

## Évolution postglaciaire du régime hydrosédimentaire et vitesse de l'ablation dans un petit bassin-versant des Appalaches près de Rimouski (Bas-Saint-Laurent, Québec)

### Postglacial Hydrogeomorphological Changes and Rates of Surface Lowering in a Small Appalachian Catchment near Rimouski (Bas-Saint-Laurent, Québec)

### Postglaziale hydro-sedimentäre Entwicklung und Ablationsgeschwindigkeit in einem kleinen Nährbecken der Appalachen nahe bei Rimouski (Bas Saint-Laurent, Québec)

Bernard Hétu and Pierre Bail

Volume 50, Number 3, 1996

Spécial Québec

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/033105ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/033105ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Hétu, B. & Bail, P. (1996). Évolution postglaciaire du régime hydrosédimentaire et vitesse de l'ablation dans un petit bassin-versant des Appalaches près de Rimouski (Bas-Saint-Laurent, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), 351–363. <https://doi.org/10.7202/033105ar>

Article abstract

Stratigraphical analysis of a small alluvial fan (radius: 60 m) located near Rimouski in a forest environment allows to reconstruct paleohydrological change since 11 000 yr BP in relation with coeval environmental changes. The fan materials are well exposed in a long trench across the distal part of the fan. The basal unit (mean thickness: 93 cm) is mainly composed of locally derived angular and subangular chips (shale, siltstone) of gravel-size with only crude stratification locally. This coarse unit is overlain by an unstratified silty sand (mean thickness: 66 cm) containing few scattered lenses of well-rounded gravel, pieces of wood, charcoal, buried organic soil and one layer of pure organic debris. The transition from basal gravel to superficial organic-rich silty sand by 7200 yr BP is synchronous with the definitive closure of the regional forest cover as established by pollen analysis. This suggests that hydrological changes were closely related to the postglacial vegetation history. Fan volume estimates allows to calculate the postglacial evolution of the rate of surface lowering in the related feeding basin (0.145 km<sup>2</sup>). The rate of lowering changed radically from 0.0063 mm/y (or 6.3 B) between 11 000 and 7200 yr BP to 0.0023 mm/y (or 2.3 B) since 7200 yr BP.

# ÉVOLUTION POSTGLACIAIRE DU RÉGIME HYDROSÉDIMENTAIRE ET VITESSE DE L'ABLATION DANS UN PETIT BASSIN-VERSANT DES APPALACHES PRÈS DE RIMOUSKI (BAS-SAINT-LAURENT, QUÉBEC)

Bernard HÉTU et Pierre BAIL, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1 et 289, rue Principale, Kingsbury, Québec J0B 1X0.

**RÉSUMÉ** L'étude stratigraphique d'un petit cône de déjection (rayon : 60 m) situé près de Rimouski, en milieu forestier, a permis de reconstituer l'évolution postglaciale du régime hydrosédimentaire de son bassin-versant (0,145 km<sup>2</sup>) en relation avec les changements environnementaux (climat, végétation) enregistrés dans la région depuis ~11 000 ans. Le régime hydrosédimentaire de ce petit cône a changé radicalement peu avant 7200 ans BP, passant d'une sédimentation gravelo-sableuse grossièrement stratifiée à une sédimentation silto-sableuse riche en matière organique qui s'est poursuivie jusqu'à nos jours. Cette transition s'accompagne d'une diminution marquée de la vitesse de l'ablation à l'échelle du bassin-versant qui est passée de 0,0063 mm/an (= 6,3 B) entre 11 000 et 7200 ans BP à 0,0023 mm/an (= 2,3 B) après 7200 ans BP. Cette transition correspond dans le temps à la fermeture définitive du couvert forestier à l'échelle régionale, telle que révélée par les données de l'analyse pollinique. L'évolution postglaciale du régime hydrosédimentaire de ce petit bassin-versant serait directement liée à l'évolution du contexte écologique régional, c'est-à-dire essentiellement à l'histoire de la forêt.

**ABSTRACT** *Postglacial hydrogeomorphological changes and rates of surface lowering in a small Appalachian catchment near Rimouski (Bas-Saint-Laurent, Québec).* Stratigraphical analysis of a small alluvial fan (radius: 60 m) located near Rimouski in a forest environment allows to reconstruct paleohydrological change since 11 000 yr BP in relation with coeval environmental changes. The fan materials are well exposed in a long trench across the distal part of the fan. The basal unit (mean thickness: 93 cm) is mainly composed of locally derived angular and subangular chips (shale, siltstone) of gravel-size with only crude stratification locally. This coarse unit is overlain by an unstratified silty sand (mean thickness: 66 cm) containing few scattered lenses of well-rounded gravel, pieces of wood, charcoal, buried organic soil and one layer of pure organic debris. The transition from basal gravel to superficial organic-rich silty sand by 7200 yr BP is synchronous with the definitive closure of the regional forest cover as established by pollen analysis. This suggests that hydrological changes were closely related to the postglacial vegetation history. Fan volume estimates allows to calculate the postglacial evolution of the rate of surface lowering in the related feeding basin (0.145 km<sup>2</sup>). The rate of lowering changed radically from 0.0063 mm/y (or 6.3 B) between 11 000 and 7200 yr BP to 0.0023 mm/y (or 2.3 B) since 7200 yr BP.

**ZUSAMMENFASSUNG** *Postglaziale hydro-sedimentäre Entwicklung und Ablationsgeschwindigkeit in einem kleinen Nährbecken der Appalachen nahe bei Rimouski (Bas Saint-Laurent, Québec).* Die stratigraphische Studie eines kleinen Dejektionskegels (Radius: 60 m) in waldiger Umgebung in der Nähe von Rimouski ermöglichte es, die postglaziale hydro-sedimentäre Entwicklung seines Nährbeckens (0,145 km<sup>2</sup>) in Zusammenhang mit den in der Region seit ~11 000 Jahren festgestellten Umweltveränderungen (Klimax, Vegetation) zu rekonstruieren. Das hydro-sedimentäre System dieses kleinen Kegels hat sich kurz vor 7200 Jahren v.u.Z. radikal verändert, indem es von einer grobgeschichteten Kies-Sand-Sedimentierung zu einer an organischer Materie reichen Schlick-Sand-Sedimentierung überging, die bis heute fort dauert. Dieser Übergang geht mit einer deutlichen Abnahme der Ablationsgeschwindigkeit in der Größenordnung des Nährbeckens einher, und zwar von 0,0063 mm/Jahr (=6.3 B) zwischen 11 000 und 7200 Jahren v.u.Z. auf 0,0023 mm/Jahr (=2,3 B) nach 7200 Jahren v.u.Z. Dieser Übergang entspricht zeitlich der definitiven Schließung der Walddecke in der ganzen Region, wie sie aus den Daten der Pollen-Analyse erkennbar ist. Die postglaziale Entwicklung des hydro-sedimentären Systems dieses kleinen Nährbeckens soll direkt mit der Entwicklung des regionalen ökologischen Kontextes verbunden sein, d.h. vor allem mit der Geschichte des Waldes.

## INTRODUCTION

Le régime hydrosédimentaire des bassins hydrographiques de la zone tempérée a été grandement modifié par les changements environnementaux profonds (climat, végétation, météorisation, dynamique des versants) qui ont touché les moyennes latitudes depuis 15 000 ans (Starkel *et al.*, 1991). Mais la réponse des bassins-versants dépend de plusieurs facteurs au premier rang desquels figure leur taille. Les grands bassins se distinguent par des temps de réaction souvent assez longs qui engendrent, à travers un jeu de rétroactions complexes, des réponses difficiles à cerner, sans compter qu'à cette échelle d'autres facteurs telles la tectonique et les variations du niveau de base peuvent interférer avec les effets des changements climatiques et écologiques (Bull, 1991). Parce que plus sensibles, les petits bassins permettraient un enregistrement beaucoup plus fin que les grands (Burrin et Jones, 1991 ; Provansal et Morhange, 1994), et tout spécialement ceux dont les sédiments corrélatifs se sont accumulés à la sortie du bassin sous la forme d'un cône de déjection. Celui-ci constitue en effet un lieu de stockage privilégié de l'information concernant l'évolution de son bassin-versant (Ryder, 1971 ; Orme, 1989 ; O'Hara et Campbell, 1993).

Outre leur sensibilité face aux changements environnementaux, les petits cônes de déjection offrent aussi la possibilité d'évaluer, lorsque leur volume est connu, la vitesse de l'ablation dans leur bassin-versant (Boardman, 1985).

La présente étude a deux objectifs : (1) reconstituer, par l'intermédiaire de l'étude stratigraphique d'un cône de déjection, l'évolution postglaciaire du régime hydrosédimentaire d'un petit bassin-versant situé à l'est de Rimouski, et ce, dans le contexte des changements environnementaux (climat, végétation, niveau marin relatif) enregistrés dans la région depuis 11 000 ans ; (2) évaluer la vitesse de l'ablation dans ce petit bassin-versant, avant et après l'afforestation régionale.

## DESCRIPTION DU MILIEU

Les cônes de déjection sont très fréquents dans l'est du Québec (Héту et Gray, 1980). Celui qui retiendra notre attention ici est situé à l'est de Rimouski (fig. 1 et 2), dans la vallée de la Neigette, le long du Cinquième Rang de Neigette, à une distance d'environ 3 km au nord-est du hameau du même nom (Lat. : 48°27'32" ; Long. : 68°19'45"). Avec sa température moyenne annuelle de 3,2°C, ses étés relativement frais (moy. de juillet : 17,3°C), ses hivers froids (moy. de janvier : -11,6°C) et ses précipitations bien réparties sur l'ensemble de l'année (898,3 mm au total dont 389,3 cm tombant sous forme solide d'octobre à mai), le climat régional se rattache à la catégorie des climats nivaux dits microthermiques de la classification de Köppen, classe Dfb (Environnement Canada, 1984 ; station de Mont-Joli). Le bassin-versant du cône de déjection, entièrement boisé, est occupé par une érablière à bouleau blanc ou jaune (*Acer saccharum*, *Betula papyrifera* et *B. alleghaniensis*) comportant une proportion croissante de sapins (*Abies balsamea*) vers le haut des versants, tandis que le cône lui-même porte une plantation récente de sapins entrecoupée de plages herbacées (fig. 2, 3A et 3B). Dans ce secteur, le substratum rocheux,

très monotone, est constitué par des siltstones et des shales finement lités appartenant à la Formation de Kamouraska, d'âge cambro-ordovicien (Mukherji, 1970). Il est recouvert par une mince couverture colluviale de moins de 50 cm d'épaisseur provenant pour l'essentiel de l'altération postglaciaire du substratum.

Vers 13 000 BP, âge de la déglaciation locale, la vallée de la Neigette a été envahie par un bras de la Mer de Goldthwait dans lequel se sont déposées des argiles qui tapissent le fond de la vallée jusqu'à une altitude de 110 m (Héту, 1994). D'après la courbe d'émersion des terres de Héту (1994), le fond de la vallée, situé vers 110 m d'altitude près du cône de déjection, aurait émergé vers 11 000 BP. Au Dryas récent, apparaissent, près de Rimouski, dans un delta sablo-graveleux fraîchement exondé - mais porté depuis à 95 m d'altitude - plusieurs fentes de gel à coin de glace pérenne organisées en réseau de maille décimétrique (Héту, 1994). Indicatrices de pergélisol, leur ouverture suppose, compte tenu de la nature sablo-graveleuse du substrat, une température moyenne annuelle de l'air inférieure à -7 °C (Romanovskij, 1973).

L'histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Rimouski a été reconstituée par Richard et Larouche (1994). Après une phase désertique initiale probablement assez longue (peut-être 2000 à 3000 ans) si l'on considère l'âge de la déglaciation, on enregistre une toundra d'abord herbacée à éléments arctiques, puis arbustive, qui subsiste jusqu'à 9600-9200 ans BP suivant le contexte. Une pessière à cladines relativement dense lui succède. Entre 8800 et 8000 ans BP, les arbres régressent au profit de l'aulne crispé, phénomène attribué à un refroidissement climatique. L'afforestation reprend vers 8000 ans BP avec l'établissement d'une sapinière à bouleau blanc, d'abord assez ouverte, qui se fermera graduellement jusque vers 6500 ans BP. Le caractère ouvert de la sapinière se manifeste, entre autres, par les pourcentages d'aulne crispé qui restent assez élevés durant toute cette période. L'érable à sucre et le pin blanc n'ont colonisé la région qu'après 6500 ans BP. Ainsi, d'après les données polliniques, l'établissement d'une couverture forestière fermée dans la région serait un phénomène très tardif.

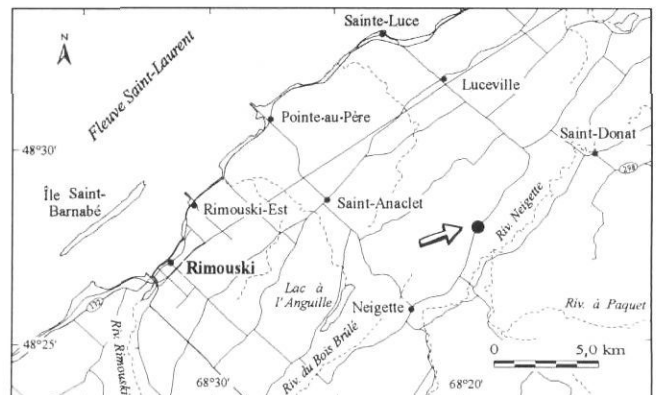


FIGURE 1. Localisation du cône de déjection étudié.  
Location of the studied alluvial fan.

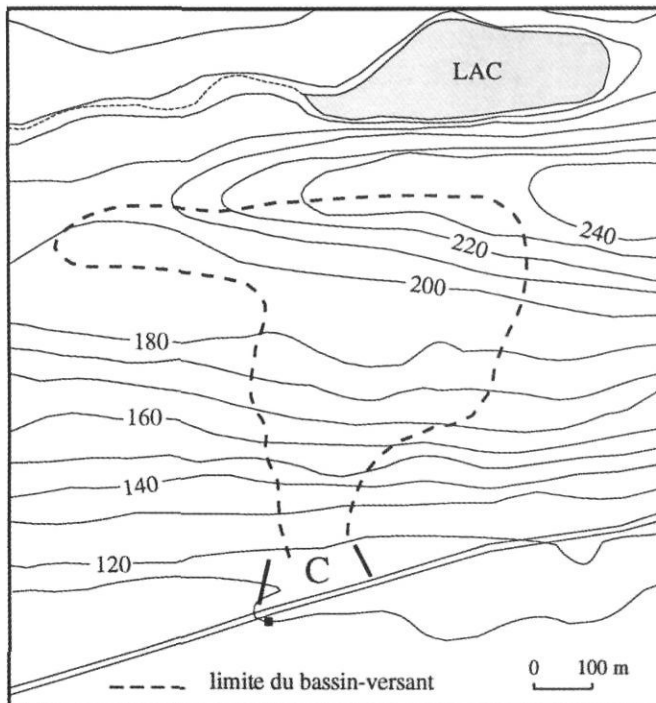


FIGURE 2. Contexte topographique et écologique du cône de déjection étudié. Le bassin-versant du cône, entièrement boisé, est très peu marqué topographiquement. C : cône de déjection. Équidistance des courbes de niveau : 10 m.

*Topographic and ecological framework of the studied alluvial fan. Wholly wooded, the topographic limits of the alluvial fan watershed are not clearly defined. C : alluvial fan. Contour interval: 10 m.*

## MÉTHODES

Le cône de déjection étudié a fait l'objet de levés stratigraphiques extensifs grâce notamment à l'existence d'un fossé de drainage qui le traverse d'un bord à l'autre dans sa partie distale. D'autres coupes situées près de l'apex, notamment dans le secteur de la coupe 11, ainsi que dans les ravins qui le traversent, ont permis de confirmer la stratigraphie relevée dans le fossé de drainage (fig. 4). Ces levés stratigraphiques ont été complétés par des analyses sédimentologiques, soit la granulométrie de la fraction inférieure à 2 mm et la caractérisation de la forme des cailloux au moyen des indices d'éroussé  $[(2r/a) \times 1000]$  et d'aplatissement  $(a + b/2c)$  de Cailleux et Tricart (1959). Ces indices, qui se sont révélés très sensibles aux changements environnementaux, ont été calculés sur des lots de 50 à 87 galets de 3 à 5 cm de longueur. Onze échantillons provenant de la coupe 8 ont été soumis pour analyses polliniques - effectuées au laboratoire Jacques-Rousseau du Département de géographie de l'Université de Montréal sous la direction du prof. P. J. H. Richard - afin de reconstituer l'évolution du paysage végétal parallèlement à la mise en place du cône.

La vitesse de l'ablation au niveau du bassin-versant a été estimée comme suit :

$$V_a = \{[V_c \div S_b] \div D_s\} \times 1000$$

où

$V_a$  = vitesse de l'ablation dans le bassin-versant exprimée en unités Bubnoff (B) où 1B correspond à une tranche de 1 mm/millénaire ou 1 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/an. Les taux calculés ne tiennent pas compte de l'indice des vides des sédiments. À titre d'exemple, dans les montagnes côtières de l'Oregon, Dietrich et Dorn (1984) ont estimé que chaque tranche de basalte de 1 m d'épaisseur produit après altération environ 1,2 m de sol meuble. L'ablation au niveau du substratum rocheux est donc en réalité inférieure aux taux calculés dans cette étude par un facteur difficile à estimer, mais qui pourrait être de l'ordre de 20 %.

$V_c$  = volume des sédiments contenus dans le cône.

$S_b$  = superficie du bassin-versant.

$D_s$  = durée de la période de sédimentation estimée d'après le contexte paléogéographique et les datations au <sup>14</sup>C disponibles.

Enfin, des visites répétées en toutes saisons depuis le début des années 1980 ont permis de caractériser le régime hydrosédimentaire actuel du bassin étudié (régime saisonnier d'écoulement, granulométrie des sédiments évacués vers le cône, impact des congères résiduelles sur la mobilité des chenaux, etc).

## LE CÔNE DE DÉJECTION

### DESCRIPTION DU MILIEU

Le cône de déjection s'est formé au pied du versant nord-ouest de la vallée. Il repose sur des argiles marines qui constituent le fond de la vallée de part et d'autre du cône (fig. 4).



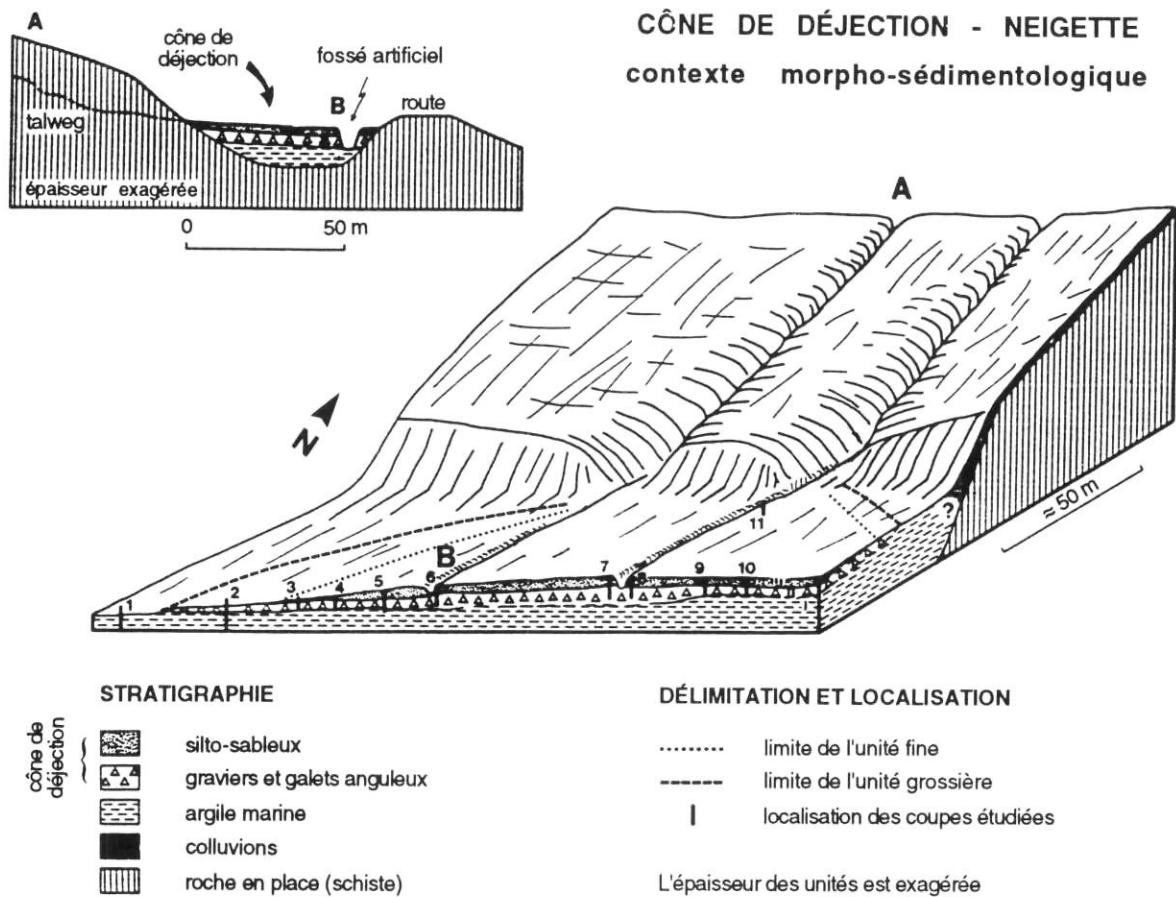


FIGURE 3. Contexte géomorphologique et stratigraphique du cône de déjection étudié et localisation des coupes décrites à la figure 8.

*Geomorphologic and stratigraphic framework of the studied alluvial fan and location of the studied sections (see Fig. 8).*

Dans sa partie distale, le cône, qui fait environ 200 m de largeur, vient s'appuyer contre une petite barre rocheuse dont la crête sert d'assise au Cinquième Rang de Neigette (fig. 3A et 4). Il s'agit d'un petit cône de déjection de 60 m de rayon, d'une épaisseur maximale de 2 m et dont la pente moyenne, mesurée de l'apex à son bord distal, est de 2° à 3°. Sa superficie atteint 4 800 m<sup>2</sup> et son volume, que nous avons pu estimer assez précisément étant donné la qualité et l'étendue des coupes, est évalué à 6 100 m<sup>3</sup>. Le cône est alimenté par deux petits torrents faiblement incisés (<5 m) dans le substratum cambro-ordovicien et distants d'une quarantaine de mètres (fig. 4). La superficie du bassin-versant, difficile à évaluer même sur les photographies aériennes à 1/10 000 étant donné l'omniprésence de la forêt, atteint approximativement 145 000 m<sup>2</sup>. Entre le point le plus élevé du bassin-versant, vers 240 m d'altitude, et l'apex du cône, à 110 m d'altitude, la dénivelée est de 130 m, pour une distance horizontale de 800 m, ce qui donne une pente moyenne de 16 % (~9°).

Dans le bassin-versant, la couverture de dépôt meuble, de 20 à 30 cm d'épaisseur en moyenne, est constituée d'altérites grossières et de colluvions dérivées de la roche en place. Ces matériaux sont formés de fragments de siltstone et de petites plaquettes de schiste anguleux baignant dans une abondante matrice limono-sableuse. Aucun dépôt

glaciaire, fluvioglaciaire ou marin n'ayant été observé dans ce petit bassin, la construction du cône de déjection ne pourra être attribuée à une dynamique paraglaciale (Church et Ryder, 1972 ; Roed et Wasylyk, 1973 ; Peacock, 1986). Depuis la déglaciation, la sédimentation sur le cône est donc sous la dépendance exclusive du système météorisation-transport sur les versants-évacuation fluviale, trois composantes inter-reliées très sensibles aux conditions environnementales, notamment au contexte écologique comme nous le verrons ci-dessous.

#### LE RÉGIME HYDROSÉDIMENTAIRE ACTUEL

En raison de la forte capacité d'interception de la forêt qui correspond dans certains cas à plus de 50 % des précipitations incidentes (Wicherek, 1988 ; Francis et Thornes, 1991), aucun écoulement ne parvient jusqu'au cône de déjection durant la saison estivale, sauf peut-être lors des fortes pluies exceptionnelles qui peuvent atteindre, à Mont-Joli, jusqu'à 74 mm en 24 h (Environnement Canada, 1984). Mais l'effet de telles pluies sur le régime hydrosédimentaire du cône étudié n'est pas connu faute d'observations pertinentes.

C'est au printemps, lors de la fonte des neiges, soit essentiellement en avril et en mai, que le cône de déjection devient actif. Il est alors traversé par des chenaux anastomosés dont le tracé, lié à la répartition aléatoire des congères

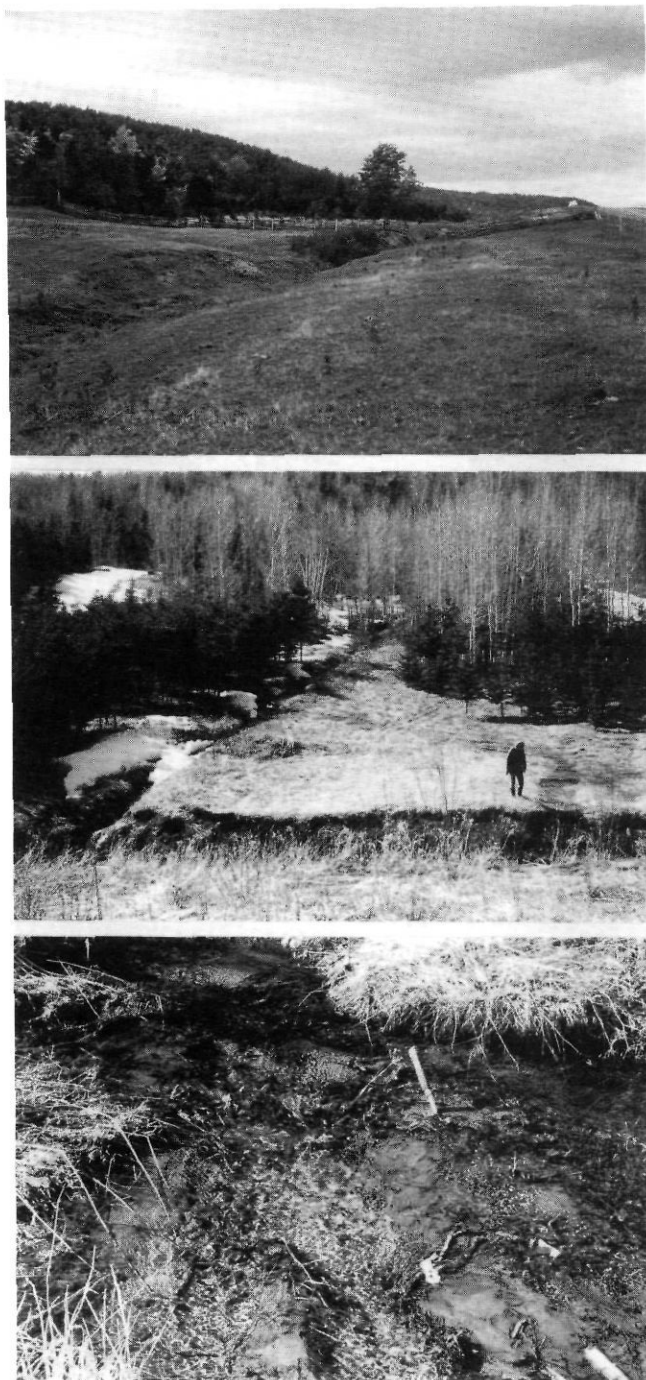


FIGURE 4. A) Le cône de déjection est situé de l'autre côté de la clôture entre la butte rocheuse (sous l'auto) et le versant boisé. À l'avant-plan, plaine d'argile marine entaillée par un fossé de drainage. B) Surface du cône de déjection (vu de face) entaillée par deux fossés de drainage. Ruissellement nivale près du personnage à droite. C) Sédimentation silto-sableuse actuelle à la surface du cône (avril 1982).

A) The alluvial fan is located beyond the fence between bedrock ridge (under car) and wooded slope. Foreground: marine clay plain entrenched by ditch. B) Alluvial fan surface entrenched by two ditches. Note snow runoff at right (near personage). C) Active fine-grained sediment accumulation on the fan (April 1982).

résiduelles, varie passablement d'un printemps à l'autre. Ces systèmes de chenaux, très mobiles, ont été observés en activité à chaque printemps depuis 1981 (fig. 3B). Mais les débits restent faibles, conséquence d'une fonte des neiges relativement lente en milieu forestier qui abrite encore des congères résiduelles 3 à 4 semaines après leur disparition des champs voisins (fig. 3B). Étant peu compétent, le ruissellement nivale ne transporte actuellement vers le cône que des sédiments fins, silto-sableux, riches en débris végétaux (fig. 3C et 5). La fraction grossière (gravier et petits galets), pourtant présente dans le lit du torrent en amont du cône, semble peu mobile dans le contexte écologique actuel. Une multitude de pièges sédimentaires, liés à la présence de la forêt jusque dans le fond des talwegs, s'opposent en effet à sa migration. Les arbres renversés, les lacis de racines et les amas de branches, de brindilles et de feuilles mortes entrelacées entraînent la formation de petits biefs qui freinent leur progression. Une bonne partie de la charge grossière, qui se déplace par saltation, est piégée dans des cuvettes tourbillonnaires de 20 à 60 cm de profondeur creusées par les petites cascades qui franchissent les amas de branches mortes et les lacis de racines formant barrages. Ces pièges divers, que seules les crues les plus violentes arrivent probablement à récurer, accroissent considérablement les temps de transit de la charge grossière, permettant l'acquisition *in situ* d'un émoissé relativement poussé (fig. 6).

STRATIGRAPHIE

Un fossé de drainage situé dans la partie distale du cône le recoupe sur toute sa largeur, soit environ 200 m (fig. 3A et 4). Il expose deux unités distinctes (fig. 7) :

*Unité 1* – À la base, reposant sur des argiles marines, s'observent, sur 12 à 191 cm d'épaisseur (moyenne : 93 cm), des rudites grossièrement stratifiées (fig. 7 et 8), moyennement

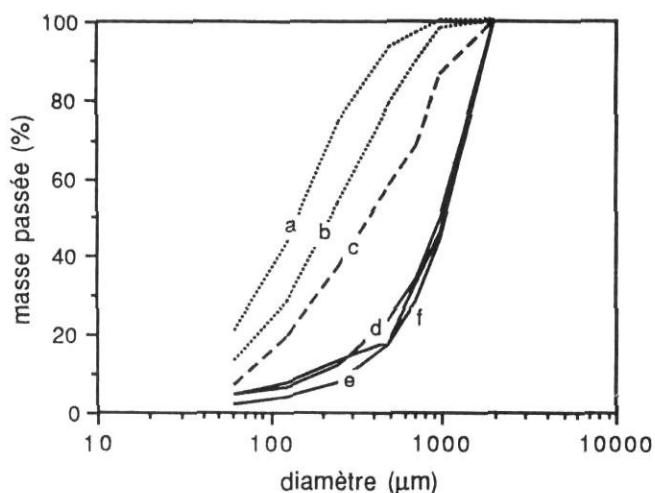


FIGURE 5. Résultats des analyses granulométriques (fraction <2 mm). Courbes a et b : unité silto-sableuse supérieure. Courbe c : sédimentation actuelle. Courbes d, e et f : unité grossière à la base. Localisation des échantillons à la figure 8.

Results of grain-size analysis (< 2 mm). Curves a and b: upper fine-grained unit. Curve c: recent accumulation on the fan surface. Curves d, e and f: basal coarse unit. For location of samples see Figure 8.

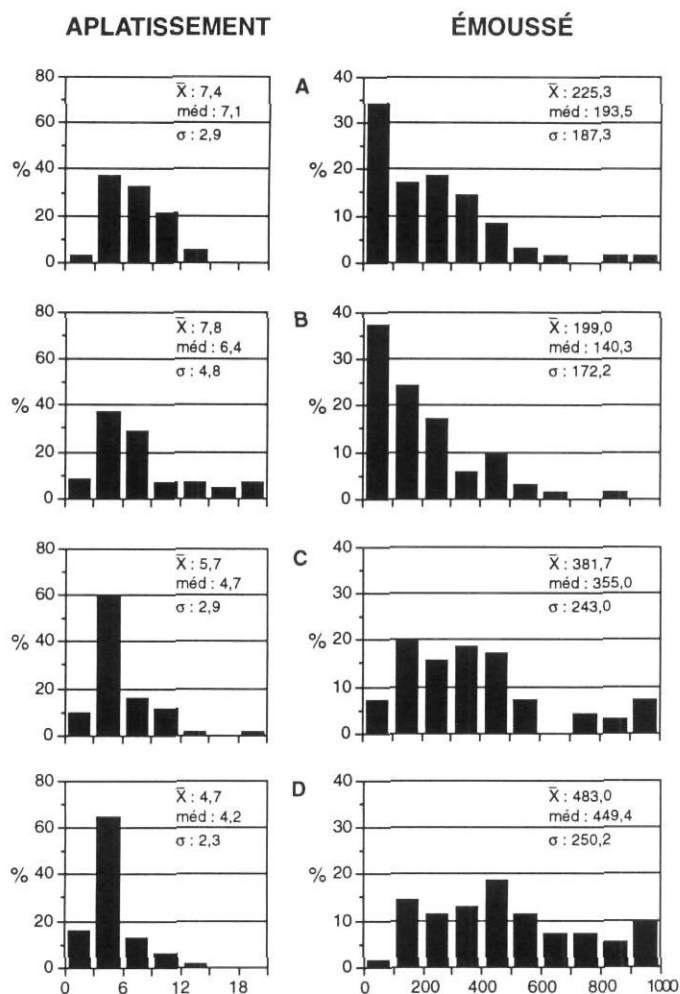


FIGURE 6. Émoussé et aplatissement des cailloux de 3 à 5 cm. A et B) Unité inférieure (respectivement coupes 6 et 8). C) Lentille de petits galets dans l'unité supérieure (coupe 8). D) Talweg actuel (bassin-versant près de l'apex du cône). Localisation des échantillons à la figure 8.

Roundness and flatness of 3-5 cm long pebbles. A and B) Basal unit (respectively sections 6 and 8). C) Pebble lens into the upper unit (section 8). D) Sample collected in the brook bed near fan apex (watershed). For location of samples see Figure 8.

triées, constituée de petits galets et de graviers peu émoussés (fig. 6), mélangés à une matrice sablo-limoneuse (fig. 5). Les éléments, d'origine locale (schistes, siltstones), présentent un indice d'aplatissement relativement élevé (fig. 6). Des restes de mousses y ont été récoltés à 160 cm de profondeur (coupe 8). Cette unité a été observée partout à la base du cône, y compris à la coupe 11, située près de l'apex (fig. 4). Le volume de sédiments contenu dans cette unité, calculé sur la base d'une épaisseur moyenne de 93 cm, est estimé à 3 660 m<sup>3</sup>, ce qui correspond à près de 60 % du volume du cône. Les rudites sont surmontées par :

**Unité 2** – Une formation silto-sableuse, bien triée (fig. 5), de 45 à 115 cm d'épaisseur (moyenne : 66 cm ; fig. 8), contenant localement de minces lits (1 à 5 cm) de matière organique noire, bien décomposée, particulièrement fréquents près de la coupe 7 (fig. 7). Les coupes situées dans le prolonge-



FIGURE 7. Stratigraphie du cône de déjection (coupe 7). À la base, alluvions grossières de la période pré-forestière. Au sommet, alluvions silto-sableuses riches en matière organique de la période forestière.

*Alluvial fan stratigraphy (section 7). The basal unit is mainly composed of locally derived angular and subangular chips (shale, siltstone) of gravel-size with only crude stratification locally. Gravel unit is overlain by an organic-rich silty sand.*

ment des chenaux actuels (coupes 6, 7 et 8) contiennent aussi de rares lentilles de petits galets imbriqués dont l'émoussé est nettement supérieur aux valeurs obtenues dans l'unité inférieure, tandis que l'indice d'aplatissement évolue, lui, en sens inverse (fig. 6). À la coupe 6, un lit organique situé à 41 cm de profondeur montre un tracé en berceau qui évoque un chenal comblé. En plus des lits organiques, on rencontre ici et là, disséminés dans l'unité, de nombreux fragments de bois isolés et quelques charbons provenant de conifères. Un échantillon de sédiments récolté à 10 cm de profondeur dans la coupe 8 contenait une graine de carex (3 côtés), une graine d'Apiaceae (ombellifère), un cocon ainsi que neuf têtes de fourmi et quatre têtes appartenant à des insectes indéterminés. Cette unité, dont les limites approximatives apparaissent sur la figure 4, a également été observée à la coupe 11, ce qui montre qu'elle s'étend jusqu'à l'apex du cône. Elle est toutefois moins étendue latéralement que l'unité grossière sous-jacente, étant absente notamment à l'ouest de la coupe 3. D'une épaisseur moyenne de 66 cm, l'unité silto-sableuse



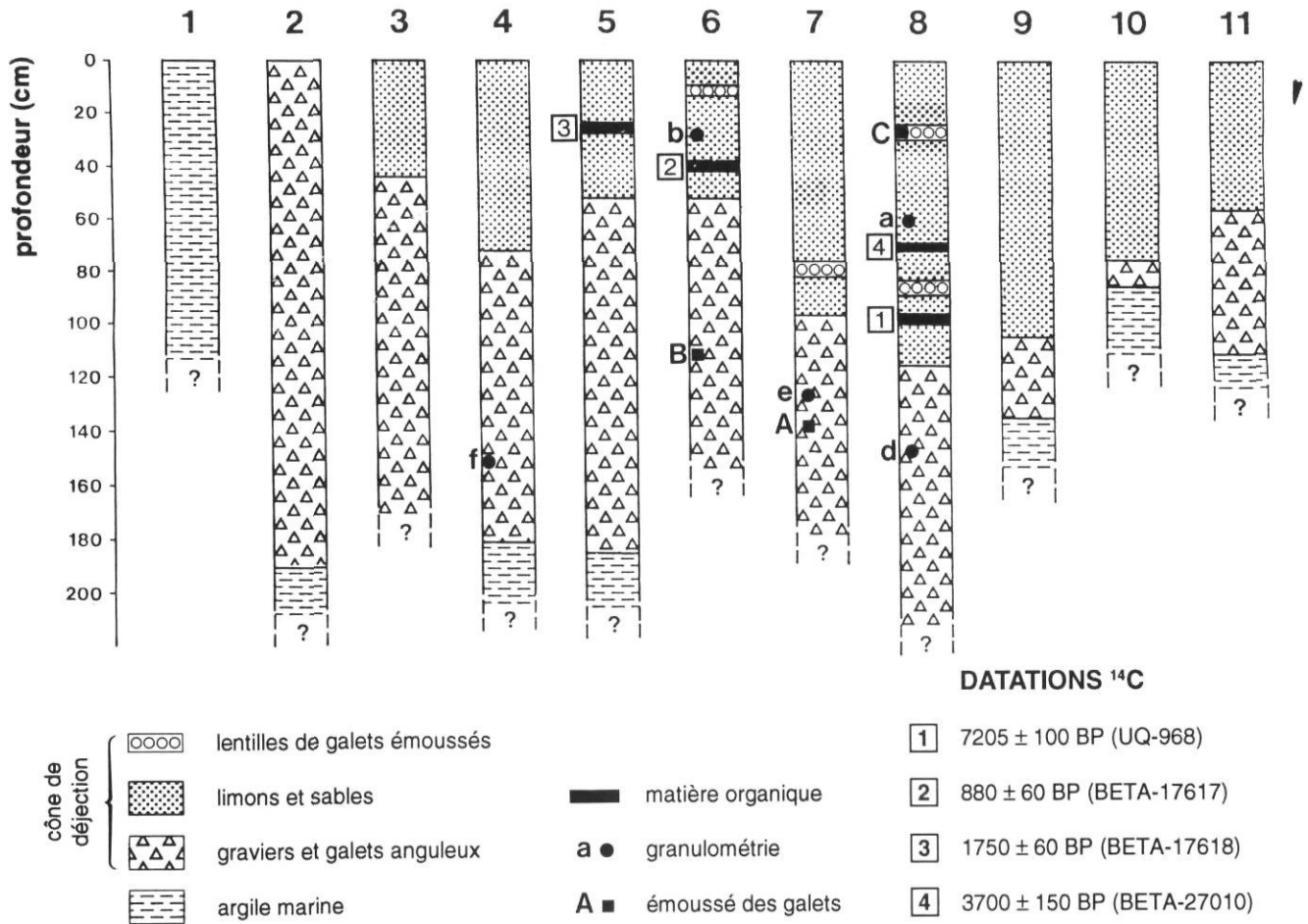


FIGURE 8. Description des coupes localisées à la figure 3 et localisation des échantillons analysés.

Stratigraphic columns from each of the sections located on Figure 3 and location of analysed samples.

sommitale compte pour environ 40 % du volume total du cône, soit environ 2 440 m<sup>3</sup>. Les volumes de sédiments contenus dans chacune des unités ont été calculés en tenant compte de leur surface réelle (fig. 4), pondération rendue possible grâce à l'étendue et à l'excellente qualité des coupes.

ANALYSES POLLINIQUES

L'unité grossière, à la base, est pratiquement stérile (tabl. I, spectres 130 et 160). Quant à l'unité silto-sableuse sommitale, les sommes polliniques, très faibles, n'autorisent que les commentaires généraux suivant :

- Les spectres polliniques, dominés par l'épinette noire, le pin blanc, le pin gris, le bouleau et le sapin baumier, reflètent la composition des forêts holocènes du contrefort des Appalaches, au sud de Rimouski, telle que reconstituée par Richard et Larouche (1994). L'absence du pollen d'érable dans les sédiments du cône est probablement attribuable à la fois à sa faible productivité pollinique (Richard, 1977) et au petit nombre de grains comptés à chaque niveau (tabl. I) ;
- Au niveau des hors-total, les spectres sont largement dominés par les lycopodes. *L. annotinum* et *L. clavatum*, qui affectionnent les milieux secs (Rousseau, 1974), reflètent

probablement la composition du sous-bois dans le bassin-versant, alors que *L. selago*, en proportion croissante depuis 3700 BP, traduit sans doute, avec les sphaignes, l'existence d'un sous-bois plus humide sur le cône de déjection, dont le drainage est très lent ;

- L'augmentation de la proportion des herbes entre 0 et 25 cm de profondeur est attribuée aux déboisements anthropiques récents. Il serait toutefois erroné de conclure que cette tranche de 25 cm d'épaisseur riche en pollen herbacé correspond à la sédimentation de la période historique car la surface du cône a déjà été labourée, et cette tranche de 25 cm correspond justement à la profondeur des labours.

CHRONOLOGIE AU <sup>14</sup>C

L'unité grossière à la base ne contient aucun reste organique datable. Aussi, l'encadrement chronologique absolu ne concerne que l'unité silto-sableuse sommitale. Quatre échantillons de matière organique récoltés à diverses profondeurs dans cette unité ont livré les âges au <sup>14</sup>C suivants (fig. 8) :

- Coupe n° 8 : 7205 ± 100 BP (UQ-968) sur des fragments de bois disséminés entre 100 et 110 cm de profondeur. Cet échantillon recueilli à la base de l'unité 2 fournit un âge minimal pour le début de la sédimentation silto-sableuse.



TABLEAU I  
 Résultats des analyses polliniques  
 (nombre de grains comptés par espèce et par niveau)

Profondeurs (cm)	Unité 2									Unité 1	
	0	10	25	40	55	70	85	100	110	130	160
<b>ARBRES</b>											
<i>Abies balsamea</i>	26	7	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Betula</i>	35	9	2	3	7	7	1	4	10	0	1
<i>Picea</i> (indif.)	13	0	1	1	0	1	0	1	0	0	0
<i>Picea</i> type ( <i>glauca</i> )	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Picea</i> type ( <i>mariana</i> )	81	21	4	0	0	13	2	4	0	0	0
<i>Pinus</i> (indif.)	28	15	2	13	9	5	6	2	1	0	1
<i>Pinus strobus</i>	12	9	0	0	1	0	1	1	0	0	0
<i>Pinus divaricata</i>	27	13	1	2	3	7	0	1	0	0	0
<i>Tsuga canadensis</i>	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Fagus grandifolia</i>	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quercus</i>		1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Carya ovata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Fraxinus penn.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<b>ARBUSTES</b>											
<i>Alnus</i> type ( <i>crispa</i> )	4	0	0	0	4	1	0	0	0	0	0
<i>Alnus</i> type ( <i>rugosa</i> )	13	2	0	1	6	0	0	1	0	0	0
<i>Comus stolonifera</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ericaceae	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<b>HERBES</b>											
Cyperaceae	3	0	0	0	3	1	0	1	0	0	1
<i>Artemisia</i>	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Ambrosia</i>	5	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0
Tubuliflorae	8	5	11	2	0	1	0	0	1	0	1
Liguliflorae	92	18	12	0	0	3	0	0	0	0	1
Chenopodiaceae	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gramineae	47	11	0	1	7	4	0	2	1	0	2
<i>Plantago</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Leguminosae	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cruciferae	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rosaceae	3	5	0	0	0	0	0	0	1	1	2
Onagraceae	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ranunculaceae	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Impatiens capensis</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Thalictrum</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
<b>HORS-TOTAL</b>											
<i>Arcella artocrea</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Assulina muscorum</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lycopodium</i> type ( <i>annotinum</i> )	241	369	37	187	601	191	364	824	25	0	2
<i>Lycopodium</i> type ( <i>clavatum</i> )	356	344	107	429	469	112	250	562	3	0	0
<i>Lycopodium</i> type ( <i>selago</i> )	3790	8364	478	385	1393	63	36	61	2	0	9
<i>Sphagnum</i> spp.	34	49	0	55	0	1	0	11	3	0	0
Spore monodèle	746	861	45	7469	1555	264	335	256	12	0	4
Spore trilèle	1	0	0	0	0	1	0	4	2	0	0
<i>Osmunda cinnamomea</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Typha latifolia</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pediastrum bor. long.</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<b>SYNTHÈSE</b>											
Pollen arbre	230	75	10	18	20	34	10	14	13	0	2
Pollen arbuste	18	2	0	1	11	2	0	1	0	0	0
Pollen arbre	165	43	23	3	11	10	2	3	4	0	7
Indéterminés	12	3	0	0	2	0	1	0	0	0	0
Hors-total	5174	9987	667	8525	4018	632	985	1718	47	0	15
Somme pollinique	425	123	33	23	44	45	13	19	17	1	9
Conc. pollinique	1886	198	44	35	69	69	21	28	51	1	15
Conc. sporopollinique	24844	16271	927	12960	6386	1039	1624	2514	194	1	40

- Coupe n° 8 :  $3700 \pm 150$  BP (Beta-27010) sur un lit de matière organique bien décomposée situé entre 72 et 75 cm de profondeur.
- Coupe n° 5 :  $1750 \pm 60$  BP (Beta-17618) sur un lit de matière organique affleurant entre 27 et 30 cm de profondeur.
- Coupe n° 6 :  $880 \pm 60$  BP (Beta-17617) sur un lit de matière organique situé entre 41 et 44 cm de profondeur. Ce lit en forme de berceau correspond au comblement d'un chenal.

Bien que provenant de coupes différentes, on note une bonne correspondance entre les âges au  $^{14}\text{C}$  obtenus et la profondeur des échantillons datés (fig. 9).

#### VITESSE DE LA SÉDIMENTATION SUR LE CÔNE ET DE L'ABLATION DANS LE BASSIN

D'après le contexte paléogéographique, l'unité grossière à la base du cône se serait accumulée en 4000 ans environ, c'est-à-dire entre l'émergence du site, vers 11 000 ans BP (Hétu, 1994), et un peu plus de 7200 ans BP (fig. 8 : UQ-968). Cette unité recèle, à elle seule, 60 % des sédiments contenus dans le cône, soit  $3\,660\text{ m}^3$ . Ces sédiments équivalent, au niveau du bassin-versant, à une ablation de l'ordre  $0,0063\text{ mm/an}$  ( $= 6,3\text{ B}$ ), et, sur le cône, à un taux de sédimentation moyen de  $0,23\text{ mm.an}^{-1}$  (épaisseur moyenne de l'unité :  $930\text{ mm} \div 4000\text{ ans}$ ).

D'après la datation UQ-968, l'unité silto-sableuse sommitale, dont le volume est estimé à  $2\,440\text{ m}^3$ , se serait mise en place en un peu plus de 7200 ans. Durant cette phase, qui embrasse la majeure partie de l'Holocène, le taux de sédimentation sur le cône descend à  $0,09\text{ mm.an}^{-1}$  (épaisseur moyenne de l'unité :  $660\text{ mm} \div 7200\text{ ans}$ ), tandis que la vitesse d'ablation dans le bassin-versant, de l'ordre de

$0,0023\text{ mm/an}$  ( $= 2,3\text{ B}$ ), est elle aussi divisée par trois. Il semble, d'après la répartition des dates en profondeur (fig. 9), que le taux de sédimentation sur le cône soit demeuré à peu près constant depuis 7200 ans BP.

### INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

#### L'ÉVOLUTION POSTGLACIAIRE DU RÉGIME HYDROSÉDIMENTAIRE

Étant donné leur grande étendue, les deux unités observées ne peuvent être interprétées en termes de variations latérales de faciès. Elles renvoient nécessairement à deux régimes hydrosédimentaires distincts.

L'unité basale, constituée d'alluvions grossières à faible indice d'éroussé (fig. 5, 6 et 7), suppose des transferts détritiques abondants et des temps de transit relativement courts. Cette grande mobilité de la fraction grossière, tant sur les versants que dans les talwegs, laisse supposer un couvert végétal discontinu, interprétation appuyée par les données polliniques qui enregistrent des milieux ouverts jusqu'à 6500 BP environ (Richard et Larouche, 1994). Sans l'ombre portée par la voûte forestière, les débits de pointe générés par la fonte des neiges, plus rapide dans les zones dégagées, étaient sans doute plus élevés que de nos jours. D'autre part, au Dryas récent, la présence du pergélisol contribuait probablement elle aussi à accroître l'intensité du ruissellement superficiel (Rowlands et Shotton, 1971 ; Sissons et Cornish, 1983 ; Ballantyne et Harris, 1994). Enfin, dans ce paysage comportant de nombreuses ouvertures, d'autres processus tels les slushflows ont pu contribuer à l'évacuation rapide des débris grossiers vers le cône. Avec sa pente moyenne de  $9^\circ$  et ses deux ravins probablement remplis de neige soufflée au moment de la fonte printanière, ce petit bassin à exposition sud répond en effet à toutes les caractéristiques des bassins à slushflows (Nyberg, 1985). Les temps de transit étant relativement courts, l'éroussé des cailloux n'a pas le temps d'évoluer (fig. 6). Quant à l'indice d'aplatissement, plus élevé dans cette unité (fig. 6), il témoigne probablement d'une gélifraction plus efficace à cette époque. Cette hypothèse cadre parfaitement avec le contexte paléogéographique de l'époque : 1) Dans les paysages ouverts à topographie irrégulière, la neige, balayée par le vent, est inégalement répartie ; on observe tout au long de l'hiver des plages de sol nu où l'action du gel peut s'exercer directement. 2) On enregistre entre la déglaciation et 8 ka BP au moins deux coups de froid majeurs, soit au Dryas récent, au cours duquel le climat est suffisamment rigoureux pour permettre le développement d'un pergélisol à coins de glace (Hétu, 1994), et entre 8800 et 8200 ans BP, intervalle qui se signale par un renversement du processus d'afforestation (Richard et Larouche, 1994). Ces coups de froid ont probablement accentué les effets de la gélifraction.

La mise en place de l'unité supérieure, en un peu plus de 7200 ans, marque une transition radicale. La sédimentation, riche en débris organiques, devient essentiellement silto-sableuse (fig. 5). La transition vers ce régime hydrosédimentaire s'est opérée assez rapidement d'après les coupes (fig. 7), sans doute à la faveur d'une densification marquée du couvert

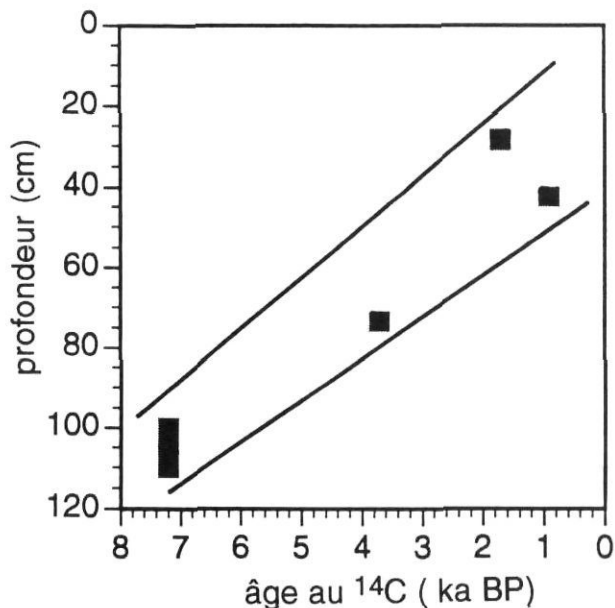


FIGURE 9. Répartition des datations au  $^{14}\text{C}$  en fonction de la profondeur (unité supérieure).

Age/depth curve deriving from  $^{14}\text{C}$  dating performed into the upper unit.

forestier à l'échelle du bassin-versant peu avant 7200 ans BP, interprétation corroborée par les données polliniques (Richard et Larouche, 1994). En milieu forestier, le sol étant retenu à la fois par les racines et la litière, la contribution des versants en débris grossiers diminue radicalement. D'autre part, avec l'établissement de la forêt, les débits de pointe ont probablement été considérablement réduits (Wicherek, 1988 ; Francis et Thornes, 1990). Le ruissellement, plus faible, ne transporte plus que des éléments fins mélangés à des débris végétaux, incluant du pollen, dont les spectres évoquent un paysage forestier semblable à l'actuel. Des racines, des arbres renversés et des débris végétaux divers encombrant désormais le lit des torrents, piégeant la charge grossière, d'ailleurs moins abondante du fait de la stabilisation des pentes. Les temps de transit, devenus plus longs, favorisent le développement *in situ* d'un émousé plus poussé, acquis pour l'essentiel dans les cuvettes tourbillonnaires. Dans ce milieu, les éléments grossiers, moins mobiles, apparaissent dans les coupes sous forme de lentilles isolées. Ces lentilles, assez rares au total, se sont probablement déposées lors d'événements ponctuels de forte intensité, vraisemblablement durant les pluies torrentielles, les seules capables d'engendrer des débits assez puissants pour remobiliser les cailloux piégés dans les cuvettes tourbillonnaires. Bref, avec le début de la sédimentation fine, on assiste à l'instauration du régime hydrosédimentaire actuel, entièrement sous la dépendance de la forêt. En permettant une meilleure répartition de la neige dans le bassin-versant, la forêt a également réduit l'effet de la gélifraction, ce qui se traduit par des indices d'aplatissement plus faibles aussi bien dans les talwegs actuels que dans les lentilles de galets isolées (fig. 6). Ainsi, dans le cadre de cette étude, la forme des galets constitue-t-elle un excellent marqueur de l'évolution des conditions paléohydrologiques, comme l'avaient déjà pressenti Tricart et Schaffer (1950). Ces résultats montrent que les méthodes simples, souvent délaissées, ont encore leur place à l'ère de l'ordinateur.

#### SIGNIFICATION PALÉOCLIMATIQUE

Le passage de la sédimentation grossière à la sédimentation fine peu avant 7200 ans BP coïncide avec la fermeture définitive du couvert forestier à l'échelle régionale (Richard et Larouche, 1994). Or, cette transition n'est pas propre à la région bas-laurentienne ; elle s'inscrit dans le cadre d'une importante période charnière mise en évidence dans tout le Québec méridional. En Gaspésie septentrionale, où Marcoux et Richard (1995) rapportent là aussi une afforestation extrêmement lente, la densification définitive du couvert forestier survient vers 7250 ans BP. La lenteur du processus d'afforestation est attribuée à deux ensembles de causes : 1) le contexte paléogéographique de l'époque qui juxtapose un estuaire dont les eaux restent très froides jusqu'à 10 000 ans BP environ (de Vernal *et al.* 1993) et l'Inlandsis laurentidien dont la marge sud reste très proche de la rive nord de l'estuaire jusqu'à 8000 ans BP environ (King, 1985). L'influence conjuguée de ces deux « sources » de froid aurait contribué à étirer la période d'afforestation (Marcoux et Richard, 1995). 2) À cette ambiance froide se surimposent les effets de deux périodes de détérioration climatique, d'abord le refroidissement du Dryas récent entre

10 700 et 10 400 ans BP, puis un second refroidissement entre 8650 et 7250 ans BP qui est venu interrompre le processus d'afforestation amorcé entre 9300 et 9000 ans BP suivant les secteurs (Richard et Larouche, 1994 ; Marcoux et Larouche, 1995). Selon Filion (1987), l'établissement des conditions climatiques tempérées qui caractérisent l'Holocène forestier après 7500 ans BP coïnciderait avec la déglaciation complète de la mer d'Hudson peu avant 7500 ans BP, phénomène qui aurait modifié la circulation atmosphérique le long de la vallée du Saint-Laurent. C'est du moins ce qu'indique l'étude des dunes paraboliques fossiles des basses du Saint-Laurent entre Trois-Rivières, Drummondville et Québec. Selon Filion (1987), ces dunes, actives entre 10 000 et 7500 ans BP, ont été construites par des vents catabatiques soufflant vers le sud-ouest en provenance d'une cellule anticyclonique fixée sur l'inlandsis. La désintégration de l'inlandsis en petites calottes résiduelles et surtout l'ouverture de la mer d'Hudson peu avant 7500 ans BP auraient permis l'établissement de la circulation cyclonique actuelle. Désormais débarrassées de l'influence des vents catabatiques, les forêts de l'axe laurentien se sont définitivement fermées, entraînant la fixation des dunes du secteur Drummondville-Québec (Filion, 1987). Le début de la sédimentation limoneuse sur le cône de déjection de la vallée de la Neigette témoigne probablement lui aussi de ces changements climatiques et écologiques majeurs qui ont touché la vallée du Saint-Laurent entre 8000 et 7000 ans BP.

En terminant, l'augmentation de *L. selago* après 3700 ans BP a également retenu notre attention. Elle pourrait correspondre à une humidification récente du climat (Marcoux et Richard, 1995), d'ailleurs clairement enregistrée dans les séquences polliniques lacustres du Bas-Saint-Laurent par la multiplication, depuis 3600 ans BP environ, des cédrières tourbeuses, très abondantes dans la région (Richard *et al.*, 1992). Mais, à l'échelle locale, il pourrait s'agir d'une réaction liée à l'augmentation de l'épaisseur de l'unité silto-sableuse, peu perméable et dont le drainage est très lent.

Il faudra bien sûr étudier d'autres cônes de déjection afin de mieux cerner, par delà les phénomènes locaux, les véritables tendances régionales, mais déjà l'intérêt paléogéographique des petits cônes de déjection est démontré.

#### SENSIBILITÉ DES PETITS BASSINS-VERSANTS

Il semble en effet, à la lumière de cette étude de cas, que les petits bassins soient très sensibles aux changements paléoenvironnementaux survenus à la charnière Pléistocène-Holocène, comme l'avaient d'ailleurs démontré les travaux effectués en Grande-Bretagne où l'étude de petits cônes de déjection révèle une évolution similaire à celle mise en évidence près de Rimouski (Rowlands et Shotton, 1971 ; Sissons, 1979 ; Sissons et Cornish, 1983 ; Ballantyne et Harris, 1994). La sédimentation limono-argileuse à lits de tourbe de l'Interstade de Windermere ( $\approx$ Allerød) est relayée, durant le Stade de Loch Lomond (Dryas récent), par des graviers anguleux dont la mise en place est attribuée à des crues printanières sur pergélisol, remaniant des colluvions grossières dont le renouvellement rapide était assuré par l'intense cryoclastie et la gélifluxion qui caractérisaient alors la

dynamique des versants (Boardman, 1985 ; Ballantyne et Harris, 1994). L'Holocène forestier se signale par le retour à une sédimentation essentiellement limono-argileuse riche en matière organique qui commence, dans le Shropshire, peu avant 8100 ans BP (Rowlands et Shotton, 1971). Là aussi, les galets des alluvions périglaciaires, peu émoussés, présentent un aplatissement plus élevé qu'en milieu tempéré, phénomène classique signalé ailleurs à maintes reprises (Cailleux et Tricart, 1959 ; Moissenet, 1984).

#### LA VITESSE DE L'ABLATION DANS LE BASSIN-VERSANT

##### Analyse critique des taux calculés

Les résultats obtenus concernant la vitesse de l'ablation au niveau du bassin-versant doivent être nuancés en tenant compte des remarques suivantes :

- Le taux calculé pour la période forestière (2,3 B), qui commence peu avant 7200 ans BP, paraît relativement fiable dans la mesure où il repose sur quatre datations au <sup>14</sup>C dans l'ensemble assez cohérentes entre elles (fig. 9).
- Le taux calculé pour la période pré-forestière, soit 6,3 B, est, lui, plus hypothétique. Il repose sur trois postulats : (a) la date d'émergence de la plaine d'argile sous-jacente au cône de déjection est bien 11 000 ans BP. En réalité, elle pourrait remonter à 11 500 ans BP, ce qui ramènerait le taux calculé à 5,5 B ; (b) la construction du cône a commencé dès l'émergence du site ; (c) la vitesse de l'ablation a été constante pendant les 4000 ans attribués à la période d'accumulation. Or, rien ne le prouve. Elle aurait pu être beaucoup plus élevée à certains moments en fonction notamment des changements climatiques du Tardiglaciaire

et de l'Holocène inférieur (Hétu, 1994 ; Richard et Larouche, 1994).

- Les taux d'ablation calculés doivent être considérés comme des valeurs minimales car ils ne tiennent pas compte des matières solides et dissoutes qui ont pu être évacuées hors du cône. Mais les pertes de sédiments sont probablement, elles, assez limitées étant donné que le cône vient s'appuyer contre une barre rocheuse.
- Enfin, une bonne partie de l'ablation au niveau du bassin-versant est probablement reliée au creusement des deux ravins qui alimentent le cône.

##### Comparaison avec les études antérieures

Le tableau II présente, pour fin de comparaison, la vitesse de l'ablation sur des parcelles expérimentales, des versants et des bassins-versants de la zone tempérée. À ces données, on peut ajouter les résultats d'une trentaine d'études compilées par Saunders et Young (1983) et dont la moyenne - en excluant une valeur extrême de 1016 B - est de 50 B (75 B si l'on tient compte de la valeur extrême). Sur ces 30 cas, 20 découlent de l'estimation du volume de sédiments évacués par les cours d'eau ou accumulés dans des pièges sédimentaires (lacs, réservoirs). Les résultats de ces études effectuées avec des méthodes différentes, sur des durées très variables, dans des régions qui diffèrent à la fois par le relief, la nature du substrat, la végétation, le climat et les aménagements, sont difficiles à comparer. Quelques tendances s'en dégagent toutefois : (1) Les études réalisées sur parcelles expérimentales donnent des valeurs assez basses parce qu'elles ne tiennent pas compte de la contribution des berges qui fournissent bien souvent l'essentiel des sédiments

TABLEAU II

Vitesse de l'ablation aréolaire en zone tempérée

Localisation	Climat	Lithologies	Pente	Ablation (B)	Durée	Méthodes	Source
<i>A) Données sur période courte avec instrumentation :</i>							
Québec	TCF	r. séd.	6-15°	1,0-6,0	-	1	Clément (1990)
France (NE)	TM	séd. meubles	9°	14,9	10 ans	1	Wicherek (1988)
Luxembourg	TM	r. séd.	-	5	1 an	3	Van Zon (1978)
Luxembourg	TM	r. séd.	variable	0,01-0,51	1 an	2	Van Zon (1978)
Luxembourg	TM	r. séd.	4°	0,3-0,5	-		Vis (1982) cité par Poeteray <i>et al.</i> (1984)
<i>B) Données sur de longues périodes (méthodes « géologiques ») :</i>							
Luxembourg	TM	r. séd.	1,5-2°	12-13	100-1200 AJC		Poeteray <i>et al.</i> (1984)
USA (Washington)	TM	r. séd.	36-40°	13-52	postglaciaire	4	Reneau <i>et al.</i> (1989)
USA (Californie)	TC	variées	4-16°	50-100	13 500 ans	4	Dietrich et Dorn (1984)
Mont-St-Hilaire	TCF	r. ignées	5°	13	postglaciaire	4	Pearce et Elson (1973)
Mont-St-Hilaire	TCF	r. ignées	21°	18	postglaciaire	4	Pearce et Elson (1973)
Rimouski	TCF	r. séd.	-	6,3	av. 7200 BP	3	cette étude
Rimouski	TCF	r. séd.	-	2,3	depuis 7200 BP	3	cette étude

\* Vitesse de l'ablation aréolaire exprimée en unités Bubnoff (B) ; 1B = 1 mm/millénaire

Climats : TCF ; tempéré continental à hiver froid ; TC : tempéré chaud ; TM : tempéré maritime.

Méthodes : 1 : parcelles expérimentales ; 2 : trappes à sédiments ; 3 : volume de sédiments exporté hors d'un petit bassin-versant ; 4 : volume de colluvions au bas des pentes et dans des dépressions.



exportés par les cours d'eau (Carson *et al.*, 1973). (2) La plupart des études rapportées par Saunders et Young (1983), effectuées en Europe, intègrent l'influence anthropique, ce qui explique les valeurs relativement élevées qui en découlent. (3) Les vitesses d'ablation à long terme, estimées à partir de méthodes géologiques (datations au  $^{14}\text{C}$ , stratigraphie, etc.), donnent des chiffres plus élevés qu'en parcelles expérimentales (tabl. II), probablement parce qu'ils intègrent à la fois les phénomènes chroniques de forte intensité (ex. : pluie séculaire) et les effets des changements climatiques (Orme, 1989). À titre d'exemple, ceux publiés par Pearce et Elson (1973) au mont Saint-Hilaire (13-18 B) couvrent tout le Postglaciaire (déglaçage vers 12 600 ans BP), incluant la période pré-forestière. Or, au Tardiglaciaire, le climat du sud du Québec était de type périglaciaire avec pergélisol et coins de glace pérennes (Dionne, 1975 ; Gangloff, 1981). À cette époque, l'ablation sur les versants était vraisemblablement beaucoup plus rapide que par la suite. Les colluvions observées par Pearce et Elson (1973), et dont le volume estimé est rapporté à l'ensemble du Postglaciaire, ont pu en réalité s'accumuler au pied des versants en un temps relativement court, avant même que les forêts holocènes ne stabilisent les pentes. À titre de comparaison, la vitesse de l'ablation dans un petit bassin-versant du nord de l'Écosse durant le Stade de Loch Lomond était de l'ordre de 58 B (Boardman, 1985).

Ces nuances rendent les comparaisons délicates. Il est quand même intéressant de souligner que les résultats obtenus par Clément (1990) sur des parcelles expérimentales de la région de Sherbrooke, dans un milieu comparable à celui du Bas-Saint-Laurent, sont du même ordre de grandeur que nos propres résultats.

## CONCLUSION

Le régime hydrosédimentaire du petit bassin étudié a changé radicalement peu avant 7200 ans BP, passant d'un sédimentation gravelo-sableuse grossièrement stratifiée à une sédimentation silto-sableuse riche en matière organique qui s'est poursuivie jusqu'à nos jours. Cette transition s'accompagne d'une diminution marquée de la vitesse de l'ablation à l'échelle du bassin-versant qui est passée de 6,3 à 2,3 B. Cette transition correspond dans le temps à la fermeture définitive du couvert forestier à l'échelle régionale. On pourrait y voir une simple coïncidence. Nous pensons au contraire que les deux phénomènes sont liés, comme l'indiquent nos observations sur le régime hydrosédimentaire actuel : dans le contexte forestier actuel, les débits sont trop faibles pour permettre l'évacuation de la charge grossière dont la progression est freinée par les débris végétaux et les racines qui encombrant les talwegs. D'après ces observations, l'évolution postglaciaire du régime hydrosédimentaire des petits bassins semblables à celui étudié ici serait directement reliée, du moins dans ses grandes lignes, à l'évolution du contexte écologique régional, c'est-à-dire essentiellement à l'histoire de la forêt. Bien entendu, d'autres facteurs doivent également être pris en considération, tels les incendies et l'effet des pluies torrentielles dont la fréquence a pu varier au cours de l'Holocène (Orme, 1989). D'ailleurs les fortes pluies expliquent probablement la présence des lentilles de cailloux isolées

dans l'unité silto-sableuse sommitale. Ainsi, les petits bassins semblent très sensibles aux facteurs de leur environnement, à la fois aux tendances à long terme comme aux phénomènes plus ponctuels, lesquels, pris globalement, sont souvent eux-mêmes annonciateurs de changements climatiques (Grove, 1972 ; Orme, 1989).

D'autres cônes de déjection devront être étudiés avant que les grandes étapes de l'évolution paléohydrologique postglaciaire du Québec méridional ne soient précisées. Mais déjà, à cet égard, l'intérêt des petits bassins semble clairement établi.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement le professeur P. J. H. Richard pour son aide à l'interprétation des données polliniques. Les déterminations polliniques ont été effectuées par M<sup>me</sup> Nicole Morasse et l'identification des macro-restes végétaux par M. Alayn Larouche du laboratoire Jacques-Rousseau du Département de géographie de l'Université de Montréal. Plusieurs étudiants en géographie à l'UQAR ont participé aux relevés de terrain ainsi qu'aux analyses de laboratoire : Robert Baronet, François Berthiaume, Diane D'Astou, Suzanne Isabel, Jean Langelier, Camil Langlois et Jean Morissette. Les figures ont été mises au propre par Suzanne Gagnon, Agathe Roy et Serge Vézina. Enfin les auteurs remercient les lecteurs critiques, MM. Jean-Marie Dubois et Christian Bégin, ainsi que la rédaction, M. Michel Allard et M<sup>me</sup> Nicole Carette, pour leur contribution à l'amélioration du manuscrit. Cette recherche a été financée par le Fonds institutionnel de recherche de l'UQAR et par le CRSNG.

## RÉFÉRENCES

- Ballantyne, C. K. et Harris, C., 1994. *The Periglacial of Great Britain*. Cambridge University Press, 330 p.
- Boardman, J., 1985. The Northeastern Lake District : Periglacial slope deposits, p. 23-37. *In* J. Boardman, édit., *Field Guide to the Periglacial Landforms of Northern England*. Quaternary Research Association.
- Bull, W. W., 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press, 326 p.
- Burrin, P. J. et Jones, D. K., 1991. Environmental processes and fluvial responses in a small temperate zone catchment : A case study of the Sussex Ouse Valley, Southwest England, p. 217-252. *In* L. Starkel, K. J. Gregory et J. B. Thornes, édit., *Temperate palaeohydrology*. John Wiley & Sons, 548 p.
- Cailleux, A. et Tricart, J., 1959. *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de documentation universitaire, Paris.
- Carson, M. A., Taylor, C. H. et Grey, B. J., 1973. Sediment production in a small Appalachian watershed during spring runoff : The Eaton River Basin, 1970-1971. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10 : 1707-1734.
- Church, M. et Ryder, J. M., 1972. Paraglacial sedimentation : A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83 : 3059-3067.
- Clément, P., 1990. Évolution géomorphologique d'un secteur nord-appalachien (Québec, Canada) : approche dynamique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34(3) : 283-299.
- de Vernal, A., Guiot, J. et Turon, J.-L., 1993. Late and postglacial paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence : Marine and terrestrial palynological evidence. *Géographie physique et Quaternaire*, 47 : 167-180.

- Dietrich, W. E. et Dorn, R., 1984. Significance of thick deposits of colluvium on hillslopes: A case study involving the use of pollen analysis in the coastal mountains of North California. *Journal of Geology*, 92 : 147-158.
- Dionne, J.-C., 1975. Paleoclimatic significance of Late Pleistocene ice-wedge casts in southern Quebec, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 17 : 65-76.
- Environnement Canada, 1984. Données des stations principales. Rapport PSD/DSP-86, station de Mont-Joli.
- Filion, L., 1987. Holocene development of parabolic dunes in the Central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28 : 196-209.
- Francis, C. F. et Thornes, J. B., 1990. Runoff hydrographs from three mediterranean vegetation cover types, p. 363-384. In J. B. Thornes, éd., *Vegetation and Erosion. Processes and Environment*, John Wiley & Sons, 518 p.
- Gangloff, P., 1981. Signification paléoclimatique des formes périglaciaires reliques du Québec méridional. *Biuletyn Peryglacjalny*, 28 : 187-196.
- Grove, J. M., 1972. The incidence of landslides, avalanches and floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 4(2) : 131-138.
- Héту, B., 1994. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec. In *Il y a 8000 ans à Rimouski. Paléocécologie et archéologie d'un site de la culture Plano*. Paléo-Québec, 22 : 4-48.
- Héту, B. et Gray, J. T., 1980. Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2) : 187-208.
- King, G. A., 1985. A standard method for evaluating radiocarbon dates of local deglaciation: Application to the deglaciation history of southern Labrador and adjacent Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(2) : 163-182.
- Marcoux, N. et Richard, P. J. H., 1995. Végétation et fluctuations climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 : 79-96.
- Moissenet, É., 1984. Observations préliminaires sur les piémonts intérieurs des monts ibériques dans la région de Teruel, p. 187-208. In *Montagnes et Piémonts, N° spécial de la Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Travaux I.
- Mukherji, K. K., 1972. Preliminary report on the Sainte-Blandine (west and east) area, Rimouski-Matapédia County, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-196, 15 p. et 2 cartes.
- Nyberg, R., 1985. Debris flows and slush avalanches in Northern Swedish Lappland. Thèse de Ph. D., Université de Lund.
- O'Hara, S. L. et Campbell, I. A., 1993. Holocene geomorphology and stratigraphy of the lower Falcon valley, Dinosaur Provincial Park, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1846-1852.
- Orme, A. R., 1989. The nature and rate of alluvial fan aggradation in a humid temperate environment. *Physical Geography*, 10 : 131-146.
- Paecock, J. D., 1986. Alluvial fans and an outwash fan in Upper Glen Roy, Lochaber. *Scottish Journal of Geology*, 22 : 347-366.
- Pearce, A. J. et Elson, J. A., 1973. Postglacial rates of denudation by soil movement, free face retreat, and fluvial erosion, Mont St. Hilaire, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10 : 91-101.
- Poeteray, F. A., Riezobos, P. A. et Slotboom, T., 1984. Rates of subatlantic surface lowering calculated from mardel-trapped material (Gutland, Luxembourg). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28 (4) : 467-481.
- Provansal, M. et Morhange, C., 1994. Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse-Provence depuis 5000 ans. *Quaternaire*, 5 (3-4) : 113-118.
- Renau, S. L., Dietrich, W. E., Rubin, M., Donahue, D. J. et Jull, A. J. T., 1989. Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. *Journal of Geology*, 97 : 45-63.
- Richard, P. J. H., 1977. Histoire postwisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique. Service de la recherche, Direction générale des forêts, ministère des Terres et Forêts du Québec, publications et rapports divers, 2 tomes, 312 et 142 p.
- Richard, P. J. H. et Larouche, A. C., 1994. Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec. Il y a 8000 ans à Rimouski. *Paléocécologie et archéologie d'un site de la culture Plano*. Paléo-Québec, 22 : 49-89.
- Richard, P. J. H., Larouche, A. C. et Lortie, G., 1992. Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (2) : 151-172.
- Roed, M. A. et Wasyluk, D. G., 1973. Age of inactive alluvial fans - Bow River Valley, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10 : 1834-1840.
- Romanovskij, N. N., 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. *Biuletyn Periglacjalny*, 23 : 237-277.
- Rousseau, C., 1974. Géographie floristique du Québec-Labrador. Les Presses de l'Université Laval, Travaux et Documents du Centre d'études nordiques 7, 799 p.
- Rowlands, P. H. et Shotton, F. W., 1971. Pleistocene deposits of Church Stretton (Shropshire) and its neighbourhood. *Journal of Geological Society of London*, 127(6) : 599-622.
- Ryder, J. M., 1971. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 : 279-298.
- Saunders, I. et Young, A., 1983. Rates of surface processes on slopes, slopes retreat and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8 : 473-501.
- Sissons, J. B., 1979. The Loch Lomond Stadial in the British Isles. *Nature*, 280 : 199-203.
- Sissons, J. B. et Cornish, R., 1983. Fluvial landforms associated with ice-dammed lake drainage in upper Glen Roy, Scotland. *Proceedings of the Geologist's Association*, 94 : 45-52.
- Starkel, L., Gregory, K. J. et Thornes, J. B., éd., 1991. *Temperate palaeohydrology*. John Wiley & Sons, 548 p.
- Tricart, J. et Schaffer, R., 1950. L'indice d'éroulé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 1 : 151-179.
- Van Zon, H. J. M., 1978. Litter transport as a geomorphic process (a case study in the Grand-Duchy of Luxembourg). *Fysisch-Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam*, n° 26, 133 p.
- Vis, M. 1982. Een erosie studie in de stroomgebieden van de Keiwelsbaach en de Mosergriecht. Thèse de Maîtrise, Université d'Amsterdam.
- Wicherek, S., 1988. Les relations entre le couvert végétal et l'érosion en climat tempéré de plaines. Ex : Cessières (Aisne, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32 (3) : 339-350.