Document generated on 08/12/2025 12:50 a.m.

Cahiers de géographie du Québec

Les pentes raides de la vallée de la rivière du nord – Étude de versants-échantillons

Jean-Claude Lasserre

Volume 10, Number 19, 1965

URI: https://id.erudit.org/iderudit/020564ar
DOI: https://doi.org/10.7202/020564ar

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

Lasserre, J.-C. (1965). Les pentes raides de la vallée de la rivière du nord – Étude de versants-échantillons. *Cahiers de géographie du Québec*, *10*(19), 73–88. https://doi.org/10.7202/020564ar

Article abstract

The author recently made a detailed investigation of the talus accumulations which mantle the steep slopes of the valley of the rivière du Nord, in the Laurentide hills, 45 miles north of Montréal, Québec. In postglacial times the lower section of the valley was occupied by an arm of the Champlain sea, and thick deposits of sand and clay were laid down in this estuary. The writer describes the various types of contacts which exist between the Champlain sea deposits and the talus accumulations — for example, certain talus slopes were completely covered by marine sediments and remain « fossilized » ; others have been stripped of their cover of unconsolidated materials and are consequently described as « exhumed ». The writer has also attempted to distinguish between those talus accumulations which antedate the Champlain incursion and those which postdate it. Most of the talus slopes appear to have formed immediately prior to or during the Champlain period, but a few have developed, at least in part, since that time. Frost-shattering (gelifraction) is the principal process contributing to the formation of these talus accumulations at the present time, although landslides also play an important role. The writer wonders whether these talus slopes of the valley of the rivière du Nord should not be classified as periglacial landforms.

Tous droits réservés © Cahiers de géographie du Québec, 1965

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/

LES PENTES RAIDES DE LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE DU NORD. ÉTUDE DE VERSANTS-ÉCHANTILLONS *

par

Jean-Claude LASSERRE

Lycée Fustel-de-Coulanges, Strasbourg

La vallée de la rivière du Nord, qui constitue le grand axe de pénétration des Laurentides à partir de Montréal, est une sorte de merveilleux champ de réflexion géomorphologique : le géographe y découvre une multiplicité de phénomènes récents, qui procèdent presque tous du cycle spectaculaire de la glaciation et de la déglaciation, et qui permettent de suivre avec une certaine précision les dernières étapes de l'évolution de cette vallée. Par contre-coup, l'histoire des pentes raides qui s'y trouvent a pu être éclairée, et, dans l'œuvre de démolition que l'on constate, la part des processus d'érosion actuels a pu être appréciée. Cela, grâce à la richesse du cadre.

LE CADRE

De Sainte-Adèle à Saint-Jérôme (figure 1), la vallée de la rivière du Nord s'inscrit dans une sorte de plateau moutonné et parsemé de lacs, dont les altitudes décroissent vers le SSE (1,400 pi. au nord, 600 au sud). Aussi la vallée apparaît-elle de moins en moins encaissée vers l'aval, d'autant plus qu'elle s'élargit considérablement, de 1 km à l'amont, à 3 km à l'aval.

À cet évasement progressif de la vallée correspond une nette différence dans l'allure des versants : au sud de Shawbridge, ce sont des pentes boisées, sans grands abrupts ni mises à nu importantes de la roche en place ; au nord de Shawbridge au contraire, les versants deviennent plus raides, et la roche en place apparaît à nu le long de grandes parois quasi verticales, au pied desquelles se sont formés des talus d'éboulis.

Quant au fond plat de cette vallée, il est tapissé de matériaux meubles sur une épaisseur pouvant aller jusqu'à une centaine de pieds, et plus. Le sable en est l'élément le plus commun, bien qu'il serve parfois de matrice à une formation plus complexe comprenant graviers, cailloux, et même gros blocs. Toutefois, dans la vallée de la rivière du Nord, et à la différence du bassin voisin de Saint-Sauveur-des-Monts, ce tapis de formations meubles est découpé par de petits vallons parfois marécageux, et par la rivière du Nord elle-même, de sorte qu'on se trouve en présence de terrasses (photo 1).

À quoi correspondent ces divers éléments du relief ?

* Cet article résume un mémoire pour la question annexe, présenté à Paris en 1962 en vue du Diplôme d'études supérieures de géographie. Préparé sous la direction de M. Pierre Birot, ce travail n'a pu être effectué que grâce à l'octroi d'une bourse du Conseil des arts du Canada. Que ses Directeurs trouvent ici l'expression de nos très sincères remerciements. Par ailleurs, nous exprimons notre vive gratitude pour l'accueil chaleureux que nous avons partout rencontré.

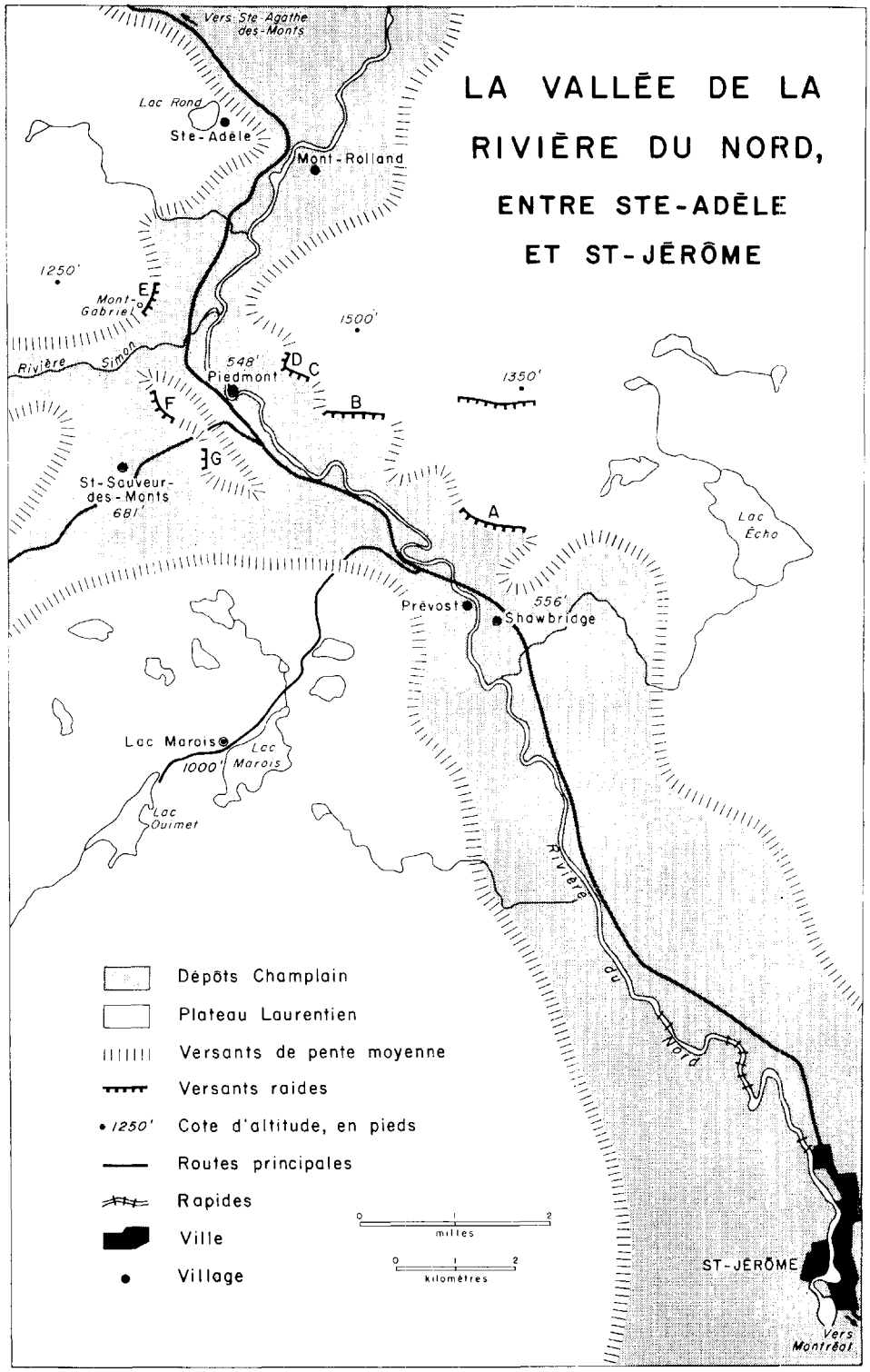
LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE DU NORD, ENTRE STE-ADÈLE ET ST-JÉRÔME
Vers Ste-Agathe des-Monts
Lac Rond
Ste-Adèle
Mont-Rolland
1250'
Mont-Gabriel
1500'
Rivière Simon
548'
Piedmont
1350'
St-Sauveur-des-Monts
681'
Lac Écho
Prévost
Shawbridge
556'
Lac Marois
1000'
Lac Ouimet
Rivière du Nord
ST-JÉRÔME
Vers Montréal
Dépôts Champlain
Plateau Laurentien
Versants de pente moyenne
Versants raides
• 1250' Cote d'altitude, en pieds
Routes principales
Rapides
Ville
Village
milles
kilomètres

Figure 1

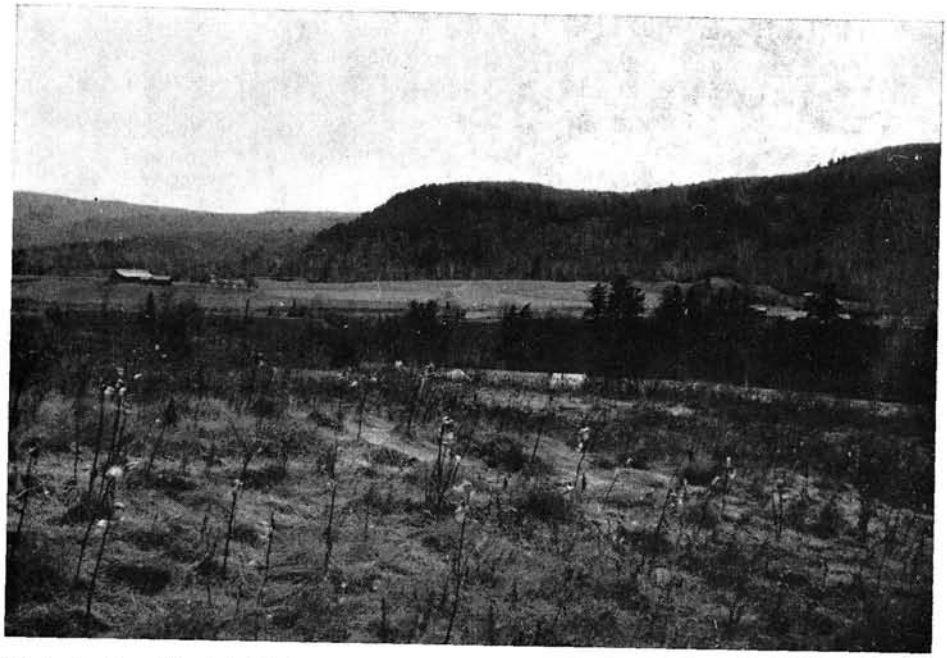

***Photo* 1** *La vallée de la Rivière du Nord, à environ 1 km au N. de Shawbridge (vue vers le NE). Les dépôts Champlain sont éventrés, au premier plan, par la rivière, tandis qu'au fond, la rectitude du contact entre les prés et la forêt s'explique par une petite contrepente descendant vers la base des éboulis de la section occidentale du versant A.*

* * *

Le Plateau laurentien constitue la bordure méridionale de l'immense Bouclier canadien. Comme l'a montré R. Blanchard, cette zone marginale, dominant la plaine du Saint-Laurent — et correspondant, selon lui, à la grande plate-forme appalachienne datant du miocène[1] — a été attaquée, après son relèvement, par un nouveau cycle d'érosion, appuyé sur le niveau de base de ce qu'il appelle la plate-forme pliocène de Québec.[2] Ainsi s'expliqueraient à la fois la baisse générale des altitudes de ce « Piedmont laurentien » et le festonnement de son rebord par des vallées d'abord larges et profondes, mais dont, à l'intérieur, les têtes n'entaillent encore qu'à peine la surface du plateau.[3] Tel est bien le cas de la vallée de la rivière du Nord.

Le travail de ce nouveau cycle d'érosion a été ensuite repris par la glaciation qui a élargi et façonné en auges les vallées du Piedmont laurentien, que l'érosion normale avait dû déjà esquisser. Dans cette perspective, et toujours selon R. Blanchard, la large et profonde vallée de la rivière du Nord s'expliquerait

---

[1] BLANCHARD, Raoul, *Le centre du Canada français, « Province de Québec »*, Beauchemin, Montréal, 1948, p. 387.

[2] *Ibid.*, p. 386.

[3] *Ibid.*, p. 384.

notamment par l'action d'un glacier émissaire de l'inlandsis laurentien, lorsque celui-ci se trouvait retiré plus au nord.[4]

Mais cette vallée, dans son aspect actuel, doit encore autre chose à la glaciation : le mouvement isostatique négatif résultant de l'alourdissement considérable du continent sous le poids de l'inlandsis, puis un mouvement eustatique positif dû au début de la fonte des glaciers ont entraîné au Quaternaire une transgression marine, dite Champlain, qui, à son maximum, a envahi toutes les dépressions jusqu'à l'altitude actuelle d'environ 650 pieds.[5] La vallée de la rivière du Nord est alors devenue un véritable fjord, dont les eaux venaient peut-être lécher la langue terminale du glacier en recul.

C'est cette transgression marine qui explique le tapis de matériaux meubles du fond de la vallée : aux moraines laissées par le glacier et aux dépôts fluvio-glaciaires accumulés par ses eaux de fonte se sont ajoutés, dès que le niveau de base s'est relevé, des formations fluviatiles et deltaïques (sables et graviers), puis, au maximum de la transgression, de véritables dépôts de la mer Champlain (sables et argiles). Les matériaux meubles du fond de la vallée de la rivière du Nord ont ainsi une quadruple origine ; mais, contemporains pour une très grande part de la transgression Champlain, et en partie remaniés par elle, ils seront appelés dans la suite de cette étude « dépôts Champlain ».

Enfin, le retrait de la mer a entraîné une reprise immédiate de l'érosion, qui s'est révélée très facile dans ces dépôts meubles. Aussi la rivière du Nord s'est-elle enfoncée sur place jusqu'à atteindre le roc en trois endroits (Mont-Rolland, Piedmont, et Saint-Jérôme), tandis que les têtes des vallons affluents touchent déjà un peu partout la base des versants de la vallée. Ce dernier phénomène, le plus récent, achève de donner à ces dépôts Champlain leur allure actuelle de terrasses.

Dans ce cadre rapidement précisé, et depuis le recul définitif des glaciers, il y a une dizaine de milliers d'années,[6] quelle a été l'évolution des versants de roche en place que l'on rencontre près de Shawbridge et de Piedmont ?

LES VERSANTS DE ROCHE EN PLACE

Dans le paysage de croupes boisées et de lignes doucement mamelonnées des Laurentides, ces pentes raides constituent des sortes d'anomalies : de grands abrupts de 350 à 600 pieds de commandement total (105 à 180 m.), souvent bordés à leurs pieds d'impressionnants talus d'éboulis (photo 2).

Comme on peut le voir sur la figure 1, les plus importants de ces versants raides se trouvent sur la rive gauche de la rivière du Nord : ce sont les versants que nous avons appelés A (1,500 m. de longueur), B (1,000 m.) C et D (700 m.).

---

[4] *Ibid.*, pp. 402-403.

[5] RITCHOT, Gilles, *La morphologie des environs de Montréal (depuis la glaciation jusqu'à nos jours)*, Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 1959, pp. 60 et 63.

[6] C. Laverdière et A. Courtemanche, dans la région du Mont-Tremblant, ont daté la fin de la glaciation, d'après l'analyse du matériel organique de deux tourbières, à 8,200 ans environ. Voir à ce sujet LAVERDIÈRE, C., et COURTEMANCHE, A., *La géomorphologie glaciaire de la région du Mont-Tremblant*, 1re partie, « Généralités et traits d'ensemble », dans *Revue canadienne de géographie*, vol. XIII, 1959, nos 3-4, pp. 104 et 124.

Photo 2 *La section centrale du versant A, avec un talus d'éboulis de forme légèrement conique, dont le sommet correspond, dans l'abrupt, à une cheminée.*

Sur la rive droite, à Mont-Gabriel, le versant E se développe sur 400 m. de longueur, tandis que F et G, de dimensions à peu près semblables, se trouvent sur le bord NE du petit bassin de Saint-Sauveur-des-Monts.

Ces versants sont tous taillés dans un matériel précambrien : série de Grenville pour G, série de Morin pour les autres. Les deux principales roches représentées sont les gneiss (F et G) parfois grenatifères (A) et parfois quartzeux (A et B), et surtout l'anorthosite (B, C, D et E) ou l'anorthosite gabbroïque (E et G).

Quelle est l'origine de ces abrupts de roche en place, si rares dans la région ? Bien que, dans sa carte géologique, Osborne ne prenne pas position sur ce point,[7] il semble bien que ces versants correspondent à des cassures du socle : F et G dominent un petit bassin d'effondrement, et un simple examen de la carte topographique[8] montre l'existence de longs accidents W.-E., dont ces versants participent. Ainsi, F et B se trouvent sur la même ligne W.-E., que l'on peut suivre plus à l'est le long d'un autre grand versant raide, indiqué sur la figure 1. La proximité de la bordure du Bouclier et l'existence à cet endroit d'une ligne de faille de direction à peu près semblable rendent ces cassures d'autant plus probables. En outre, cette explication a l'avantage de nous faire comprendre

[7] Rapport annuel du Service des mines de Québec pour l'année 1936, Partie C, Région de Lachute, I, Géologie générale et appliquée, par F. Fitz Osborne (avec carte), Québec, 1938.

[8] Carte au 1:50,000, Feuille 31 G/16 Est (Shawbridge/Est).

pourquoi ces versants sont décalés les uns par rapport aux autres (A, B et C), et pourquoi ils sont disposés de biais par rapport à la direction générale de la vallée (voir figure 1).

Après avoir subi une retouche due à l'érosion glaciaire, et au moment du retrait du glacier, ces abrupts nus ne comportaient à leur base que des restes de moraines plus ou moins importants. Aujourd'hui, nous nous trouvons en présence de quelques grands talus d'éboulis. Quand et comment se sont-ils formés ?

LES TALUS D'ÉBOULIS

De prime abord, l'observateur est impressionné : l'ampleur de certains de ces talus d'éboulis, la taille des blocs, l'absence d'arbres l'incitent à penser qu'il est en présence d'une démolition actuelle et très active de ces versants. Cette impression correspond-elle à la réalité ?

Ce qui frappe aussi l'observateur, c'est l'inégalité de la taille des éboulis selon les versants, et même selon les endroits le long d'un versant. Ainsi, dans le secteur central de A, dans la partie orientale de B, ou au pied de D, le talus d'éboulis atteint la moitié de la hauteur totale du versant. Au contraire, dans le secteur occidental de B, ou au pied de E, le talus d'éboulis est réduit à un tapis de blocs plus ou moins dense. Au problème de la datation de ces éboulis s'ajoute donc celui posé par leur inégalité apparente.

Pour essayer d'y voir plus clair, examinons les contacts de ces talus d'éboulis avec les abrupts, vers le haut, et avec les dépôts Champlain, vers le bas.

1° *Les contacts avec les abrupts*

En étudiant de près ces talus d'éboulis – – et en particulier les plus importants des versants A et B – –, on note l'existence d'affleurements de la roche en place émergeant de la surface des éboulis, et qui ne peuvent être assimilés à de gigantesques blocs descendus de la paroi, car l'eau suinte à leur surface. D'où la question : s'agit-il vraiment de talus d'éboulis, ou bien plutôt de « versants de Richter », c'est-à-dire de « glacis rocheux dont la pente est tout juste suffisante pour que les débris les moins mobiles soient tout de même entraînés » ?[9]

En réalité, il paraît difficile de parler ici d'authentiques versants de Richter : il n'y a pas de véritables *glacis* rocheux sur lesquels resteraient en équilibre instable quelques débris (sauf peut-être au sommet du talus d'éboulis central de A et au sommet du versant C), mais simplement des pointements en marches d'escalier, situés le plus souvent au sommet des talus. Il n'en reste pas moins que la taille des éboulis semble par endroits exagérée par la présence sous-jacente de la roche en place.

Évidemment, on peut émettre l'hypothèse que ces affleurements correspondent à la base de l'abrupt au moment du retrait du glacier. On pourrait alors évaluer le recul de la paroi depuis cette date . . . Mais cette hypothèse reste purement gratuite (puisque nous n'avons pas de coupes dans ces talus d'éboulis),

[9] BIROT, P., *Morphologie structurale*, collection *Orbis*, P. U. F., 1958, p. 141.

et surtout elle ne nous permet pas de dater avec une certaine précision les talus d'éboulis, dont nous savons bien qu'ils se sont formés après la glaciation.

2° *Les contacts des éboulis avec les dépôts Champlain*

Les contacts avec les dépôts Champlain doivent être étudiés avec beaucoup plus d'attention, dans la mesure où ceux-ci constituent un point de repère assez précis. Les talus d'éboulis reposent-ils sur les formations meubles, ou bien sont-ils fossilisés par elles? On voit tout l'intérêt de la réponse que nous allons pouvoir donner à cette question.

Dans cette recherche, l'examen des contacts des versants de pente moyenne avec les dépôts Champlain n'est pas inutile. Lorsque ceux-ci ne sont pas encore atteints par la reprise d'érosion actuelle (à Shawbridge, sur la route du lac Marois, ou au nord de Piedmont), la transition avec le versant se fait par une pente concave très courte, voire par un angle net. Mais, au nord-ouest de Prévost, où, à cause de la reprise d'érosion, la surface des dépôts Champlain ressemble à une gigantesque tôle ondulée, chacun des petits vallons perpendiculaires à la direction de la vallée, et d'une dizaine de mètres de profondeur, s'avance jusqu'au pied du versant, où il s'évase *en respectant ce dernier*. En s'infléchissant, la tête de l'un de ces petits vallons a même déjà tellement reculé qu'elle a isolé une butte importante de dépôts Champlain, tout en laissant intacts le versant et son manteau de débris morainiques, qui ont été ainsi remis à jour, *exhumés* (figure 2).

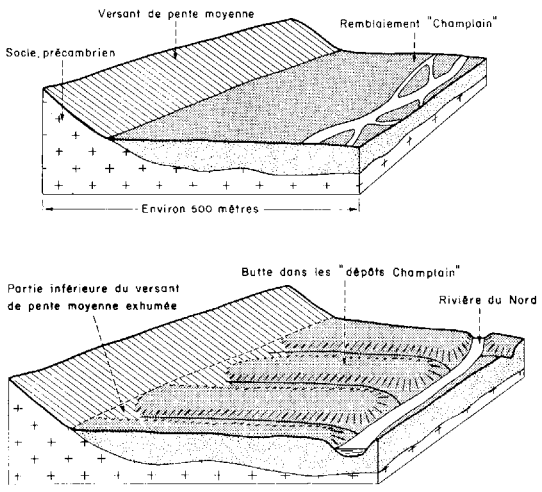

Figure 2 Évolution du contact entre un versant de pente moyenne et les « dépôts Champlain » au nord-ouest de Prévost.

— *En haut*, la situation à la fin du remblaiement « Champlain », avant la reprise de l'érosion.

— *En bas*, la situation actuelle : l'érosion régressive à partir du niveau de base de la rivière du Nord a pour effets de découper les « dépôts Champlain » en terrasses ou en buttes et d'exhumer la partie inférieure du versant de pente moyenne de la vallée (la ligne en pointillé marquant l'ancien contact des « dépôts Champlain » avec le versant).

Cette opposition se retrouve pour les contacts des dépôts Champlain avec les éboulis. Ainsi, à Mont-Gabriel (versant E), la haute terrasse Champlain, à 630 pieds d'altitude, se présente comme une surface plate et horizontale, dominant d'une centaine de pieds le fond de la vallée. C'est apparemment sur cette terrasse que repose le tapis de blocs descendus de la paroi. Ceux-ci semblent donc post-Champlain.

Même chose à première vue à Shawbridge pour le versant A, dans son secteur central : la base du talus d'éboulis, de pente presque nulle, repose sur une terrasse Champlain dont la surface est horizontale. Mais, en arrière, le talus d'éboulis se redresse brusquement et, au total, il est important. Peut-on là aussi en déduire que les éboulis sont post-Champlain ?

Il se trouve que dans la partie occidentale de ce même versant A, plusieurs petits vallons parallèles, orientés vers le SW, entaillent les dépôts Champlain et atteignent l'un après l'autre la base du versant et les talus d'éboulis, qui, d'ailleurs, dévient leurs têtes. Comme ces vallons arrivent de biais par rapport au versant, la rive droite de la section amont de chacun d'entre eux est ainsi constituée par la partie inférieure du talus d'éboulis *exhumée*. Si donc, en E, les éboulis semblaient postérieurs aux dépôts meubles, ici, il apparaît au contraire qu'ils leur sont antérieurs.

Le versant D semble confirmer cette thèse : le talus d'éboulis y a été en grande partie exhumé, et on voit les gros blocs descendre jusqu'à 600 pieds d'altitude, au fond de petits vallons creusés dans les dépôts Champlain. Il est vrai que des phénomènes de soutirage du sable sous ces énormes quartiers d'anorthosite— on entend l'eau gargouiller en profondeur sous ces blocs qui, en conséquence, doivent descendre petit à petit — nous obligent à nuancer notre conclusion : comme certains de ses éléments sont encore pris dans la masse de sable, il est probable que cet éboulis est en partie aussi contemporain du remblaiement Champlain, de sorte qu'il y a eu interpénétration des dépôts Champlain et des éboulis, dont la base se trouvait donc dans l'eau, puis a été fossilisée.

Ainsi, il apparaît maintenant que ces talus d'éboulis datent pour leur majeure partie au minimum du remblaiement Champlain et le témoignage des versants F et G confirme cette thèse, puisque, là encore, les éboulis sont en grande partie fossilisés sous les dépôts meubles. Dans la partie occidentale du versant F, on voit même un glacis de sable — peut-être une ancienne plage ? — venir mourir à l'amont sur les blocs des éboulis, qui émergent peu à peu à la surface.

Dans certains cas, on peut même se demander si les éboulis ne sont pas très nettement antérieurs au remblaiement Champlain, et s'ils ne dateraient pas plutôt de la fin de la glaciation. C'est ainsi que le talus d'éboulis du versant B prend de plus en plus d'ampleur au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'est et que l'on s'éloigne de la vallée, de sorte que, si le versant lui-même est orienté ouest-est, la base du talus d'éboulis est infléchie vers le sud-est, donc parallèlement à la rivière du Nord. Cette situation ne serait-elle pas due au fait que le glacier, suivant la direction générale de la vallée, ne « collait » plus au versant dans sa partie orientale ? On peut même supposer que, comme tout glacier en recul, celui de la Nord s'est détaché en d'autres endroits des parois de son auge, de sorte que les matériaux descendus du versant ont commencé à s'accumuler entre la glace et le roc.

En conclusion, les talus d'éboulis des versants raides de la vallée de la rivière du Nord datent pour l'essentiel du remblaiement Champlain et, dans certains cas, ont commencé à se former dès le début du recul du glacier. Ce même remblaiement Champlain a fossilisé en partie (comme pour le versant A),

ou complètement (comme pour le versant E) ces talus d'éboulis, selon la hauteur que ceux-ci ont atteinte, car l'altitude des dépôts meubles est à peu près uniforme. Enfin, l'érosion récente dans ces dépôts meubles a exhumé une partie de ces talus d'éboulis.

Ainsi s'expliquent à la fois la variation considérable de l'importance des talus d'éboulis et les types de contact entre éboulis et dépôts Champlain (figure 3) :

— ou bien les éboulis sont entièrement fossilisés, et seul le tapis de blocs qui repose sur les dépôts meubles est post-Champlain (versant E) ;

— ou bien les éboulis ne sont qu'en partie fossilisés, comme c'est le cas pour le versant A. Dans cette seconde possibilité, seul le tapis de blocs précédant le talus proprement dit peut être considéré comme post-Champlain ;

— ou bien les éboulis, fossilisés en partie ou complètement, ont été exhumés par l'érosion récente. C'est la situation des versants A (section occidentale) et D. Ce n'est que dans cette dernière possibilité que la délimitation approximative des éléments accumulés depuis le remblaiement Champlain est pratiquement impossible.

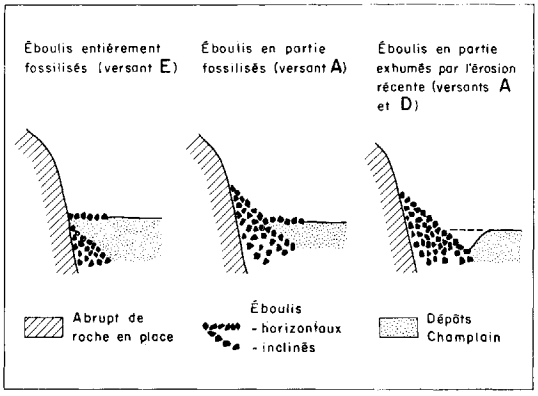

Figure 3 Types de contact des dépôts Champlain avec les éboulis des versants raides de la vallée de la rivière du Nord (interprétation).

Néanmoins, dans les deux premiers cas, les tapis de blocs sur les terrasses Champlain suffisent à montrer que l'évolution de ces versants continue. Quels sont donc les processus d'érosion qui agissent actuellement sur ces parois, et quelle est l'importance relative de chacun d'entre eux? Bien que cette étude ne se soit étendue que sur quelques mois, n'est-il pas possible de tenter d'apprécier la vitesse de l'érosion?

LES PROCESSUS D'ÉROSION ACTUELS

Sur le terrain, les traces d'une évolution actuelle de ces versants raides ne manquent pas : des troncs d'arbres ou des branches sont assez souvent pris sous des blocs, tandis que des chutes de pierres peuvent être repérées grâce aux blessures des arbres encore debout. C'est ainsi que, pendant l'hiver 1961-1962, sur le talus d'éboulis central du versant F, un bloc de 1 m^3 environ a dégringolé la pente, cassant et blessant sapins et bouleaux sur son passage. Par ailleurs, au début du printemps, il subsiste des plaques de neige sur les éboulis, et on peut y recenser les cailloux qui ont glissé sur ces plans inclinés pendant l'hiver. Et

si l'observateur arrive après la fonte des neiges, il peut encore retrouver les éléments fraîchement tombés, à condition que le tapis de feuilles mortes soit suffisant : dans ce cas, ce tapis ne s'interrompt pas sous le bloc arrivé pendant l'hiver, et qui a probablement glissé sur la neige avant de s'immobiliser à cet endroit. Enfin, certains pans de roche en place sont manifestement l'objet d'une démolition spectaculaire, et un tel travail de destruction ne peut être attribué qu'à la gélifraction.

1° *La gélifraction*

Ce processus met à profit la structure particulière de la roche en place, où les zones de faiblesse et les diaclases sont disposées suivant une triple orientation dans l'espace : comme l'a indiqué P. Birot,[10] un batholite est haché de *diaclases courbes*, disposées en surfaces concentriques ; de diaclases correspondant à des plans *radiaux*, perpendiculaires aux courbes précédentes ; et de diaclases composées de plans *verticaux* parallèles, perpendiculaires au grand axe du batholite. Les surplombs aux angles à 90° des versants B, C et G et la forme souvent parallélépipédique des blocs des éboulis témoignent de la réalité de cette structure.

Par ailleurs, la présence de l'eau est indispensable à la gélifraction, qui se révèle plus intense dans les zones plus humides : au pied de certaines parois (comme celle du versant G), on trouve des « abris sous roche », tandis qu'au pied de certaines échancrures dans l'abrupt, où l'eau suinte, le matériel de l'éboulis est beaucoup plus petit qu'ailleurs.

Cependant, nous dira-t-on, la gélifraction doit être aujourd'hui beaucoup moins active que lors du retrait des glaciers. À cet égard, C. Laverdière et A. Courtemanche, de même que M. Derruau, affirment que, contrairement à ce que l'on pourrait croire, un climat de type périglaciaire ne s'est pas installé à la fin de la glaciation. « Aux conditions climatiques glaciaires semblent avoir succédé immédiatement des conditions océaniques tempérées : les analyses polliniques de Potzger et Courtemanche . . . n'ont jamais livré la présence d'une florule de toundra, ou même boréale ; une forêt de feuillus et de conifères, dite de *transition*, succéda aussitôt à la glace. Même à la récurrence de Cochrane, le caractère de la forêt n'indique pas, loin de là, un climat périglaciaire. »[11] De son côté, M. Derruau écrit que « dans les parties exondées, on est passé sans transition du système d'érosion glaciaire au système d'érosion tempéré, car malgré le froid de l'hiver, la protection forestière (et neigeuse) a été suffisante dès le départ de l'inlandsis pour limiter les éclatements de roches et les formes de cryoturbation. »[12]

Si donc, d'une façon générale, l'action de la gélifraction a été limitée depuis la fin de la glaciation, il reste que ces versants de roche *nue* sont, de toute la région, les zones les plus vulnérables, et qu'à ce titre ils ne sont guère concernés par les affirmations de ces auteurs.

---

[10] Birot, P., *op. cit.*, pp. 113-116.

[11] Laverdière, C., et Courtemanche, A., *op. cit.*, p. 130.

[12] Derruau, M., *Le problème de la chronologie finiglaciaire et postglaciaire dans la région de Québec, d'après quelques travaux récents*, dans *Cahiers de géographie de Québec*, Nouvelle série, n° 1, 1956, p. 24.

En effet, en hiver, les conditions climatiques nécessaires à la gélifraction demeurent : on compte dans cette région de 70 à 90 cycles gel-dégel par an.[13] Pour situer ce chiffre, notons qu'il y a 60 cycles gélivaux de l'air dans la région du lac Supérieur, et 20 seulement au sud de l'Arctique insulaire.[14]

Il est vrai que ces chiffres doivent être nuancés, puisqu'ils concernent la température de l'atmosphère sous abri. Sur ces parois verticales, dont 4 sur 7 sont exposées en plein sud, le moindre rayon de soleil, ou le moindre coup de vent, ou le moindre nuage doivent modifier sensiblement la température et, lorsque le thermomètre reste aux environs de 0°C., provoquer un cycle gel-dégel de plus au niveau de la surface rocheuse. J. Tricart et A. Cailleux affirment d'ailleurs : « Un fait capital pour la morphologie périglaciaire est que le nombre de cycles gel-dégel est toujours supérieur à la surface du sol à celui qu'indiquent les observations météorologiques. » Et ils citent Meinardus qui, aux Kerguélen, où il y a 120 jours de gel partiel dans l'atmosphère, a recensé 238 cycles au niveau de la surface du sol.[15]

En l'absence de mesures précises *au sol*, c'est sur ce rapport du simple au double que nous nous sommes fondé pour effectuer une expérience prolongée de cryoclastie sur 15 échantillons de roche la plus fraîche possible, prélevés à la base des abrupts. C'était le seul moyen d'apprécier dans une certaine mesure l'intensité de la gélifraction sur le matériel de ces versants.

Certes, l'expérience a été réalisée dans des conditions très artisanales : chacun des échantillons (pour la plupart du gneiss ou de l'anorthosite), après être resté pendant au moins une heure dans un bain d'eau de la ville de Montréal,[16] à la température de l'intérieur au minimum (20°C.), était posé dehors, au niveau du sol, par temps de gel. Du 27 novembre 1961 au 24 mars 1962, ces échantillons ont ainsi subi 152 cycles gel-dégel, soit en gros ce que l'on peut considérer comme le nombre *réel* de cycles gélivaux subis chaque année par les versants de la vallée de la Rivière du Nord.

Deux échantillons se sont révélés sensibles à ce traitement, perdant des éclats de quelques centimètres de longueur au maximum. Ce sont un fragment d'anorthosite gabbroïque du versant E (2 éclats), et surtout un morceau de gneiss du versant F (4 éclats). Sur un total de 66,960 grammes pour ces 15 échantillons, ces éclats pèsent 46 g. Il faut y ajouter 15 g. de petits éclats recueillis au fond du bassin où les échantillons étaient trempés. Ce sont soit des sortes d'écailles minuscules qui cèdent facilement sous l'ongle, et aux bords très coupants, soit de petits grains aux formes moins accentuées. Aussi bien les unes que les autres ont des dimensions très réduites : du millimètre au demi-centimètre.

Au total, ces 66,960 g. de pierre ont donc perdu 61 g., soit 0.91/1,000. Cependant, comme nous n'avons pas pu recueillir l'intégralité des petits éclats

[13] Par exemple, à Saint-Jérôme, d'après les relevés des services fédéraux, il y a eu pendant l'hiver 1958-1959 89 cycles gélivaux dans l'atmosphère, groupés surtout sur les mois d'octobre, novembre, mars et avril.

[14] D'après Louis-Edmond Hamelin, *Périglaciaire du Canada*, dans *Cahiers de géographie de Québec*, 5e année, n° 10, avril-septembre 1961, p. 170.

[15] Tricart, J., et Cailleux, A., *Le modelé périglaciaire*, C. D. U., pp. 51 à 60.

[16] Le pH de l'eau de la ville de Montréal est en moyenne de 8. Elle est donc légèrement alcaline, alors que l'eau de pluie, à cause de la présence de CO_2, est plutôt acide.

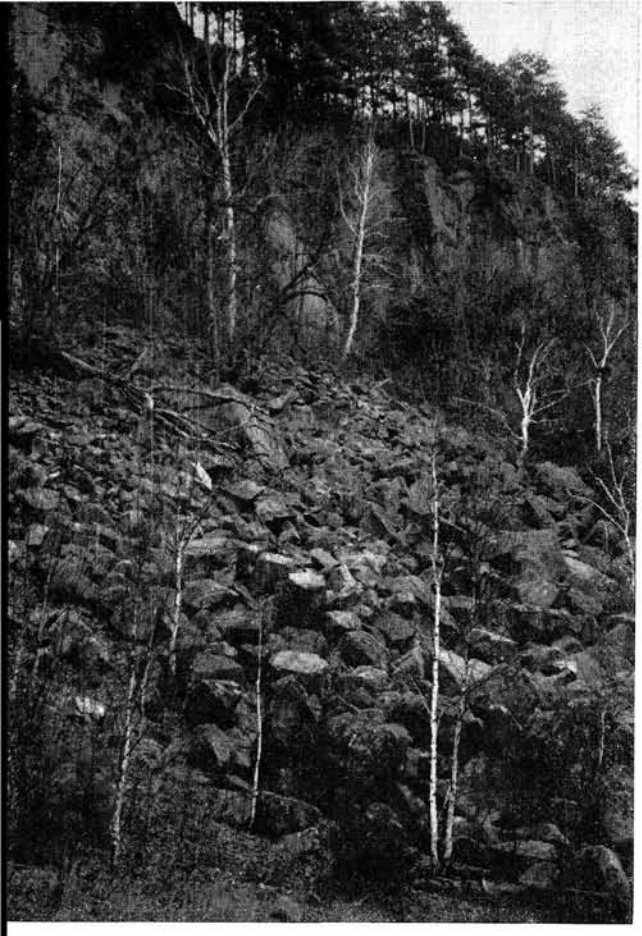

Photo 3 *Dans la section occidentale du versant A, un talus d'éboulis de gros blocs dont on notera les dimensions assez uniformes et les angles vifs. Ce talus atteint la moitié de la bauteur totale du versant.*

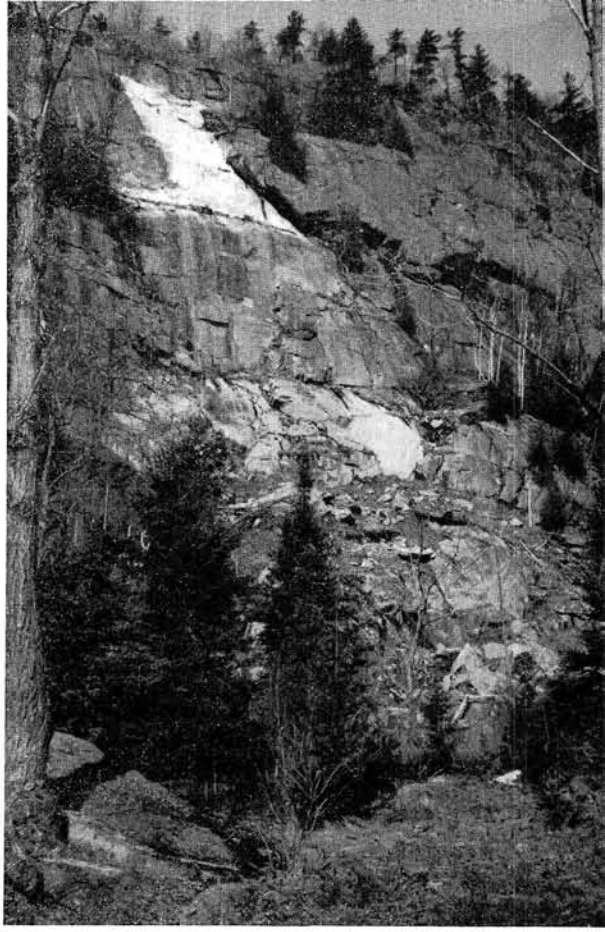

Photo 4 *Le versant B, dans sa partie occidentale, se présente comme une grande paroi convexe, bordée à ses pieds d'un simple tapis de blocs, séparés des dépôts Champlain par une éminence recouverte de débris morainiques (contrepente du premier plan). Les traces de l'éboulement de l'hiver 1960-1961 sont bien visibles, et les blocs forment un chaos dont on aperçoit quelques éléments entre les sapins.*

tombés à chaque trempage au fond du bassin, il est raisonnable de considérer qu'en arrondissant le chiffre des pertes à 67 g. on ne doit pas se situer très loin de la vérité. La proportion des matériaux perdus au cours de l'expérience équivaut alors à environ 1/1,000. S'il est exact, ce résultat signifie que, chaque année, environ 1/1,000^{e} du poids *de matériel exposé directement aux intempéries* est désagrégé.

2° *Les éboulements*

Ce rapport, qui peut paraître faible, dans la mesure où il ne permet guère à l'homme de voir évoluer sous ses yeux une pente raide, augmente pourtant considérablement, de temps à autre, à la suite d'un éboulement. À cet égard, nous avons eu la chance de pouvoir en observer un tout récent, et assez spectaculaire, sur le versant B. Pendant l'hiver 1960-1961, à la suite de l'action du gel certes, mais aussi des racines des arbres, et à la faveur d'un plan de diaclases particulièrement vulnérable, parallèle au versant, un pan de roche d'une

***Photo* 5** *Dans un talus d'éboulis de petit matériel (section occidentale du versant A), une rigole de ruissellement suivant la direction de la plus grande pente. On notera aussi le caillou et le bloc retenus par le petit bouleau.*

trentaine de mètres de hauteur s'est abîmé au pied de la paroi, arrachant au passage d'autres quartiers d'anorthosite (photo 4). Des arbres entiers sont pris sous des blocs de plusieurs mètres de diamètre, formant un chaos d'une centaine de mètres de pourtour.

Ce phénomène semble de nos jours assez rare. Mais, après le retrait du glacier, et alors que les parois de l'auge n'étaient plus maintenues abruptes par la pression latérale de la glace, de tels éboulements ont dû être assez nombreux et contribuer pour une grande part à la formation des talus d'éboulis.

3° *Le rôle du ruissellement et de la neige*

Gélifraction et éboulements correspondent essentiellement aux talus d'éboulis de gros blocs. Mais, sur ces talus ont été construits de petits cônes de débris de calibre plus réduit, correspondant dans l'abrupt à des échancrures ou à des cheminées (versants A et C). Dans le secteur occidental du versant A, toute la partie supérieure du talus d'éboulis est même constituée par ce petit matériel (photo 5).

Certes, dans ce cas, la gélifraction reste encore le principal agent de détachement des pierres et la gravité doit se charger également de l'acheminement sur le talus d'éboulis d'une grande partie d'entre elles. Cependant, la neige et le

ruissellement du printemps jouent également un rôle non négligeable dans le transport de ces matériaux.

Comme le lecteur a pu déjà le noter au cours de cet article, l'accumulation de la neige sur les talus d'éboulis aboutit à la formation de plans inclinés dont la surface est beaucoup plus lisse qu'en été et dont la pente est variable selon les endroits (24 à 38°, d'après nos propres relevés, et en moyenne une trentaine de degrés). Dans bien des cas — et particulièrement lorsque la neige est dure — la chute de cailloux sur ces plans inclinés doit se poursuivre par une glissade sur la neige, d'autant plus facile qu'il n'y a pas de gros blocs ni d'obstacles multiples dans la course de ces éléments vers le bas du talus, comme c'est le cas en été.

Quant à l'action du ruissellement, elle est en particulier attestée par l'existence de rigoles suivant la direction de la plus grande pente (photo 5). Ces rigoles doivent fonctionner essentiellement au début du printemps, au moment où un ensoleillement déjà puissant provoque la fonte brutale des neiges sur ces versants exposés au sud, tandis que, dans les talus d'éboulis, la neige durcie et la glace colmatent encore les interstices entre les éléments.

Nul doute que la neige et le ruissellement ne prennent de plus en plus d'importance comme agents de transport, au fur et à mesure de la démolition de ces versants et de l'abaissement des pentes.

* * *

Cette étude des versants de la vallée de la rivière du Nord ne s'est étendue que sur quelques mois, et, par rapport à celles du Suédois Anders Rapp, effectuées pendant une dizaine d'années dans le Nord de la Scandinavie et au Spitzberg, qui sont des sortes de modèles du genre, elle n'a qu'une valeur suggestive. Cependant, il a pu être établi que l'essentiel des talus d'éboulis était en place à la fin du remblaiement Champlain. Depuis, l'évolution des pentes raides continue à un rythme que nous avons tenté d'apprécier.

Situés dans une région où il y a de 70 à 90 cycles gélivaux de l'air par an, ces versants de roche nue ne participent-ils pas plus ou moins du domaine périglaciaire? C'est une question que l'on peut se poser, puisque Louis-Edmond Hamelin, après avoir établi que le nombre de cycles gélivaux dans l'atmosphère est plus élevé dans cette partie méridionale du Canada que dans le Nord, a écrit qu'« à ce point de vue, un peu comme dans le cas de l'écoulement nival, le Canada méridional possède des éléments d'un certain régime périglaciaire ».[17]

Certes, plus loin, il précise : « Dans le Canada méridional, le périglaciaire est nécessairement polygénique, car il y a des phénomènes anciens, car les processus périglaciaires actuels n'ont qu'un jeu intermittent à l'intérieur de l'année, car, même lorsqu'il est à l'œuvre, le périglaciaire est de type associé. D'où la difficulté de reconnaître la mesure du périglaciaire des régions dites tempérées ».[18]

---

[17] HAMELIN, Louis-Edmond, *Périglaciaire du Canada, idées nouvelles et perspectives globales*, dans *Cahiers de géographie de Québec*, 5e année, n° 10, avril-septembre 1961, p. 170.

[18] *Ibid.*, pp. 193-194.

Mais dans le cas des versants raides sur lesquels nous nous sommes penché, cette mesure est-elle si difficile à reconnaître? À certains égards, ne peut-on pas envisager ces pentes comme des îlots du domaine périglaciaire, perdus dans une région de climat tempéré? À ce titre, ne valaient-ils pas la peine d'être identifiés?

ABSTRACT

The author recently made a detailed investigation of the talus accumulations which mantle the steep slopes of the valley of the rivière du Nord, in the Laurentide hills, 45 miles north of Montréal, Québec. In postglacial times the lower section of the valley was occupied by an arm of the Champlain sea, and thick deposits of sand and clay were laid down in this estuary. The writer describes the various types of contacts which exist between the Champlain sea deposits and the talus accumulations — for example, certain talus slopes were completely covered by marine sediments and remain « fossilized » ; others have been stripped of their cover of unconsolidated materials and are consequently described as « exhumed ». The writer has also attempted to distinguish between those talus accumulations which antedate the Champlain incursion and those which postdate it. Most of the talus slopes appear to have formed immediately prior to or during the Champlain period, but a few have developed, at least in part, since that time. Frost-shattering (gelifraction) is the principal process contributing to the formation of these talus accumulations at the present time, although landslides also play an important role. The writer wonders whether these talus slopes of the valley of the rivière du Nord should not be classified as periglacial landforms.

BIBLIOGRAPHIE

ANDREWS, J. T., *The development of scree-slopes in the English Lake District and central Québec-Labrador*, dans *Cahiers de géographie de Québec*, 5e année, n° 10, avril-sept. 1961, pp. 219-230.

ANDREWS, J. T., « *Vallons de gélivation* » *in central Labrador-Ungava : a reappraisal*, dans *The Canadian Geographer*, Vol. 5, No. 4, Winter 1961, pp. 1-9.

BIROT, P., *Études de versants-échantillons*, dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 1, 1957, pp. 106-108.

BIROT, P., *Morphologie structurale*, collection *Orbis*, P. U. F., Paris, 1958, 2 tomes, 464 pp.

BLANCHARD, R., *Le centre du Canada français*, « *Province de Québec* », Librairie Beauchemin Limitée, Montréal, 1948, 578 pp.

DAVEAU, S., *Cône central d'éboulis de l'Aiguille Rousse*, dans *Revue de géographie Alpine*, tome XLVI, 1958, fasc. III, pp. 423-428.

DERRUAU, M., *Le problème de la chronologie finiglaciaire et postglaciaire dans la région de Québec, d'après quelques travaux récents*, dans *Cahiers de géographie de Québec*, Nouvelle Série, n° 1, oct. 1956, pp. 21-24.

HAMELIN, L.-E., *Le talus oriental d'éboulis de l'Aiguille Rousse (Alpes occidentales)*, dans *Revue de géographie Alpine*, tome XLVI, 1958, fasc. III, pp. 429-440.

HAMELIN, L.-E., *Périglaciaire du Canada, idées nouvelles et perspectives globales*, dans *Cahiers de géographie de Québec*, 5e année, n° 10, avril-sept. 1961, pp. 141-204.

LAVERDIÈRE, C., et COURTEMANCHE, A., *La géomorphologie glaciaire de la région du Mont-Tremblant*, dans *Revue canadienne de géographie*, vol. XIII, 1959, nos 3-4, pp. 102-134.

MACAR, P., *Union géographique internationale, Commission pour l'étude de l'évolution des pentes, Programme pour la période 1956-1960*, dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 1, 1957, pp. 104-106.

MACAR, P., et BIROT, P., *Commission pour l'évolution des versants*, dans *Le Bulletin des nouvelles de l'U. G. I.*, vol. VI, mai 1955, pp. 14-18.

McGERRIGLE, J. I., *Rapport géologique préliminaire sur la région de Sainte-Adèle (District électoral de Terrebonne)*, Ministère des mines de la province de Québec, Québec, 1960 (dactylographié).

MASSEPORT, J., *Premiers résultats d'expériences de laboratoire sur les roches*, dans *Revue de géographie Alpine*, tome XLVII, 1959, fasc. IV, pp. 531-537.

OSBORNE, F. F., *Région de Lachute, Partie I, Géologie générale et appliquée*, dans *Rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1936*, Partie C, pp. 3-44, avec carte, Québec, 1938.

RAPP, A., *Studien über Schuttbalden in Lappland und auf Spitzbergen*, dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 1, 1957, pp. 179-200 (résumé en français à la p. 199).

RAPP, A., *Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen, A geomorphological study of the denudation of slopes in an arctic locality*, dans *Skrifter*, Nr. 119, Norsk Polarinstitutt, Oslo, 1960.

RAPP, A., *Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Scandinavia*, dans *Geografiska Annaler*, vol. XVII, 1960, n° 2-3.

RITCHOT, G., *La morphologie des environs de Montréal (depuis la glaciation jusqu'à nos jours)*, Thèse dactylographiée pour la maîtrise ès arts, Montréal, 1959.

TRICART, J., et CAILLEUX, A., *Cours de géomorphologie, Le modelé périglaciaire*, et *Le modelé glaciaire et nival*, C. D. U., Paris.

TWIDALE, C. R., *Évolution des versants dans la partie centrale du Labrador – Nouveau-Québec*, dans *Annales de géographie*, n° 365, janv.-fév. 1959, pp. 54-70.

UNION GÉOGRAPHIQUE INTERNATIONALE, *Premier rapport de la Commission pour l'étude des versants*, préparé pour le congrès international de Rio-de-Janeiro, 1956, Amsterdam, 1956 (de nombreux articles).

Second rapport . . ., dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 1, Göttingen, 1960, 240 pp.

Troisième rapport . . ., dans *Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen*, Math.-Physikalische Klasse, Sammelband, 301 pp., Göttingen, 1964.

Quatrième rapport . . ., dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 5, 1964, 238 pp.