

Article

« Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec »

Bernard Hétu

Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, n° 2, 1990, p. 199-215.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032818ar>

DOI: 10.7202/032818ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

ÉVOLUTION RÉCENTE D'UN TALUS D'ÉBOULIS EN MILIEU FORESTIER, GASPÉSIE, QUÉBEC*

Bernard HÉTU, Département de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1

RÉSUMÉ Recouverts par la forêt dans leur partie inférieure, les talus d'éboulis des basses vallées gaspésiennes sont très dynamiques plus haut sur le versant, où la forêt est rapidement remplacée par des nappes de pierraille très mobiles. Des tranchées excavées dans les fronts forestiers sur les éboulis de la vallée de Mont-Saint-Pierre montrent que partout la forêt est en régression au profit des nappes de pierraille. L'analyse stratigraphique et dendrochronologique d'un éboulis représentatif a permis de reconstituer l'évolution d'un front forestier sur plus d'un siècle. Au XIX^e siècle, le front forestier était situé plus bas sur le versant, soit 10 à 15 m au moins derrière sa position actuelle (Petit Âge glaciaire?). Après une période d'expansion des forêts sur le versant, au début du XX^e siècle, au cours de laquelle le front forestier s'est déplacé vers le haut, au-delà de son tracé actuel, on enregistre un recul du front forestier, important, surtout à partir des années 1950-60. La forêt s'étiole; le sous-bois est peu à peu envahi par les blocs roulés et les paquets de débris transportés par les avalanches. Par endroits, l'épaisseur de pierraille accumulée dépasse les 75 cm. Les données stratigraphiques montrent que le recul récent du front forestier correspond à une augmentation de la fréquence des avalanches. Le site étudié enregistre au moins neuf avalanches chargées de débris depuis 1950-60, alors qu'il n'en recevait aucune au cours de la première moitié du XX^e siècle. Cette sédimentation en milieu forestier produit des faciès très originaux où alternent les nappes de blocs roulés, accumulées durant les périodes d'expansion du couvert forestier, et les couches de pierraille plus fine déposées par les avalanches lors de la dégradation des fronts forestiers. Les oscillations du front forestier sont difficiles à interpréter à partir d'un seul site. Il pourrait s'agir d'un phénomène local, déclenché par des feux de forêt ou les déboisements anthropiques, mais elles pourraient correspondre aussi à une tendance régionale influencée par l'évolution récente du climat.

ABSTRACT *Fluctuation of the forest margin on a scree slope, Gaspésie, Québec.* Covered by forest in their lower part, scree slopes of northern Gaspésie are quite dynamic higher up where the forest is quickly replaced by a blanket of highly instable rock debris. Trenches, dug at the forest margin on screes in the Mont-Saint-Pierre Valley, indicate regression of the tree-line in most situations. The trees are replaced by tongues of loose rock debris which penetrate deeply within the forest. Stratigraphic and dendrochronological analyses of a typical scree has led to the reconstruction of forest margin displacements during the past 100 years. During the 19th century, the forest margin was located behind its actual position. After a period of forest expansion between 1900 and 1950-60, during which the forest margin shifted beyond its actual location, the forest front began to recede and reached its actual position recently (after ca. 1950). The forest regression is associated with an increase of sedimentation rates which in places exceeds 75 cm since 1950-60. Stratigraphic evidence indicates that a recent increase of snow avalanche frequency caused the forest margin shift. Since 1950-60 the study area has been the site of at least 9 debris-laden snow avalanches. This phase follows a period of very low snow avalanches activity between 1900 and 1950-60. Original sedimentary facies are associated with the forested scree slopes. During forest cover expansion, large rolled blocks accumulate. During forest regression finer debris, brought by snow avalanches, is deposited. There are two possible explanations for the observed pattern of forest front fluctuations. It could have been induced by the break-up of natural vegetation by man or fires. Alternatively the sequence of forest margin displacements could be related to climatic control on the frequency of snow avalanches. The history of forest front fluctuations on studied scree slope is tentatively correlated with recent climatic fluctuation in Subarctic Québec.

ZUSAMMENFASSUNG *Neuere Entwicklung einer Schutthalde an der Waldfront, Mont-Saint-Pierre-Tal, Gaspésie, Québec.* Die Schutthalden in den unteren Tälern der Gaspésie, die in ihrem unteren Teil bewaldet sind, sind sehr dynamisch weiter oben auf den Abhängen, wo der Wald rasch durch sehr mobile Geröllhalden ersetzt wurde. In die Waldfronten ausgeschachtete Einschnitte auf den Halden des Mont-Saint-Pierre-Tals zeigen, dass der Wald überall zugunsten der Geröllhalden zurücktritt. Die stratigraphische und dendrochronologische Analyse einer repräsentativen Schutthalde führte zur Rekonstruktion der Entwicklung einer Waldfront über einen Zeitraum von mehr als einem Jahrhundert. Im 19. Jahrhundert war die Waldfront tiefer auf dem Abhang gelegen, etwa 10 bis 15 m mindestens hinter ihrer jetzigen Position (kleine Glazialzeit?). Nach einer Periode der Ausdehnung der Wälder auf dem Abhang am Anfang des 20. Jahrhunderts, während der die Waldfront sich nach oben verlagert hat jenseits ihrer jetzigen Linie, stellt man ein Zurückgehen der Waldgrenze fest, das vor allem ab 1950-60 sehr bedeutend war. Der Wald verkümmert; das Unterholz wird nach und nach bedeckt durch heruntergerollte Blöcke und Ansammlungen von Trümmern, die durch Lawinen transportiert wurden. Am untersuchten Platz gab es seit 1950-60 mindestens 9 Lawinen, die Trümmer enthielten wohingegen es keine einzige während der ersten Hälfte des Jahrhunderts gab. Diese Sedimentierung im Waldmilieu führt zu sehr originellen Fazies in denen Flächen angerollter Blöcke, die sich während der Perioden der Waldausdehnung ansammelten mit den Schichten feineren Gerölls, die durch Lawinen während des Verfalls der Waldfronten angelagert wurden, alternieren. Die Schwankungen der Waldfront sind schwer von einem einzigen Platz aus zu interpretieren. Es könnte sich um ein örtliches Phänomen handeln, verursacht durch Waldbrände oder die anthropischen Entwaldungen, aber sie könnten auch einer regionalen Tendenz entsprechen, die durch die neuere Klimaentwicklung beeinflusst ist.

* Contribution du 6^e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, sous la direction de Bernard Héту
Manuscrit reçu le 19 avril 1989; manuscrit révisé accepté le 27 novembre 1989

INTRODUCTION

L'un des principaux obstacles à l'étude des processus sur les talus d'éboulis est leur pauvreté en repères chronologiques. Les méthodes couramment utilisées, comme la lichenométrie et l'étude des cernes d'altération, ont fait leur preuve, certes (Whitehouse et McSaveney, 1983; Rapp et Nyberg, 1985), mais elles ne sont pas sans problème et supposent de toute façon un calibrage à partir de surfaces d'âge connu, qui ne sont pas toujours présentes (Chinn, 1981; Innes, 1985). L'installation de repères artificiels permet de contourner le problème, mais en partie seulement. Ils fournissent des données fondamentales sur la vitesse et la fréquence des transferts de débris, mais sur des périodes très brèves, tout au plus une dizaine d'années dans les meilleurs cas (Rapp, 1960; Gardner, 1983; Luckman, 1988). Ces données livrent des informations très fragmentaires sur le régime sédimentaire global à long terme de l'éboulis, car elles n'intègrent pas toujours les événements chroniques de forte intensité comme les laves boueuses (*debris flows*) et les grosses avalanches de neige liquéfiée (*slush avalanches*). En effet, ces événements sont trop discontinus dans le temps pour que leur rôle morphosédimentologique puisse être précisé dans le cadre de mesures stationnelles de courte durée (Luckman, 1988).

Or, lorsqu'ils se produisent, ces processus chroniques de forte intensité ont souvent un impact morphosédimentologique déterminant, concentrant l'essentiel des transferts de débris en quelques événements seulement (Rapp, 1985; Rapp et Strömquist, 1976; Rapp et Nyberg, 1981; Larsson, 1982; Héту, 1987; Francou, 1987; Van Steijn *et al.*, 1988). Afin de mieux cerner les tendances à plus long terme, il est donc essentiel d'en préciser la fréquence, d'autant plus qu'elle a pu varier au cours des dernières décennies, parallèlement aux changements climatiques récents (Grove, 1972; Kotarba et Strömquist, 1984). Mais la réalisation de cet objectif repose sur l'utilisation de repères chronologiques à la fois précis et fiables.

En Gaspésie, les talus d'éboulis évoluent en contact avec la forêt, qui les recouvre partiellement dans le bas du versant. À plusieurs endroits, les arbres des bordures forestières sont en cours d'enfouissement, permettant l'utilisation de la dendrochronologie comme repère pour l'étude des transferts de débris. Les objectifs de cette recherche sont : 1) évaluer les taux de sédimentation dans les bordures forestières au bas de l'éboulis étudié; 2) identifier le (ou les) processus responsable(s) de la sédimentation, ainsi que les faciès produits; 3) déterminer la fréquence des transferts de débris en précisant les facteurs (changements climatiques ou écologiques) qui règlent le rythme et le type de sédimentation; 4) reconstituer l'évolution des bordures forestières au cours des dernières décennies (recul ou progression).

DESCRIPTION DU MILIEU

L'éboulis étudié est situé dans le nord de la Gaspésie, près du village de Mont-Saint-Pierre (fig. 1). Dans cette région, la température moyenne annuelle atteint 3°C. Les précipitations, bien réparties tout au long de l'année, correspondent à une

tranche d'eau de près de 1000 mm par an. L'hiver, la région reçoit 350 cm de neige, entre octobre et mai (Gagnon, 1970).

Le versant étudié présente une dénivellée totale de plus de 400 m. À elle seule, la paroi rocheuse au sommet de l'éboulis compte pour environ 140 m de dénivellée (fig. 2). La longueur totale de l'éboulis, mesurée du pied de la paroi au fond de la vallée, atteint 570 m. Seule la partie supérieure du talus d'éboulis est encore active, la forêt couvrant près de 70 % du versant (fig. 2). Dépassant les 40° près de la paroi, la pente du talus n'atteint plus que 32° à l'extrémité inférieure de la grande langue de débris, 330 m plus bas.

Formée essentiellement de schiste, de calcisiltite et de grauwaque finement lités (Enos, 1969), la paroi fournit surtout des plaquettes et des aiguilles de petites dimensions. Sur l'éboulis, la majorité des fragments a une largeur inférieure à 5 cm (Héту, 1987; Héту et Vandelac, 1989). On rencontre aussi quelques blocs cubiques de plus grandes dimensions qui proviennent des bancs de grauwaque les plus épais. Ils peuvent atteindre jusqu'à 100 cm de côté.

Le site étudié est situé à l'extrémité inférieure de la grande langue de débris (fig. 2). Il correspond à un petit bosquet de 120 m², presque entièrement détaché de la forêt adjacente (fig. 3). Trois mètres plus haut se trouve un petit buisson isolé dans la pierraille de l'éboulis, appelé « avant-poste » (fig. 3). Ce bosquet est bien représentatif de l'ensemble des bordures

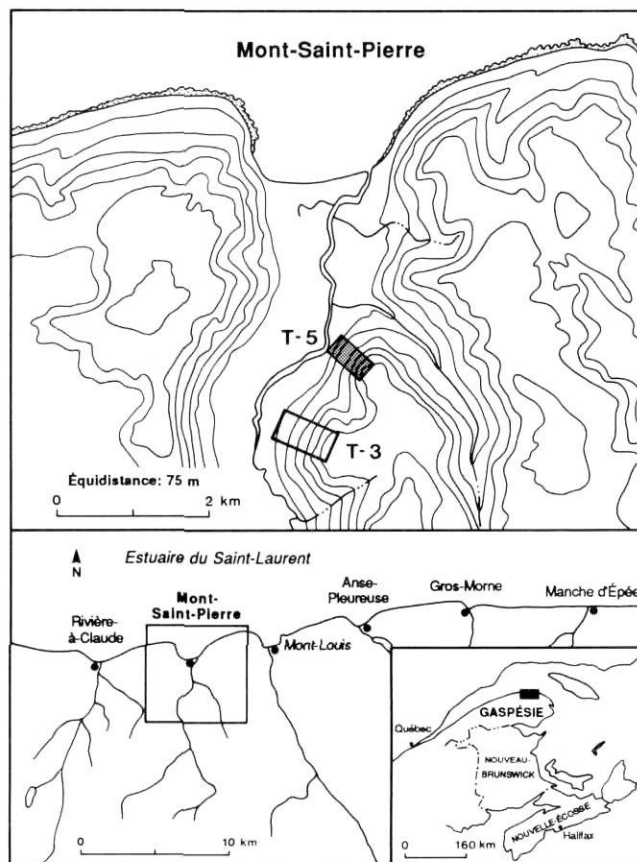


FIGURE 1. Localisation de l'éboulis à l'étude (éboulis T-5).
Location of the studied scree (scree T-5).



FIGURE 2. Vue générale de l'éboulis étudié. La paroi rocheuse (140 m de dénivelée) est disséquée par de profonds couloirs alimentant des langues de débris. Le site à l'étude est situé au bas de la grande langue de débris, qui fait 70 m de largeur et 330 m de longueur.

General view of the studied scree. Chute dissection of rock wall (140 m high) with associated debris tongues. The study site is located at the lower tip of the longest debris tongue, which is approximately 70 m wide and 330 m long.

forestières de la région. Le *Thuja occidentalis* forme le front forestier sur une largeur de 6 à 8 m selon les secteurs. Le sapin baumier (*Abies balsamea*) domine dans la partie inférieure du bosquet (fig. 4). À ces espèces s'ajoutent, disséminés dans le bosquet et l'avant-poste, le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), le bouleau blanc (*Betula papyrifera*) et l'érable rouge (*Acer rubrum*).

La végétation du bosquet est très abîmée. Arbres renversés, souvent déracinés, cimes et branches brisées sont la règle, comme partout ailleurs dans les fronts forestiers de la région (Hétu, 1987). Dans ces conditions, les arbres, même âgés (jusqu'à 90 ans), ne peuvent se développer en hauteur. Les plus vieux arbres du bosquet ont 4 m de hauteur au maximum, et les cimes actuelles correspondent en fait à des tiges de reprise apicale, remplaçant les tiges primaires brisées (Morin et Payette, 1976) et conférant aux arbres un profil en baïonnette (fig. 4).

Signalons aussi la présence sur les troncs d'arbre de très nombreuses cicatrices d'impact produites lors de collisions avec les blocs en transit sur l'éboulis. Sous la violence du choc, l'écorce est arrachée et même souvent une partie de l'aubier, laissant une blessure profonde qui mettra des années à se cicatriser (Alestalo, 1971; Burrows et Burrows, 1976; Shroder, 1980).

Enfin, on note dans le sous-bois du bosquet des quantités élevées de pierraille accumulée sur la litière, indiquant une importante sédimentation actuelle.

Ces débris envahissent peu à peu la forêt au bas de la grande langue de débris. Plusieurs indices indiquent un recul de la forêt au profit de l'éboulis :

1) D'abord, il n'y a aucune végétation de transition entre la forêt et l'éboulis actif : les arbres du front forestier s'enracinent directement dans la pierraille de l'éboulis.

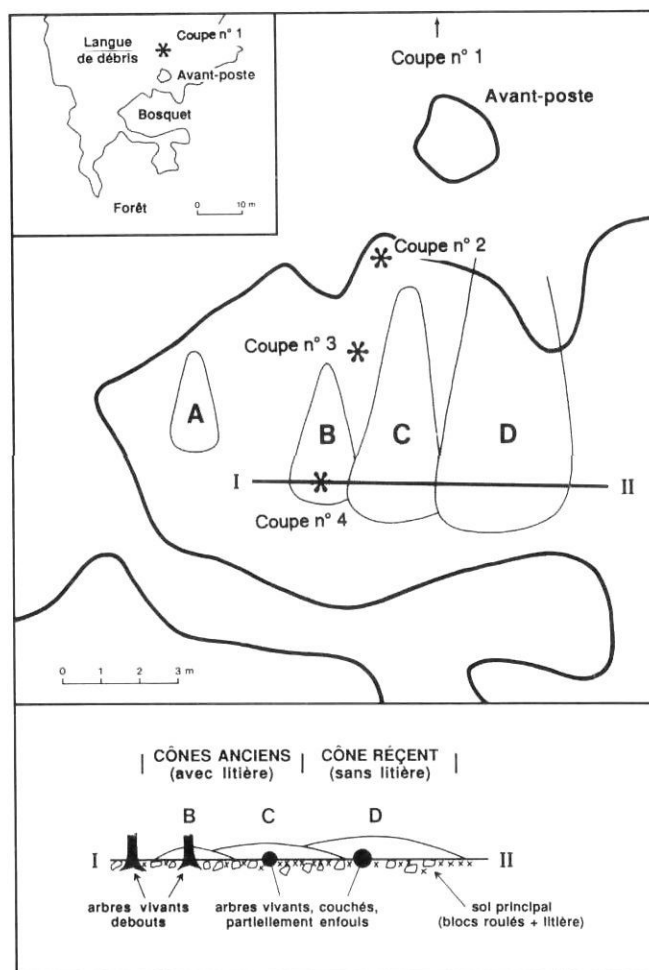


FIGURE 3. Cartographie du bosquet étudié présentant la localisation : 1) des coupes décrites dans le texte ; 2) des petits cônes d'avalanche observés en surface. En bas, coupe schématisée à travers les petits cônes d'avalanches de surface.

Map showing the studied grove and the location of described sections and surficial snow avalanche deposits. In the lower part: schematic section showing the stratigraphic relationship between the small surficial avalanche cones.

2) Des sondages effectués le long des troncs montrent que le collet des arbres est souvent à près d'un mètre sous la surface actuelle du sol, indiquant une sédimentation récente très rapide (fig. 4).

3) En outre, les mêmes sondages révèlent plusieurs niveaux de litière enfouis sous des arrivages successifs de pierraille.

MÉTHODES

Les sites du bosquet et de l'avant-poste furent entièrement excavés. Deux ensembles de données ont été notés simultanément : 1) des données stratigraphiques et sédimentologiques ; 2) des données dendro-écologiques. À ces données s'ajoutent des observations sur la dynamique actuelle qui permettront de mieux cerner les changements survenus dans l'environnement.

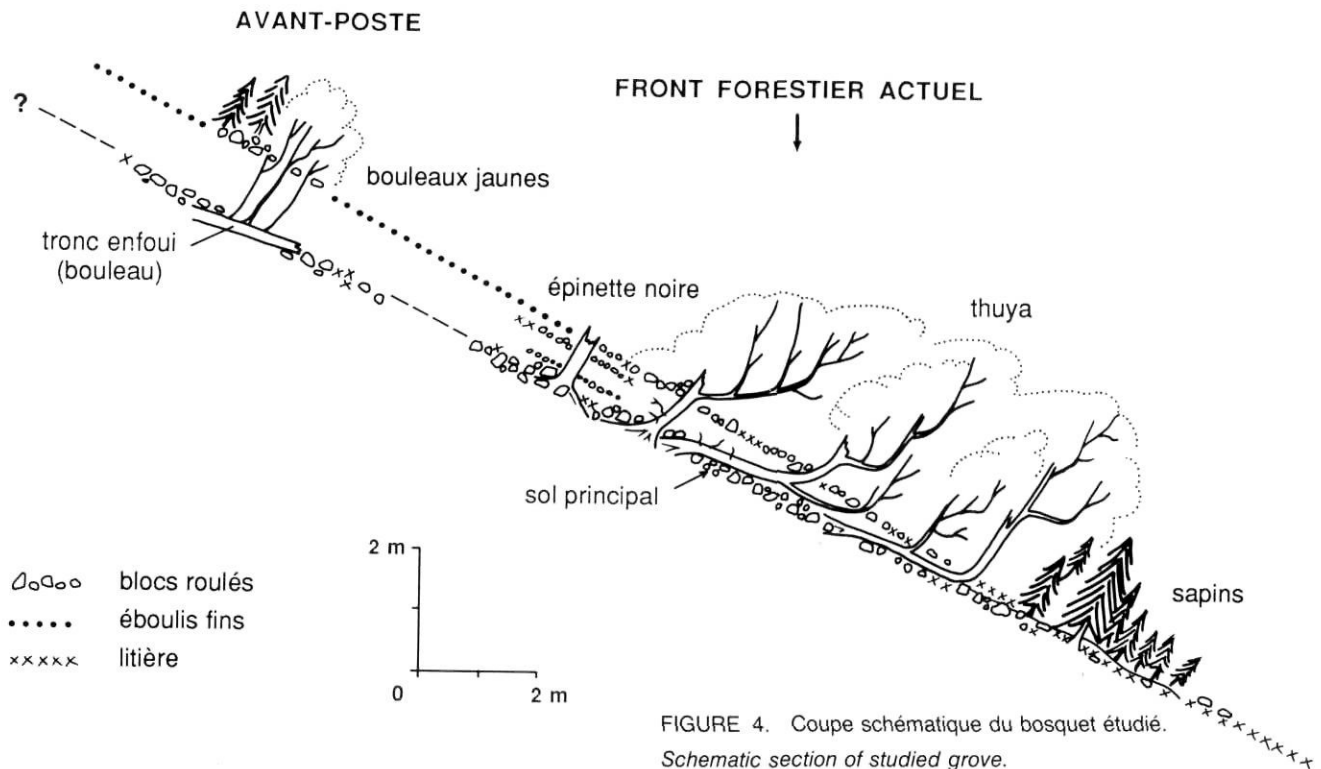


FIGURE 4. Coupe schématique du bosquet étudié.

Schematic section of studied grove.

PROCESSUS ACTUELS ET FACIÈS ASSOCIÉS

Étudiés depuis dix ans (Héту et Gray, 1980; Héту, 1987; Héту et Vandelac, 1989), les processus en activité sur les éboulis schisteux de la vallée de Mont-Saint-Pierre ont fait l'objet d'un suivi plus serré au cours de l'hiver 1987-88, grâce à des visites répétées à toutes les deux semaines, entre le 2 décembre et le 10 mai. À chaque visite, les talus d'éboulis de la vallée ont d'abord été photographiés. Ensuite les sédiments fraîchement accumulés sur la neige ont été cartographiés, puis échantillonnés. Ce programme d'observations avait trois objectifs: 1) identifier les processus qui atteignent les bordures forestières; 2) en déterminer la fréquence; 3) décrire les sédiments transportés par chacun des processus. Utilisées comme références, ces données sur les dépôts actuels faciliteront l'interprétation des dépôts anciens observés en coupe.

Les échantillons de sédiments analysés proviennent de dépôts fraîchement accumulés sur la neige par des processus observés en activité. L'origine des dépôts qui servent de références ne fait donc aucun doute. Les sédiments furent échantillonnés comme suit. Une corde est d'abord tendue à la surface du dépôt. Tous les fragments recoupés par la corde sont recueillis jusqu'à concurrence de 50. Ensuite, pour chaque fragment, on mesure la longueur, la largeur et l'épaisseur, soit les axes a, b et c de la notation de Krumbein (1941). Avec ces données, sont produits, pour chaque dépôt: 1) un histogramme des largeurs; 2) un histogramme des indices de sphéricité, calculés selon la méthode de Krumbein (1941): $I_s = (b \cdot c / a^2)^{1/3}$; 3) un diagramme de Zingg (Briggs, 1977, p. 113). Construit à partir des rapports largeur/longueur (b/a) et des rapports épaisseur/largeur (c/b), le diagramme de Zingg permet de classer les fragments mesurés dans un dépôt en quatre catégories

morphologiques, soit les aiguilles, les lames, les disques et les sphères (Briggs, 1977). Les résultats sont exprimés sous la forme d'un nuage de points, chaque point représentant un caillou.

STRATIGRAPHIE

Tous les secteurs du bosquet et de l'avant-poste furent excavés au moins jusqu'au niveau du collet des arbres, soit sur plus d'un mètre localement (fig. 4). En outre, un puits vertical profond de 2,5 m fut creusé dans le bas du bosquet afin de vérifier la stratigraphie sous le niveau d'enracinement des arbres. Enfin, une tranchée faisant 75 cm de profondeur fut ouverte à 5 m au-dessus de l'avant-poste dans le but d'étudier le type de sédiments accumulés en dehors du bosquet. Les principales coupes décrites sont localisées sur la figure 3.

Des échantillons provenant des coupes 1 et 2 furent soumis aux mêmes types d'analyses décrits plus haut. Ces résultats ont ensuite été comparés à ceux obtenus dans les dépôts actuels.

DENDROÉCOLOGIE

D'abord, tous les arbres ont été identifiés, numérotés, cartographiés (fig. 5), puis dégagés de la pierraille qui les recouvrait à la base. Ensuite, pour chacun des arbres, on a enregistré les données suivantes:

a) Le diamètre de l'arbre et son âge, obtenu par le décompte des anneaux de croissance au collet. La plupart des âges sont déterminés sur le terrain, mais pour les échantillons difficiles, une carotte ou une section transversale est prélevée, puis examinée à la loupe binoculaire.

b) La profondeur du collet des arbres. Elle permet de calculer le taux de sédimentation depuis l'apparition de l'arbre (Sigafoos, 1964; Alestalo, 1971; Shroder, 1980). Afin d'uniformiser les mesures, le point repère utilisé est toujours situé exactement à mi-chemin sur l'arc de cercle formé par la cam-

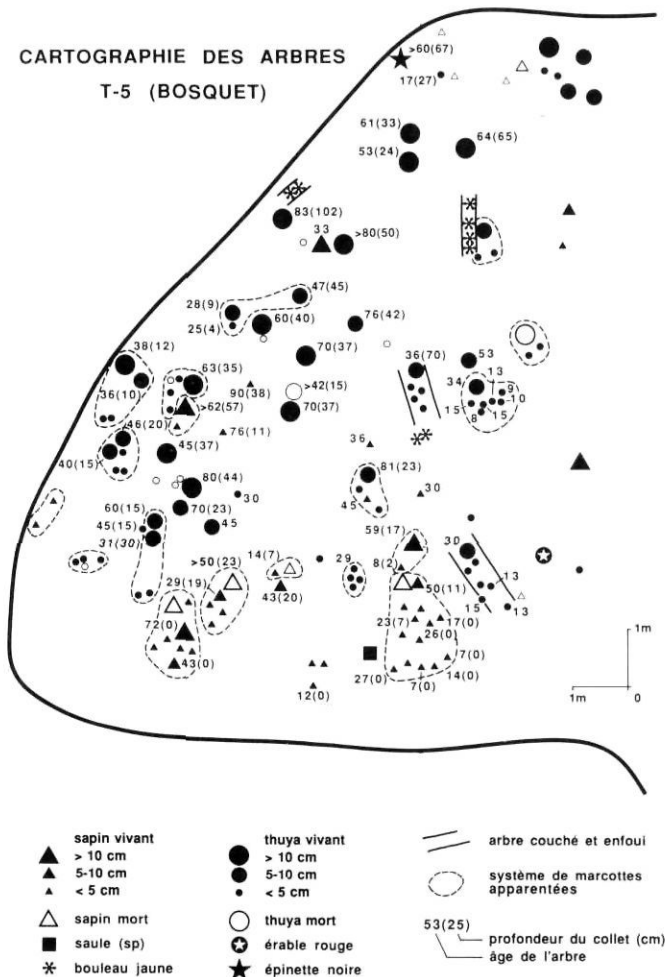


FIGURE 5. Répartition des arbres vivants ou morts dans le bosquet étudié.

Distribution of the living and dead trees within the grove.

brure du collet. Dans le cas des arbres renversés, la surface repère choisie correspond au plan de contact entre la face inférieure du tronc et le sommet du sol enfoui (fig. 6). L'existence de nombreux horizons organiques enfouis associés aux niveaux d'enracinement des arbres contribue à minimiser les risques d'erreur. Ils fournissent des repères supplémentaires qui aident à préciser l'épaisseur réelle des sédiments accumulés au-dessus des collets (fig. 6).

c) La profondeur et l'âge des racines adventives (fig. 6). Elles permettent de préciser les taux de sédimentation en introduisant des repères intermédiaires entre le collet et la surface actuelle du sol (Sigafoos, 1964; Alestalo, 1971). Lorsque plusieurs racines adventives sont présentes au même niveau, c'est la plus ancienne qui est retenue.

d) L'âge des cicatrices d'impact. Elles fournissent des données sur la fréquence des processus (Potter, 1969; Alestalo, 1971; Akifyeya *et al.*, 1978; Shroder, 1978; Bégin et Payette, 1988): dans ce cas-ci, les avalanches et les arrivages de blocs individuels. Une attention spéciale est accordée aux cicatrices d'impact enfouies (fig. 6). Étant donné qu'elles ne peuvent apparaître sous la surface du sol, leur âge procure des données supplémentaires sur les taux de sédimentation. Seules les cicatrices apparentes sont échantillonnées. N'étant plus visibles, les blessures anciennes, déjà refermées, échappent à notre échantillonnage.

e) Les réseaux de marcottes. Dans ce milieu instable où les arbres renversés, en cours d'enfouissement, sont nombreux (fig. 4), la multiplication par marcottage est nettement favorisée. Dans la mesure du possible, on cherche à suivre chaque marcotte rencontrée afin d'établir les réseaux d'individus apparentés (fig. 5).

Plusieurs auteurs utilisent aussi le bois de réaction comme critère d'instabilité (Shroder, 1978; Bégin et Fillion 1985; Morin et Payette, 1986; Bégin et Payette, 1988). Mais ce critère semble inutilisable sur des pentes aussi raides qu'un talus d'éboullis, où tous les arbres examinés présentent du bois de réaction, y compris dans les secteurs sans avalanches. Sur des pentes aussi raides, il semble que le poids de la neige accumulée en sous-bois soit un paramètre au moins aussi important que les avalanches elles-mêmes (Mathews et Mackay, 1963; Dolukhanov, 1978).

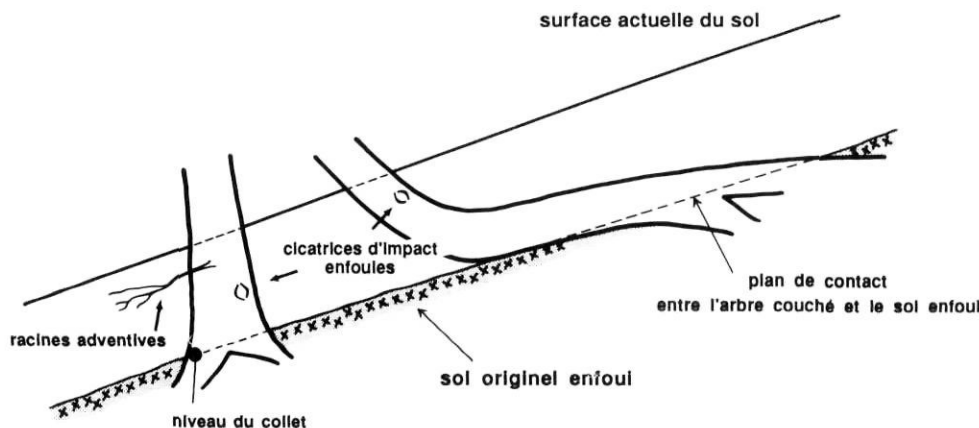


FIGURE 6. Les repères dendrochronologiques et stratigraphiques utilisés dans cette étude.

Dendrochronological and stratigraphic evidence used in this study: 1) buried soil; 2) buried impact scars; 3) buried basal flare (or collar); 4) adventitious roots.

RÉSULTATS

PROCESSUS ACTUELS ET FACIÈS ASSOCIÉS

Les observations réalisées depuis plusieurs années, et tout spécialement celles effectuées durant l'hiver 1987-88, conduisent aux conclusions suivantes :

1) L'été, défini ici comme étant la période sans neige, la dynamique est dominée par les chutes de pierres en provenance de la paroi (Hétu et Vandelac, 1989). Toutefois, étant de forme allongée et aplatie (schiste), la majorité des pierres tombées de la paroi s'arrête très rapidement dans le haut du talus, en général dans les 100 premiers mètres sur l'éboulis étudié (Hétu, 1987). Durant la période estivale, la partie supérieure de l'éboulis peut donc être considérée comme une *zone de stockage* des débris fournis par la paroi. Seuls les blocs de grauwacke échappent à cette règle. Ces blocs sont nettement plus gros que le reste de l'éboulis et présentent une forme beaucoup plus ramassée, à fort indice de sphéricité, ce qui leur permet de rouler jusqu'aux bordures forestières, où ils se con-

centrent, donnant par endroits des pavages de blocs jointifs mélangés aux brindilles de la litière. Ces pavages sont typiques des fronts forestiers. Ils sont absents sur la langue de débris où aucun obstacle ne force la sédimentation des blocs. En entrant dans la forêt au contraire, les blocs s'arrêtent très vite dans la végétation dense des fronts forestiers. Ils sont présents partout dans le bosquet étudié, à raison de 3 à 15 blocs par mètre carré.

Nous présentons aux figures 7c, 8c et 9c les résultats d'analyses morphométriques faites sur un lot de 50 blocs roulés (grauwacke) échantillonnés au hasard à l'intérieur du bosquet étudié, 3 à 4 m derrière le front forestier. Recueillis en surface, sur la litière, ces blocs présentent des valeurs modales atteignant 130 mm pour les largeurs (fig. 7c) et 0,7 dans le cas des indices de sphéricité (fig. 8c). Sur le diagramme de Zingg, le nuage de point se concentre dans la zone des sphères (fig. 9c).

2) En hiver, l'activité morphogénique est dominée par les avalanches, qui assurent l'essentiel des transferts de débris

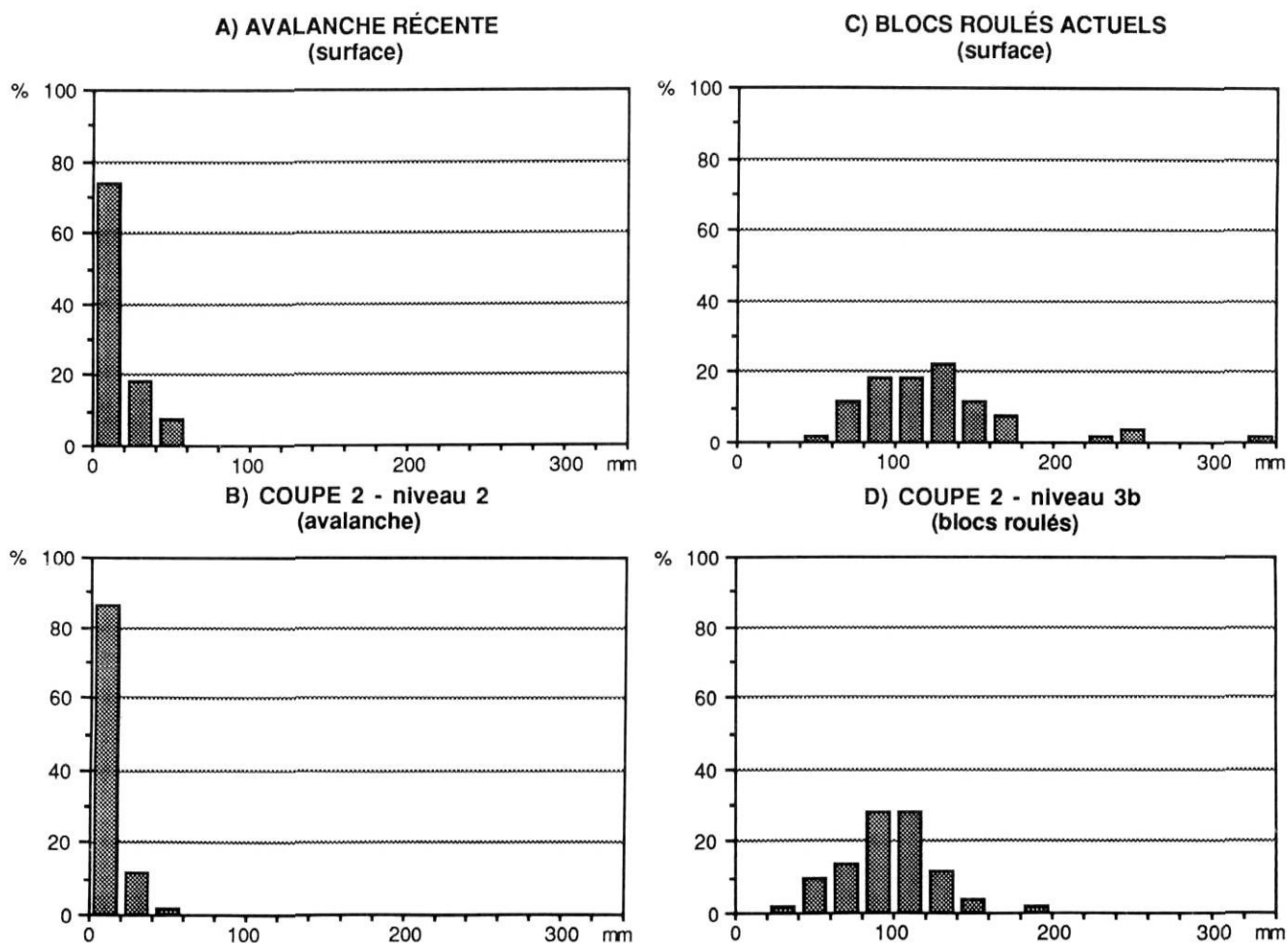


FIGURE 7. Distributions granulométriques (largeur en mm), éboulis T-5. A) Dépôt d'avalanche récent accumulé dans le front forestier; B) Niveau 2 de la coupe n° 2: dépôt présumé d'avalanche; C) Blocs roulés actuels échantillonnés en surface dans le bosquet étudié; D) Niveau 3b de la coupe n° 2: blocs présumés roulés.

Grain-size distributions («b» axis in mm), scree T-5. A) Fresh avalanche deposit accumulated within the forest margin; B) Section 2, Level 2; presumed snow avalanche deposit; C) Recent blanket of rolled blocks within the forest margin sampled at study site; D) Section 2, Level 3b; presumed old blanket of rolled blocks buried by snow avalanche deposit.

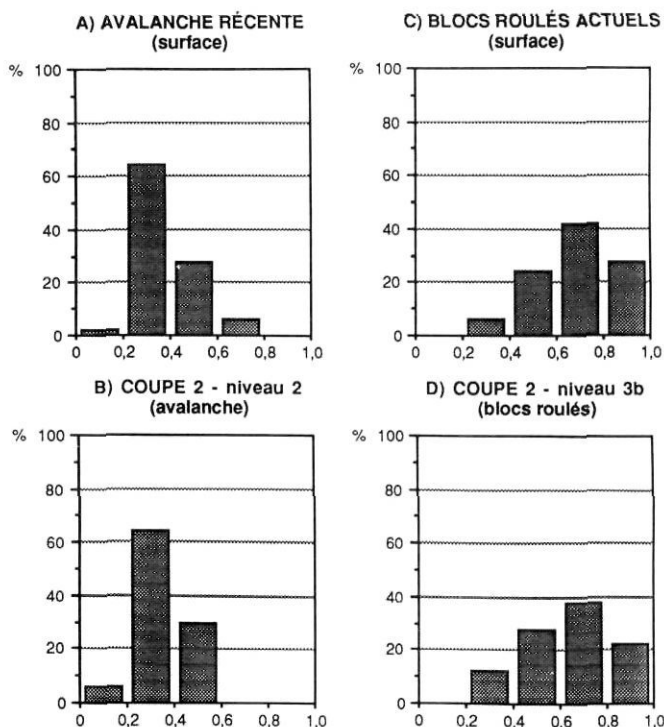


FIGURE 8. Indices de sphéricité (Krumbein, 1941), éboulis T-5. A) Dépôt d'avalanche récent accumulé dans le front forestier; B) Niveau 2 de la coupe n° 2: dépôt présumé d'avalanche; C) Blocs roulés actuels échantillonnés en surface dans le bosquet étudié; D) Niveau 3b de la coupe 2: blocs présumés roulés.

Sphericity Index (Krumbein, 1941), Scree T-5, A) Fresh avalanche deposit accumulated within forest fringe; B) Section 2, Level 2: presumed snow avalanche deposit; C) Recent blanket of rolled blocks within the forest margin sampled at study site; D) Section 2, Level 3b: presumed old blanket of rolled blocks buried by snow avalanche deposits.

sur l'éboulis (Hétu, 1987; Hétu et Vandelac, 1989). Elles remobilisent les débris stockés près de la paroi au cours de l'été et les transportent plus bas sur le talus, laissant des accumulations de pierraille hétérométrique en forme de cônes surbaissés (fig. 3). D'une épaisseur de 10 à 50 cm, ces cônes peuvent couvrir une surface comprise entre 2 et 40 m², selon l'importance de la coulée de neige. Ces cônes prolongent de petits chenaux peu profonds, bordés de levées construites durant la progression de la coulée de neige (fig. 10). Un triage s'opère durant l'avalanche. Les plus gros éléments (galets, blocs) sont poussés vers les bords de la coulée, où ils se concentrent, pour former des levées grossières pouvant atteindre 10 à 30 cm de hauteur et 4 à 120 cm de largeur. De son côté, le fond du chenal reçoit surtout des graviers (fig. 11).

Ces chenaux dépassent rarement 120 cm de largeur, pour une profondeur de l'ordre de 10 à 20 cm. Ce type de chenaux occupe toute la surface du talus près des fronts forestiers, attestant le rôle prépondérant des avalanches comme processus de transport et de sédimentation dans ce secteur. Étant régulièrement balayé par les avalanches, ces chenaux sont loin d'être stables. Ils sont peu à peu recouverts par des dépôts d'avalanches plus récents eux-mêmes organisés en systèmes chenaux-levées. La superposition de ce dispositif produit un

faciès grossièrement stratifié à structure lenticulaire (Hétu et Vandelac, 1989).

Provenant de la surface même du talus, les débris transportés par les avalanches reflètent parfaitement les caractéristiques sédimentologiques notées sur l'ensemble de l'éboulis. Les résultats présentés ci-dessous proviennent d'une avalanche survenue le 23 mars 1988. Elle s'est arrêtée à 160 m de la paroi, donc à mi-pente sur la grande langue de débris. Les analyses révèlent une pierraille de petit calibre (mode: 10 mm; fig. 7a), comprenant principalement des aiguilles et des plaquettes de schiste à faible indice de sphéricité (mode: 0,3; fig. 8a). Sur le diagramme de Zingg, le nuage de points occupe surtout les secteurs qui correspondent aux lames, aux aiguilles et aux disques (fig. 9a). Ces résultats sont généralisables à l'ensemble des dépôts d'avalanches récents observés sur l'éboulis T-5.

Sur l'éboulis T-5, la majorité des avalanches s'arrêtent bien avant la forêt située au bas de la grande langue de débris, dans une zone comprise entre 100 et 225 m de la paroi. Seules les très grosses avalanches de printemps atteignent le front forestier. Ainsi, par exemple, à l'hiver 1987-88, sur la dizaine d'avalanches observées, une seule est parvenue jusqu'à la forêt, soit le 26 avril 1988, vers 17 h, après une journée ensoleillée particulièrement chaude: 12°C à midi. Toute la grande langue de débris fut balayée jusqu'à la forêt par une avalanche de neige mouillée, très lourde, mais aux implications morphosédimentologiques plutôt réduites, car seule la tranche superficielle du manteau nival fut mobilisée.

Ce schéma semble transposable à l'ensemble des quatre principaux talus d'éboulis de la vallée de Mont-Saint-Pierre, soit les talus T-3, T-4, T-5 et T-6 (Hétu, 1987; Hétu et Vandelac, 1989). À chaque hiver, on peut observer des dizaines de petites avalanches sur ces quatre talus, mais, depuis 1979, seulement onze grosses avalanches sont parvenues jusqu'aux fronts forestiers.

Toutefois, il s'agit d'une évaluation minimale. La méthode d'inventaire utilisée, qui consiste à cartographier à chaque printemps les dépôts d'avalanches fraîchement accumulés dans les fronts forestiers, ne permet pas d'intégrer les avalanches superficielles: ne transportant que de la neige, elles ne laissent aucun dépôt (Hétu et Vandelac, 1989; Francou et Hétu, 1989). Il est donc impossible d'en préciser la fréquence. Or, leurs conséquences écologiques n'en sont pas moins importantes (Hétu, 1987). Sur le talus T-6 par exemple, une grosse avalanche superficielle survenue en 1985 ou 1986 a ravagé 1000 m² de forêt, faisant reculer localement le front forestier sur une trentaine de mètres (Hétu et Vandelac, 1989).

Les grosses avalanches chargées en débris qui atteignent les fronts forestiers ont elles aussi des implications écologiques importantes. Les sols forestiers et les arbres renversés par les avalanches sont enfouis sous les cônes de débris transportés par la neige, entraînant l'apparition de racines adventives (fig. 4). À lui seul, le bosquet étudié comprend quatre cônes de débris de ce type, dont trois se recouvrent partiellement sur les marges (fig. 3). Ayant une épaisseur au centre comprise entre 15 cm (cône A) et 40 cm (cône D), ces cônes couvrent des surfaces allant de 4 m² (cône A) à plus de 28 m² (cône D).

DIAGRAMMES DE ZINGG Éboulis T-5

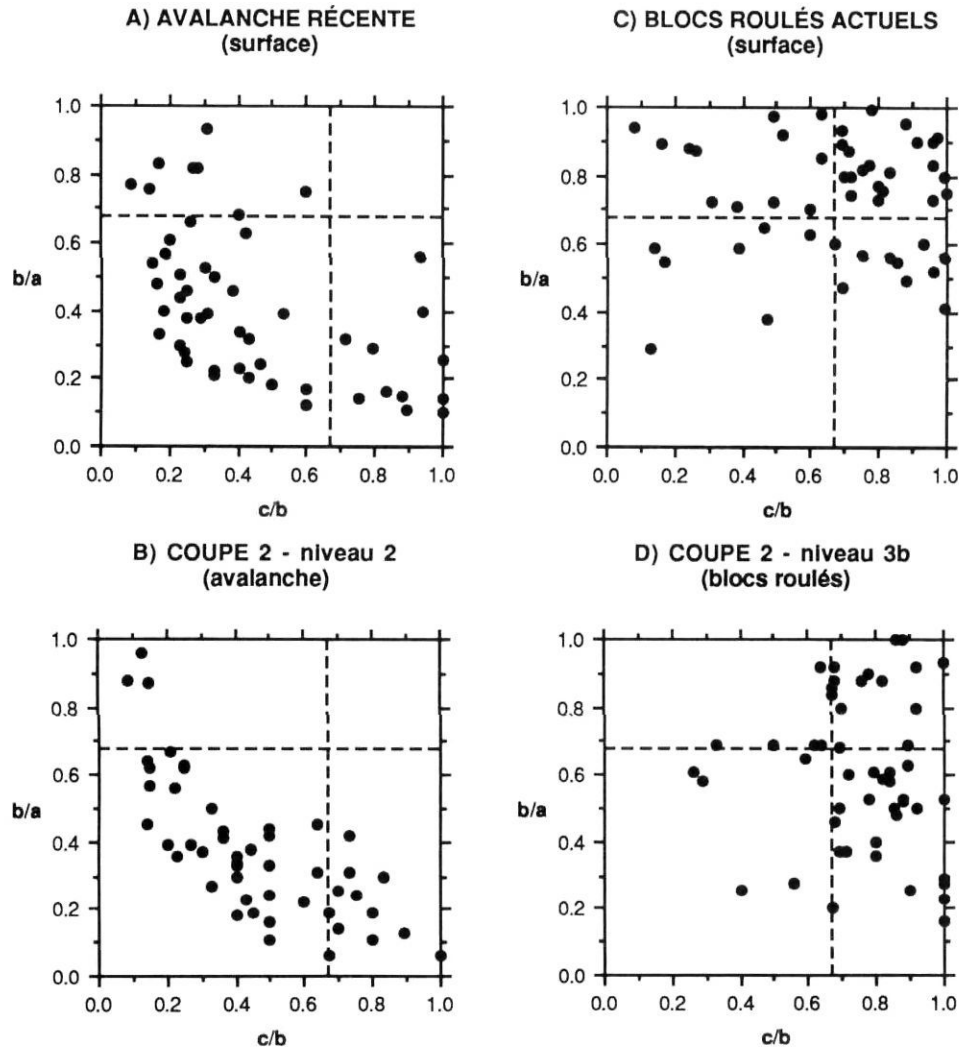


FIGURE 9. Diagrammes de Zingg. Chaque point représente un cailloux ($N = 50$): b/a = rapport largeur/longueur; c/b = rapport épaisseur/largeur. A) Dépôt d'avalanche récent accumulé dans le front forestier; B) Niveau 2 de la coupe n° 2: dépôt présumé d'avalanche; C) Blocs roulés actuels échantillonnés en surface dans le bosquet étudié; D) Niveau 3b de la coupe 2: blocs présumés roulés.

Zingg Diagrams. Each dot marks a clast ($N = 50$): b/a = breadth/length ratio; c/b = thickness/breadth ratio. A) Fresh avalanche deposit accumulated within the forest margin; B) Section 2, Level 2: presumed snow avalanche deposits; C) Recent blanket of rolled blocks within forest margin sampled at study site; D) Section 2, Level 3b: presumed old blanket of rolled blocks buried by snow avalanche deposits.

Les cônes A, B et C sont recouverts d'une litière continue indiquant qu'il s'agit d'avalanches remontant à quelques années au minimum. La présence de lambeaux de litière enfouie entre les cônes superposés montre qu'il s'agit d'avalanches distinctes, séparées par quelques années de sédimentation organique mélangeant brindilles et feuilles mortes tombées de la voûte forestière. Seul le cône D était dépourvu de litière à l'été 1987, attestant qu'il correspond à une avalanche très récente (hiver 1985-86 ou 1986-87).

En résumé, seulement deux types de sédiments atteignent la forêt au bas de la grande langue de débris sur T-5: 1) Les gros blocs de grauwaacke descendus en été. De forme plutôt cubique, ils peuvent former localement des pavages de blocs jointifs. 2) Les cônes de débris fins transportés par les grosses avalanches de printemps. Ces deux types de sédiments présentent des faciès diamétralement opposés, à la fois par la dimension et par la forme des débris (fig. 7, 8 et 9).

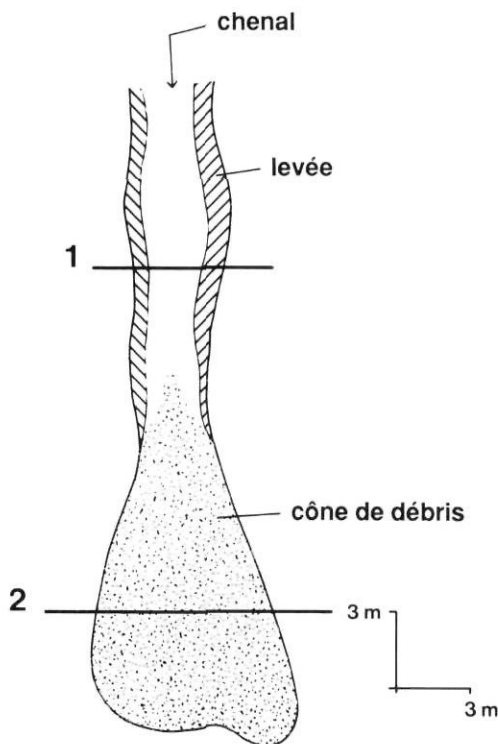
STRATIGRAPHIE

Située à 5 m au-dessus de l'avant-poste (fig. 3), la coupe n° 1 permet d'étudier la stratigraphie au-dessus du front forestier, dans un secteur où la sédimentation actuelle est dominée par les avalanches. Les autres coupes (2, 3 et 4) retracent l'évolution de la sédimentation à l'intérieur de bosquet étudié (fig. 3). La coupe n° 4 en particulier est très intéressante car elle descend sous le niveau d'enracinement des plus vieux arbres.

Faciès observés au-dessus du front forestier (coupe n° 1).

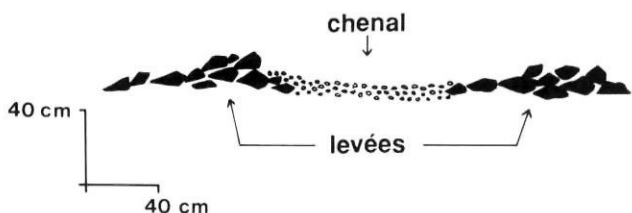
Les faciès superficiels observés dans les 100 derniers mètres au bas de la grande langue de débris sont d'une grande homogénéité. La coupe n° 1 est très représentative de ce type de faciès (fig. 12). Elle révèle un dépôt grossièrement stratifié, à texture ouverte et à structure lenticulaire, superposant des lentilles de galets aplatis (fig. 13a) et des lentilles plus fines,

A. STRUCTURE D'UNE COULÉE DE NEIGE



B. COUPES TRANSVERSALES

1. Chenal et levées



2. Cône de débris

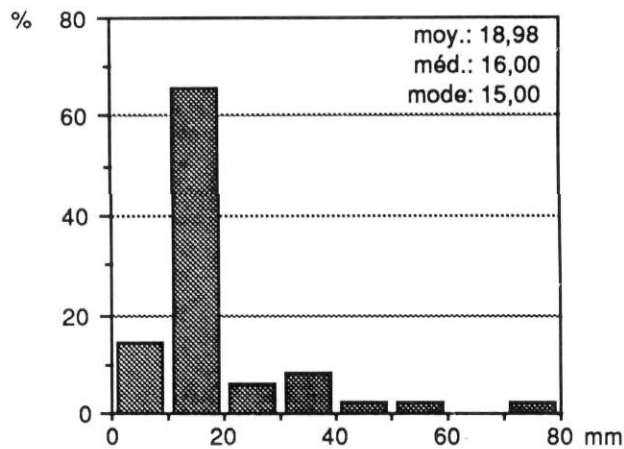
(Exagération verticale: 3X)



FIGURE 10. Structure d'une coulée de neige.
Detailed geomorphic features of an avalanche deposit.

formées de graviers. Ces lentilles font 5 à 20 cm d'épaisseur et 40 à 100 cm de largeur. Ce faciès se poursuit jusqu'au sommet des coupes. En surface, les lentilles de galets correspondent à des levées, tandis que les lentilles de graviers forment le fond des chenaux (fig. 12). Or, comme on l'a vu plus haut, ces systèmes chenaux-levées, très répandus en surface, sont produits par les avalanches (fig. 10). L'ensemble du faciès

A) CHENAL



B) LEVÉE

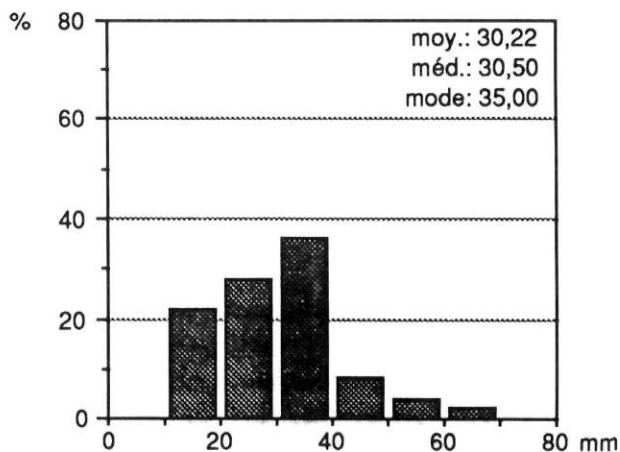


FIGURE 11. Distributions granulométriques notées dans un dépôt d'avalanche de surface (histogrammes des largeurs en mm, 50 éléments dans chaque cas). A) Chenal; B) Levée.

Grain-size distributions («b» axis in mm) in a surficial avalanche deposit (50 clasts in each case). A) Channel; B) Levée.

observé dans la coupe n° 1 peut donc être interprété comme un dépôt d'avalanches, superposant plusieurs coulées élémentaires. Les faibles indices de sphéricité notés dans les lentilles de galets (fig. 13b) excluent l'hypothèse qu'elles puissent correspondre à des concentrations de blocs roulés.

Faciès observés à l'intérieur du bosquet.

L'ensemble des coupes examinées (coupes n°s 2, 3 et 4) révèlent deux unités principales présentes partout dans le sous-sol du bosquet (fig. 14 et 15):

1) À la base, sur plus de 2 m d'épaisseur minimale d'après la coupe n° 4, l'unité A comprend des bancs de graviers à texture ouverte séparés par de minces lentilles de galets aplatis. Le même faciès s'observe dans la partie supérieure du bosquet, à la base de la coupe n° 2 (fig. 14). Cette unité est très homogène, sur toute la hauteur du dépôt, sans niveaux organiques enfouis, ni concentrations de blocs roulés.

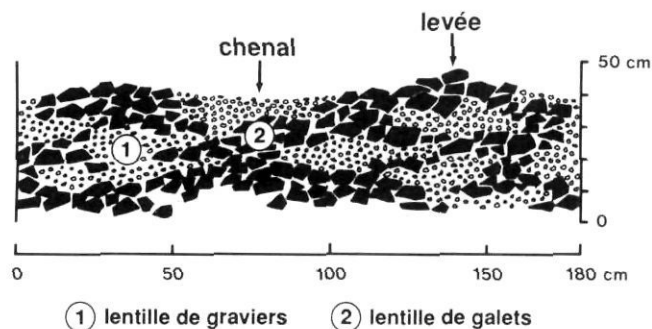


FIGURE 12. Description de la coupe n° 1: (1) lentille de gravier; (2) lentille de galets aplatis.
Stratigraphy of Section 1: (1) gravel lense; (2) lense of flat cobbles.

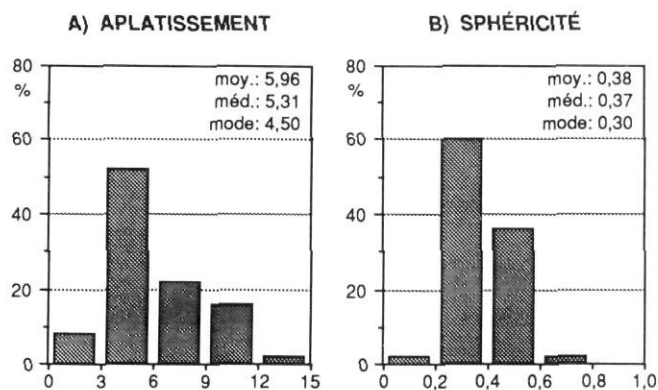


FIGURE 13. Coupe n° 1. Distribution des indices d'aplatissement et de sphéricité mesurés dans une lentille de galets (lit n° 2 de la fig. 12: levée d'avalanche présumée): A) Indices d'aplatissement; B) Indices de sphéricité (nombre de galets: 50 dans chaque cas).
Section 1: lense of flat cobbles (bed 2 in Fig. 12: presumed fossil avalanche levée): A) Flatness index; B) Sphericity index (50 cobbles in each case).

Étant similaire aux dépôts observés dans la coupe n° 1, l'unité A est donc interprétée comme un dépôt d'avalanches ancien, antérieur à l'établissement de la forêt à cet endroit.

2) L'unité B, au sommet, est plus complexe. Son épaisseur diminue vers le bas du bosquet. Dépassant les 130 cm au site de la coupe n° 2, près du bord supérieur du bosquet, elle n'atteint plus que 60 cm à la coupe n° 4 et moins de 5 cm dans la zone occupée par les sapins, au bas du bosquet.

Les coupes relèvent deux types de dépôts qui se répètent en alternance (fig. 14 et 15b):

a) Des nappes de pierraille de petit calibre (ex.: niveaux 2 et 4 sur la fig. 14), comportant des éléments très aplatis, à faible indice de sphéricité (fig. 7b et 8b). Ils occupent la zone des lames et des tiges sur le diagramme de Zingg (fig. 9b). Ces nappes font entre 10 et 30 cm d'épaisseur.

b) Des niveaux à blocs *openwork*, mélangés à des brindilles, avec un horizon de macro-restes végétaux à la base (fig. 14: niveau 1 et 3). Occupant la zone des sphères sur le diagramme de Zingg (fig. 9d: coupe n° 2, niveau 3b), ces blocs sont assez grossiers (fig. 7d) et de forme plutôt ramassée, à

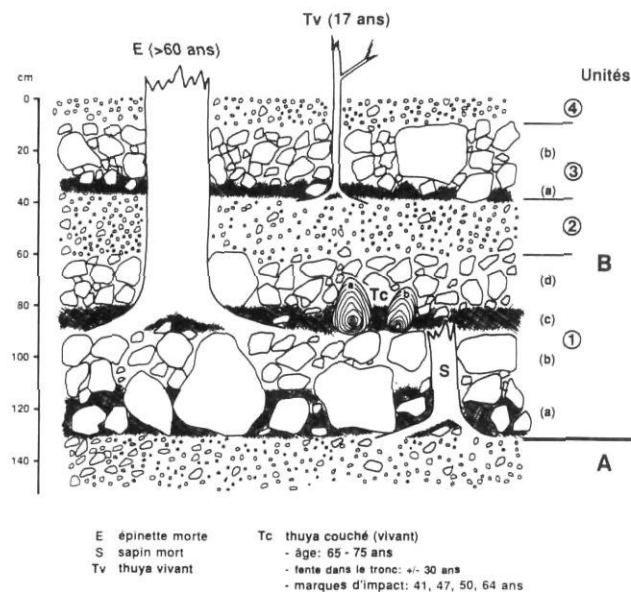


FIGURE 14. Description de la coupe n° 2. Niveaux 1 et 3: lits de blocs roulés; unité A et niveaux 2 et 4: dépôts d'avalanches (gravier); 1a, 1c et 3a: horizons organiques fossiles.

Stratigraphy of Section 2: levels 1 and 3: blankets of rolled blocks; Unit A and levels 2 and 4: snow avalanche deposits (gravel); 1a, 1c and 3a: organic matter between rolled blocks.

fort indice de sphéricité (fig. 8d). Ils forment des bancs bien nets de 15 à 60 cm d'épaisseur. Les épaisseurs maximales sont enregistrées dans la partie supérieure du bosquet. Le banc le plus épais est situé à la base de l'unité B (fig. 14, niveau 1). Présent partout dans le bosquet, il s'observe également dans l'avant-poste, au niveau du bouleau enfoui, et il semble se prolonger vers le haut du versant sous l'éboulis actif, sur une distance indéterminée. Étant donné son épaisseur et son extension, ce niveau fut appelé «sol principal». Il sert de niveau stratigraphique repère pour l'ensemble des coupes étudiées.

D'une épaisseur variant entre 30 et 60 cm, le sol principal correspond en fait à un horizon cumulique (Commission canadienne de pédologie, 1978), formé d'un empilement de blocs de grauwacke plutôt cubiques, mélangés à de la matière organique noire assez bien décomposée à la base de l'horizon, mais comportant de plus en plus de brindilles vers le haut. Localement, il présente deux horizons de matière organique fossiles (fig. 14).

Une comparaison des dépôts observés en coupe, dans le bosquet, avec des sédiments récents d'origine connue permet d'identifier les processus responsables de l'accumulation (fig. 7, 8 et 9).

Les dépôts analysés ici proviennent de la coupe n° 2. Ils comprennent un échantillon de blocs cubiques prélevé dans le niveau 3b et un échantillon de petits graviers provenant du niveau 2. Les résultats sont très éloquentes. Les niveaux à blocs présentent les mêmes caractéristiques sédimentologiques trouvées dans les concentrations de blocs roulés en surface: une granulométrie comparable (fig. 7c et 7d); des indices de sphéricité similaires (fig. 8c et 8d); une distribution identique sur le diagramme de Zingg (fig. 9c et 9d); et, enfin, dans les deux cas, une sédimentation dans un environnement riche en

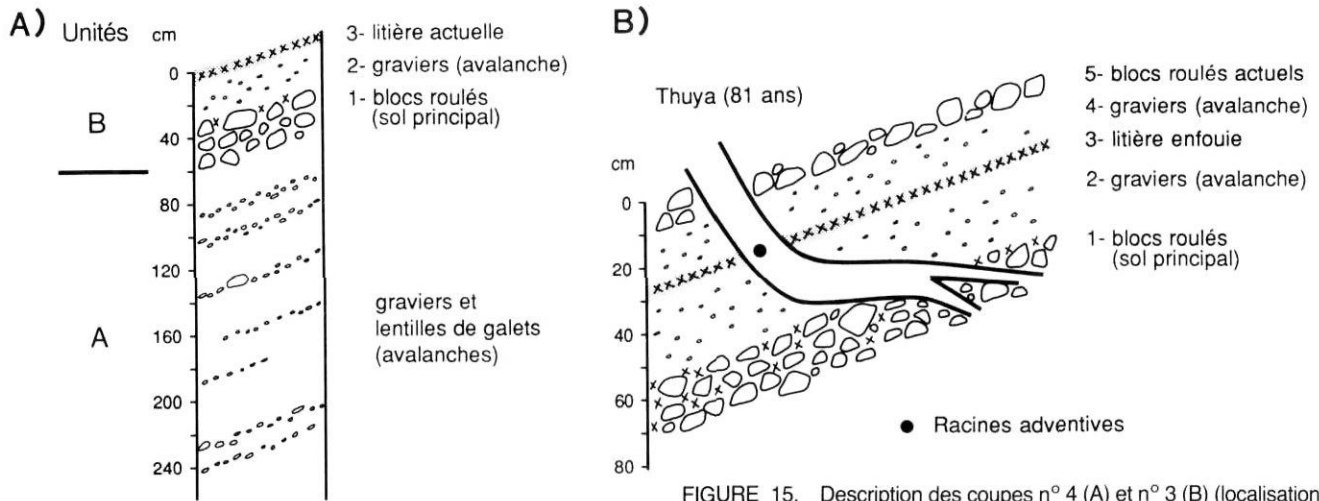


FIGURE 15. Description des coupes n° 4 (A) et n° 3 (B) (localisation à la fig. 3).

Sections 4 (A) and 3 (B). See Fig. 3 for location.

débris végétaux. La même démarche appliquée aux nappes de pierraille intercalaires montre qu'elles sont en tous points comparables aux dépôts d'avalanches récents observés en surface un peu partout sur l'éboulis actif et dans les fronts forestiers (fig. 7a et 7b; 8a et 8b; 9a et 9b).

Ainsi, d'après les données sédimentologiques, les coupes examinées superposent deux types de dépôts bien distincts, qui se répètent en alternance: a) d'une part, des dépôts d'avalanches formés de pierraille fine empruntée à l'éboulis sus-jacent; 2) d'autre part, des nappes de blocs roulés provenant directement de la paroi et accumulés un à un en milieu forestier, comme l'indique la présence de débris organiques entre les blocs. Par ailleurs, toujours d'après les coupes, le nombre d'événements semble augmenter vers le haut du bosquet. Ainsi, dans les coupes n°s 2 et 3, on enregistre deux avalanches distinctes au dessus du sol principal, alors que la coupe n° 4 n'en a reçu qu'une seule (fig. 14 et 15). Notons enfin que les différentes séquences observées ne se terminent pas toutes de la même façon au sommet. Dans la coupe n° 2, le dernier événement correspond à une avalanche (niveau 4), toute récente puisqu'elle est dépourvue de litière en surface (fig. 14). La coupe n° 3, pourtant très proche, se termine par une concentration de blocs roulés récents (fig. 15 b) et la coupe n° 4, enfin, par une avalanche remontant à quelques années au moins d'après l'importante litière qui la recouvre (fig. 15a). Ainsi la sédimentation varie considérablement de proche en proche, et ce sur de très courtes distances.

LES DONNÉES DENDROÉCOLOGIQUES

1) Structure d'âge des populations

Le bosquet étudié compte 135 arbres et arbustes, dont plusieurs sont des marcottes. Ces dernières sont concentrées dans la partie inférieure du bosquet (fig. 5).

Regroupés dans le haut du bosquet, les plus vieux arbres échantillonnés ont un âge compris entre 60 et 90 ans (fig. 16b). Il s'agit du *Thuja* essentiellement, avec de rares sapins et une épinette. Le sapin domine dans le bas du bosquet, formant une étroite bande presque pure sur 2 à 3 m de largeur (fig. 4 et 5). C'est dans ce secteur qu'on rencontre les individus les plus jeunes (fig. 16a), résultat d'une multiplication par marcottage

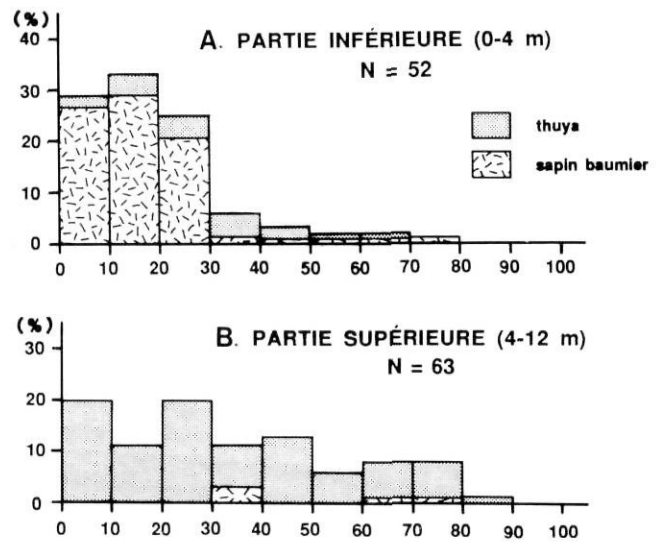


FIGURE 16. Structure d'âge des populations forestières dans le bosquet. A) Partie inférieure du bosquet; B) partie supérieure du bosquet.

Age-structure of living trees within sampled grove. A) Lower part of quadrat; B) upper part of quadrat.

des plus efficaces, amorcée en réponse à l'enfouissement des branches inférieures des sapins.

Localement, certains individus apparentés ne sont pas des marcottes au sens strict, mais simplement les branches d'un même tronc renversé, puis enfoui, mais toujours vivant: c'est le cas du bouleau dans l'avant-poste (fig. 4), mais on rencontre également dans le bosquet (fig. 5).

2) Enfouissement des arbres et taux de sédimentation

Recouverts à la base par la pierraille, les plus vieux arbres du bosquet ont leur collet loin sous la surface actuelle du sol (fig. 4 et 14), dans un horizon organique riche en blocs qui cor-

respond au sol principal. Maximale dans le haut du bosquet, où elle atteint plus d'un mètre localement, l'épaisseur des sédiments accumulés au-dessus du collet des arbres diminue progressivement vers le bas et devient nulle près du bord inférieur du bosquet (fig. 17).

Grâce à la dendrochronologie, on peut estimer les taux d'accumulation dans le bosquet depuis l'établissement des arbres, soit sur une période de 90 ans environ, âge des plus vieux arbres (fig. 16). La figure 18 montre que l'épaisseur des débris accumulés au-dessus du collet des arbres augmente avec l'âge de l'arbre, ce qui indique une phase d'accumulation s'étendant sur toute la période considérée. À partir de la droite de régression, on obtient pour cette période de 90 ans un taux global de sédimentation de l'ordre de 6 mm/an. Mais ce chiffre doit être nuancé à la lumière des données stratigraphiques. D'abord on a vu que le schéma d'accumulation pouvait varier considérablement de proche en proche, avec un nombre d'événements plus élevé dans le haut du bosquet. Ensuite, la présence de niveaux organiques enfouis dans le bosquet implique des arrêts périodiques dans la sédimentation ou encore des ralentissements marqués. Enfin, les faciès permettent de reconstituer deux dynamiques très différentes quant au rythme de la sédimentation : 1) d'une part, des arrivages massifs lors des avalanches ; 2) d'autre part, une accumulation beaucoup plus lente, bloc à bloc, durant la construction des niveaux à blocs roulés.

Une analyse stratigraphique détaillée et l'utilisation concomitante des racines adventives et des marques de choc enfouies permettent de mieux cerner les véritables taux d'accumulation. Deux exemples seront analysés ici : les coupes n° 2 et 3.

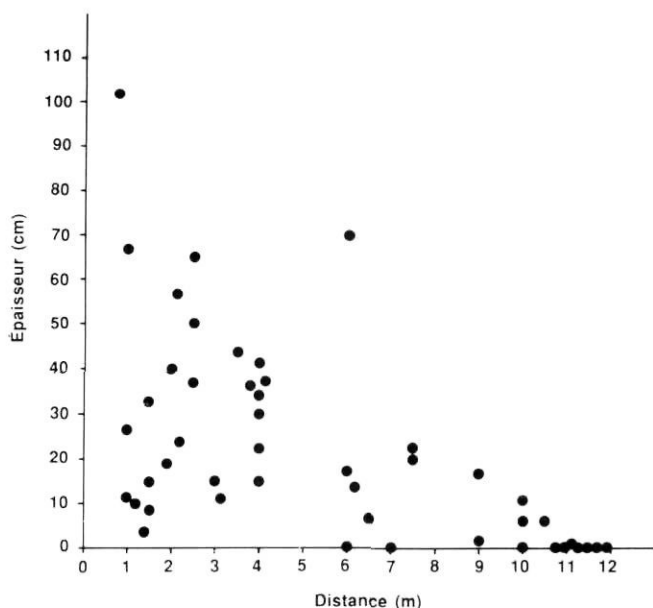


FIGURE 17. Évolution de la profondeur des collets à l'intérieur du bosquet étudié. Sur l'axe des distances, le «0» correspond à la bordure supérieure du bosquet (front forestier).

Relationship between collar depth and distance from the forest margin within studied grove. On distance axis, point «0» indicates the forest margin.

La coupe n° 3 (fig. 15b).

On observe 52 cm de pierraille au-dessus du sol principal, soit deux dépôts d'avalanche distincts, séparés par un horizon organique, puis, au sommet, un pavage de blocs roulés, qui forme le sous-bois actuel (fig. 15b). Enraciné dans le sol principal, un thuya vivant de 81 ans permet, grâce à ses racines adventives, de retracer assez précisément les principales étapes de la sédimentation. Toute la tranche accumulée au-dessus du sol principal est postérieure à 1906, année qui correspond à la naissance de l'arbre (année de référence : 1987). La sédimentation comprend les étapes suivantes :

- 1) On enregistre d'abord une première avalanche (niveau 2), antérieure à 1965-66 d'après l'âge des deux racines adventives développées dans un horizon organique au sommet de l'unité (niveau 3) : respectivement 22 et 23 ans. Cet horizon organique correspond à une ancienne litière formée sur la pierraille déposée par l'avalanche.
- 2) Après 1965-66, le site reçoit une seconde avalanche, la dernière à cet endroit (niveau 4).
- 3) Depuis, on assiste à la mise en place des blocs roulés qui forment le sous-bois actuel (niveau 5).

Étant donné l'épaisseur des unités 4 et 5, respectivement de 14 et 15 cm, le site aura donc reçu 29 cm de pierraille depuis 1965-66.

La coupe n° 2 (fig. 14).

Cette coupe est de loin la plus intéressante (fig. 14). La séquence de 1,4 m d'épaisseur compte trois repères dendrostratigraphiques complémentaires, permettant un très bon encadrement chronologique :

- 1) Une épinette morte, âgée de plus de 60 ans à la sénescence et dont le collet se trouve à près de 85 cm sous la surface actuelle du sol, dans un horizon noir riche en matière organique (niveau 1c).

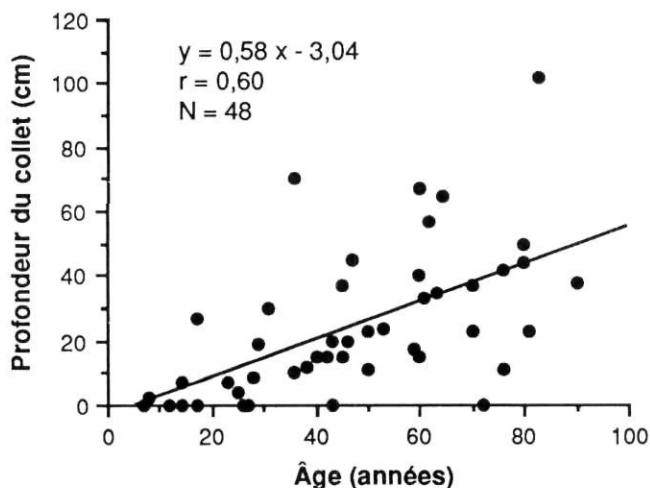


FIGURE 18. Corrélation entre l'âge de l'arbre et la profondeur du collet pour l'ensemble du bosquet.

Relationship between tree age and depth of basal flare within studied grove.

2) Au même niveau, on note un thuya vivant, fendu sur plus de deux mètres de longueur, donnant deux tiges distinctes à partir du collet (fig. 14: Tc). Le décompte des anneaux de croissance, assez difficile (bois partiellement pourri), donne un âge compris entre 65 et 75 ans pour chacune des deux tiges. La fente sur le tronc serait apparue il y a environ trente ans, alors que l'arbre a été violemment rabattu au sol, sans doute par une avalanche. De plus, un examen attentif des tiges enfouies a révélé quatre cicatrices d'impact bien nettes, âgées respectivement de 41, 47, 50 et 64 ans. Ne pouvant apparaître sous terre, ces cicatrices sont donc antérieures à l'enfouissement de l'arbre. D'après l'âge de la plus jeune, l'enfouissement serait postérieur à 1946.

3) Le dernier repère dendrostratigraphique est fourni par un jeune thuya vivant, âgé de 17 ans, et dont le collet se trouve dans le niveau 3a, une ancienne litière enfouie sous 33 cm de pierraille.

Les données dendrostratigraphiques disponibles permettent de remonter avec certitude jusqu'à 1912-22, fourchette repère fournie par l'âge du grand thuya fendu au niveau de l'horizon organique 1c. Les niveaux sous-jacents sont donc antérieurs à 1912-22. Ces niveaux comprennent: (1) les dépôts d'avalanches (unité A) sous le sol principal et (2) la majeure partie du sol principal: niveaux 1a et 1b, soit 40 cm de blocs roulés. L'intervalle de temps couvert par les niveaux 1a et 1b est difficile à estimer, mais il est sans doute assez long, comme le laisse croire une souche de sapin enfoui, dont les racines se déploient dans l'horizon organique 1a. Mort depuis longtemps et trop pourrie pour permettre le décompte des anneaux de croissance, cette souche de 12 cm de diamètre nous ramène sûrement vers la fin du XIX^e siècle pour le début de la formation de l'unité B, qui correspond en même temps à l'arrivée de la forêt à cet endroit.

À partir du niveau 1c, la chronologie devient plus claire. L'horizon organique 1c correspond à un ralentissement important de la sédimentation commençant vers 1912-22 et se terminant vers 1957, intervalle compris entre l'installation du thuya couché (Tc) et la formation de la fente. Durant cet intervalle précédant son enfouissement, le thuya a été heurté à quatre reprises par des blocs roulés: en 1923, en 1937, en 1940 et en 1946. Ces collisions livrent un renseignement précieux: bien

que très lente à cette époque, la sédimentation n'était pas pour autant nulle.

Le taux de sédimentation augmente considérablement après 1957. Entre cette date et l'année d'implantation du petit thuya dans l'horizon 3a, vers 1970, le site reçoit 45 cm de pierraille: d'abord 20 cm de blocs roulés (niveau 1d) puis un dépôt d'avalanche faisant 25 cm d'épaisseur (niveau 2).

Après une brève interruption de la sédimentation au début des années 1970, permettant la formation d'une mince litière (niveau 3a), le site reçoit encore 33 cm de débris, d'abord 24 cm de blocs roulés (niveau 3b), puis un dépôt d'avalanche de 9 cm d'épaisseur (niveau 4). Ce dépôt étant dépourvue de litière, cette dernière avalanche est donc très récente (1985 ou 1986).

Dans le détail, ces deux séquences (coupes n^{os} 2 et 3) livrent une évolution légèrement différente, mais, dans les deux cas, on note une accélération de la sédimentation à partir de 1950-60.

3) Les cicatrices d'impact

Le bosquet présentait un total de 88 cicatrices d'impact, produites lors de collisions avec les blocs en transit. La plupart des blessures sont plutôt petites, les largeurs les plus fréquentes étant comprises entre 2 et 5 cm, pour une hauteur de l'ordre de 3 à 7 cm; mais elles peuvent atteindre jusqu'à 50 cm de hauteur dans les cas extrêmes. En général, les blessures sont peu profondes, n'affectant que l'écorce, mais certaines pénètrent dans les troncs sur 3 à 4 cm de profondeur. Dans ce cas, toute l'écorce est arrachée et même une partie de l'aubier.

La figure 19 présente le nombre de cicatrices observées pour chacune des années comprises entre 1942 et 1986, année d'apparition de la plus vieille des blessures encore visibles. À elle seule, la période 1971-1986 regroupe 93,2 % des blessures, avec des maxima très nets en 1979, en 1980, en 1983, en 1984 et en 1985, qui reçoivent chacune entre 9,1 et 14,8 % de nombre total des impacts.

4) Marcottage

Plusieurs des individus cartographiés correspondent en fait à des marcottes, surtout abondantes dans la moitié inférieure

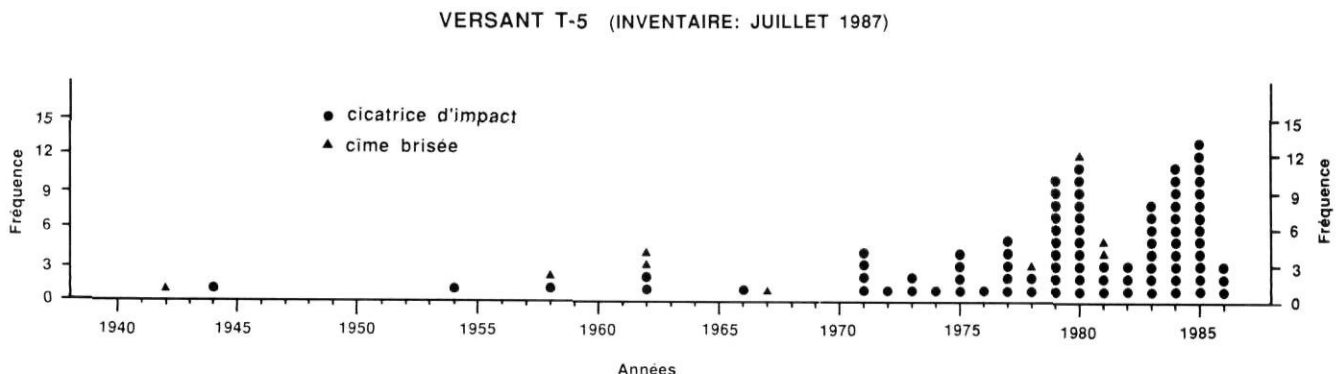


FIGURE 19. Fréquence annuelle des marques d'impact dans le bosquet étudié. Annual frequency of impact scars within the studied grove.

du bosquet (fig. 5). Quelques systèmes de marcottes apparentés ont comme origine un individu maintenant décédé. La multiplication par marcottage est favorisée par le taux de sédimentation rapide noté dans le bosquet, qui a pour conséquence l'enfouissement des troncs et des branches inférieures des arbres renversés par les avalanches.

DISCUSSION

LA FRÉQUENCE DES ÉVÉNEMENTS

Sur un talus l'éboulis, la fréquence absolue des événements est toujours difficile à déterminer, surtout dans le cas des phénomènes périodiques de forte intensité, pour lesquels on manque de recul. Les repères dendrochronologiques utilisés ici permettent d'aborder la question.

Les cicatrices d'impact

Elles témoignent d'une activité assez soutenue au cours des dernières années. Chaque année voit apparaître son lot de nouvelles cicatrices, mais on note des variations assez importantes d'une année à l'autre : 10 impacts ou plus en 1979, 1980, 1984 et 1985, contre trois impacts seulement en 1981, 1982 et 1986 (fig. 19). La diminution rapide du nombre de cicatrices avant 1971 n'indique pas nécessairement une baisse substantielle du nombre des impacts. Elle pourrait correspondre au temps de cicatrisation des blessures, qui tendent à se refermer avec le temps.

Malheureusement, les données sur le nombre de blessures annuelles ne permettent pas d'établir avec certitude la fréquence des événements. Une avalanche pénétrant dans la forêt peut très bien produire à elle seule plusieurs cicatrices. Par ailleurs, il n'est pas possible de faire le partage entre les blessures attribuables aux avalanches et celles produites par les gros blocs de grauwacke tombés au cours de l'été.

Les données dendrostratigraphiques

L'approche dendrostratigraphique permet des estimations beaucoup plus justes : 1) elle n'est pas assujettie au temps de cicatrisation des blessures; 2) il n'y a plus de confusion possible entre les avalanches et les arrivages de blocs roulés.

1) Les avalanches

En comptant le nombre de dépôts d'avalanches apparaissant soit dans les coupes, soit en surface, on arrive à un total de neuf avalanches chargées depuis le début de la décennie 1950-60. Le front forestier au bas de la grande langue de débris recevrait donc une avalanche chargée à tous les 3 ou 4 ans en moyenne. Malheureusement, les avalanches superficielles ne sont pas considérées ici puisqu'elles ne laissent aucun dépôt.

2) Les blocs roulés

Connaissant l'âge des niveaux à blocs roulés, il est donc possible de calculer la fréquence des arrivages. Prenons la coupe n° 2, par exemple (fig. 14). Le niveau à blocs roulés 3b est postérieur à 1970. Compte tenu (a) de son épaisseur (24 cm); (b) de la dimension moyenne des blocs qui le composent (10 à 15 cm de côté); et (c) du volume occupé par les

vides, soit 25 % environ, chaque mètre carré contient approximativement 100 blocs. Or, ce niveau s'est accumulé en 17 ans au maximum, ce qui donne un taux de sédimentation de l'ordre de 6 blocs/m²/année. Le même calcul appliqué au niveau 1d accumulé entre 1957 et 1970, livre un taux similaire, soit 5 blocs/m²/année. Dans le calcul du temps disponible, nous avons négligé, dans chaque cas, les dépôts d'avalanches intercalaires puisqu'ils renvoient à un seul événement de très courte durée.

LES DÉPLACEMENTS DU FRONT FORESTIER

Malgré sa petite taille, le bosquet étudié fournit une reconstitution très précise des principales fluctuations du front forestier depuis un siècle.

Vers la fin du XIX^e siècle, le front forestier est nettement plus bas sur le versant, sous la limite inférieure du bosquet, qui n'existe pas encore à l'époque, donc au minimum 10 à 15 m derrière sa position actuelle. Toutefois, les données disponibles ne permettent pas d'identifier sa localisation exacte. Le site étudié reçoit alors des dépôts d'avalanches, visibles partout sous le sol principal. La durée exacte de cette période n'a pu être déterminée, mais elle est probablement assez longue étant donné l'épaisseur des dépôts accumulés, soit plus de deux mètres.

Au début du XX^e siècle, le front forestier se déplace vers le haut du versant, au-delà de son tracé actuel, comme l'atteste la découverte d'arbres enfouis au niveau de l'avant-poste. Au site du bosquet, les premiers arbres apparaissent dès 1900-1920 (fig. 16). Avec l'arrivée de la forêt, la sédimentation change radicalement. Au cours de la première moitié du XX^e siècle, le site reçoit 30 à 60 cm de blocs roulés. Mélangés à la matière organique tombée de la voûte forestière, ils forment ce que nous avons appelé le «sol principal». Mais il s'agit en fait d'un horizon cumulé. Au site de la coupe n° 2, la période de formation du sol principal prend fin peu après 1957, année qui correspond à la fissuration du thuya à deux tiges principales. Durant plus de 50 ans, le bosquet n'aura donc reçu aucune avalanche chargée. Durant cette phase, les avalanches auront été soit moins fréquentes, soit moins puissantes, c'est-à-dire de volume inférieur, ou encore simplement freinées très rapidement par le front forestier, alors plus haut sur le versant.

À partir des années 1950-1960, on note une accélération de la sédimentation. Plusieurs dépôts d'avalanches viennent s'intercaler dans les séquences de blocs roulés. On enregistre au moins neuf avalanches chargées depuis le milieu du XX^e siècle, soit une à tous les 3 ou 4 ans en moyenne. Sous la pression des avalanches, le front forestier se dégrade. Plusieurs arbres sont renversés, puis enfouis. Un îlot de forêt est isolé dans l'avant-poste. Le bosquet lui-même est en bonne partie coupé des forêts voisines, notamment par l'ouverture d'une grande trouée à gauche sur la figure 3 (médaillon). Dans le haut du bosquet, zone particulièrement exposée, le taux de survie diminue considérablement. Seuls subsistent les très gros arbres antérieurs à la dégradation du front forestier. En effet, dans ce milieu instable, les jeunes repousses, plus fragiles, ont peu de chances d'atteindre la maturité. Paradoxalement, on note un taux de survie important depuis 30 ans dans

la partie inférieure du bosquet (fig. 16a). Ce meilleur taux de survie s'intègre bien au schéma global puisqu'il résulte surtout d'une multiplication par marcottage, en réponse à l'enfouissement des branches inférieures des arbres renversés par les avalanches.

Comment expliquer les oscillations du front forestier? Il pourrait s'agir d'un phénomène local, déclenché par des feux de forêt ou les déboisements anthropiques, mais elles pourraient correspondre aussi à une tendance régionale, influencée par l'évolution du climat.

Une destruction de la forêt par les incendies ou encore l'exploitation forestière se traduirait par un accroissement des surfaces affectées par les avalanches. En effet, sans le rôle d'écran joué par la forêt, les avalanches peuvent descendre beaucoup plus bas sur les versants et touchées des zones autrefois abritées.

En Gaspésie, les déboisements anthropiques n'ont jamais atteint un niveau élevé. D'abord, l'exploitation forestière est un phénomène assez récent, important seulement à partir des années 1890-1900 (Bélanger *et al.*, 1981; Lemieux, 1984), donc en pleine phase d'expansion des forêts au site étudié. Ensuite, elle a surtout touché le plateau et les fonds de vallée, rarement les versants et quand cela se produisait, seulement le bas des versants. Sur l'éboulis T-5, on note des souches coupées abondantes uniquement dans les 150 premiers mètres à compter de la base du versant. Plus haut, elles disparaissent. Ainsi, sur T-5, les fronts forestiers semblent avoir échappé aux grandes coupes forestières de la fin du XIX^e siècle, sans doute parce qu'ils sont peu accessibles, mais aussi parce que les arbres, souvent tordus, ont une valeur commerciale médiocre.

Il en est tout autrement avec les incendies, dont les traces sont largement répandues. Souvent, dans le sous-bois, on observe des souches calcinées et des charbons de bois mêlés à la litière, y compris sur l'éboulis T-5. Les résidents les plus âgés de Mont-Saint-Pierre se souviennent des derniers grands incendies de forêt, qui remontent à quelques dizaines d'années à peine et dont les traces sont encore bien visibles sur les versants (forêts secondaires de peuplier faux-tremble). Rappelons *cet incendie catastrophique de 1867 qui a ravagé, de juin aux pluies d'automne, quelque 200 000 acres de boisés entre Sainte-Félicité et Mont-Saint-Pierre* (Bélanger *et al.*, 1981). Localement, ces feux de forêt ont pu provoquer des ruptures d'équilibre, comme à Rivière-à-Claude, près de l'ancien dépôt, où l'on note, dans une petite coupe au pied d'un versant, 30 à 40 cm de colluvions au-dessus d'un horizon organique riche en charbons de bois (Hétu, 1987). Toutefois, pour valable qu'elle soit, cette hypothèse n'a pu être vérifiée au site du bosquet où l'on n'enregistre aucune trace d'incendie récent, alors qu'elles sont abondantes plus bas sur le versant. Quoiqu'il en soit, l'hypothèse d'une rupture d'équilibre associée à un feu de forêt ne peut être écartée trop rapidement.

Le recul récent des fronts forestiers pourrait aussi refléter une tendance régionale. En effet, des sondages préliminaires effectués sur quatre autres éboulis montrent que partout les arbres des fronts forestiers sont en cours d'enfouissement. Aussi, l'hypothèse d'une tendance régionale influencée par le climat doit être sérieusement envisagée.

Au Québec subarctique, les fluctuations climatiques récentes sont très bien documentées grâce à de nombreuses études dendrochronologiques menées dans divers écosystèmes (Payette et Fillion, 1988). Trois grandes phases climatiques ressortent au cours des 600 dernières années: (1) D'abord le Petit Âge glaciaire, entre *ca* 1550 et 1880 (Payette *et al.*, 1985); (2) À partir de 1890, le climat se réchauffe rapidement, pour atteindre un optimum au cours des années 1930-40; (3) Ensuite, le climat devient un peu plus frais, sauf pour un bref intervalle entre 1950 et 1960 (Payette *et al.*, 1985). Fait important à noter, le réchauffement récent est accompagné par un accroissement des précipitations nivales, particulièrement sensible au cours du XX^e siècle (Morin et Payette, 1986; Bégin et Payette, 1988). À cet égard, le Petit Âge glaciaire paraît beaucoup plus sec, comme l'indique l'évolution des niveaux lacustres printaniers au lac à l'Eau Claire (Québec subarctique), dont les fluctuations sont directement proportionnelles au total des précipitations nivales tombées durant l'hiver précédent (Bégin et Payette, 1988). Or, au lac à l'Eau Claire, les crues sont nettement plus faibles durant le Petit Âge glaciaire, indiquant un enneigement plus faible.

Plus près de nous, sur les hauts sommets alpins et subalpins du nord de la Gaspésie, on enregistre, après l'Optimum climatique postglaciaire, plusieurs périodes de gélifluxion. La plus récente est postérieure à 650 BP (Payette et Boudreau, 1984); elle semble correspondre au Petit Âge glaciaire.

Les oscillations récentes du front forestier au bas de la grande langue de débris sur T-5 laissent supposer une séquence climatique semblable à celle mise en évidence au Québec subarctique. La formation des dépôts d'avalanches sous le sol principal pourraient remonter au Petit Âge glaciaire. Ensuite, au début du XX^e siècle, on assiste à une expansion des forêts sur le talus d'éboulis. Elle correspond dans le temps à l'optimum climatique du début du XX^e siècle. Enfin, la dégradation du couvert forestier depuis 1950-60 pourrait refléter ce léger refroidissement enregistré dans le Québec subarctique depuis 1940.

Dans la région de Mont-Saint-Pierre, l'altitude des fronts forestiers sur les versants dépend avant tout de la fréquence des grosses avalanches. Ainsi, à travers les déplacements des fronts forestiers sur les éboulis, on peut espérer reconstituer les fluctuations récentes du régime des avalanches et donc, en dernière analyse, l'évolution de l'enneigement. Déjà, cette étude laisse entrevoir trois phases distinctes: (1) un enneigement important avant le XX^e siècle; (2) un enneigement plus faible durant la première moitié du XX^e siècle; (3) et, enfin, un enneigement de nouveau important depuis 1950-60.

Grove (1972) a pu reconstituer une séquence semblable en Scandinavie. Les avalanches et autres mouvements de masse sur les versants sont plus fréquents au Petit Âge glaciaire, puis leur fréquence diminue avec le réchauffement récent (Kotarba et Strömquist, 1984).

Par ailleurs, le recul du front forestier sur l'éboulis T-5 depuis 1950-60 correspond à une période de hauts niveaux lacustres au lac à l'Eau Claire (Québec subarctique; Bégin et Payette, 1988), ce qui traduirait une augmentation récente de l'ennei-

gement commune à l'ensemble du Québec. Cependant, contrairement à celui du Québec subarctique, le Petit Âge glaciaire gaspésien semble plus humide que l'Actuel : la fréquence des grosses avalanches est plus élevée.

Pour le moment, les résultats obtenus grâce à cette étude de cas doivent être considérés avec prudence. On sait qu'à l'intérieur d'une petite région, des versants pourtant voisins peuvent présenter des dynamiques assez différentes suivant la topographie de la paroi, l'exposition au vent, à l'ensoleillement, ... (Akerman, 1984; Héту et Vandelac, 1989; Innes, 1983). Par conséquent, il faudra multiplier les études de cas avant que les tendances régionales ne soient fermement établies.

CONCLUSION

1) Négligée jusqu'à maintenant, l'étude des éboulis en milieu forestier pourrait faire progresser les connaissances sur la dynamique des éboulis en général, grâce à la dendroécologie qui permet de reconstituer l'évolution chronologique des événements. On sait que le manque de repères chronologiques est l'un des principaux obstacles à l'étude des transferts de débris sur les éboulis. L'approche utilisée ici, fondée sur l'utilisation de repères dendrostratigraphiques, a permis de préciser la fréquence des événements depuis le milieu du XX^e siècle. Le bosquet étudié a reçu neuf avalanches chargées depuis 1950-60, soit une avalanche à tous les 3 ou 4 ans en moyenne. La fréquence des arrivages de blocs roulés individuels atteint, elle, 5 à 6 blocs/m²/année.

2) Les coupes ouvertes dans le bosquet ont permis d'identifier deux « faciès forestiers » très originaux, soit : (a) Une épaisse couche de blocs roulés (sol principal) qui renvoie à une longue période de sédimentation loin sous le front forestier. (b) Un faciès mixte alternant des niveaux à blocs roulés et des nappes de pierraille plus fine transportée par les avalanches, le tout accumulé dans un front forestier en voie de dégradation, facilitant la pénétration des avalanches.

Observés ailleurs dans la région, dans des éboulis reliques entièrement colonisés par la forêt, ces faciès n'avaient reçu jusqu'à maintenant aucune interprétation satisfaisante (Héту, 1987 : coupe AP-5).

L'identification de faciès forestiers dans les éboulis marque une étape importante. Dans la zone tempérée, les éboulis reliques sont présumés tardiglaciaires, au minimum. On suppose qu'ils sont *nécessairement* antérieurs aux forêts postglaciaires qui les recouvrent (Ball, 1966; Potts, 1971; Derbyshire, 1973). L'hypothèse selon laquelle la construction des éboulis puisse être contemporaine de la phase forestière n'a jamais été envisagée jusqu'à maintenant. Or, c'est ce que l'on observe en Gaspésie (Héту, 1987), et les données présentées ici montrent que cette sédimentation en milieu forestier produit des faciès très originaux, qui pourront servir : 1) à identifier les éboulis reliques contemporains de la phase d'afforestation; 2) à dater la progression des fronts forestiers sur les éboulis. Il reste à vérifier si l'on pourra retrouver ces faciès forestiers dans d'autres régions. En Gaspésie, ils semblent très répandus.

3) Les données présentées dans cet article semblent indiquer, pour la période récente, des variations importantes dans

la fréquence des grosses avalanches chargées, selon un schéma qui correspond à la séquence des fluctuations climatiques mises en évidence au Québec subarctique, depuis un siècle (Payette *et al.*, 1985). Bien entendu, il faudra multiplier les études de cas avant que ne se dégagent les véritables tendances régionales. En milieu de versants, où les seuils de réaction peuvent être très différents d'un site à l'autre, la possibilité qu'on ait affaire à un phénomène local, naturel ou anthropique, reste élevée (Innes, 1983). Mais compte tenu de leur sensibilité, les fronts forestiers gaspésiens représentent très certainement l'un des milieux les plus propices à l'enregistrement des fluctuations climatiques mineures dans le sud du Québec.

4) Comme dans d'autres régions tempérées (Grove, 1972; Kotarba et Strömquist, 1984), il semble que les fluctuations climatiques récentes enregistrées en Gaspésie se soient d'abord exprimées par des changements dans la fréquence des phénomènes périodiques de forte intensité, telles les grosses avalanches de printemps. Cette observation ouvre des perspectives intéressantes pour l'étude des fluctuations climatiques récentes en milieu forestier (Beaudoin, 1989).

REMERCIEMENTS

Plusieurs personnes ont contribué à la réalisation de ce travail. D'abord Nellie Gagné, Pierre Vandelac et Jean-François Girard qui ont travaillé assidûment durant nos sept semaines d'excavation. La cartographie et le traitement des données sont de Suzanne Gagnon. Jean-Luc Théberge a produit les photographies. Huguette Saint-Laurent a dactylographié les différentes versions du manuscrit. Que toutes et tous trouvent ici l'expression de nos remerciements les plus sincères. L'auteur remercie tout spécialement M^{me} Louise Filion et M. Yves Bégin, du Centre d'études nordiques de l'Université Laval, dont les remarques et suggestions ont grandement contribué à l'amélioration du manuscrit. Subventions: CRSNG et Fonds Institutionnel de recherche de l'Université du Québec à Rimouski.

RÉFÉRENCES

- Akerman, H. J., 1984. Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler*, 66A(4): 267-284.
- Akifyeva, K. V., Volodicheva, N. A., Troshkina, E. S., Turmanina, V. T. et Tushinsky, G. K., 1978. Avalanches of the USSR and their influence on the formation on natural-territory complexes. *Arctic and Alpine Research*, 10 (2): 223-233.
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105: 1-140.
- Ball, D. F., 1966. Late-glacial screes in Wales. *Biuletyn Peryglacjalny*, 15: 151-163.
- Beaudoin, A. B., 1989. The response of the treeline zone to climatic change in the Canadian Rocky Mountain. *Le Géographe canadien*, 33 (1): 83-86.
- Bégin, C. et Filion, L., 1985. Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique). *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 22: 175-182.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in Subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30 (2): 210-220.

- Bélanger, J., Desjardins, M. et Frenette, Y., 1981. Histoire de la Gaspésie. Montréal, Boréal Express, 797 p.
- Briggs, D., 1977. Sediments. Butterworth, 192 p.
- Burrows, C. J. et Burrows, V. L., 1976. Procedures for the study of snow avalanche chronology using growth of woody plants. Institute of Arctic and Alpine Research Occasional Paper 23, 60 p.
- Chinn, T. J. H., 1981. Use of rock weathering-rind thickness for Holocene absolute age-dating in New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 13 (1): 33-45.
- Commission canadienne de pédologie, 1978. Le système canadien de classification des sols. Ministère de l'Agriculture du Canada, Approvisionnement et Services Canada, Publication n° 1646, 170 p.
- Derbyshire, E., 1973. Periglacial phenomena in Tasmania. *Biuletyn Periglacialny*, 22: 131-148.
- Dolukhanov, A. G., 1978. The timberline and the subalpine belt in the Caucasus Mountains, USSR. *Arctic and Alpine Research*, 10 (2): 409-422.
- Enos, P. C., 1969. Cloridorme Formation, middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Society of America, Special Paper 117, 66 p.
- Francou, B., 1987. L'ébouilisation en Haute Montagne. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris VII, 689 p.
- 1988. Éboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32 (1): 47-76.
- Francou, B. et Héту, B., 1989. Éboulis et autres formations de pentes hétéométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. Notes et comptes rendus du groupe de travail « Régionalisation de périglaciaire », France, Fasc. XIV, p. 11-69.
- Gagnon, R. M., 1970. Le climat des Chic-Chocs. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Service de la météorologie, Rapport M.P.-36, 103 p.
- Gardner, J. S., 1983. Accretion rates on some debris slopes in the Mt. Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 347-355.
- 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., 1987. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). Thèse de doctorat, Université de Montréal, 568 p.
- 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.
- Héту, B. et Vandelac, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (3): 389-406.
- Innes, J. L., 1983. Stratigraphic evidence of episodic talus accumulation on the Isle of Skye, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 399-403.
- 1985. Lichenometry. *Progress in Physical Geography*, 9 (2): 187-254.
- Kotarba, A. et Strömquist, L., 1984. Transport, sorting and deposition processes of alpine debris slope deposits in the Polish Tatra Mountains. *Geografiska Annaler*, 66A (4): 285-294.
- Krumbein, W. C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11 (2): 64-72.
- Larsson, S., 1982. Geomorphological effects on the slope of Longyear Valley, Spitsbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. *Geografiska Annaler*, 64A (3-4): 105-125.
- Lemieux, M. B., 1984. Mont-Louis se raconte... Montmagny, Ateliers Marquis Ltée, 358 p.
- Luckman, B. H., 1988. Debris accumulation patterns on talus slopes in Surprise Valley, Alberta. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 (3): 247-278.
- Mathews, W. H. et Mackay, J. R., 1963. Snowcreep studies, Mount Seymour, B.C.: preliminary field investigation. *Geographical Bulletin*, 20: 58-75.
- Morin, H. et Payette, S., 1986. La dynamique récente des combes à neige du golfe de Richmond (Québec nordique): une analyse dendrochronologique. *Journal canadien de Botanique*, 64 (9): 2113-2119.
- Payette, S. et Filion, L., 1985. White spruce expansion at the tree line and recent climatic change. *Canadian Journal of Forestry Research*, 15: 241-251.
- Payette, S. et Boudreau, F., 1984. Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 21 (3): 319-335.
- Payette, S., Filion, L., Gauthier, L. et Boutin, Y., 1985. Secular climate change in old-growth tree-line vegetation of northern Quebec. *Nature*, 315 (6015): 135-138.
- Potter, N., 1969. Tree-ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka mountains, Wyoming. Geological Society of America, Special Paper 123, p. 141-165.
- Potts, A. S., 1971. Fossil cryonival features in Central Wales. *Geografiska Annaler*, 53A (1): 39-51.
- Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42A (2-3): 65-200.
- 1985. Extreme rainfall and rapid snowmelt as causes of mass movements in high latitude mountains, p. 35-56. *In* M. Church et O. Slaymaker, édit., *Field and Theory: Lectures in Geocryology*. University of British Columbia Press, Vancouver, 213 p.
- Rapp, A. et Nyberg, R., 1981. Alpine debris flows in Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 63A (3-4): 183-196.
- Rapp, A. et Strömquist, L., 1976. Slope erosion due to extreme rainfall in the Scandinavian Mountains. *Geografiska Annaler*, 58A (3): 193-200.
- Shroder, J. J., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement Table Cliffs Pateau, Utah. *Quaternary Research*, 9: 168-185.
- 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4 (2): 161-188.
- Sigafoos, R. S., 1964. Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. United States Geological Survey, Professional Paper 485-A, p. 1-35.
- Van Steijn, H., De Ruig, J. et Hoozemans, F., 1988. Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32 (2): 143-161.
- Whitehouse, I. E. et McSaveney, M. J., 1983. Diachronous talus surfaces in the Southern Alps, New Zealand, and their implications to talus accumulation. *Arctic and Alpine Research*, 15 (1): 53-64.