périglaciaire de position) déterminé par la présence

---

[2] *Die Annahme von* Jahn *dass für die Entstehung der ewigen Gefrornis niedrigere Temperaturen (mindestens — 3° C) erforderlich sind, als für ihre Erhaltung (mindestens — 1° C bis — 3° C), dürfte zutreffen.*

immédiate des glaces wisconsiniennes et non un paléoclimat postérieur à la déglaciation ? Rien n'est moins sûr. Pour convaincante qu'elle paraisse de prime abord, cette théorie ne résiste pas à une critique interne ; en outre, elle est démentie par les faits d'observation.

1. À supposer qu'elle correspondît à la réalité, la concentration des fentes de gel fossiles dans les seuls dépôts glaciaires ne serait pas significative. En effet, les structures décrites jusque-là sont, en majeure partie, épigénétiques. Elles ont donc pu se former, soit en bordure de l'inlandsis, soit *à n'importe quel moment après la déglaciation.* Dans la plupart des cas, rien ne permet de préciser.

   Aussi des découvertes comme celles faites dans le sud-est du Québec n'en prennent que plus de valeur. Dans la région de Trois-Pistoles, des fentes de gel et des cryoturbations affectent non seulement des accumulations de marge glaciaire, mais encore, dans leur voisinage immédiat, des dépôts de plages marines apparues 2 000 ans après la déglaciation ; d'où une première interprétation possible : *le début de la formation des fentes de gel pourrait se situer vers 12 500 – 12 000 ans et coïnciderait avec le stationnement du front glaciaire dans la région Isle-Verte – Saint-Antonin... Comme les plus basses fentes de gel ont été observées dans des formations datées de 10 500 à 10 000 ans... on est fondé de croire à l'existence d'un climat de type périglaciaire et d'un pergélisol durant la période comprise entre 12 500 et 10 000 ans* (Dionne, 1966, p. 100).

   Les choses ont pu se passer ainsi. Mais d'un point de vue purement chronologique, les conclusions doivent être plus réservées. Elles n'en sont pas moins fondamentales :

   Les gélistructures les plus jeunes de la région de Trois-Pistoles établissent, de manière irréfutable, qu'un pergélisol s'est développé plus de deux millénaires après la disparation des glaces dans ce secteur. Elles ne doivent donc rien à la proximité de l'inlandsis ; elles ne peuvent résulter que d'une oscillation paléoclimatique périglaciaire survenue *après* (et non pendant) l'édification de la plage de 10 500 – 10 000 ans BP dans laquelle on les rencontre.

   Ce paléoclimat postérieur à 10 500 B.P. suffit, à lui seul, à expliquer toutes les gélistructures de la région, y compris celles observées dans le matériel d'origine glaciaire. Dans l'hypothèse contraire [3], il faudrait montrer comment le pergélisol aurait pu s'installer dans les faciès littoraux sans affecter du même coup les terrains voisins d'origine fluvio-glaciaire, morainique, etc...

[3] Dans son article de 1969, DIONNE revient sur son interprétation de 1966 mais sans contester l'existence de fentes de gel dans la plage marine de Trois-Pistoles. C'est à partir de ce moment que se développe l'hypothèse du *périglaciaire de position.*

Tableau 2

Fentes de gel fossiles dans les dépôts Champlainiens

Localité	*Coordonnées*		*Altitude*		*Observations*	*Sources*
	long. O	*lat. N.*	*Pieds*	*Mètres*		
Granby	72°46'30"	45°21'00"	375	114	Fente isolée dans moraine remaniée en un système de plages	Bernard, C., Communication orale + photos
Clermont (La Malbaie)	70°13'45"	47°42'30"	450	136	Plusieurs fentes syngénétiques dans plage marine. Les fentes sont fossilisées par un dépôt littoral de 0,50 m. Cryoturbations.	Observations personnelles, photo — automne 1972
Ste-Philomène	73°44'00"	45°17'28"	154	46	Fente de gel dans remaniements marins postérieurs à 10 500 B.P.	Gangloff, P. (1970a)
St-Jérôme	74°01'37"	45°46'17"	350	106	Fente de gel isolée dans terrasse marine exondée vers 10 000 B.P. Cryoturbations.	Gangloff *et al* (1971)
Trois-Pistoles	Plusieurs coupes dans la région — voir sources				Fentes de gel dans terrasses marines postérieures à 10 500 B.P.	Dionne (1966)
Valcartier	Plusieurs coupes dispersées dans la région — voir sources				Nombreuses fentes de gel — Réseau polygonal de fentes — dans sédiments morainiques remaniés et mis en place en milieu prélittoral marin. Fentes sont donc postérieures à la régression marine dans ce secteur !	Dionne (1971b)

En résumé, l'existence d'un pergélisol plusieurs millénaires après la déglaciation est certaine ; sa présence dès le retrait glaciaire sur la marge de l'inlandsis (périglaciaire de position) n'est que probable !

2. Mais alors d'où vient la forte densité de structures périglaciaires dans les zones de moraines bordières ? Et pourquoi leur (prétendue) absence dans les basses terres du Saint-Laurent ? La réponse est évidente. Toutes les fentes de gel ont été découvertes dans des coupes de terrain. Si nous mentionnons, ci-dessous, un réseau polygonal de fentes visible sur photos aériennes, cette méthode de détection a rarement été utilisée jusqu'ici dans le Québec. La carte actuelle des gélistructures dépend donc étroitement de la répartition des gravières et autres excavations. Celles-ci, pratiquement inexistantes dans les vastes plaines de sable et d'argile champlainienne, sont extrêmement denses dans les accumulations caillouteuses qui jalonnent les anciennes marges glaciaires. Il en découle que nous ne connaissons pas la distribution réelle des gélistructures. Nous n'en avons qu'une vue complètement déformée. C'est une erreur de méthode que d'utiliser celle-là dans des reconstitutions paléogéographiques.

3. D'ailleurs, quoique rares, les coupes de la plaine du Saint-Laurent n'en sont pas moins parlantes. Elles confirment pleinement les observations de Trois-Pistoles. Dans la région de Montréal, des fentes de gel fossiles s'observent jusque dans les formations de la mer de Champlain (tableau 2). L'exemplaire de Sainte-Philomène affecte des dépôts de remaniement marin datés au C 14 de 10 800 et 10 500 BP (Elson, 1969) ; ce qui démontre, ici encore, qu'un pergélisol s'est formé à une période avancée du Tardiglaciaire : nécessairement après 10 500 BP.

b) *La fin de la phase froide*

Les cryoturbations nous en donnent une idée approximative. Elles dessinent de larges et belles frises dans les parois des coupes et sont donc plus facilement observables que les fentes ; aussi sont-elles connues dans un plus grand nombre d'excavations.

Certes, leur utilisation comme indicateurs paléoclimatiques semble délicate, des confusions étant possibles avec des structures résultant de mouvements de masses sous-aquatiques ou sub-aériens, ou encore des affaissements locaux déterminés par des charges différentielles (Dionne, 1971 a). Nous avons montré (Gangloff *et al.*, 1971) que de telles explications s'appliquent difficilement aux structures décrites dans les sédiments champlainiens. À Saint-Jérôme, à Trois-Pistoles et dans les Appalaches (Ritchot, 1968), elles sont associées à des fentes de gel dont l'origine périglaciaire est incontestable. Au demeurant, dans les parois des coupes, elles continuent d'évoluer sous l'effet du

Photo 1 *Saint-Jérôme. Rejeu actuel (hiver 1972) de cryoturbations tardiglaciaires dans une plage de la mer de Champlain. Les températures hivernales font apparaître des cavités et fissures qui seront comblées, au printemps, par des coulées de limon ; d'où des structures ressemblant à des injections.*

froid actuel. La photo 1 permet de s'en rendre compte. La photo a été prise au mois de février, après plusieurs jours marqués par des températures diurnes inférieures à — 10° C. Or, on aperçoit que des fissures et des cavités atteignant plus de 15 cm de large se sont ouvertes au contact d'anciennes cryoturbations ; au printemps, elles ont disparu déterminant un réarrangement interne des sédiments lié, exclusivement, au gel puis au dégel. Ces mécanismes fonctionnent de nos jours dans des circonstances artificielles (parois de coupes, absence de couvert neigeux, pénétration horizontale du gel) ; ils n'en démontrent pas moins le rôle du froid dans l'origine des turbations locales.

Dans les environs de Montréal, ces cryoturbations affectent les terrasses marines supérieures à la cote 46 mètres. Ce niveau correspond, d'après Elson (1969, p. 250, fig. 2a) à un rivage champlainien daté d'environ 9 000 BP. Donc, à ce moment, un climat périglaciaire sévissait encore.

Le pergélisol, toutefois, pouvait avoir disparu des basses terres. Les cryoturbations, en effet, si elles sont généralement observées dans les régions à pergélisol, peuvent également apparaître sous des conditions climatiques plus clémentes. Elles se formeraient encore, dans certains sites favorables, sous des températures moyennes annuelles de l'air de + 3° C ; c'est-à-dire dans des milieux où aucun pergélisol ne subsiste.

Mais celui-ci, même absent des basses terres, devait logiquement subsister plus au nord. Admettons, à titre d'hypothèse de travail, que les cryoturbations de la terrasse de 46 mètres, près de Montréal, résultent des conditions les plus clémentes possibles : des températures moyennes annuelles de l'air de + 3° C. Le climat aurait donc été, au cours du stade de Cockburn, de 3,5° C plus froid qu'il ne l'est de nos jours. Dès lors, des régions au climat plus frais que celui de Montréal devaient comporter des taches de pergélisol. Le site Pika, par exemple, dans le parc des Laurentides, au sud d'Alma, présente actuellement des températures de l'air comprises entre 0 et 1° C. Pendant le stade de Cockburn, celles-ci devaient être, dans notre hypothèse de travail, de — 3,5 à — 2,5° C, ce qui nous oblige à admettre, à cet endroit, l'existence d'un pergélisol en équilibre avec le climat. Nous avons choisi cet exemple parce que, précisément, l'existence d'un pergélisol à une époque tardive y a été démontrée, à partir de concrétions calcaires, par Cailleux et Dionne (1972).

Ainsi, la reconstitution du Tardiglaciaire exige que l'on tienne compte de l'existence de provinces paléoclimatiques. Il serait toutefois hasardeux de les reconstituer à partir d'exemples encore rares, comme celui qui précède.

III — *LES CARACTÈRES SPÉCIFIQUES DU TARDIGLACIAIRE QUÉBÉCOIS*

Malgré la rareté des données disponibles, quelques conclusions essentielles pour la compréhension du Quaternaire supérieur peuvent être énoncées. Elles concernent :

a) *La charnière tardiglaciaire-postglaciaire*

Beaucoup d'auteurs situent, par convention, la fin du Tardiglaciaire vers 10 300 BP. Cette date correspond à un repère stratigraphique bien marqué dans les diagrammes polliniques standards de l'ensemble de l'Europe ; on la retrouve aussi sur le continent américain. Mais si, en Scandinavie, elle représente une coupure majeure dans l'évolution du tapis végétal (passage de la toundra du Dryas III à la forêt boréale), elle ne se traduit, dans les régions à climat continental, que par des nuances dans les espèces qui composaient les forêts de l'époque.

Aussi a-t-on proposé de ne pas fixer la fin du Tardiglaciaire d'une manière rigide par une date unique applicable à l'échelle mondiale, mais de la définir pour chaque province climatique en fonction de son histoire paléogéographique propre (Jäger et Klieve, 1969, p. 48). Dans cette perspective, où convient-il de la placer dans le Québec ?

Les analyses polliniques du mont Saint-Hilaire révèlent une césure importante vers 12 000 BP, au moment où le tapis forestier remplace un épisode de toundra. Mais le développement de la forêt est loin de

marquer la fin du climat périglaciaire, puisqu'à Trois-Pistoles comme à Montréal des fentes de gel se sont encore formées après 10 500 BP et que des cryoturbations découvertes dans les terrasses champlainiennes sont postérieures à 9 000 BP. C'est donc après cette dernière date que se termine le Tardiglaciaire. Peut-on préciser ?

Un ultime refroidissement du climat précédant l'Hypsithermal se lit dans les diagrammes polliniques des basses terres du Saint-Laurent : la phase Q 2 de Potzger (1953) ou phase V de Terasmae (1960). Il semble s'agir d'un évènement majeur [4] qui s'est traduit par la récurrence glaciaire de Cochrane (stade de Cockburn de Bryson *et al.*, 1969), ainsi que par une régression marine. C'est à la fin de cet épisode froid, soit vers 8 200 BP que nous proposons de placer la charnière Tardigliciaire – Postglaciaire dans le Québec.

b) *Les particularités morphoclimatiques du tardiglaciaire québécois*

Les reconstitutions qui précèdent supposent qu'un pergélisol — et même des fentes de gel — se sont formés en pleine phase forestière. N'y a-t-il pas là une contradiction flagrante ? Un pergélisol n'implique-t-il pas une toundra ? Pas dans les régions à climat continental comme le note Shumskii (1964, p. 43) pour les périodes pléistocène et actuelle en U.R.S.S. : *The extreme western and eastern maritime districts, where contemporary recurrent vein ice occurs in the USSR, encompass only the tundra zone, whereas in the central, continental part recurrent vein ice is being formed not only in the tundra zone but also far inside the taiga zone, in districts with a summer mean monthly air temperature of up to 19° C. Thus the climatic boundaries of the region of recurrent vein ice formation are situated discordantly with respect to the boundaries of vegetation zones, which is quite natural since the position of the first, in contrast to the second, is determined not as much by the summer as by the winter conditions which determine the annual regime. The regularity fully preserves its significance for the glacial period as well, because the fresh plant remains, perfectly preserved in the frozen state in the ice, indicate, for example, that in*

---

[4] L'importance de la récurrence glaciaire de Cochrane est contestée. Selon MacDONALD (1971, p. 349) : *PREST (1969) attributes it to a large – scale southward surge of part of the ice sheet affecting most of the eastern Hudson Bay area ... The present author agrees with HUGHES (1965) that the Cochrane episode is of very limited areal extend and of local importance only.* Mais quelle qu'ait été l'importance de la progression glaciaire, l'oscillation climatique en relation avec cet épisode a été décelée en un grand nombre de points du globe (nord-est de la Russie, Alaska, Angleterre, Alpes, Suède). Dans le parc des Laurentides, le refroidissement climatique est très fortement marqué dans les spectres polliniques (RICHARD, 1971 page 554) ce qui amène cet auteur à ressusciter – à titre d'hypothèse de travail – la théorie d'OSBORNE (1951) : *it is perhaps necessary to consider more closely OSBORNE's hypothesis of a local ice cap in the Laurentide highlands ;* la calotte étant contemporaine du stade de Cochrane (Cockburn).

central Yakutia recurrent ice veins were formed in the Pleistocene under forest conditions.

C'est donc un périglaciaire de type continental que nous retracent la palynologie et les gélistructures. On peut en déduire :

1. Des activités éoliennes localisées. La forêt devait protéger les sédiments meubles de la déflation ; celle-ci ne devait s'exercer que sur les rivages successifs de la mer de Champlain au cours du bref laps de temps qui séparait leur exondation de leur colonisation par le tapis végétal. Les nombreuses dunes paraboliques qui parsèment les basses terres du Saint-Laurent ne doivent rien à un désert de gélivation. D'ailleurs, elles continuaient de se former, il y a cinquante ans à peine, dans le parc d'Oka.

   Plus délicate est l'interprétation des bourrelets de congères de Luskville (Lengellé, 1970). Leur genèse suppose des accumulations nivéo-éoliennes qui, dans la région, n'ont plus d'équivalent actuel. La déflation qui alimentait les congères en neige pouvait s'exercer, soit sur une plage, soit sur une nappe d'eau gelée. Ces processus devaient se dérouler sous des conditions plus froides que de nos jours, avec une fonte des neiges plus tardive et une gélivation des corniches rocheuses plus intense.

   Ajoutons que les effets combinés de la gélivation, de la cryoturbation et de la nivation n'ont pas réussi, dans l'état actuel de nos connaissances, à façonner des replats goletz ; ceux que Ritchot (1967) signale sur les flancs du mont Royal sont tapissés de sédiments champlainiens. Ils remontent donc très vraisemblablement à une période antérieure au Tardiglaciaire ; il est impossible de préciser, faute de dépôts corrélatifs.

2. Un réseau hydrographique devait s'organiser très tôt après la récession de l'inlandsis. Les forêts tardiglaciaires devaient concentrer les eaux courantes et limiter à l'extrême le ruissellement diffus sur les versants. Contrairement aux hypothèses mentionnées par Hamelin (1971), il est hautement improbable que des glacis aient été façonnés à cette époque. Certes, en Europe, des aplanissements périglaciaires sur des roches tendres ont pu s'élaborer au Tardiglaciaire. Dans le bassin de Genève par exemple, ils ont arasé, au pied du Jura, pendant le seul Dryas ancien, les moraines argileuses wurmiennes (Gangloff, 1970 a). Ces glacis authentiques ne sont pas sans rappeler des topographies similaires que l'on observe, au Québec, dans certaines vallées des Appalaches (l'Etchemin par exemple) ou, à une échelle plus petite, au pied de quelques montérégiennes. Mais nous montrerons, dans une étude séparée, que nous sommes ici en présence d'un phénomène de

convergence : les plans inclinés dans les dépôts post-glaciaires du Québec méridional résultent, en réalité, d'accumulations sous-aquatiques extrêmement originales, mises en place dans la mer de Champlain.

3. La morphogénèse spécifiquement périglaciaire devait être limitée à la dynamique du pergélisol. Hamelin (1971) soulignait déjà l'intérêt de cette hypothèse de travail. Dans son étude sur les glissements et autres formes de reliefs en creux, il montrait que, dans la plaine laurentienne, après le retrait des glaces, une phase de morphogénèse périglaciaire liée à un pergélisol et à sa dégradation était extrêmement probable. Des observations de Lagarec (1972) vérifient cette interprétation au nord de la ville de Québec. Nous allons apporter les témoignages des reliefs tardiglaciaires de la région montréalaise.

B – *LES MODELÉS PÉRIGLACIAIRES RELIQUES*

Dans les vallées du bouclier au nord de Montréal, les paléoformes héritées du climat tardiglaciaire sont moins rares qu'on ne l'a dit. Nous ne décrirons ici que les deux paysages les plus révélateurs, ceux pour lesquels des coupes de terrain permettent une étude simultanée des formes et des structures, écartant ainsi toute possibilité de confusion avec des reliefs convergents d'origine autre que périglaciaire.

1 – *LES THERMOKARSTS D'ARUNDEL*

À 5 km au nord du village d'Arundel, soit à 92 km au nord-ouest de Montréal, la vallée de la Rouge contient un modelé de marge glaciaire remarquablement bien conservé. L'élément-clé du paysage est une moraine bordière aux formes lourdes construites en travers de la vallée par une langue émissaire de l'inlandsis pendant le stade de Saint-Narcisse (d'Adrien-Robert). Sur le front de cette moraine, les eaux de fusion ont accumulé un puissant remblaiement proglaciaire de type « sandre ». Long de cinq kilomètres, il se termine, près des villages d'Huberdeau et d'Arundel, par un front de delta sous-aquatique construit, soit dans un ancien lac d'obturation glaciaire, soit — comme le supposent Parry et Macpherson (1964) — dans la mer de Champlain elle-même.

Le bourrelet morainique, l'épandage proglaciaire et sa terminaison deltaïque, sont défoncés par la Rouge dont le lit actuel, bordé de petites terrasses discontinues, est encaissé de 15 à 20 mètres dans les dépôts quaternaires.

C'est dans ce cadre que s'observent les paléoformes périglaciaires. Leur inventaire est loin d'être terminé ; nous les décrirons entre la moraine et le village d'Arundel (figure 2).

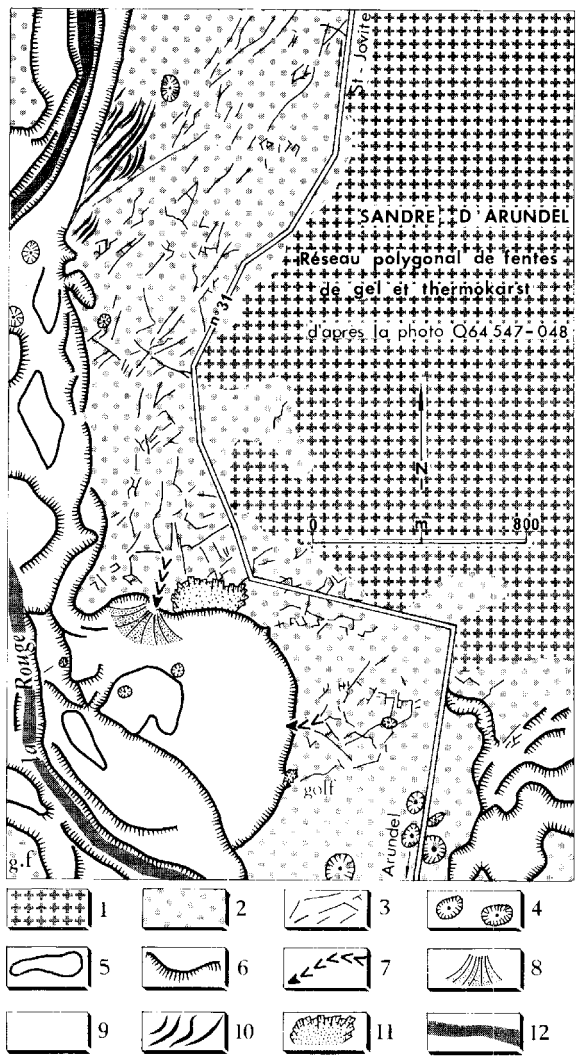

Figure 2 *Arundel. Morphologie périglaciaire sur le sandre et les terrasses supérieures de la Rouge. 1. Roche en place 2. Épandages proglaciaires du sandre 3. Réseau polygonal de fentes de gel 4. Cuvettes thermokarstiques 5. Bancs d'alluvions 6. Rebords de terrasses fluviatiles 7. Ravins périglaciaires sur sol gelé 8. Cône de déjection tardiglaciaire 9. Terrasses fluviatiles 10. Cicatrices de glissements dans les graviers du sandre 11. Coupes de terrain 12. Lit mineur de la Rouge.*

a) *Les cuvettes thermokarstiques*

Des dépressions fermées, tantôt isolées, tantôt en groupes de trois ou quatre accidentent la topographie bosselée de l'épandage proglaciaire. Particulièrement denses dans la partie sableuse du sandre, elles s'observent également sur les terrasses le long de la Rouge. De forme généralement ovale ou circulaire, leurs dimensions sont modestes : 30 à 100 mètres de grand axe pour 5 à 8 mètres de profondeur ; leurs versants présentent des formes convexo-concaves. Visiblement, elles proviennent d'effondrements locaux survenus dans les nappes détritiques.

1. Sont-elles des kettles ? A priori, on pourrait le penser. En effet, l'inlandsis, au cours de son retrait, aurait bien pu abandonner des

culots de glace morte qui, fossilisés par les épandages proglaciaires, auraient pu fondre lentement, déterminant ainsi l'apparition de cuvettes d'effondrement.

Cette interprétation, toutefois, cadre très mal avec les particularités de la mise en place du sandre. Celui-ci comprend :

i) Dans sa partie amont, sur les 4/5 de sa longueur, des nappes caillouteuses à matrice sableuse grossière. Cet ensemble, mal lité, atteint une puissance de 4 à 5 mètres. Les galets n'ont pas subi de façonnement notable au cours de leur transport sur le sandre ; ils ressemblent fortement aux galets des moraines bordières de la région (figure 3).

Le matériel s'amenuise rapidement d'amont en aval ; dans la grande gravière figurant sur notre carte (figure 2), la taille médiane des galets et blocs se situe autour de 5 centimètres ; quelques 500 mètres en aval, dans la coupe du golf, elle n'est plus que de 2 centimètres. On peut considérer que l'épandage graveleux s'arrête à cet endroit.

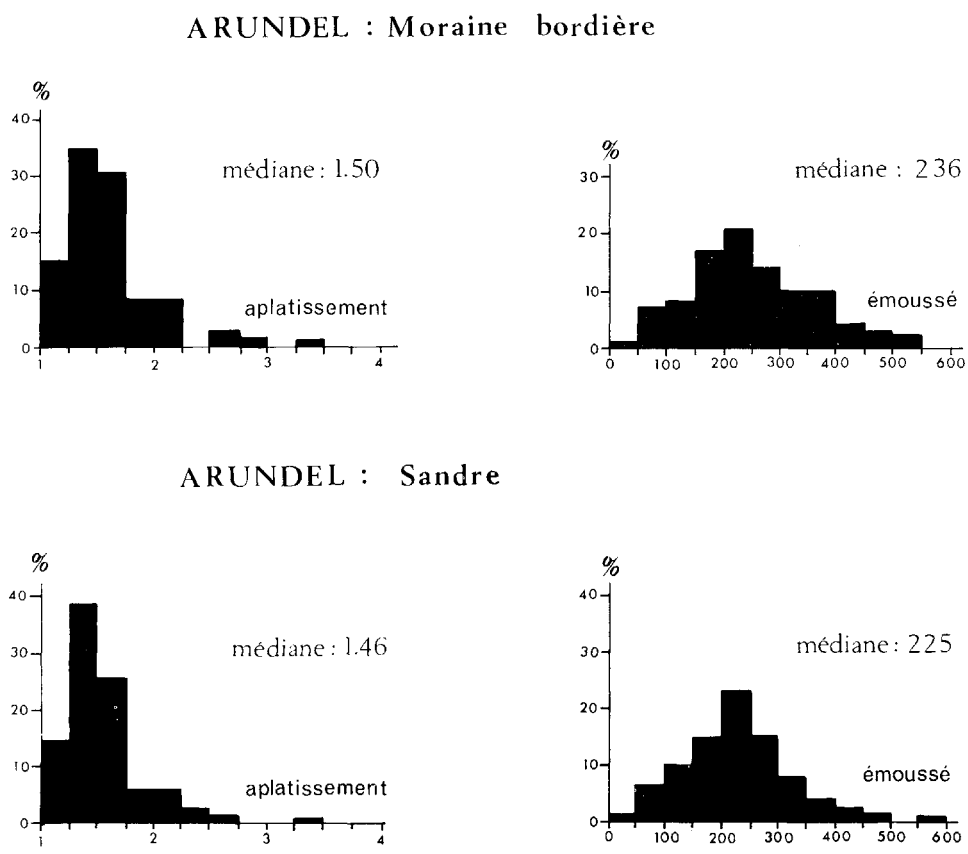

Figure 3 *Arundel. Histogrammes des indices d'émoussé et d'aplatissement de galets morainiques et proglaciaires. Échantillons de 100 galets cristallins de 4 à 6 cm.*

Photo 2 *Sandre d'Arundel ; coupe du golf. Faciès sableux à la base des cailloutis. Stratifications entrecroisées suggérant un écoulement des eaux de fusion en chenaux anastomosés sur le front de l'inlandsis. Les eaux, fortement chargées, devaient être de compétence réduite probablement en raison de leur étalement dans la vallée et de la proximité du niveau de base local.*

ii) De puissantes accumulations sableuses à stratification entrecroisée constituent, en effet, la partie aval du sandre. Vers l'amont, ces sables passent sous les épandages caillouteux ; dans la coupe du golf, ils s'observent, dans un trou de sonde, à la base des graviers, sur au-moins 5 mètres d'épaisseur. La disposition des lentilles (photo 2) évoque un écoulement en chenaux divagants à forte charge, mais à compétence trop faible pour le transport des galets.

Des bancs de limons verdâtres sont imbriqués dans la partie inférieure de ce faciès ; ils annoncent l'existence, en profondeur, d'argiles lacustres ou marines visibles dans une coupe située près du pont d'Arundel, à 1 kilomètre au SW de la coupe du golf.

On peut, à présent, reconstituer le paysage au moment de la déglaciation. Le front de l'inlandsis, au cours du stade de Saint-Narcisse, était précédé d'une nappe d'eau lacustre ou marine que les matériaux de délavage morainique, charriés par les eaux glaciaires, comblaient progressivement. Où se trouvaient les hypothétiques culots de glace morte qui seraient responsables des dépressions fermées ? Ils auraient dû se localiser sous l'eau ! Mais celle-ci ne

les aurait-elle pas fait flotter, empêchant leur fossilisation par les apports détriques ? Certes, la glace aurait pu être lestée de moraine et reposer sous la nappe d'eau ; mais, dans cette hypothèse, elle aurait certainement fondu avant que le sandre ne la recouvre.

Une seconde objection interdit de considérer les dépressions fermées comme des kettles : ces cuvettes sont apparues, non seulement à la surface du sandre, mais encore sur les terrasses de la Rouge emboîtées dans les épandages proglaciaires. Elles ne sont donc pas un phénomène de marge glaciaire ; elles ont continué de se former longtemps après l'abandon de la région par l'inlandsis. Ce qui oblige d'envisager une seconde hypothèse :

2. Les dépressions fermées pourraient être des cuvettes thermokarstiques. On sait que l'installation d'un pergélisol dans des dépôts meubles modifie profondément leurs conditions hydrogéologiques. Des noyaux de glace souterraine se constituent, entre autre, par gel des nappes aquifères. Un réchauffement climatique; des défrichements ou de simples inondations peuvent entraîner leur fonte ; il se forme alors une caverne dont l'effondrement du toit entraîne, en surface, l'apparition des dépressions thermokarstiques. Si les cuvettes d'Arundel sont des thermokarsts, elles impliquent la présence d'un ancien pergélisol. Or, celui-ci a effectivement affecté les dépôts du sandre comme l'indiquent de nombreuses fentes de gel : dans la seule coupe du golf, une quinzaine d'entre elles allant de quelques centimètres à 1,50 mètre de large au sommet, peuvent être observées. Bien mieux, en examinant attentivement les photographies aériennes de la région, on s'aperçoit que les fentes s'organisent en un réseau polygonal auquel plusieurs cuvettes sont étroitement liées. Leur origine ne peut être que thermokarstique.

b) *Le réseau polygonal de fentes de gel*

1. Il constitue un deuxième type de modelé périglaciaire. Il apparaît clairement sur les photos aériennes au 1/15 840 du sandre d'Arundel. On y observe de fines lignes grises, tantôt droites et longues d'une centaine de mètres, tantôt brisées. Elles se recoupent selon les angles nets, sauf aux points d'intersection où se sont formées les dépressions thermokarstiques (figure 2).

Ces lignes grises esquissent localement, sur les photos, une trame irrégulière dont les mailles, généralement incomplètes, varient de 20 à 100 mètres de large. Près de la moraine bordière, elles se confondent avec des chenaux proglaciaires. À ne considérer que ce secteur, on pourrait avoir des doutes sur l'origine périglaciaire du réseau.

Celui-ci ne se distingue que sur la partie caillouteuse du sandre. Il disparaît, en aval de la coupe du golf, sur les sables. On ne le voit pas non plus sur les terrasses de la Rouge où la végétation gêne considérablement l'observation de détail.

Sur le terrain, l'intérieur des polygones correspond à des bombements convexes donnant à la topographie du sandre son allure bosselée ; les aires bombées portent des sols caillouteux à faible capacité de rétention. Les côtés des polygones, par contre, consistent en rainures amples, à profil transversal convexo-concave, faiblement encaissées. Leur largeur est très variable : souvent, elles s'évasent en alvéoles pour se resserrer, un peu plus loin, en un petit sillon régulier. Elles sont tapissées d'une mince couche de limon dont l'origine sera discutée plus loin. Grâce à la bonne capacité de rétention de ce sédiment fin, les plantes, en été, y sont plus vertes qu'à l'intérieur des polygones. C'est cette différence de teintes qu'ont enregistrée les photos panchromatiques.

2. La genèse des formes superficielles du sandre résulte d'une évolution périglaciaire complexe. L'une des rainures visibles sur les photos près du coude de la route 31 (figure 2) se dirige droit sur la grande gravière. Dans la paroi de la coupe, on observe :

   i) Au sommet, un vallon a profil transversal convexo-concave et de dimensions modestes : 5,40 mètres de large contre 0,80 à 1 mètre de profond. Il est tapissé par :

   ii) Une couche limoneuse de 0,50 mètre d'épaisseur contenant, dans sa masse, des sables grossiers et des gravillons. Un podzol colore en brun-rouge la partie supérieure du dépôt ; à sa base (horizon C) se distinguent des traces de litage. De toute évidence, il s'agit d'un dépôt de ruissellement corrélatif du façonnement du vallon. L'ensemble ravine les épandages caillouteux proglaciaires ; ceux-ci présentent, exactement dans l'axe du vallon, une magnifique fente de gel fossile, profonde de plus de 4 mètres et large, au sommet, de 0,90 mètre. Le remplissage de la gélistructure consiste, sur les bords, en galets et sables provenant des sédiments encaissants. Mais la partie centrale est comblée par un limon jaune qui passe, vers le haut, aux dépôts de ruissellement signalés précédemment ; celui-ci, à mesure qu'il pénètre en profondeur, perd graduellement sa fraction grossière et son litage. Généralement, dès 0,70 mètre de la surface, ne subsiste plus qu'un limon homogène, sans gravillons ni le moindre grain de sable grossier ; ce qui ne laisse pas de surprendre dans ce contexte caillouteux ! Ce sédiment fin ne provient donc pas du milieu encaissant. Il n'a pas non plus été apporté par les eaux de ruissellement qui n'ont fait que le remanier dans le vallon, en le mélangeant à la fraction granulométri-

que grossière. Une seule origine est possible : un apport éolien. De fait, le limon jaune ressemble fortement à certains loess d'Europe centrale, à cette différence qu'il est moins doux au toucher, moins « poussiéreux ». Dans la coupe du golf, le loess colmate la partie centrale d'une dizaine de fentes de gel (photo 3). Il a été signalé, antérieurement, au mont Tremblant tout proche (Millette et Higbee, 1958).

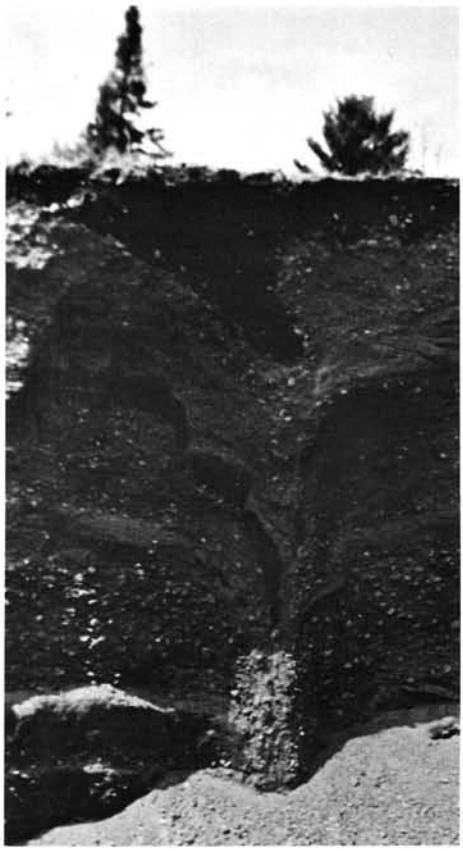

Photo 3 *Arundel, coupe du golf. Loess pédogénisé pénétrant dans une fente de gel fossile. La fente se localise au fond d'un large vallon à la tête d'un ravin périglaciaire.*

La grande gravière est instructive à plus d'un point de vue.

Elle apporte la preuve stratigraphique que les lignes grises, visibles sur les photos aériennes, sont bien un réseau polygonal de fentes de gel. Les phénomènes de contraction et de dilatation thermique à l'intérieur du pergélisol (d'après la théorie de Leffingwell, 1915 et de Lachenbruch, 1965) ont pu esquisser des sillons à l'emplacement des fentes et des bombements à l'intérieur des polygones ; mais ils ne sont pas les seuls responsables de la topographie bosselée du sandre. Les dépôts de loess témoignent d'une déflation éolienne saisonnière. Ils supposent des paysages dépourvus de végétation dense, où le vent pouvait soulever des nuages de poussière limoneuse. Comme le loess d'Arundel n'existe qu'à l'état de traces, cette dynamique a été de courte durée : la végétation devait rapidement coloniser le sandre et les terres voisines [5].

On peut penser que les limons éoliens se sont accumulés de préférence dans les creux, entre autres dans les sillons polygonaux. En été, avec la fonte de la couche active, de petits effondrements thermokarstiques devaient se produire au sommet du remplissage de glace occupant les fentes de gel ;

[5] Ce qui est en plein accord avec les données de la palynologie (cf.*supra*).

d'où l'affaissement de la partie inférieure des loess dans les gélistructures où ils ont été protégés des remaniements par ruissellement.

Le fait que des vallons peuvent être six fois plus larges (5,40 mètres) que les fentes de gel qui leur ont donné naissance (0,90 mètre), souligne l'importance géomorphologique du ruissellement périglaciaire sur le sandre. Ce processus, probablement combiné à la cryoturbation, a légèrement excavé et élargi, en surface, le réseau polygonal.

Ces mécanismes n'ont joué que tant que le pergélisol imperméabilisait les épandages caillouteux.

3. La morphogénèse périglaciaire s'est poursuivie après l'encaissement de la Rouge dans le sandre.

Le talus qui domine les terrasses de la rivière en administre la preuve. Il est, dans l'ensemble, raide et bien marqué dans la topographie. Cependant, à 1 kilomètre au sud de la moraine bordière, des glissements de terrain l'ont estompé sur 300 mètres (figure 2). Un faisceau de rides affecte les cailloutis à cet emplacement. Le dessin des rides, sur les photos aériennes, évoque celui des séracs dans les glaciers. Il suggère une faible translation du matériel en direction de la rivière. Ce mouvement de masse est nécessairement ancien. Certes, des glissements se produisent couramment, de nos jours, aux bords des rivières québécoises ; mais ils se localisent exclusivement dans des formations argileuses, notamment dans les dépôts fins de la mer de Champlain. Ils ne se forment pas dans des dépôts caillouteux comme c'est le cas ici.

Il n'en allait pas de même au Tardiglaciaire. L'incision de la Rouge a probablement recoupé des amas de glace souterraine dont l'existence est démontrée par les cuvettes thermokarstiques. la glace du sol, ainsi mise au jour, a dû fondre, entraînant par appel au vide, le glissement des cailloutis. Les sédiments glissés dans le lit de la rivière — actuellement une terrasse — ont été déblayés par l'écoulement fluviatile ; en effet, le rebord du sandre, bien qu'effondré, n'en garde pas moins un tracé rectiligne, en prolongement parfait des parties intactes du talus.

Outre cet effondement, des ravins longs de 100 m et atteignant dix mètres de profondeur, échancrent le talus. Ils naissent sur le sandre, à la confluence de quelques vallons périglaciaires et s'approfondissent très vite pour rejoindre les niveaux supérieurs des terrasses de la Rouge. Ces formes reliques, localisées sur des fentes de gel fossiles, n'ont pu être excavées que par le ruissellement périglaciaire puisque, dans les conditions actuelles, en l'absence d'un pergélisol imperméabilisant les cailloutis, toute l'eau météorique s'infiltre.

Un petit cône de déjection au débouché d'un des ravins immédiatement à l'est de la grande gravière (figure 2) repose, intact, sur la terrasse supérieure. Comme il n'a pas été érodé par la rivière, celle-ci coulait en contrebas de la terrasse quand le ravin était encore fonctionnel, en d'autres termes, quand le pergélisol subsistait encore dans la région.

Ainsi, l'érosion fluviatile date en grande partie du Tardiglaciaire. Elle a interféré avec la dynamique du pergélisol pour façonner des formes de détail originales. Les terrasses de la Rouge ne sont pas pour autant d'origine climatique ; elles se raccordaient probablement à des niveaux lacustres de plus en plus bas ; le retrait de ces nappes d'eau — vraisemblablement en communication vers le sud avec la mer de Champlain — devait être commandé par le relèvement isostatique du continent.

CONCLUSIONS : le modelé des dépôts meubles de la région d'Arundel résulte de la succession de trois phases morphogénétiques.

- Une période de morphogénèse proglaciaire, il y a environ 11 000 ans. L'inlandsis stationnait à cinq kilomètres au nord d'Arundel ; ses eaux de fusion construisaient un sandre aux dépens d'un lac ou d'un bras de la mer de Champlain. Dès ce moment, le climat devait être suffisamment froid pour permettre, théoriquement, la mise en place de loess, l'installation d'un pergélisol et la formation de fentes de gel. Mais ces phénomènes, nécessairement, ont été entravés ou détruits par la dynamique proglaciaire aussi longtemps que durait la construction du sandre. Celle-ci interrompue, la dynamique du pergélisol devient l'agent morphogénétique principal.
- La morphogénèse périglaciaire débute par une phase de transition, au cours de laquelle se déposent des loess ; pendant ce temps, la végétation colonise les terres émergées et bloque finalement toute déflation éolienne. Ce couvert végétal était-il une forêt boréale ? Rien ne permet de l'affirmer pour les environs d'Arundel bien que celle-ci ait existé à cette époque, à une centaine de kilomètres plus au sud, dans la région de Montréal. Quoi qu'il en soit, le pergélisol s'approfondit ; le réseau polygonal de fentes de gel se développe ; le ruissellement sur sol gelé façonne des vallons ; des lentilles de glace souterraine se forment, préparant ou amorçant peut-être déjà des processus thermokarstiques.
- L'entaille fluviatile se produit en pleine phase périglaciaire. Elle ne résulte pas d'une rupture d'équilibre climatique, mais découle du soulèvement isostatique de la région. L'encaissement du lit de la Rouge interfère avec la dynamique du pergélisol · d'où l'apparition d'un glissement de terrain dans des graviers,

sur le rebord de l'incision fluviatile, le façonnement des ravins qui échancrent ce talus et le développement de thermokarsts sur les niveaux de terrasses.

Par contraste, au cours des neuf millénaires que dura l'Holocène, rien de notable ne s'est plus produit. Le Tardiglaciaire a donc été la seule période de façonnement actif, après le départ de l'inlandais wisconsinien.

D'ailleurs, vers la même époque, ou un peu plus récemment, des phénomènes semblables modelaient le fond émergé de la mer de Champlain dans la région de Piedmont.

II — *LES THERMOKARSTS DE PIEDMONT*

À 300 mètres au sud du village de Piedmont, la rivière du Nord entaille une série de dépôts tardiglaciaires qui colmatent la vallée. Une grande excavation, longue d'un demi kilomètre, située entre la rivière et la route 11, contient d'impressionnantes structures d'effondrements, probablement les plus spectaculaires de la région montréalaise (photos 5 et 6). Quelques cuvettes, dont l'une dans le voisinage immédiat des coupes, affectent les dépôts et augmentent encore l'intérêt du site. Pour reconstituer la genèse de ces formes et de ces structures, une connaissance précise des formations qu'elles affectent est indispensable.

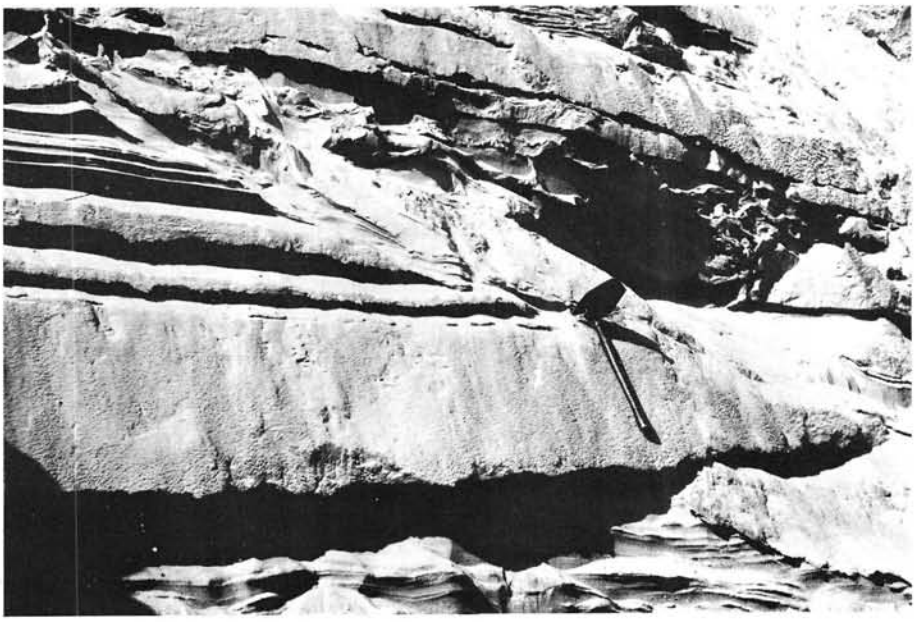

Photo 4 *Faciès de sables marins à glissements syngénétiques. À noter le plan de glissement qui tronque en biseau les strates sous-jacentes. Le matériel glissé se distingue aisément des cryoturbations tardiglaciaires.*

a) *La nature et l'âge des dépôts meubles*

Les accumulations sédimentaires constituent un lambeau de terrasse, à 600 pieds (183 mètres) d'altitude, soit environ 30 mètres au-dessus de la rivière. Seuls les placages superficiels du dépôt sont d'origine fluviatile. L'essentiel du remblaiement a été mis en place dans la mer de Champlain. Les coupes de terrain révèlent un empilement de trois faciès de plus en plus fins.

Photo 5 *Piedmont. Structure d'effondrement thermokarstique localisée dans un faciès de transition entre les graviers inférieurs (à droite) et les sables marins (basculés à la verticale ; partie gauche).*

Photo 6 *Piedmont. Structure d'effondrement thermokarstique. De gauche à droite (d'ouest en est) on passe d'une faille et de flexures à des pendages de moins en moins forts, alors même que les sédiments marins deviennent de plus en plus fins. En prolongement de la coupe, vers la droite, se localise la photo 7.*

1. À la base reposent des formations caillouteuses grossières, à blocs émoussés. Ce matériel hétérométrique qui provient du remaniement, par la mer, de sédiments glaciaires, est disposé en bancs parallèles de 1 à 3 mètres d'épaisseur. Les galets et les blocs ne baignent que rarement dans une matrice sableuse ; le plus souvent, celle-ci fait défaut, la fraction granulométrique la plus petite étant alors de la taille des gravillons.

   L'accumulation caillouteuse est entrelardée de bancs de sable marin, épais d'environ 1 mètre. Le contact supérieur et inférieur des sables avec les bancs caillouteux est toujours très franc, tiré au cordeau. Les différentes couches se superposent sans raviner les dépôts sous-jacents. D'une manière générale, les bancs sableux intercalaires présentent des triages de minéraux lourds et sont affectés de ripple-marks. L'ensemble s'est déposé dans une nappe d'eau qui — les fossiles du faciès supérieur le démontrent — ne peut avoir été que la mer de Champlain.

   L'épaisseur de ce premier étage dépasse 5 mètres ; sa base n'est pas connue ; elle se situe probablement sous le niveau de la rivière du Nord.

2. 8 mètres de sable fin à moyen reposant en concordance sur les formations caillouteuses. Cette seconde unité se compose de lits parallèles dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à 1 mètre. Localement apparaît une stratification entrecroisée. Quelques glissements syngénétiques ont déterminé la formation de plications (photo 4). Elles n'ont, bien entendu, rien à voir avec des cryoturbations ; elles résultent de foirages sous-aquatiques comme le montre leur plan de glissement, nettement visible à leur base, qui tronque en biseau les lits sableux non perturbés.

3. Les 6 mètres supérieurs sont constitués de limons argileux de couleur beige et bleue. Ils contiennent localement de minces lits de sable, ce qui les a fait interpréter par Parry comme des varves apparues, sur le front de l'inlandsis, dans la mer de Champlain. Selon cette interprétation, ils dateraient de la récession glaciaire et seraient, de la sorte, antérieurs au maximum de la mer daté de 11 400 BP environ. Il est permis d'en douter.

Ces limons argileux sont fossilifères. Dans l'extrémité nord de la coupe, le professeur C. Laverdière a trouvé, en notre présence, deux coquilles de *Portlandia arctica.* Dans le même faciès, à moins d'un kilomètre au sud des excavations de Piedmont et à 592 pieds (180 mètres) d'altitude, Parry a recueilli une faune champlainienne plus variée, comprenant *Macoma calcarea, M. balthica, Astarte* et *Portlandia arctica.* Une datation au radiocarbone de ces coquilles (Parry, 1963, p. 156) a révélé un âge relativement récent : 10 300 ± 250 BP ; ce qui en fait un dépôt de la régression et non de la transgression

champlainienne ! Aussi, Parry considère-t-il cette datation comme fausse.

En fait, les coupes actuelles montrent que le faciès varvé est moins fréquent que ne devaient le laisser croire les parois de l'excavation, il y a une dizaine d'années. De plus, là où elles existent, les « varves » n'impliquent pas nécessairement la présence d'un glacier. En effet, elles reposent au fond d'une vallée étroite (environ 1 kilomètre de large), entaillée dans le plateau des Laurentides. Dans ce cadre, le ruissellement de fonte des neiges sur le plateau suffit à expliquer l'apport périodique de sables dans un bras de mer — à l'emplacement de Piedmont — où se sédimentaient normalement des limons argileux.

En gros, à la lumière des travaux récents, on peut considérer la datation des coquilles comme correcte, d'autant plus que la courbe de la régression champlainienne dans la région montréalaise (Elson, 1969) montre que le rivage marin de 600 pieds date d'environ 10 600 BP, ce qui est très proche de l'une des limites de la datation de Piedmont (10 300 ± 250 BP).

En bref, on peut reconstituer le cadre chronologique suivant :

- le retrait glaciaire qui se produit largement avant 11 400 BP ;
- l'épisode champlainien, au cours duquel se met en place le remblaiement de fond marin comprenant des formations caillouteuses grossières, puis des sables et enfin des limons ;
- un peu après 10 600 BP (ou 10 300 ± 250 selon la datation de Piedmont), le fond de la vallée émerge. La rivière du Nord se forme et s'encaisse sur une trentaine de mètres dans le remblaiement champlainien.

b) *Les structures d'effondrement*

1. *Quelques exemples*

Beaucoup de parois de la coupe de Piedmont montrent des traces d'effondrements. Par endroits, des couches sont basculées à la verticale sur 10 mètres de haut. Dans la partie centrale de l'excavation, des strates caillouteuses et sableuses sont disposées en éventail (photo 5). Cette disposition fait penser à un phénomène de glacitectonique.

Les parois voisines sont plus explicites. La coupe la plus claire se situe à l'extrémité sud de l'excavation (photos 6 et 7). Une paroi de 30 mètres de long, haute de 10 mètres et orientée est-ouest présente successivement :

- Dans la partie orientale, des bancs de graviers et de sables subhorizontaux. Ils appartiennent au faciès inférieur du remblaiement marin.

Photo 7 *Piedmont. Structure d'effondrement thermokarstique. Les argiles de la mer de Champlain sont plissées en synclinal. Au fond du synclinal, dépôts de ruissellement discordants.*

- Cette formation est brusquement flexurée et faillée : les strates caillouteuses et sableuses se redressent à la verticale contre un plan de faille principal.
- À partir de ce point vers l'ouest, soit de gauche à droite de la photo 6, on observe une double évolution : le pendage des couches basculées devient de moins en moins fort ; de sub-vertical, il s'adoucit progressivement pour passer finalement à un synclinal (photo 7) dont l'axe est parallèle, mais à 20 mètres à l'est du système de failles et flexures. En même temps, les strates qui, près de la faille principale présentaient une alternance de gravier et de sable, deviennent successivement des bancs de sable grossier, puis de sable fin pour passer finalement, dans le synclinal, aux limons argileux de la régression champlainienne. Le centre du synclinal est occupé par des lits horizontaux, discordants, de limon ruisselé.

Un fait que la photo montre clairement doit être souligné : les lits du faciès limono-argileux ne sont pas froissés ; ils ne présentent pas de structures de glissements, de « turbations », ce qui n'aurait pas manqué de se produire si l'affaissement des couches de Piedmont s'était produit au fond de la mer de Champlain, quand le matériel était gorgé d'eau. On peut en déduire que les effondrements sont apparus *après* le retrait de la mer de Champlain. Ils sont postérieurs à 10 600 BP.

Photo 8 *Piedmont. Argile champlainienne à* Portlandia arctica *redressée à la verticale par des effondrements thermokarstiques. Les effondrements se sont produits après le retrait de la mer lorsque l'argile était cohérente (absence de glissements dans sa masse). Des alluvions de la rivière du Nord reposent en discordance angulaire sur les dépôts marins. Mis en place après la phase principale d'effondrements, ils ont été déformés à leur tour par des affaissements thermokarstiques tardifs.*

Des coupes à l'entrée nord de l'excavation de Piedmont confirment cette conclusion : des argiles finement litées y sont redressées à la verticale (photo 8) ; elles devaient nécessairement être cohérentes, soit sèches, soit gelées, mais dans les deux hypothèses exondées au moment de leur déformation.

Cet âge récent exclut toute possibilité de glaci-tectonique ; deux processus seulement peuvent, a priori, expliquer ces structures ; ils font tous deux intervenir des phénomènes de glace souterraine ; celle-ci provenant, soit de culots de glace morte, soit d'un pergélisol.

2. *La genèse des structures d'effondrement*

L'hypothèse de culots de glace morte est, ici, encore moins soutenable qu'elle ne l'était à Arundel. Elle impliquerait que des morceaux de glace de l'inlandsis wisconsinien aient séjourné, intacts, pendant plus de mille ans, sous les eaux de la mer de Champlain qui, pendant ce temps-là, les recouvrait d'une trentaine de mètres de sédiments. Le flux géothermique et, en été, les calories des eaux marines, auraient déterminé leur fonte bien avant l'émersion de la région.

Si l'existence de kettles dans les sédiments marins est peu probable, il n'en va pas de même des thermokarsts. L'apparition d'un pergélisol pendant la régression champlainienne et son développement après 10 500 BP ont été démontrés dans la première partie de cet article. Quoi de surprenant que ce pergélisol, en pénétrant dans les dépôts de Piedmont ait gelé la nappe phréatique que devaient contenir les formations caillouteuses inférieures, y commandant l'apparition de lentilles de glace souterraine ? D'ailleurs, ces mécanismes ont laissé des traces.

Dans la partie nord de l'excavation, une coupe a mis au jour, sur une dizaine de mètres de profondeur, une vaste poche d'effondrement de 5 à 6 mètres de large. Ce « synclinal », entièrement dans les sables, est haché de failles à faible rejet (10 centimètres environ). Le faciès limono-argileux supérieur a été déblayé par l'homme. Des oxydes de fer colorent fortement les couches sableuses en brun-rouge, et vont jusqu'à les consolider, localement, en un grès tendre. Or, cette cimentation est, pour l'essentiel, antérieure à l'affaissement des couches sédimentaires : les failles dénivellent indifféremment les lits de sable frais et les zones consolidées. Après les effondements, une nouvelle période de circulation d'eau souterraine a remobilisé le fer et l'a déposé le long de quelques plans de faille.

La signification de ces faits reste incertaine : mais ils rappellent fortement des processus qui se déroulent dans les pergélisols actuels.

Les oxydes de fer imprégnant la masse des sédiments se sont probablement déposés au cours de la phase d'engel de la nappe phréatique. Tandis que se développaient des lentilles de glace souterraine, des poches d'eau liquide devaient subsister dans le pergélisol. Ces taliks devaient consister en solutions de plus en plus concentrées qui ont fini par précipiter. Plus tard, la dégradation du pergélisol, c'est-à-dire la fonte de la glace souterraine, a entraîné l'apparition de failles à faible rejet, pour la formation de la poche d'effondrement.

Ces mécanismes ne se sont pas seulement traduits par des structures et des dépôts chimiques ; ils ont également contribué au façonnement du relief. Les formes qui en ont résulté sont difficilement reconstituables ; elles ont pour l'essentiel, été détruites par l'exploitation industrielle du sable. Néanmoins, quelques secteurs intacts permettent de se faire une idée du modelé initial et de son évolution.

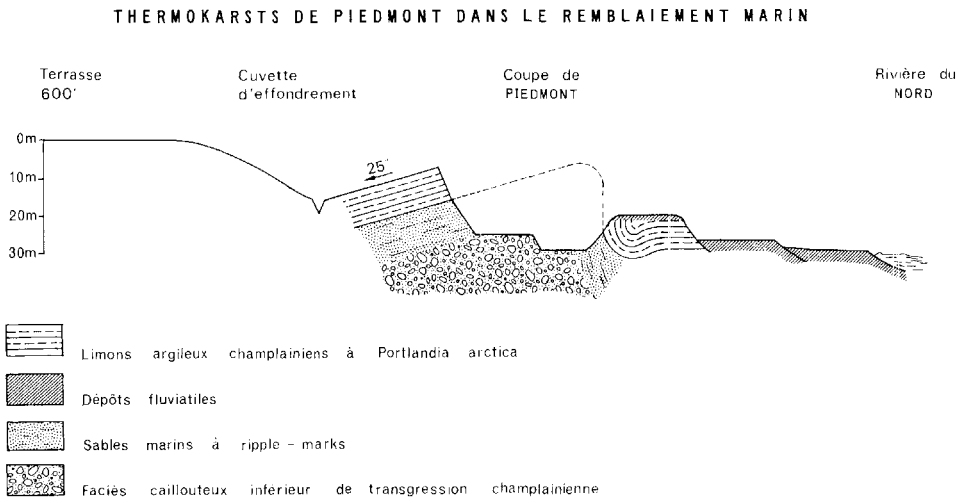

Figure 4 *Piedmont. Cuvette thermokarstique et structures d'effondrements (photo 8) dans la terrasse de 600 pieds.*

c) *La morphogénèse périglaciaire*

La terrasse de 600 pieds présente, entre la route 11 et le pont de Piedmont, une dépression allongée, parallèle à l'axe de la vallée. Longue d'environ 200 mètres, large 30 à 50 mètres, sa profondeur se situe autour de 15 mètres. Elle est drainée, au printemps, par un ruisseau affluent de la rivière du Nord qui incise son fond sur 1 à 3 mètres. Fait à souligner, le ruisseau coule en sens inverse de la rivière principale : du sud-est au nord-ouest.

Cette dépression ne résulte pas d'une entaille fluviatile. Son extrémité amont, où l'on s'attendrait à trouver un petit bassin de réception, se termine brutalement en amphithéâtre. Le matériel de son versant oriental consiste en sédiments marins limono-argileux basculés de 20 à 25° vers le centre de la dépression : la pente topographique correspond au pendage des couches (figure 4). Nous sommes donc en présence d'une cuvette d'effondrement dont l'origine thermokarstique, compte tenu des structures sédimentaires décrites précédemment, ne fait pas de doute. À l'origine, il devait s'agir d'une dépression fermée ; mais un méandre de la rivière du Nord en a érodé la partie septentrionale.

Photo 9 *Saint-Alexis-des-Monts. Couverture argileuse champlainienne (?) déformée après son exondation.*

Les photos aériennes montrent plusieurs formes semblables autour de Piedmont ; l'une d'elle se localise à moins d'un kilomètre au nord du village. On les rencontre également dans d'autres vallées des Laurentides comme l'indique un exemple découvert à Saint-Alexis-des-Monts, à une cinquantaine de kilomètres au nord-ouest de Trois-Rivières (photo 9). Comme à Piedmont, on y observe une couverture d'argile litée (champlainienne ?) reposant sur un épais remblaiement caillouteux. La couche argileuse a été déformée à la suite d'effondrements localisés dans les cailloutis. Les affaisements de terrain se sont produits lorsque les argiles avaient acquis une cohérence suffisante pour se déformer en synclinaux sans qu'apparaissent des glissements dans leur masse. Si, comme nous le pensons, la couche argileuse est effectivement un dépôt de la mer de Champlain, les effondrements datent, une fois de plus, d'une période postérieure au retrait de la mer et doivent être attribués à des processus thermokarstiques.

Les exemples de Piedmont et de Saint-Alexis-des-Monts suggèrent les conclusions suivantes :

1. Des formes thermokarstiques sont probablement très fréquentes dans les vallées des Laurentides. Il serait intéressant d'en établir un inventaire exhaustif à partir des photographies aériennes.

2. Leur localisation dépend, entre autres, des faciès colmatant les fonds des vallées ; il semble notamment que l'existence d'une couche de galets à la base des remblaiements tardiglaciaires ait joué un rôle important dans leur genèse. Le fait, s'il était vérifié, se comprendrait aisément. Des cuvettes thermokarstiques de 200 mètres de long supposent des lentilles de glace souterraine volumineuses qui, à leur tour, impliquent une grande abondance d'eau phréatique au moment de l'installation du pergélisol et une circulation d'eau souterraine aisée pendant le développement de celui-ci. Ces conditions ne pouvaient être réalisées que dans un matériel très perméable.

   Certes, des cuvettes thermokarstiques se sont formées dans la partie sableuse du sandre d'Arundel ; mais, précisément, leurs dimensions sont plus petites (30 à 100 mètres de long), contre 200 mètres à Piedmont, peut-être en raison d'une nappe aquifère moins abondante ?

Quoi qu'il en soit, l'apparition de cuvettes thermokarstiques a facilité l'encaissement de la rivière du Nord dans le fond de remblaiement marin. La coupe près du pont de Piedmont (figure 4) le démontre clairement. On y voit, à la base, des limons argileux champlainiens plissés en synclinal ; certaines couches sont redressées à la verticale. Cette formation est recouverte, en discordance, par une alluvion caillouteuse, des limons de débordement et, dans les anciennes mouilles, de la tourbe. L'ensemble atteint 1 mètre d'épaisseur. Ainsi, la rivière

du Nord a emprunté la cuvette synclinale et l'a façonnée en terrasse. On observe que les dépôts fluviatiles sont à leur tour déformés (photo 8) ; des limons de débordement ont été injectés dans les alluvions caillouteuses (photo 10). Ces phénomènes résultent visiblement d'actions périglaciaires. Ils indiquent qu'après l'apparition des grandes dépressions thermokarstiques, et après que la rivière du Nord eut façonné une terrasse au fond de l'une d'elles, le climat périglaciaire régnait encore dans la région. Ainsi, comme à Arundel, l'encaissement du réseau hydrographique a débuté dès le Tardiglaciaire ! L'érosion linéaire n'était pas liée à un changement climatique, mais devait être commandée essentiellement par la régression de la mer de Champlain, c'est-à-dire par la baisse du niveau de base local.

Photo 10 *Piedmont. Injection de limons de débordement dans les alluvions de la rivière du Nord. L'ensemble repose sur les argiles marines déformées de la photo 8.*

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'évolution géomorphologique de la terrasse de Piedmont est identique à celle du sandre d'Arundel. Dans les deux régions, la morphogénèse tardiglaciaire comprend :

1. *Une séquence « paraglaciaire »* (Church et Ryder, 1972) [6] qui commande le façonnement de formes, indépendamment du contexte morphoclimatique. Il s'agit essentiellement du remaniement par les eaux de fusion, la mer ou d'autres agents, d'un volumineux stock de dépôts meubles (morainiques) abandonnés, en position instable, par l'inlandsis. Dans un premier temps se mettent en place de puissants remblaiements de fond de vallées. Puis, par suite du relèvement glacio-isostatique du continent, ces accumulations sont disséquées ; les rivières s'organisent et s'encaissent dans les remblaiements en y sculptant de petites terrasses fluviatiles. Nous avons montré, à Arundel comme à Piedmont que ces terrasses ne sont pas climatiques ; le passage de la période d'accumulation à celle d'érosion linéaire s'est effectué sous des conditions morphoclimatiques constantes : des conditions périglaciaires.

---

[6] *The term « paraglacial » is introduced to define nonglacial processes that are directly conditioned by glaciation. It refers both to proglacial processes and to those occuring around and within the margins of a former glacier that are the direct result of the earlier presence of the ice.*

In this paper the term is used, additionally, as an adjective of time ; such as « paraglacial period » to define the time during which paraglacial processes occur (CHURCH et RYDER, 1972).

2. *La morphogénèse périglaciaire* a oblitéré les formes construites et interféré avec la dynamique d'entaille fluviatile. Le modelé périglaciaire relique résulte essentiellement d'un pergélisol et des phases de sa dégradation ; d'où le réseau polygonal de fentes de gel, les cuvettes thermokarstiques, les cicatrices de glissement dans la nappe caillouteuse d'Arundel, la formation de vallons périglaciaires et de ravins dans des graviers, sur sol gelé, par élargissement des fentes.

Il est possible que cette évolution puisse être généralisée à l'ensemble des vallées des Laurentides. La détection de fentes de gel par photographies à l'infra-rouge, un inventaire des dépressions dans les dépôts meubles, des études sédimentologiques du loess, des analyses de dépôts chimiques d'anciennes nappes aquifères, permettront de préciser l'image, encore grossière, du Tardiglaciaire québécois.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BROCHU, M. (1960) Remarques sur le périglaciaire des Laurentides. *Rev. can. Géogr.*, 14 (1-4) : 67-69.

BRYSON, R. A., WENDLAND, W. M., IVES, J. D. et ANDREWS, J. T. (1969) Radiocarbon Isochrones and the Disintegration of the Laurentides Ice Sheet. *Arctic and Alpine Research*, 1 (1) : 1-14.

CAILLEUX, A et DIONNE, J. C. (1972) Concrétions calcaires quaternaires dans le parc des Laurentides, Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, XXVI (4) : 361-379.

CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1963) *Initiation à l'étude des sables et des galets.* Paris, CDU. 369 p.

CHURCH, M. et RYDER, J. M. (1972) Paraglacial Sedimentation : A consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, pp. 3059-3072.

DERRUAU, M. (1956) Le problème de la chronologie finiglaciaire et postglaciaire dans la région de de Québec d'après quelques travaux récents. *Cah. Géogr. Qué.*, nº 1, pp. 21-24

DIONNE, J. C. (1966) Formes de cryoturbation fossiles dans le sud-est du Québec. *Cah. Géogr. Qué.*, nº 19, pp. 89-100.

DIONNE, J. C. (1969) Nouvelles observations de fentes de gel fossiles sur la côte sud du Saint-Laurent. *Rev. Géogr. Montr.*, XXIII (3) : 307-316.

DIONNE, J. C. (1970 a) Structures sédimentaires dans le fluvio-glaciaire, Lac-Saint-Jean, Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, XXIV(3) : 255-263.

DIONNE, J. C. (1970 b) Fentes en coin fossiles dans la région de Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, XX1V (3) : 313-318

DIONNE, J. C. (1971) Contorted Structures in Unconsolidated Quaternary Deposits, Lake Saint-Jean and Saguenay Regions, Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, XXV (1) : 5-33.

DIONNE, J. C. (1971 b) Fentes de cryoturbation tardiglaciaires dans la région de Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, XXV (3) : 245-264.

DIONNE, J. C. (1973) Fentes de cryoturbation fossiles à Arthabaska, Québec. *Rev. Geogr. Montr.*, XXVII (2) : 190-196.

ELSON, J. A. (1969) Late Quaternary Marine Submergence of Quebec. *Rev. Géogr. Montr.*, XXIII (3) : 247-258.

EMBLETON, C. et A. M. KING (1968) *Glacial and Periglacial Geomorphology*, MacMillan, 608 p.

FLINT, R. F. (1970) *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, 892 p.

FLINT, R. F. et F. BRANDTNER (1961) Climatic Changes since the Last Interglacial. *Am. Journ. Sc.*, vol. 259, pp. 321-328.

FRENZEL, B. (1967) *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters.* Vieweg, 297 p.

GANGLOFF, P. (1970 a) *Le bassin de Genève : Géomorphologie et Quaternaire.* Strasbourg, Centre de Géographie Appliquée Univ. de Strasbourg, 239 p. (inédit).

GANGLOFF, P. (1970 b) Structures de gélisol reliques dans le région de Montréal. *Rev. Géogr. Montr.*, XXIV (3) : 241-253.

GANGLOFF, P. CLERMONT, J. P. et G. PAQUETTE (1971) Le problème du Tardiglaciaire au Québec méridional. *Rev. Géogr. Montr.*, XXV (3) : 305-308.

GUILLIEN, Y. (1962) Néoglaciaire et Tardiglaciaire : Géochimie, palynologie, préhistoire. *Ann. Géogr.*, nº 383, pp. 1-35

HAMELIN, L.-E. (1971) Dans la plaine laurentienne, la glace du sol aurait-elle contribué au façonnement des glissements et autres formes de reliefs en creux ?. *Cah. Géogr. Qué.*, 15 (36) : 439-465.

HAMMEN, T. van der, WIJMSTRA, T. A. et W. H. ZAGWIJN (1971) The Floral Record of the late Cenozoic of Europe, *in* TUREKIAN (1971), pp. 391-424.

HEUSSER, C. J. (1967) Polar Hemisphere Correlation : Palynological Evidence from Chile and the Pacific North-West of America *in* SAWYER (1967).

HUGHES, O. L. (1965) Superficial Geology of Part of the Cochrane District, Ontario, Canada, *in* WRIGHT and FREY (1965).

JÄGER, K. D. et H. KLIEWE (1971) Geographische Aspekte einer quartärstratigraphischen Grenzziehung — Bericht über eine vegetationsgeschichtliche Arbeitstagung zu Problemen des Weichsel-Spätglazials von Mittel und Nord-Europa in Frankfurt (Oder). *Petermann's geographische Mitteilungen*, nº 1, pp. 47-48.

LACHENBRUCH, A. H. (1965) Contraction Theory and Ice-Wedge Polygons : a Qualitative discussion, *in Proceedings Permafrost International Conference*, pp. 63-71.

LAGAREC, D. (1972) Paléoformes de pergélisol dans la région de Québec, Canada. *C.R. Acad. Sc.* Paris, t. 274, sér. D., pp. 995-998.

LA SALLE, P. (1966) Late Quaternary and Glacial History in the St. Lawrence Lowlands Canada. *Leidse Geol. Mededel.*, vol. 38, pp. 91-128.

LA SALLE, P., L. HARDY et P. POULIN (1972) Une position du front glaciaire au nord et au nord-est de la ville de Québec / An Ice-Frontal Position in the Northwest Part of the Parc des Laurentides and the Northeast of Quebec City, *Serv. Explor. Géol.*, Min. Rich. Nat., 7 p.

LAVERDIÈRE, C. et A. COURTEMANCHE (1959) La géomorphologie glaciaire de la région du mont Tremblant.*Rev. can. Géogr.*, 13 (3-4) : 102-134.

LEFFINGWELL, et de K. (1915) Ground-Ice Wedges : the Dominant Form of Ground-Ice on the North Coast of Alaska. *Journ. Geol.*, vol 33, pp. 635-654.

LENGELLE, J. G. (1970) Les bourrelets de congère de Luskville, Québec. *Rev. Géeogr Montr.*, XXIV (3) : 321-326

MacDONALD, B. C. (1971) Late Quaternary Stratigraphy and Deglaciation in Eastern Canada, *in* TUREKIAN (1971), pp. 331-353.

MILLETTE, J. F. G. et H. W. HIGBEE (1958) Periglacial Loess, Morphological Properties. *Am. Journ. Sc.*, vol. 256, pp. 284-293.

OSBORNE, F. (1951) Parc des Laurentides Ice Cap and the Quebec Sea. *Naturaliste canadien*, 78 (7-8) : 222-251

PARRY, J. T. (1963) *The Laurentians : a Study in Geomorphological Development.* Montréal, Dept. Géogr. Univ. McGill, 365 p. (inédit).

PARRY, J. T. et J. C. MacPHERSON (1964) The St-Faustin — St-Narcisse Moraine and the Champlain Sea. *Rev. Géogr. Montr.*, XVIII (2) : 235-248.

POTZGER, J. E. (1953) Nineteen Bogs from Southern Quebec. *Can. Journ. Bot.*, vol. 31, pp. 383-401.

PREST, V. K. (1969) Retreat of Wisconsin and Recent Ice in North America. *Geol. Surv. Can.*, Map. 1257 A

PROCEEDINGS PERMAFROST INTERNATIONAL CONFERENCE (1965) : Lafayette, Purdue Univ. Washington, *National Acad. Sc.*, NRC publ. nº 1287, pp. 63-71.

RICHARD, P. (1970) L'analyse pollinique au Québec, mise au point et tendances actuelles. *Rev. Géogr. Montr.*, XXIV (2) : 189-197.

RICHARD, P. (1971) Two Pollen Diagrams from the Quebec City Area, Canada. *Pollen et Spores*, XIII (4) : 523-559.

RITCHOT, G. (1967) Problèmes géomorphologiques du Québec méridional : II. Le mont Royal, esquisse géomorphologique. *Rev. Géogr. Montr.*, XXI (2) : 267-311.

RITCHOT, G. (1968) Aperçus géomorphologiques de l'Estrie. *Rev. Géogr. Montr.*, XXII (2) : 109-132.

SAWYER, J. S. (1967) *World Climate from 8000 to 0 BC.* London, Royal Meteorological Soc., 229 p.

SHUMSKII, P.A. (1964) *Principles of Geocryology (Permafrost Studies), Part I, General Geocryology, Chapter IX, Ground (Subsurface) Ice.* Traduction C. de Leuchtenberg, Nation. Res. Counc. Can., Technical Transl. 1130, Ottawa.

TERASMAE, J. (1960) Contributions to Canadian Palynology, nº 2, Parts I-II. *Geol. Surv. Can.*, Bull. 56.

TERASMAE, J. et P. LA SALLE (1968) Notes on Late-Glacial Palynology and Geochronology at St. Hilaire, Québec. *Can. Journ. Earth Sc.* nº 5, pp. 245-257.

TUREKIAN, K. K. (1971) *Late Cenozoic Gacial Ages.* New Haven and London, Yale Univ. Press, 606 p.

WRIGHT, H.E. et D. G. FREY (1965) *International Studies on the Quaternary.* Geol. Soc. Am., spec. papers, vol. 84, 535 p.

RÉSUMÉ

GANGLOFF, Pierre : Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal

Les fentes de gel fossiles découvertes dans les basses terres du Saint-Laurent, au cours des huit dernières années, démontrent qu'un pergélisol s'est installé dans les terres exondées du Québec méridional après la déglaciation. La palynologie indique qu'une forêt boréale se développait durant cette période. Ces conditions expliquent les caractères essentiels de la morphogénèse tardiglaciaire marquée par l'importance prépondérante de la glace souterraine. Celle-ci a joué un rôle capital dans le façonnement de deux régions, situées au nord de Montréal, étudiées en détail : A Arundel, elle a commandé l'apparition de cuvettes thermokarstiques associées à un réseau polygonal de fentes de gel fossiles, des dépôts de loess et des vallons périglaciaires. À Piedmont, elle a déterminé de spectaculaires effondrements dans un fond de remblaiement marin, redressant des argiles champlainiennes à la verticale. Dans les deux régions, la dynamique du pergélisol a interféré avec l'encaissement du réseau hydrographique.

MOTS-CLÉS : Géomorphologie, tardiglaciaire, paléoclimats, pergélisol, thermokarst, loess, réseau polygonal de fentes de gel, ruissellement sur sol gelé. Québec méridional, région de Montréal.

ABSTRACT

GANGLOFF, Pierre : The late glacial morphoclimatic milieu in the Montreal region

The fossil ice wedges which have been found during the last eight years in the St. Lawrence Lowlands provide evidence of permafrost development in the emerged lands of Southern Quebec following deglaciation. Palynology yields evidence that a boreal forest was developing during that period. Such conditions account for the essential features of late glacial geomorphogeny as characterized by the preponderant importance of underground ice. A major role was performed by underground ice in the shaping of two areas which have been studied in detail by the author, viz. Arundel and Piedmont. In the former area, the underground ice has governed the formation of thermokarstic depressions associated with a polygonal network of fossil ice wedges, with loess deposits, and with periglacial vales. In the latter, the underground ice has determined spectacular collapse features in a marine fill bottom, inducing the Champlain Sea clay to become vertically arranged. In both areas, the involved permafrost dynamics have interfered with the entrenching of the drainage network.

KEY WORDS : Geomorphology, late glacial, permafrost, thermokarst, loess, polygonal network of fossil ice wedges, Southern Quebec, Region of Montreal.