Document generated on 04/24/2024 1:19 p.m.

Géographie physique et Quaternaire

La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec
Geomorphic Processes on Shale Scree Slopes During the Cold Season, Northern Gaspésie
Die Dynamik der schieferigen Schutthalden während des Winters, nördliche Gaspésie, Québec

Bernard Hétu and Pierre Vandelac

Volume 43, Number 3, 1989

Le VIe Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire

URI: https://id.erudit.org/iderudit/032791ar
DOI: https://doi.org/10.7202/032791ar

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. & Vandelac, P. (1989). La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, *43*(3), 389–406. https://doi.org/10.7202/032791ar

Article abstract

This paper describes the combined geomorphological role of snow, ice and wind on shale scree slopes in northern Gaspésie. It emphasizes the relationship between the different geomorphic processes observed, often organized in a sequence of interdependent processes, and sheds light on the determining role of meteorological conditions, quite variable in this middle latitude maritime environment. The rapid succession of contrasting meteorological contexts create dynamic situations which are surprising by their originality and their diversity. Each of them is characterized by a specific combination of processes, the study of which explains some sorting problems on the surface of the screes. Repeated visits, over a nearly ten-year period, have enabled us to observe an extremely wide range of processes: (1) several types of avalanches, with varied morphosedimentological implications; (2) rapid snowcreep in the spring, producing grooves and push ridges, described here for the first time; (3) slides on the ice crust; (4) particularly abundant niveoeolian deposits at the bottom of the screes and in the adjacent forests; (5) very original slides of ice-coated rocks; (6) transits of gravel pushed by the wind onto the snow cover, and even into the neighboring forests where it accumulates when the snow melts to form grèzetype deposit. This gravel comes directly from the rock walls mainly by deflation during the cold season. The occurrence and frequency of the processes depend mostly on local snowfall, therefore on the aspect, the topography and the distribution of the slopes in the region.

Tous droits réservés © Les Presses de l'Université de Montréal, 1989

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

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

This article is disseminated and preserved by Érudit.

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

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

Géographie physique et Quaternaire, 1989, vol. 43, n° 3, p. 389-406, 5 fig., 1 tabl.

LA DYNAMIQUE DES ÉBOULIS SCHISTEUX AU COURS DE L'HIVER, GASPÉSIE SEPTENTRIONALE, QUÉBEC

Bernard HÉTU et Pierre VANDELAC, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1.

RÉSUMÉ Cet article décrit le rôle géomorphologique combiné de la neige, de la glace et du vent sur les éboulis schisteux du nord de la Gaspésie. Il insiste sur les relations entre les différents processus géomorphologiques observés, souvent organisés en séquence de processus interdépendants, et précise le rôle déterminant des conditions météorologiques, très variables dans ce milieu maritime de moyenne latitude. La succession rapide de contextes météorologiques très différents engendre des situations dynamiques contrastées, caractérisées par des combinaisons très complexes de processus. Leur étude permet de mieux comprendre les problèmes de granoclassement à la surface des éboulis. Des visites répétées échelonnées sur près de dix ans ont permis d'observer une gamme de processus très variés: (1) plusieurs types d'avalanches (avalanches de fond, avalanches superficielles, avalanches de *slush*), aux implications morphosédimentologiques différentes; (2) une reptation nivale très rapide au printemps, qui produit des sillons et des bourrelets de poussée décrits ici pour la première fois; (3) des glissements sur verglas; (4) des accumulations nivéo-éoliennes particulièrement abondantes au bas des éboulis et dans les forêts adjacentes; (5) des coulées de pierres glacées très originales qui jettent un éclairage nouveau sur le comportement mécanique des éboulis; (6) des transits de graviers poussés par le vent à la surface du manteau nival, et ce jusque dans les forêts voisines où ils s'accumulent à la fonte des neiges pour former des «grèzes forestières». Ces graviers proviennent directement des parois, qui fonctionnent principalement par déflation au cours de la saison froide. Le fonctionnement et la fréquence des processus dépendent en grande partie du régime d'enneigement local, donc en dernière analyse de l'orientation, de la topographie et de la répartition des versants dans la région.

ABSTRACT *Geomorphic processes on shale scree slopes during the cold season, northern Gaspésie*. This paper describes the combined geomorphological role of snow, ice and wind on shale scree slopes in northern Gaspésie. It emphasizes the relationship between the different geomorphic processes observed, often organized in a sequence of interdependent processes, and sheds light on the determining role of meteorological conditions, quite variable in this middle latitude maritime environment. The rapid succession of contrasting meteorological contexts create dynamic situations which are surprising by their originality and their diversity. Each of them is characterized by a specific combination of processes, the study of which explains some sorting problems on the surface of the screes. Repeated visits, over a nearly ten-year period, have enabled us to observe an extremely wide range of processes: (1) several types of avalanches, with varied morphosedimentological implications; (2) rapid snowcreep in the spring, producing grooves and push ridges, described here for the first time; (3) slides on the ice crust; (4) particularly abundant niveo-eolian deposits at the bottom of the screes and in the adjacent forests; (5) very original slides of ice-coated rocks; (6) transits of gravel pushed by the wind onto the snow cover, and even into the neighboring forests where it accumulates when the snow melts to form grèze-type deposit. This gravel comes directly from the rock walls mainly by deflation during the cold season. The occurrence and frequency of the processes depend mostly on local snowfall, therefore on the aspect, the topography and the distribution of the slopes in the region.

ZUSAMMENFASSUNG *Die Dynamik der schieferigen Schutthalden während des Winters, nördliche Gaspésie, Québec*. Dieser Artikel beschreibt den geomorphologischen Einfluss, den Schnee, Eis und Wind gemeinsam auf die schieferigen Schutthalden des Nordens der Gaspésie ausüben. Er betont die Beziehungen zwischen den verschiedenen beobachteten geomorphologischen Prozessen, die oft eine Sequenz interdependenter Prozesse darstellen und präzisiert die entscheidende Rolle der meteorologischen Bedingungen, die in diesem maritimen Milieu mittlerer Breite sehr variabel sind. Die rasche Aufeinanderfolge sehr verschiedener meteorologischer Kontexte führt zu kontrastreichen dynamischen Situationen, charakterisiert durch sehr komplexe Prozess-Kombinationen. Ihr Studium hilft die Probleme bei der Kornklassifizierung an der Oberfläche der Schutthalden besser zu verstehen. Mittels wiederholter Besuche über einen Zeitraum von nahezu 10 Jahren konnte eine Reihe sehr verschiedenartiger Prozesse festgestellt werden: (1) mehrere Arten von Lawinen (Grundlawinen, Oberflächenlawinen, *slush*-Lawinen) mit verschiedenen morphosedimentologischen Konsequenzen; (2) ein sehr schnelles Schnee-Gekriech im Frühling, welches Rinnen und Stosswülste hervorruft, die hier zum ersten Mal beschrieben sind: (3) Rutsche auf Glatteis: (4) Schnee-Wind-Aufschüttungen, die am Fuss der Schutthalden und in den angrenzenden Wäldern besonders reichlich sind: (5) sehr eigentümliche Ströme vereisten Steins, welche ein neues Licht auf das mechanische Verhalten der Schutthalden werfen: (6) Durchgang von vom Wind auf der Oberfläche des Schneemantels vorangetriebenem Kies und das bis in die benachbarten Wälder, wo der Kies sich bei der Schneeschmelze akkumuliert und "*Wald-Schutt*" bildet. Dieser Kies kommt direkt von den Wänden, die während der kalten Jahreszeit durch Deflation funktionieren. Der Ablauf und die Häufigkeit der Prozesse hängen grossenteils von den örtlichen Schneefallverhältnissen ab, also letztlich von der Orientierung, Topographie und Verteilung der Abhänge des Gebiets.

Manuscrit reçu le 19 décembre 1988; manuscrit révisé accepté le 27 février 1989

INTRODUCTION

Cet article décrit le rôle géomorphologique combiné de la neige, de la glace et du vent sur les éboulis schisteux du nord de la Gaspésie (fig. 1; Hétu, 1986). Il souligne les relations entre les différents processus géomorphologiques observés, souvent organisés en *relais de processus* (Francou, 1987), et met en lumière le *rôle déterminant des conditions météorologiques*, très variables dans ce milieu maritime de moyenne latitude. La succession rapide de contextes météorologiques constrastés — la durée moyenne des types de temps au Québec étant de 1,66 jour (Hufty, 1987) — engendre des situations dynamiques qui surprennent par leur originalité et leur diversité, chacune d'elles étant caractérisée par des combinaisons particulières de processus, dont l'étude éclaire les problèmes de granoclassement à la surface des éboulis.

Cette étude livre en outre plusieurs données nouvelles sur la dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, en particulier sur la cinématique des débris rocheux en transit sur le manteau nival (Francou, 1987), sur la dynamique des parois schisteuses en saison froide et, enfin, sur les relations entre la sédimentation et la végétation des franges de l'éboulis, une question trop souvent négligée jusqu'à maintenant et pourtant fondamentale pour l'interprétation des éboulis reliques (Hétu, 1986). De plus, quelques processus nouveaux sont présentés.

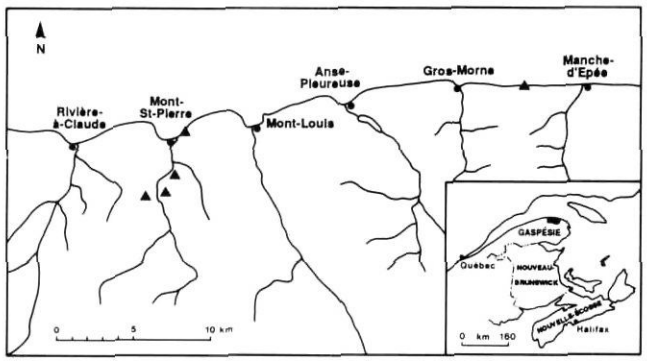

FIGURE 1. Localisation de la région étudiée. Les talus étudiés sont représentés par des triangles.

Localization of the studied area. The studied taluses are indicated by triangles.

LA NEIGE, LA GLACE ET LE VENT SUR LES ÉBOULIS: UN CHAMP D'ÉTUDE NÉGLIGÉ

LE RÔLE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA NEIGE

Malgré quelques problèmes en suspens et les opinions contradictoires (Ballantyne, 1978; Thorn, 1974, 1979), reliés dans bien des cas au fait que les études ont souvent porté sur des formes reliques, donc inactives (Washburn, 1985), le rôle géomorphologique de la neige sur les pentes douces et moyennes, de faible dénivelée, est relativement bien connu, comme l'atteste d'ailleurs l'abondante littérature qui lui est consacrée (Washburn, 1979).

On ne peut en dire autant des pentes raides, et en particulier des éboulis, où seules les avalanches sont bien étudiées (Luckman, 1977; Gardner, 1970; Caine, 1969). Plusieurs processus sont négligés ou méconnus. Francou (1987) a précisé le rôle du ruissellement nival sur les éboulis fins des Hautes Andes centrales du Pérou. Mais ce processus est rarement pris en compte sur les éboulis. Or, il pourrait être important au printemps durant la fonte des neiges, alors que l'éboulis est encore gelé en profondeur (Hétu, 1986).

Les congères qui se forment en pied de paroi, au contact de l'éboulis, souvent pérennes en haute montagne, ont reçu un peu plus d'attention (Gardner, 1969; Francou, 1977, 1987; Shaw et Healy, 1977). D'après Gardner (1969), elles entretiennent des conditions microclimatiques favorisant la gélifraction et conduiraient à la formation d'encoches parfois importantes à la base des parois. Elles pourraient aussi jouer un rôle fondamental dans la genèse des éboulis fluants (Francou, 1977, 1987), un type d'éboulis associé à des glaciers rocheux. Ils doivent une grande partie de leur plasticité à l'enfouissement des névés de pied de paroi sous les éboulis.

Enfin, on note aussi dans la littérature quelques données, trop rares malheureusement, sur le régime thermique des éboulis en relation avec l'évolution du manteau nival (Francou, 1983, 1987).

Mais ces différentes observations livrent une image nécessairement fragmentaire sur le rôle de la neige à la surface des éboulis. Plusieurs questions pourtant capitales n'ont jamais été étudiées en détail, par exemple, la cinématique des débris en transit sur la neige. Or, comme l'a si justement souligné Francou (1987), il s'agit là d'une question fondamentale puisque la majorité des chutes de pierres en haute montagne se produisent au printemps, quand les parois dégèlent, alors que le talus, lui, est encore en grande partie couvert de neige, surtout en ubac, où la neige tarde à fondre. Malheureusement, il y a peu de données sur le comportement des débris rocheux en transit sur le manteau nival. Évidemment, les conditions de frottement ne sauraient être comparées à celles du talus déneigé. Pourtant ce paramètre n'est jamais considéré dans les modèles simulant la dynamique des éboulis (Statham, 1973; Kirkby et Statham, 1975). Des observations supplémentaires sur le rôle de la neige comme plan de transit s'imposent. Il en est de même de la reptation nivale, qui a fait l'objet, depuis les travaux pionniers de Matthes (1911), de quelques études extrêmement intéressantes, selon des approches variées, mais jamais sur les éboulis (Costin *et al.*, 1964; Costin *et al.*, 1973; Jennings, 1978; Jennings et Costin, 1978; Mathews et Mackay, 1975).

LE RÔLE DU VERGLAS

Le rôle du verglas comme plan de transit n'a pas été plus étudié. Pourtant les glissements sur verglas, neige durcie ou sol gelé sont parfois invoqués pour rendre compte du litage des éboulis stratifiés, en particulier pour expliquer la mise en place des lits maigres (Corbel, 1954; Tricart, 1956; Tricart et Cailleux, 1967; Van Steijn, 1984; Van Steijn *et al.*, 1984). Il semble d'après les observations de Souchez (1966) en Antarctique que ce type de transit soit effectivement possible. Souchez (1966) a observé au pied des éboulis de la vallée

du glacier de Webb des convois de débris progressant sur des congères glacées dont la pente ne dépasse pas 14°. La superposition des convois quand fondent les congères produit «un dépôt lité de style original» (p. 297). En outre, ce phénomène explique les longues concavités basales faiblement inclinées qui prolongent les éboulis.

Malheureusement, les observations trop succintes de Souchez (1966) n'ont pu être répétées ailleurs. Encore une fois, des recherches supplémentaires sur ce mécanisme s'imposent, d'autant plus qu'il revêt une grande importance dans le contexte des travaux récents sur la genèse des éboulis stratifiés, problème qui connaît un regain d'intérêt depuis quelques années (Van Steijn *et al.*, 1984; Van Steijn, 1987; Van Steijn et Filippo, 1987; Francou, 1988; Hétu, 1986).

LE RÔLE DU VENT

Les processus nivéo-éoliens furent décrits dans divers milieux actuels et quaternaires (Rochette et Cailleux, 1971; Cailleux, 1967, 1972, 1974; Ahlbrandt et Andrews, 1978; Rapp *et al.*, 1986; voir l'excellente synthèse de Koster et Dijkmans, 1988), mais jamais encore à notre connaissance sur les éboulis. Or, il s'agit là d'une question importante. L'origine des éléments fins dans les éboulis stratifiés et surtout leur cheminement jusqu'au bas des versants posent un problème. L'observation montre en effet que les éléments fins ont tendance à s'infiltrer rapidement dans l'éboulis et donc à s'arrêter dans le haut des talus (Hétu, 1986). Alors comment expliquer leur présence au pied des grands talus d'éboulis (Hétu, 1986)? La gélifraction *in situ* est-elle suffisante? Des apports éoliens pourraient fournir une alternative: on sait que la contribution lœssique est importante dans certains dépôts de pentes stratifiés quaternaires (Dylik, 1960; Harris, 1975).

Sans prétendre régler l'ensemble des problèmes évoqués ci-dessus, les observations présentées dans cette étude permettent néanmoins de mieux cerner l'impact combiné de la *neige, de la glace et du vent sur les éboulis de petit calibre.*

DESCRIPTION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

LE CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE ET GÉOLOGIQUE

Dominé par une ancienne surface d'érosion d'âge indéterminé (altitude: 350-400 m), dans laquelle s'est encaissé un réseau de vallées profondes et étroites, à modelé glaciaire *typique (fig. 2 et 3; voir aussi Hétu et Gray, 1985), le paysage* du nord de la Gaspésie présente, malgré ses altitudes modestes — elles dépassent rarement 400 m près du littoral — *une énergie de relief relativement importante. La surface* d'érosion est partout brutalement recoupée par de grands versants raides, pouvant atteindre 700 m de long. Ils assurent *la transition avec le littoral et le fond des vallées glaciaires* (fig. 2). Dans les vallées, les éboulis sont étroitement associés au démantèlement des anciennes parois glaciaires (fig. 3).

La géologie régionale est dominée par les schistes non métamorphiques. On note aussi des passages gréseux et quelques siltites (Enos, 1969).

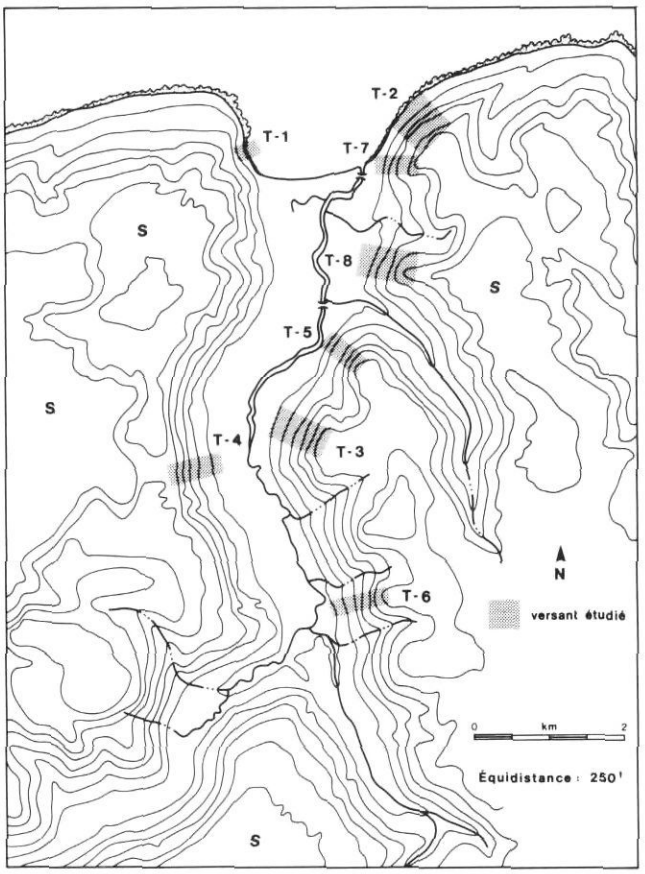

FIGURE 2. Vallée de Mont-Saint-Pierre. Topographie locale et localisation des talus étudiés. S: surface d'érosion pré-quaternaire (plateau gaspésien).

Mont-St-Pierre Valley. Local topography and location of studied taluses. S: pre-Quaternary planation surface.

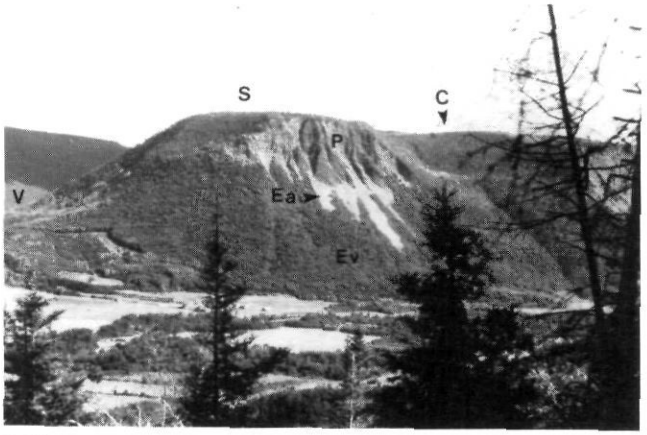

FIGURE 3. Vallée de Mont-Saint-Pierre; vue générale du talus T-5. À l'avant plan: auge glaciaire. S: surface d'érosion pré-quaternaire. V: vallée glaciaire suspendue. C: cirque glaciaire. P: paroi glaciaire. Ea: éboulis actif. Ev: éboulis couvert de végétation. À l'extrême droite: talus T-3.

Mont-St-Pierre Valley; general view of talus T-5. Foreground: U-shaped glacial trough. S: pre-Quaternary planation surface. V: hanging glacial trough. C: glacial cirque. P: glacial wall. Ea: active scree. Ev: forested scree. To the extreme right: talus T-3.

LE RÉGIME CLIMATIQUE

Située à moins de 60 km à l'ouest de notre secteur d'étude, la station de Cap-Chat (49°07'N, 65°41'W; alt.: 26 m) fournit les meilleures données climatiques de référence pour le nord de la Gaspésie (Gagnon, 1970). Le tableau I et les figures 4 et 5 en résument les principales caractéristiques. On insistera surtout sur les aspects suivants:

1. Les premières chutes de neige sont enregistrées dès octobre, mais au niveau de la mer, c'est seulement à partir de la fin de novembre que la neige arrive vraiment à tenir au sol. Sur les éboulis, la période de formation du manteau nival est encore plus longue à cause des vents qui chassent la neige vers les forêts voisines. Dans les secteurs à l'abri du vent, la couverture nivale atteint sa pleine épaisseur à la fin de février (55 cm en moyenne); elle disparaîtra rapidement au cours du mois de mars. Mais des chutes de neige tardives sont encore possibles, et ce, jusqu'en mai.

2. Chaque année, les températures quotidiennes oscillent de part et d'autre du 0°C durant près de trois mois: en novembre d'abord, puis en mars-avril, qui correspondent à l'optimum cryoclastique (définition de Francou, 1987). Toutefois, un coup d'œil à la figure 5 montre que le nombre total de jours avec au moins un cycle gel/dégel dépassent sûrement, et de beaucoup, les 40 à 60 établis par Trenhaile et Rudakas (1981) pour notre secteur: les températures maximales absolues sont positives pour tous les mois de l'année et les minima absolus, négatifs, dix mois sur douze.

3. Situé en position de moyenne latitude (49°N), sous la double influence des masses d'air arctiques et des dépressions en provenance de la côte atlantique des États-Unis, et par surcroît dans un contexte qui juxtapose la montagne et l'estuaire du Saint-Laurent, le nord de la Gaspésie présente un climat extrêmement contrasté. Un bref aperçu des principaux types de temps qui se sont succédé dans le Bas-Saint-Laurent-Gaspésie de la fin novembre 1987 à la mi-février 1988 est particulièrement révélateur à cet égard:

TABLEAU I

Variables climatiques pour le nord de la Gaspésie (1940-69) (source: Gagnon, 1970)

	Station de Cap-Chat (49°07'N, 65°41'W; alt. 26 m)
Température moyenne annuelle	3,3°C
Chutes de neige (moyenne annuelle: 1960-69)	328,5 cm
Période pour laquelle la température quotidienne minimale moyenne est < 0°C	1 novembre – 27 avril
Période pour laquelle la température quotidienne maximale moyenne est < 0°C	1 décembre – 19 mars
Périodes avec cycles gel/dégel quotidiens	1 novembre – 1 décembre 19 mars – 27 avril
Période sans gel	7 juin – 22 septembre

- Fin novembre 1987: trois jours de pluie continuelle (29-30 nov. et 1er déc.). Sur les éboulis: petites laves torrentielles dans le prolongement des couloirs ravinant les parois.
- 2 décembre 1987: chute brutale des températures. Les éboulis se couvrent de glace (pellicule de glace autour des cailloux).
- En décembre: temps variable. Chutes de neige, coups de froid, redoux et pluies verglaçantes alternent.
- 2 et 3 janvier 1988: tempête de neige. Chutes de neige atteignant quelques décimètres (20-40 cm selon les endroits), accompagnées de vents forts.
- 5 et 6 janvier 1988: blizzard extrêmement violent, avec des pointes de vent atteignant près de 100 km/h, suivi

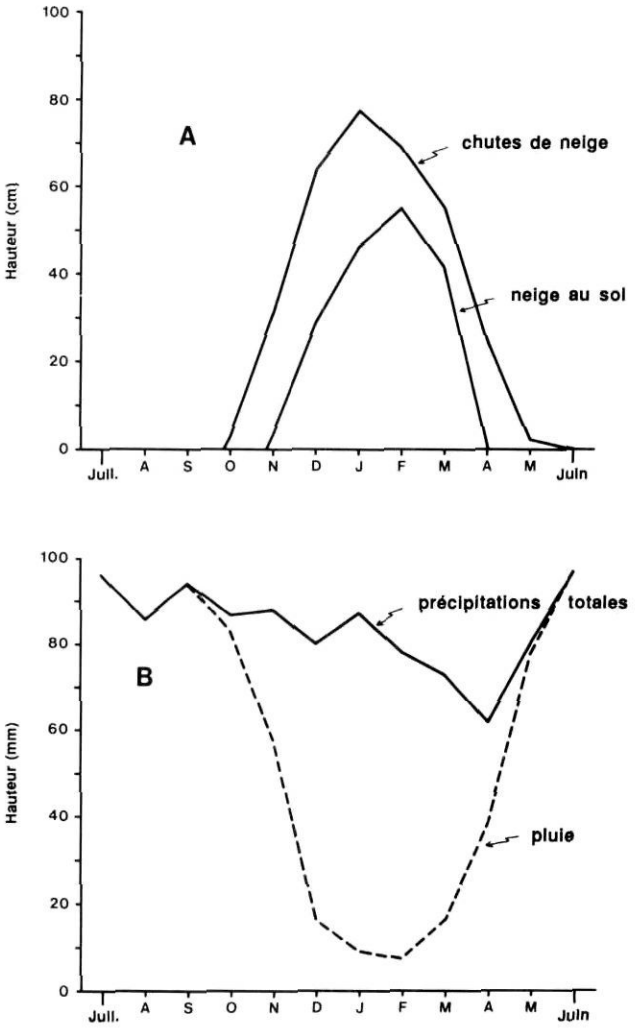

FIGURE 4. Le régime des précipitations dans le nord de la Gaspésie (station de référence: Cap-Chat). A) chutes de neige mensuelles et épaisseur de neige au sol. B) pluviosité mensuelle et précipitations totales (pluie et neige ramenée en eau) pour chaque mois. Source: Gagnon (1970).

Precipitation level in northern Gaspésie (Weather station: Cap-Chat). A) snowfall and depth of snow on the ground. B) monthly rainfall and total precipitation (rain and snow calculated as water) for each month. Source: Gagnon (1970).

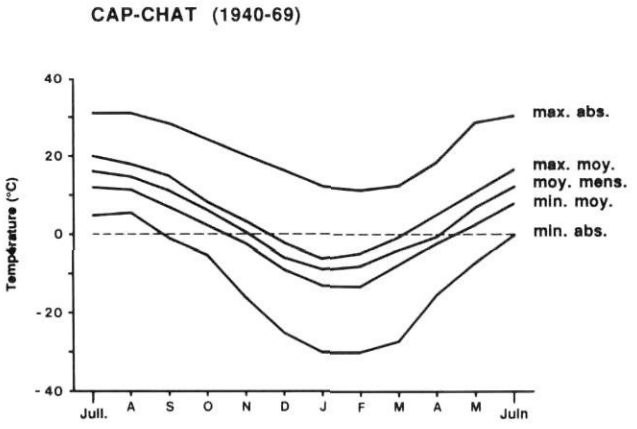

FIGURE 5. Le régime des températures dans le nord de la Gaspésie (station de référence: Cap-Chat). De haut en bas: les températures maximales absolues, les températures maximales moyennes, les moyennes mensuelles, les températures minimales moyennes, les températures minimales absolues.

Temperatures in northern Gaspésie (weather station: Cap-Chat). From top to bottom: absolute maximum temperatures, average maximum temperatures, monthly averages, average minimum temperatures, absolute minimum temperatures.

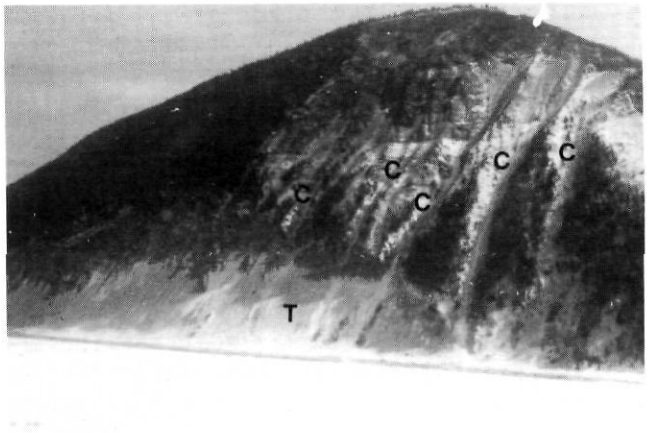

FIGURE 6. Le mont Saint-Pierre (410 m), paroi nord-ouest. C: couloir polygénique (ruissellement, avalanches). T: talus T-2.

Mont St-Pierre (410 m), north-west wall. C: polygenic chute (run-off, avalanches). T: talus T-2.

d'une chute brutale des températures qui descendent sous les −20°C. Entre 11h et 23h45 le 5 janvier, la vitesse des vents à Cap-Chat (50 km à l'ouest du secteur étudié ici) n'est jamais descendue sous les 72 km/h, et on note plusieurs rafales bien supérieures à cette vitesse. Pointe de vent maximale enregistrée: 99,4 km/h, à 10h30. (Source: projet «Éole», centrale éolienne de Cap-Chat, Lavalin — mesure instantanée à toutes les quinze minutes).

- 11 et 12 janvier 1988: froid moyen (−5°C).
- 13, 14 et 15 janvier: froid extrême (−31°C dans la nuit du 13 au 14 janvier à Québec; record de 1946: −35°C).
- 17 et 18 janvier: très doux. Températures positives, 2°C, accompagnées de pluie verglaçante.
- Du 18 au 31 janvier: températures négatives, mais modérées. Chutes de neige abondantes.
- 1er février 1988: temps très doux. Pluie verglaçante (grésil).
- 2 février 1988: chute de neige légère (quelques centimètres).
- 13 février 1988: plus importante chute de neige de l'hiver (50 cm en Gaspésie).

4. La région côtière nord-gaspésienne est une région très ventée, d'abord en raison de la fréquence élevée des vents (14 % de temps calme seulement à Cap-Chat; Gagnon, 1970), mais aussi par leur intensité. À preuve, ce blizzard enregistré les 5 et 6 janvier 1988 (voir ci-dessus). Malheureusement, les données manquent pour en établir la fréquence. On sait toutefois, pour avoir visité la région à plusieurs reprises entre 1978 et 1987, que les vents de vitesse supérieure à 50 km/h sont assez fréquents, surtout en altitude, près des parois rocheuses. Par grand vent, les hautes parois engendrent des zones de turbulence accompagnées de vents ascendants souvent très violents comme l'indique l'observation qui suit: le 25 septembre 1987, des poignées de plaquettes de schiste jetées dans le vide du haut de la grande paroi nord-ouest du mont Saint-Pierre (fig. 6) sont aussitôt reprises par les vents ascendants, puis charriées dans la forêt sur le dessus de la montagne, à 30 ou 40 m du sommet de la paroi. Or les plus grosses plaquettes soulevées atteignaient 5 à 7 cm de long, pour un poids de 30 à 165 grammes! Il s'agit toutefois de plaquettes très minces, avec des indices d'aplatissement supérieurs à 10 (indice de Cailleux).

Dans la région, les vents sont assez bien répartis sur la rose d'orientation, avec toutefois deux directions dominantes: d'abord les vents du nord-ouest avec 35 % des fréquences, puis ceux du secteur est qui comptent pour 16 % (Gagnon, 1970).

DESCRIPTION DES VERSANTS ÉTUDIÉS

Les éboulis étudiés sont localisés dans le nord de la Gaspésie (fig. 1), dans la vallée de Mont-Saint-Pierre surtout, sauf un qui est situé près de Gros-Morne. La figure 2 en donne la localisation.

LA MORPHOLOGIE DES PAROIS

Les parois rocheuses qui assurent l'alimentation des éboulis sont rarement uniformes. Le plus souvent elles sont découpées par de profonds couloirs en forme d'entonnoir (fig. 3 et 6).

La hauteur des parois excède rarement les 80 mètres. Ainsi, avec sa double paroi et ses longs couloirs de plus de 200 m de dénivelée, le versant T-2 représente un cas particulier (tabl. II, fig. 6).

GÉOLOGIE ET DYNAMIQUE DES PAROIS ROCHEUSES

Les parois rocheuses sont taillées dans des lithologies hautement friables appartenant au Groupe de Québec (Enos, 1969), une puissante séquence de flysch cambro-ordovicien finement stratifiée, largement dominée par les schistes argileux et les siltites, auxquels se mêlent des bancs de grès (grauwacke) de 2 à 8 cm d'épaisseur, mais pouvant atteindre dans certains cas plus de 50 cm. Plissées à deux reprises au moins,

à l'Ordovicien puis au Dévonien, les formations du Groupe de Québec présentent un réseau de fractures extrêmement serrées. La roche est par endroits littéralement broyées: il est fréquent d'y observer, à l'affleurement, plus de 30 ou 40 fractures au mètre (fig. 7), fractures d'origine tectonique bien sûr, mais liées aussi à l'évolution géomorphologique récente des parois rocheuses: décompression glaciaire (Hétu, 1986); cryoclastie; fatigue de la roche découlant des variations dilatométriques produites par les cycles «humidification-dessication», phénomène qui touche tout spécialement les schistes (Fahey, 1983; Hamès *et al.*, 1987). Dans la nature, les schistes présentent des coefficients de dilatation très différents d'un banc à l'autre et pourraient de la sorte engendrer des pressions différentielles très favorables à la désagrégation des parois.

Le rôle respectif des différents processus de désagrégation est difficile à établir, mais un certain nombre de constantes découle de l'observation des parois:

1. Les parois fournissent des débris de petit calibre et de forme très aplatie, comme l'indiquent les données présentées au tableau III. Ces données proviennent du talus d'éboulis T-3 (fig. 8) où furent mesurés 1600 fragments de largeur supérieure à 10 mm, regroupés dans 32 stations d'échantillonnage distinctes (N = 50) réparties sur l'ensemble du talus (Hétu, 1986). Mais ces mesures, orientées dès le départ vers la fraction grossière, livrent une image biaisée du spectre granulométrique des débris libérés par les parois. On note aussi, dans les fissures ouvertes et autres anfractuosités sur les parois, des concentrations détritiques où les éléments fins abondent. Les analyses granulométriques révèlent de grandes quantités de particules fines: jusqu'à 50 % de particules inférieures à 1 mm, dont 5 % sous 0,0625 mm (fig. 9).

2. Outre ces poches d'éléments fins, les parois sont jonchées de fragments *déjà désolidarisés* et en équilibre souvent précaire. De grandes quantités de graviers et de cailloux sont stockées sur le dos des bancs de grès faisant saillie (fig. 7).

3. Les chutes de pierres atteignent en volume des valeurs impressionnantes, comme le montrent entre autres les fortes quantités de débris observées sur la neige au printemps (fig. 10). Mais les chutes de débris ne sont pas limitées aux périodes de dégel. En fait, on peut identifier au cours de l'année deux types de situations propices aux chutes de pierres:

a) Les débris les plus grossiers (galets, blocs) tombent quand les parois sont imbibées d'eau. Les plus gros peuvent atteindre alors jusqu'à 50-60 cm de côté. On note un maximum de chutes au printemps, lorsque fondent les glaces de paroi (Francou, 1982, 1987). Mais les longues pluies d'été (plusieurs jours) arrivent au même résultat. À titre d'exemple, les chutes de pierres les plus abondantes à l'automne 1987 se sont produites durant la longue pluie de trois jours enregistrée à la fin du mois de novembre, bien que les températures soient restées positives durant toute la durée de la pluie.

b) Les chutes de gravier sont étroitement associées aux périodes de vents forts, qui soufflent alors en rafales tourbillonnantes près des parois. Les pointes de vent sont suffisamment fortes pour faire tomber les petits cailloux déjà détachés, mais restés sur la paroi, en équilibre instable. Une

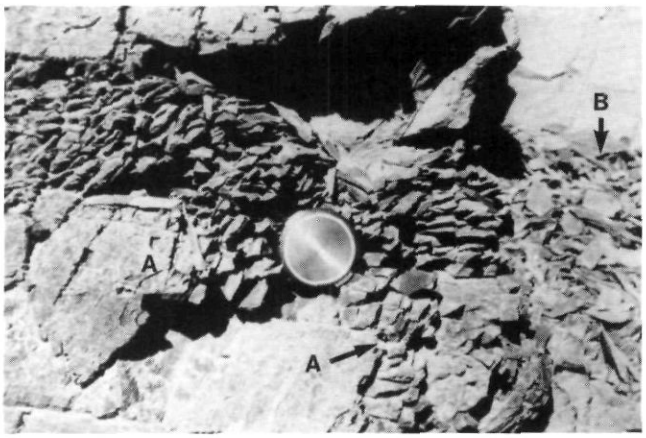

FIGURE 7. Intense fracturation des parfois de schiste. A: réseau de fractures très serrées. B: concentration de plaquettes déjà détachées, en équilibre instable sur le dos d'une couche plus résistante.

Intense fracturing of the shale walls. A: close network of fractures. B: concentration of already detached slabs, precariously balanced on top of a more resistant layer.

TABLEAU II

Description des versants étudiés

Versant	Dénivelée totale (m)	Paroi hauteur (m)	Éboulis	
			Longueur totale (m)	Section portant végétation (m)
T2	380	250	75	0
T3	400	65	640	240
T4	350	50	500	290
T5	400	140	570	240

TABLEAU III

Statistiques portant sur la taille et la forme des fragments mesurés à la surface du talus T-3 (N = 1600). Seuls les fragments dont la largeur est égale ou supérieure à 10 mm furent mesurés

	Moyenne	Médiane	Écart type	Maximum	Minimum
largeur (mm)	36,6	23,6	26,3	272	10*
longueur (mm)	77,3	—	—	—	—
épaisseur (mm)	10,4	—	—	—	—
volume (cm^3)	76,9	8,9	526,3	14 256	1
b/a	0,41	0,40	0,20	1	0,10
c/b	0,23	0,19	0,22	0,96	0,12
sphéricité**	0,30	0,29	0,11	0,93	0,11
aplatissement***	6,8	5,6	4,4	38,7	1,2

* limite inférieure de l'échantillonnage

** sphéricité: $3\sqrt{bc/a^2}$

*** aplatissement: $(a + b)/2c$

simple rafale peut déclencher, par effet d'entraînement, de véritables cascades de pierraille.

À partir de la mi-mars, quand les températures diurnes redeviennent positives et que s'amorce la fonte des neiges, les deux types de situations décrites ci-devant se superposent. Les chutes de pierres, très abondantes, couvrent alors toute la gamme des granulométries disponibles, des limons aux gros blocs. Mais au plein cœur de l'hiver, alors que la roche est rarement mouillée, les parois évoluent principalement par *déflation* à partir d'un stock déjà désolidarisé. Ne sont prélevés alors que les petits fragments de la taille des limons aux graviers (fig. 11). Il y a donc une rythmicité saisonnière très nette dans la granulométrie des débris transférés de la paroi à l'éboulis.

DESCRIPTION DES ÉBOULIS

Les talus d'éboulis de la région ont des dimensions relativement importantes compte tenu des faibles dénivelées (tabl. II). Par ailleurs, phénomène fréquent en région tempérée, ils évoluent dans un environnement forestier (Hétu et Gray, 1980). Hormis T-2, qui ne comporte aucune végétation, les éboulis de la région ne sont que *partiellement* actifs : en général la forêt couvre la partie inférieure des éboulis, dans une proportion qui varie en fonction de la hauteur des parois (fig. 3).

Mais dans le détail, la répartition de la forêt sur les éboulis dépend de la morphologie des parois. Sous les couloirs, où la dynamique est toujours plus intense (Hétu, 1986), la limite des forêts est très basse, et ce, d'autant plus que le couloir est important (fig. 3). Elle remonte considérablement en revanche sous les sections de paroi plus raides qui séparent les couloirs (fig. 3).

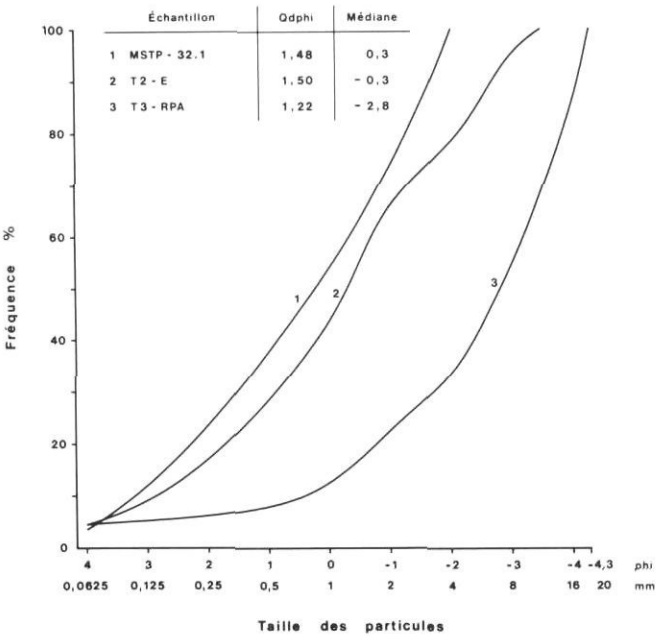

FIGURE 9. Granulométrie des matériaux meubles recueillis dans des anfractuosités de la paroi dominant le talus T-3. Fraction inférieure à 20 mm.

Granulometry measurement of loose material gathered from the crevices of the main wall of talus T-3. Fraction inferior to 20 mm.

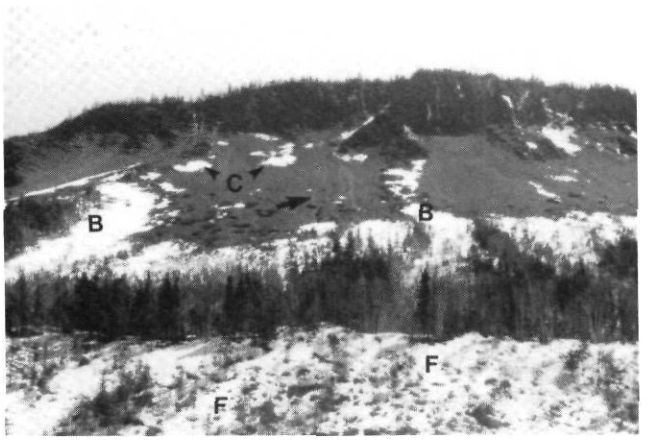

FIGURE 8. Vallée de Mont-Saint-Pierre ; talus T-3 photographié le 29 avril 1982. F : front d'une terrasse juxtaglaciaire partiellement recouverte par l'éboulis (voir fig. 12). Les bandes de végétation (B) sous les éperons sont encore remplies de neige jusqu'à saturation topographique. Le haut du talus est occupé par des congères à semelle de glace (C) qui descendent lentement par reptation. Flèches : petits chenaux produits par des avalanches de neige humide (avalanches de printemps). Les mesures de cailloux présentées au tableau III furent obtenues sur ce talus, à partir de 32 stations d'échantillonnage réparties au hasard entre le pied de la paroi et la forêt.

Mont-Saint-Pierre Valley; talus T-3 photographed on April 29, 1982. F: Front of a kame terrace partially covered by the scree (see Fig. 12). The bands of vegetation (B) under the spurs are still filled with snow up to topographic saturation. The top of the talus is occupied by ice-based snow-drifts (C) which creep slowly downward. Arrows: small channels produced by avalanches of wet snow (spring avalanches). Measurements for pebbles presented in Table III were obtained on this talus, from 32 sample sites selected at random between the foot of the wall and the forest.

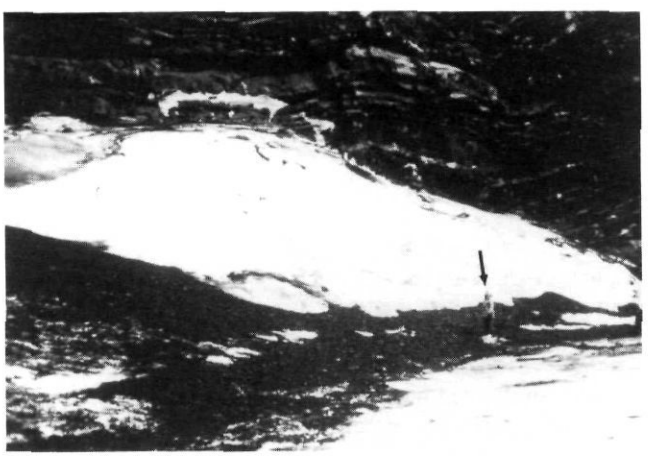

FIGURE 10. Débris observés sur la neige concentrés au pied d'un petit talus d'éboulis, à la fin de l'hiver 1980, près de Gros-Morne. Hauteur de la paroi (partiellement visible ici) : 40-50 m. Le personnage (flèche) donne l'échelle.

Debris observed on the snow, concentrated at the foot of a small scree talus, at the end of winter 1980, near Gros-Morne. Height of the wall (partially visible here): 40-50 m. The person (arrow) shows the scale.

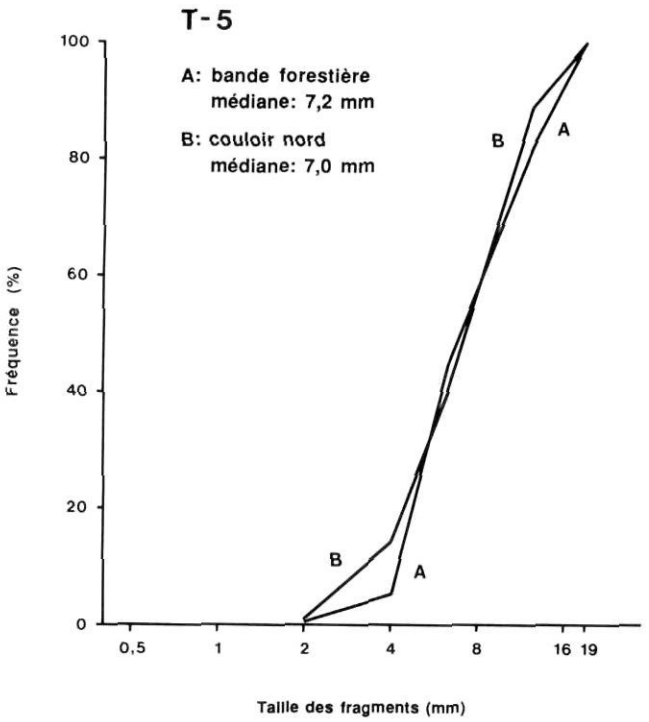

FIGURE 11. Granulométrie des sables et graviers recueillis sur la neige recouvrant le talus T-5 (11 janvier 1988). Ces matériaux proviennent directement de la paroi où ils furent d'abord prélevés par le vent (blizzard des 5 et 6 janvier 1988), puis poussés sur la neige jusqu'au front forestier. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 14.

Granulometry of sand and gravel collected on the snow covering talus T-5 (January 11, 1988). This material was lifted directly from the walls by the wind (blizzard of January 5-6, 1988) then blown onto the snow up to the forest front. Samples sites are pinpointed on Figure 14.

Les talus d'éboulis étudiés présentent des profils en long concaves (fig. 12). Près des parois, la pente dépasse souvent les 40°, mais elle s'abaisse rapidement vers le bas et passe très vite sous les 35°. Au bas du talus, l'éboulis est prolongé par une concavité basale faiblement inclinée (fig. 12). Ainsi plus de la moitié de la longueur totale des talus présente une pente inférieure aux éboulis de gravité.

Les débris provenant des parois ne peuvent atteindre le bas des talus. Ils sont bloqués par la végétation dans la partie supérieure de la zone végétalisée et forment à la longue des langues de débris surélevées à profil convexe (fig. 12). Au front, l'épaisseur des langues de débris peut dépasser 4 m. Ces langues de débris se raccordent à l'amont aux principaux couloirs, ou encore aux sections les plus raides de la paroi. Entre les couloirs, on note des dépressions allongées, occupées par la forêt, dont le fond se trouve souvent à plus de 4-5 m sous la surface convexe des langues de débris adjacentes (fig. 12).

LES PROCESSUS OBSERVÉS

L'intense fracturation des parois, l'abondance des débris fournis, leur petit calibre et la diversité des situations météorologiques engendrent des dynamiques originales qui se succèdent à un rythme accéléré. De nombreuses visites échelonnées sur près de 10 ans, en toutes saisons, ont permis d'inventorier une gamme de processus extrêmement variés. Nous ne décrirons ici que les processus de saison froide, qui sont fortement conditionnés par la neige et le vent. Sur les éboulis, la neige intervient soit directement en tant qu'agent de transport (avalanches, reptation nivale), soit indirectement, comme plan de transit pour les transports supra-nivaux, assistés ou non. La glace, sous forme de verglas ou encore de patine collée aux cailloux, joue aussi un rôle déterminant, de même que les pluies d'hiver.

LA NEIGE EN TANT QU'AGENT DE TRANSPORT

La neige sur les éboulis intervient de trois manières: à travers les avalanches, les coulées de «slush» et la reptation nivale.

Les avalanches

En Gaspésie, les avalanches prennent naissance directement sur les éboulis et non sur les parois (sauf T-2), qui sont trop raides pour stocker de la neige. Bien que fréquentes, les volumes de neige mobilisés restent modestes: quelques dizaines de mètres cubes tout au plus pour les avalanches les plus courantes (fig. 13). Rarement, elles dépasseront les 500 m^3, mais dans ce cas elles ont un effet destructeur sur la végétation des fronts pionniers: elles peuvent détruire des pans entiers de forêt, comme ce fut le cas récemment (en 1985 ou 1986) sur le versant T-6 où 900 m^2 de forêt furent entièrement ravagés. Le front forestier a reculé de 30-35 m d'un seul coup, sur une largeur de 25 à 30 m. Mais il s'agit là d'un phénomène relativement rare, observé une seule fois en dix ans. En général, les petites avalanches qui sont en même temps les plus fréquentes, n'atteignent même pas la forêt. Elles s'arrêtent à moins de 200-250 m de la paroi, soit dans le tiers supérieur des éboulis.

D'un point de vue géomorphologique, les avalanches les plus efficaces sont celles qui affectent le manteau nival sur toute son épaisseur (avalanches de fond). Elles mobilisent à chaque fois des débris rocheux provenant de la surface même de l'éboulis et qui atteignent en volume jusqu'à 5 m^3 (fig. 13). Or, ce type d'avalanches se produit surtout: 1) en début d'hiver, avant la formation du couvert nival sur les éboulis; 2) au printemps, quand apparaissent les premières ouvertures dans le manteau nival. Les dernières chutes de neige de l'hiver, plus lourdes, sont particulièrement efficaces.

Au plein cœur de l'hiver, on observe surtout des avalanches superficielles, donc sans impact géomorphologique direct. Les couches de verglas, en introduisant des discontinuités dans le manteau nival, favorisent le déclenchement des avalanches superficielles.

Mais ce schéma, bien que valable à l'échelle de la région, doit être nuancé. Dans le détail, le régime d'enneigement varie considérablement d'un versant à l'autre. Près des côtes, les éboulis subissent une intense déflation éolienne. La neige y tient mal. Elle est chassée vers les forêts voisines: ainsi les éboulis côtiers, par exemple T-2, se déneigent à plusieurs

PROFIL DU TALUS T-5

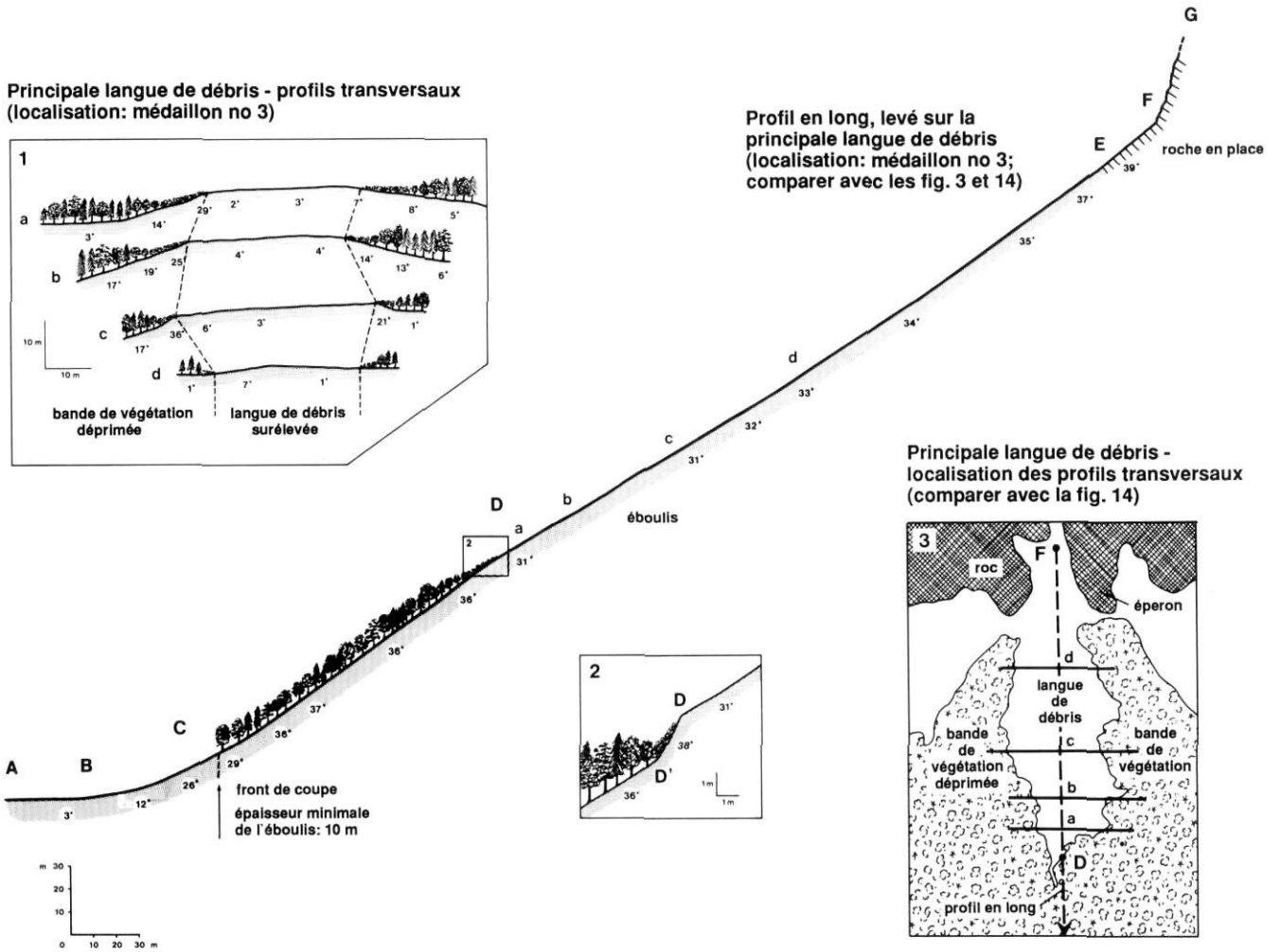

FIGURE 12. Profil du talus T-5 (levé au clinomètre Brunton).

Profile of talus T-5 (obtained with a Brunton clinometer).

reprises au cours de l'hiver. Par conséquent, la fréquence des grosses avalanches y est faible. En revanche, les petites avalanches qui s'y produisent fréquemment sont particulièrement efficaces, car elles affectent directement la surface de l'éboulis (fig. 13).

Dans les vallées, le régime d'enneigement est encore plus nuancé. D'abord, il faut tenir compte de l'orientation des versants: le flanc ouest des vallées, sous le vent par rapport aux vents dominants, reçoit beaucoup plus de neige. Mais dans le détail, d'autres paramètres interviennent. Prenons T-4 par exemple. Bordés d'éperons rocheux couverts de hautes forêts, qui freinent les vents, ses étroits couloirs d'éboulis s'enneigent très rapidement en début d'hiver, dès la mi-décembre en 1987-88. Sur T-5 au contraire, les langues de débris, fortement convexes par rapport aux forêts voisines, sont très exposées aux vents violents qui soufflent fréquemment en ce point de la vallée. À l'hiver 1987-88, il a fallu attendre la fin de janvier pour que se forme enfin un manteau nival continu sur l'éboulis.

Ainsi, le régime des avalanches varie considérablement d'un contexte à l'autre. Sur les versants ventés, les avalanches sont souvent beaucoup plus efficaces malgré leur faible volume, car elles affectent directement la surface des éboulis. Mais elles s'arrêtent en général très rapidement et ne sont vraiment actives que dans la section haute des éboulis, près des parois. Sur les versants abrités, elles sont moins fréquentes, plus volumineuses et le plus souvent supra-nivales, donc peu efficaces d'un point de vue géomorphologique. Mais elles parcourent de plus grandes distances et jouent pour cette raison un rôle écologique marqué: elles ravagent les fronts forestiers.

Enfin T-2, avec sa haute paroi ravinée (fig. 6), forme à lui seul un cas particulier. Le flanc nord-ouest du mont Saint-Pierre correspond à la plus haute paroi rocheuse de la région (250 m). Ses couloirs profonds captent la neige soufflée par les vents du nord-ouest, fréquents lors des tempêtes. La période de stockage étant brève sur des pentes aussi raides, la neige est aussitôt remobilisée dans des avalanches atteignant souvent plus de 100 m^3. Elles construisent chaque hiver, au pied de l'éboulis, sous chaque couloir, de gros cônes de neige de 30 à 40 m de rayon, pouvant atteindre 20 m de large et 5 à 6 m d'épaisseur (fig. 6). Ces cônes sont riches en débris rocheux de toutes tailles.

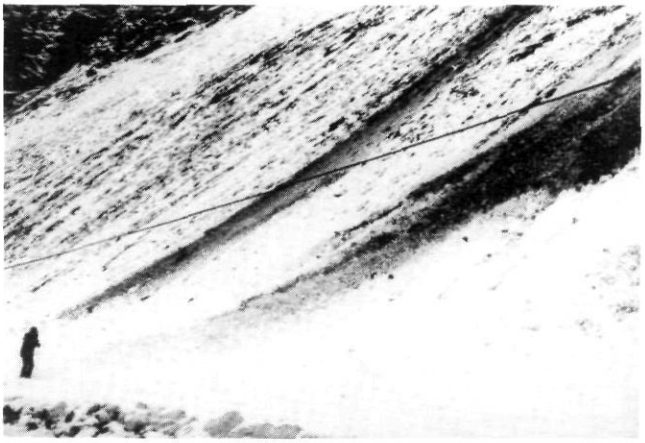

FIGURE 13. Talus T-2, printemps 1980. Petites avalanches de fond, très chargées en débris, déclenchées à la suite d'une chute de neige tardive (neige mouillée).

Talus T-2, spring 1980. Small ground avalanches, filled with debris, triggered by a late snowfall (wet snow).

Sur les éboulis, l'effet de raclage produit par les avalanches de fond laisse des coulées bien visibles, même en été, aisément reconnaissables à leur teinte plus foncée (fig. 8 et 14). Dans le détail, ces coulées correspondent à de petits chenaux (largeur: 1 à 2 m), peu profonds (5-20 cm), bordés de levées de faible amplitude (5-20 m) et terminés en aval par une zone d'accumulation en forme d'éventail surbaissé, parfois digité (fig. 14). Les débris jonchant le fond des chenaux sont nettement plus petits comparativement au matériau des levées (fig. 15). Il semble donc que les petites coulées de neige puissent trier les débris qu'elles transportent en poussant sélectivement les plus gros fragments vers les bords de la coulée pour former les levées. Les coulées fraîches de l'hiver 1987-88, observées immédiatement après l'arrêt, sont très nettes quand au mécanisme de triage.

À plus long terme, le rôle morphosédimentologique des avalanches est difficile à établir. Plusieurs données manquent, en particulier celles portant sur la fréquence des avalanches selon leur taille, les distances parcourues et surtout les volumes de débris rocheux transférés. Des recherches en cours permettent toutefois d'avancer des taux d'accumulation pour les franges forestières. Les débris transportés dans la forêt par les avalanches fossilisent peu à peu la base des arbres. Connaissant l'âge des arbres par dendrochronologie, on peut donc estimer les taux d'accumulation de place en place. Sur T-5, la plupart des stations visitées ont reçu plus de 50 cm de débris en moins d'un siècle, soit en gros 5 mm/an, ce qui est assez élevé, mais comparable aux taux publiés par Luckman (1978) pour les Rocheuses du Canada.

Les coulées de *slush*

Le climat de la Gaspésie est très contrasté. On enregistre des périodes de pluie tout au long de l'année, même en plein hiver (fig. 4). Dans certaines conditions, elles peuvent déclencher des coulées de *slush*. Mais le degré de saturation nécessaire à la liquéfaction de la neige n'est atteint que dans les couloirs, là où se concentrent les eaux de ruissellement.

FIGURE 14. Gros plan du talus T-5, partiellement visible ici (comparer avec la fig. 3). Flèche: petits chenaux apparus au printemps de 1988 et produits par des avalanches de fond très chargées en débris (petites coulées de neige étroites). E: cône d'accumulation en forme d'éventail digité. A et B: localisation des échantillons de sables et graviers soufflés sur la neige (analyses granulométriques présentées à la fig. 11).

Close-up of talus T-5, partially visible here (compare with Fig. 3). Arrow: small channels which appeared in the spring of 1988 and produced by wet snow avalanches (small, narrow snow slides). E: digitated fan-shaped deposit cone. A and B: location of samples of sand and gravel blown onto the snow (granulometric analyses presented in Fig. 11).

Les coulées de *slush* observées le 20 mars 1980 à la base du versant T-2 sont particulièrement intéressantes. Elles furent déclenchées par une forte pluie qui a saturé les plaques de neige mouillée stockées dans les couloirs le jour précédent. Ces coulées ont construit au pied de l'éboulis de grands cônes de déjection (rayon: jusqu'à 30 m; épaisseur: 2 à 3 m), à stratification entrecroisée, formés d'un mélange de neige mouillée et de débris rocheux, dans une proportion d'environ 15 %. Entre les couloirs par contre, la neige du talus n'a pas bougé.

La reptation nivale

Au printemps, les plaques de neige résiduelles migrent lentement à la surface des talus, comme nous avons pu le constater sur le versant T-3, le 29 avril 1982 (fig. 8). Depuis,

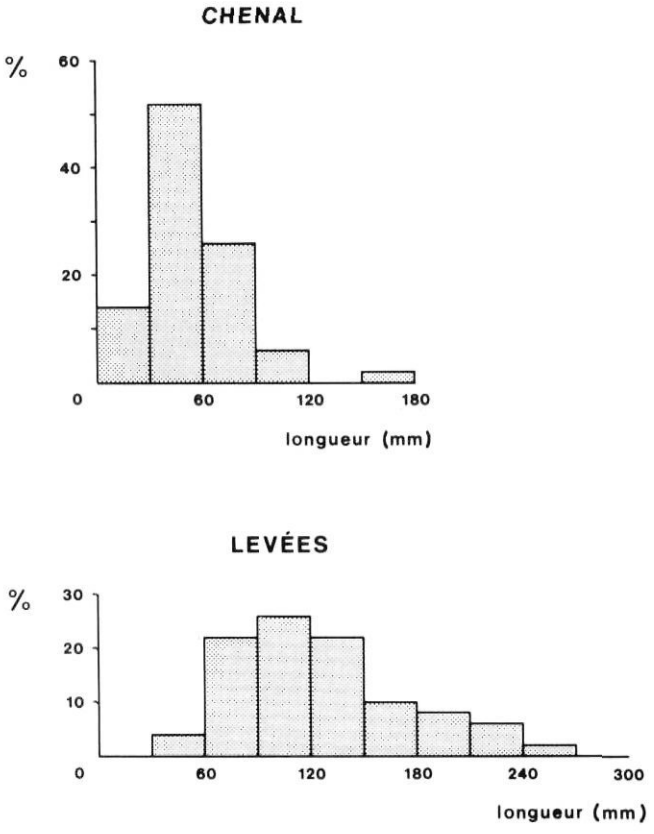

FIGURE 15. Taille des fragments observés dans un chenal et ses levées. Talus T-3 (50 fragments mesurés dans chaque cas).

Size of the fragments observed in a channel and its levees. Talus T-3 (50 fragments measured in each case).

FIGURE 16. Vallée de Mont-St-Pierre, talus T-3. Bourrelet de poussée produit par la reptation nivale (29 avril 1982). L'aspect arqué du bourrelet moule le contour de la congère (maintenant disparue) responsable des poussées. À remarquer les galets fortement redressés du bourrelet, conséquence des poussées.

Mont-St-Pierre Valley, talus T-3. Push ridge produced by snowcreep (April 29, 1982). The arched aspect of the ridge molds the form of the snowdrift (now disappeared) responsible for this pushing. Note the pebbles standing straight up on the ridge as a result of the pushing.

le processus fut observé à plusieurs reprises, en particulier *sur T-4 où l'enneigement est très abondant et la fonte par*ticulièrement lente étant donné l'orientation ENE de ce versant. Concentrées surtout dans le haut des talus (pente: 35°-37°), dans la zone où s'arrêtent fréquemment les petites avalanches de fond, ces plaques résiduelles pourraient correspondre à la neige compactée des dernières avalanches de l'hiver, neige qui tarderait à fondre étant donné sa forte densité. En effet, la neige déplacée par les avalanches est toujours plus dense (Luckman, 1977).

Les congères résiduelles observées sur T-3 en avril 1982 étaient relativement minces compte tenu de leur étendue: 20 à 450 m^2 contre 10 à 30 cm d'épaisseur seulement. Mais il s'agit d'une neige extrêmement dense, riche en glace, surtout à la base, donc très lourde (semelle de glace de 10 à 20 cm d'épaisseur à la base).

La mobilité des congères observées ne fait aucun doute, comme l'attestent les observations suivantes:

1) Les congères poussent devant elles les débris rocheux, boueux et sursaturés du talus pour former de petits bourrelets arqués qui évoquent les moraines de poussée (fig. 16). Certains bourrelets atteignent un mètre de hauteur, pour une largeur à la base de 1,0 à 1,3 m. Mais les hauteurs et les largeurs les plus fréquentes sont de l'ordre de 30 cm. Leur longueur ne dépasse pas 15 m.

2) Derrière les congères, on note plusieurs sillons parallèles à la pente. Les plus importants ont 4 à 5 m de long, 30 cm de large et une dizaine de centimètres de profondeur.

Ces sillons, qui sont creusés par des blocs-laboureurs emprisonnés dans la glace sous les congères, permettent en outre d'évaluer la vitesse des déplacements. Or, lorsqu'on les confronte aux données déjà publiées, on constate que les vitesses observées en Gaspésie sont très élevées. Dans les Snowy Mountains australiennes, sur une pente rocheuse lisse faisant 26°, Jennings (1978) a obtenu des déplacements de blocs attribués à la reptation nivale de l'ordre de 27 cm par an, et ce, sur une période de 13 ans, résultat fondé sur le marquage de 104 blocs. D'après Mathews et Mackay (1963, 1975), les vitesses maximales observées à la base du manteau nival sont atteintes lors des redoux, en particulier au printemps, quand l'eau de fusion filtre à travers la neige. Sur les pentes raides (pente: 35°-50°), les vitesses alors mesurées au contact du sol peuvent dépasser 12 cm par semaine (Mathews et

Mackay, 1963). D'après la longueur des sillons observés derrière les congères printanières de 1982 (4 à 5 m), la vitesse des déplacements notée en Gaspésie semble encore plus élevée (pente: 35°-37°). D'après nos observations, la période de reptation printanière n'aurait duré que trois semaines au maximum cette année-là, ce qui implique un taux de reptation de l'ordre de 1,3 à 1,7 m par semaine, soit 10 à 14 fois la vitesse maximale observée par Mathews et Mackay (1963). Il s'agit là d'une observation importante, car l'efficacité de la reptation nivale est encore remise en question sur substrat meuble: «*While snowcreep on bedrock surfaces moves loose debris, it appears that debris surfaces may resist such movement. Excavation of a seasonal snowpatch in Colorado revealed cementation of coarse debris surface by a regelation layer which probably developed during the erratic fluctuation of snowpack build-up in the Fall*» (Thorn, 1978, p. 418).

D'après nos observations en Gaspésie, non seulement la reptation nivale est possible sur substrat meuble, mais elle a en plus des implications géomorphologiques locales à la fois importantes et originales: les bourrelets de poussée et les sillons.

LA NEIGE ET LA GLACE COMME PLAN DE TRANSIT

Au cœur de l'hiver, lorsqu'un manteau nival continu apparaît enfin sur les éboulis, la neige et la glace (verglas) fournissent un plan de glissement très efficace aux débris provenant de la paroi. Mais leur comportement varie considérablement, d'abord en fonction de leur taille (sables et graviers versus blocs), mais aussi selon l'état très changeant de la surface: verglas lisse ou rugueux (grésil); neige soufflée, plus compacte; neige «folle».

Le comportement des sables et des graviers

Les arrivages de sables et de graviers en provenance des parois sont très abondants durant tout l'hiver et l'emportent de beaucoup sur les blocs qui tombent surtout au printemps. La neige près des parois en est toujours couverte, tout au long de l'hiver, mais en quantité très variable: quatre ou cinq granules au mètre carré par temps calme; plusieurs dizaines, voire des centaines après un vent fort. Les plus gros fragments, qui ont la forme d'une aiguille, atteignent 4 à 5 cm de long, mais l'essentiel de la sédimentation supra-nivale tombe dans la fourchette des grèzes (fig. 11), telle que définie par Guillien (1957).

Étant de petite taille, ces fragments sont très mobiles. Sur verglas lisse, ils peuvent glisser jusque dans la forêt, sous leur propre poids. Mais dans ce cas, une sélection s'opère au profit des plus gros fragments (graviers) qui prennent plus de vitesse. Les sables, eux, se collent au verglas tout près de la paroi, sauf quand les températures sont très basses.

Mais les transits par glissement gravitaire exclusif sont rares. En général, ils sont assistés par le vent, comme nous avons pu l'observer à plusieurs reprises. Le vent devient même nécessaire sur un verglas rugueux (amalgame de grésil) ou sur la neige seule. À chaque rafale, les sables et les graviers sont remis en mouvement, parcourent 5 à 10 m, par saltation, puis s'arrêtent jusqu'à la prochaine rafale. Par vent fort, les transits sont très rapides: en une seule journée des quantités impressionnantes de sables et de graviers peuvent franchir les 100 ou 200 m qui les séparent de la forêt (fig. 17).

Les conséquences du blizzard enregistré les 5 et 6 janvier 1988 sont très riches en enseignement. Sur T-5, les bandes de forêt, qui encadrent les grandes langues de débris convexes, ont reçu, à cette occasion, de grandes quantités de graviers poussés par le vent. En bien des endroits, la neige en était complètement couverte (fig. 17). À la fonte des neiges, les graviers sont repris par le ruissellement nival, puis accumulés dans le sous-bois, sur la litière, pour donner avec le temps, après décomposition de la matière organique, un dépôt exclusivement détritique, vaguement stratifié et dépourvu de matrice fine (elle est soufflée ailleurs).

Cette sédimentation pour le moins originale, est générale dans les bandes forestières. Mais elle est beaucoup plus abondante dans la partie supérieure des bandes, et ce pour plusieurs raisons:

1) Les vents soufflent rarement dans le sens de la pente, mais plutôt en diagonale, vers les bandes de végétation.

2) Les langues de débris présentent un profil latéral convexe (fig. 12) favorisant les trajectoires obliques.

3) On note dans le manteau nival plusieurs irrégularités topographiques temporaires qui bloquent les graviers en transit. Mentionnons d'abord ce faciès en boules produit par les avalanches supra-nivales. Or, la majorité des avalanches s'arrêtent dans le haut des éboulis. Mais on note aussi de nombreux trous à cryoconite produits par les graviers qui se sont arrêtés un peu partout sur la neige, lorsque le vent a cessé. Ces trous évoluent rapidement au fil des jours, par autocatalyse: en s'agrandissant, ils captent de plus en plus de gravier. À la limite, les transits de graviers deviennent pratiquement

FIGURE 17. Mont-St-Pierre, talus T-5 (11 janvier 1988). Sables et graviers prélevés sur les parois par le vent, puis soufflés sur la neige (transport par saltation) jusqu'aux forêts adjacentes (grandes taches noires sur la neige). Localisation de la photo: figure 14, site A. Échelle: gant (flèche).

Mont-St-Pierre, talus T-5 (January 11, 1988). Sand and gravel lifted from the walls by the wind, then blown onto the snow (saltation: wind drag) up to the adjacent forests (large black spots on snow). Location of the photo: Figure 14, site A. Scale: glove (arrow).

impossibles, jusqu'à la prochaine chute de neige où le manteau nival retrouvera enfin sa régularité.

Pour toutes ces raisons, la fréquence des arrivages, au bas des grands éboulis, de même que les quantités transportées sont faibles.

Les irrégularités du manteau nival ont un rôle supplémentaire qui n'est pas négligeable : elles assurent une meilleure distribution des sables et des graviers sur les langues de débris. Sans elles, la quasi-totalité des transits se terminerait dans la végétation des bandes forestières. C'est ce qui se produit immédiatement après les chutes de neige alors que le manteau nival est encore lisse. Ce phénomène de suraccumulation dans les bandes forestières est encore plus accentué lorsque la neige est couverte de verglas.

Ainsi, les zones couvertes de végétation en bordure des éboulis, qui semblent plus stables à première vue, correspondent en fait à des milieux où la sédimentation détritique est très rapide (fig. 17). Localement, comme sur T-5, les graviers «glissés» dominent. Mais le long du littoral, où les vents sont plus violents, les transports en saltation sont relayés par les transports en suspension, et la sédimentation détritique n'est plus limitée aux franges de l'éboulis. Par vent fort, les forêts voisines sont l'objet d'un saupoudrage détritique généralisé.

Les observations faites le 19 mars 1980, près de Gros-Morne en témoignent avec éloquence. Un pan entier de forêt a reçu en moins de 24 heures, alors que s'installait une haute pression en provenance du nord-ouest, une couche de débris éoliens faisant 0,5 à 2 mm d'épaisseur. La neige, noircie, en était complètement couverte, sur une surface atteignant plus de 1000 m^2 (fig. 18). Les débris soufflés provenaient d'un éboulis voisin (hauteur : 100 m ; largeur : 400 m), complètement déneigé dans sa moitié supérieure sous la violence des vents, qui atteignaient 70 à 80 km/h. Le bas de l'éboulis fut recouvert d'un épais manteau nivéo-éolien (30 à 100 cm) à stratification entrecroisée, riche en débris minéraux (fig. 19 et 20).

La taille des débris soufflés par le vent surprend tellement elle est considérable (fig. 21). Près de l'éboulis, la neige est couverte de plaquettes de schiste faisant 2 à 3 cm de diamètre. Mais il s'agit de lamelles toujours très minces : 1 à 2 mm. Plus loin dans la forêt, la taille des débris soufflés diminue rapidement : on rencontre les sables d'abord, puis enfin les limons.

Le comportement des blocs

Au plein cœur de l'hiver, les chutes de blocs sont rares. Mais lorsqu'elles se produisent, les distances parcourues restent faibles en général : lors de l'impact, les blocs s'enfoncent dans la neige. Seules les grandes plaques de schiste tombant à plat arrivent à glisser, et encore faut-il que la neige soit suffisamment dense (voir les excellentes données expérimentales de Francou, 1987 sur ce point). Les couches de verglas ne sont guère plus favorables : les gros fragments (galets et blocs) les perforent facilement. Ainsi, durant les mois les plus froids, les transits de graviers sont nettement favorisés.

Au printemps, la situation est plus complexe. D'abord la granulométrie des débris tombés des parois changent : les chutes de blocs deviennent abondantes. Et puis les conditions de surface évoluent constamment : le manteau nival s'ouvre puis se reforme, alternativement, sous l'influence conjuguée de la fonte et des chutes de neige tardives. En schématisant un peu, on peut identifier deux situations différentes :

1) En période d'ouverture, les congères tardives, très denses et donc beaucoup plus dures, favorisent les transits, mais seulement au niveau des blocs qui peuvent rouler d'une

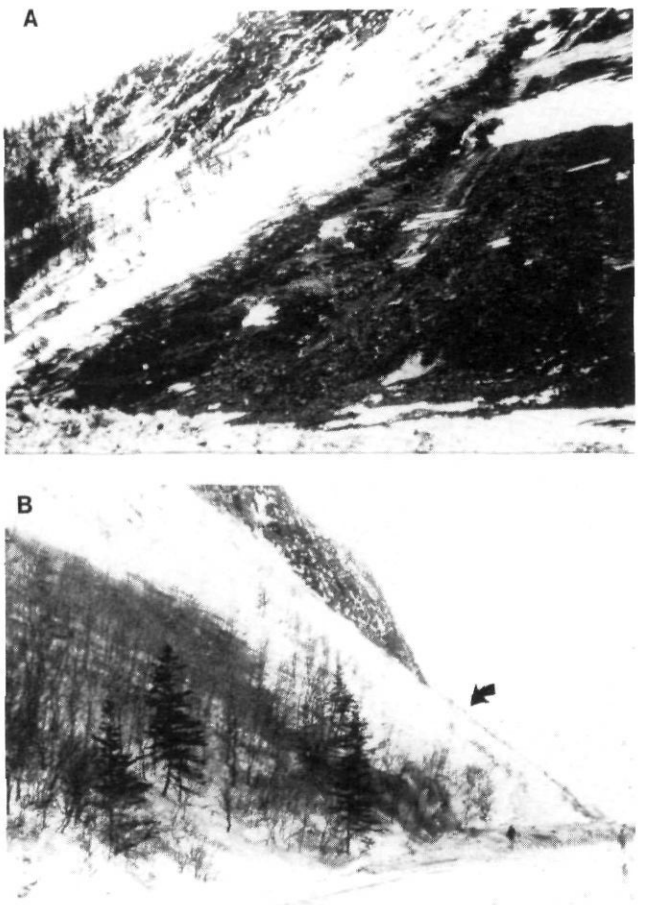

FIGURE 18. Activité nivéo-éolienne sur un petit talus côtier situé près de Gros-Morne (fig. 1), 19 mars 1980. L'éboulis et sa paroi sont soumis à une intense déflation éolienne ; les débris minéraux et la neige soufflée vont s'accumuler au bas de l'éboulis (fig. 19) et dans la forêt située immédiatement à l'est. (A) À droite, l'éboulis (zone de déflation) et à gauche, la forêt (zone d'accumulation). (B) Gros plan de la zone d'accumulation. Dans le sous-bois, la neige est noircie par les apports éoliens. L'éboulis est situé au fond, sous la paroi (flèche).

Niveo-eolian activity on a small coastal talus located near Gros-Morne (Fig. 1), March 19, 1980. The scree and its wall have been subjected to intense aeolian deflation. The mineral debris and blown snow have accumulated at the bottom of the scree (Fig. 19) and in the forest located just to the east. (A) To the right, the scree (deflation zone) and to the left, the forest (accumulation zone). (B) Close-up of the accumulation zone. In the undergrowth the snow is dirty due to the wind-borne debris. The scree is located at the bottom, under the wall (arrow).

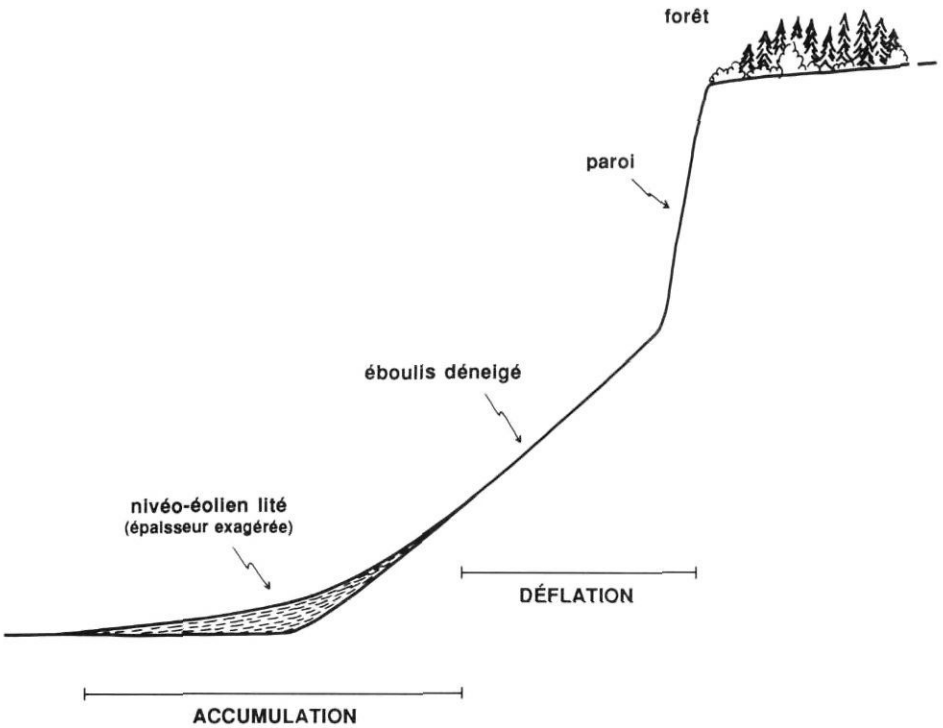

FIGURE 19. Gros-Morne. Profil de l'éboulis source et localisation des dépôts nivéo-éoliens lités au bas de l'éboulis (épaisseur exagérée). Longueur de l'éboulis: environ 100 m; hauteur de la paroi: 40 à 50 m.

Gros-Morne. Profile of the scree and location of the bedded niveo-eolian deposits at the bottom of the scree (thickness exaggerated). Length of scree: about 100 m; height of the wall: 40 to 50 m.

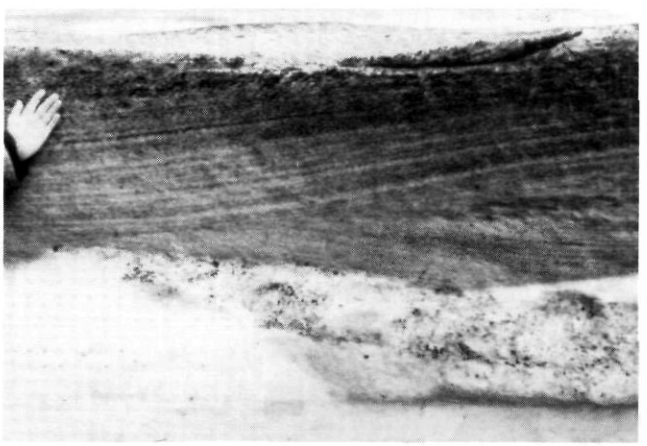

FIGURE 20. Gros-Morne, 19 mars 1980. Gros plan du dépôt nivéo-éolien lité observé au bas de l'éboulis (localisation: fig. 19).

Gros-Morne, March 19, 1980. Close-up of bedded niveoeolian deposit observed at the bottom of the scree (location: Fig. 19).

congère à l'autre. Les plus petits s'arrêtent dans l'éboulis à la périphérie des congères, souvent dans ce cas sur la face interne des bourrelets de poussée.

2) Après une chute de neige, le manteau nival se referme, mais les conditions de transit restent difficiles, les neiges printanières étant toujours très molles. Seuls les blocs dont le rayon est supérieur à la tranche de neige tombée pourront rouler facilement (Francou, 1987). Par ailleurs, les traces de blocs roulés dans la neige représentent des pièges infranchissables pour les petits fragments, surtout lorsqu'elles s'entrecroisent (fig. 22).

Au total, on observe donc un renversement de tendance lorsqu'arrive le printemps, les gros fragments étant très nettement favorisés par rapport aux petits fragments. Et cette situation prévaudra durant tout l'été: les blocs tombés lors des pluies peuvent rouler jusqu'à la forêt, alors que les graviers s'arrêtent dans le haut du talus, dans les interstices de l'éboulis.

LES COULÉES DE PIERRES GLACÉES

Il s'agit d'un processus nouveau, jamais décrit à ce jour, et dont les implications semblent importantes. Les coulées de pierres glacées rappellent beaucoup les coulées sèches (*dry avalanches, debris slides*), abondamment décrites dans la littérature (Rapp, 1960; Allen, 1970; Bones, 1973; Statham, 1973), avec une différence fondamentale toutefois: la progression de la coulée est facilitée par l'existence d'une mince pellicule de glace à la base des cailloux. Le phénomène fut observé à deux reprises au cours de l'hiver 1987-88: une première fois, le 2 décembre 1987 alors qu'une pluie de trois jours était suivie par une chute brutale des températures bien en-deça du point de congélation; puis une seconde fois, le 11 janvier 1988, après un redoux, quand les températures redevinrent négatives. Dans les deux cas, la pellicule de glace sous les pierres était partout présente: toutes les pierres retournées en étaient couvertes. Cette pellicule de glace résulte probablement d'un effet de paroi froide (gel de l'eau en surfusion contre les pierres). Les implications dynamiques de cette glace sont importantes. Les pellicules de glace abaissent l'angle de frottement statique (Øus) et engendrent des conditions de stabilité très précaires que l'impact d'une pierre ou encore des phénomènes de surcharge peuvent compromettre aisément. Alors la pierraille se met en marche, sous forme de coulées relativement étroites (jusqu'à 1 m de largeur), et comme les conditions de frottement sont modifiées par la glace, l'angle de frottement dynamique (Øud) est lui aussi considérablement abaissé. Alors qu'en été les coulées sèches restent concentrées près des parois, sans jamais descendre

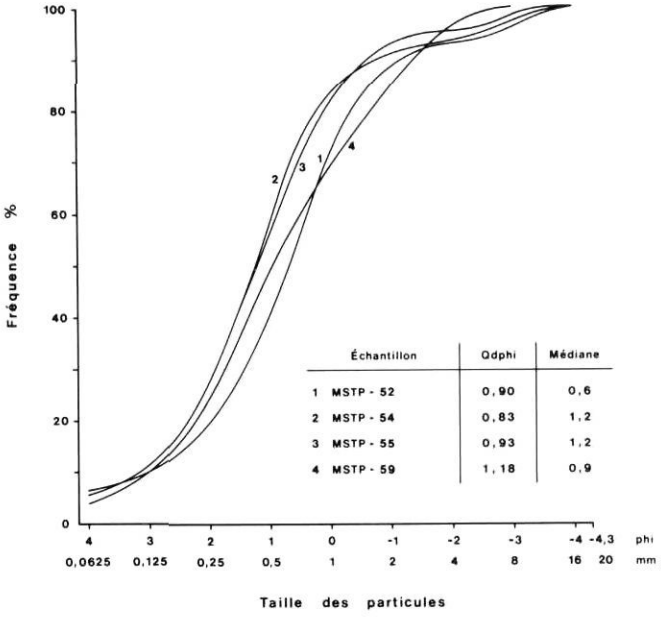

FIGURE 21. Gros-Morne, 19 mars 1980. Granulométrie des débris soufflés avec la neige.

Gros-Morne, March 19, 1980. Granulometry of the debris blown with the snow.

sur des pentes de moins de 37°, en hiver, les coulées de pierres glacées arrivent à glisser sur des pentes notablement plus faibles: jusqu'à 34°-35° le 11 janvier 1988. Les transports en sont considérablement allongés: 5 à 10 m au maximum pour les coulées sèches estivales; plus de 100 m pour les coulées glacées. Ces évaluations sont fondées sur des données expérimentales: déclenchements artificiels de coulées au moyen de pierres lancées sur l'éboulis, comme le font les pierres tombées des parois.

Dans des conditions favorables, les superficies touchées par ce type de coulées glacées, de même que les volumes mobilisés sont très élevés, comme nous avons pu le constater au début de janvier 1988. Les transits alors observés sont la conséquence d'une séquence de contextes météorologiques spécialement favorable. Les 5 et 6 janvier, on enregistre un blizzard d'une intensité peu courante avec des pointes de vent atteignant 100 km/h. Le haut des talus, alors déneigé, reçoit de forts volumes de graviers frais qui s'accumulent sur place, au pied des parois (sans neige, l'évacuation supranivale est impossible). Par endroits, la tranche accumulée dépasse 2 cm, ce qui entraîne un accroissement local de la pente, des phénomènes de surcharge et donc une instabilité potentielle accrue. Après le blizzard, les températures redeviennent positives pendant un jour ou deux, puis redescendent sous le point de congélation. C'est alors qu'apparaît l'enduit glacé sous les pierres. De plus, on note en même temps de légères chutes de neige immédiatement soufflée dans les micro-dépressions de l'éboulis, dans les chenaux d'avalanches en particulier (fig. 8). Or, les coulées de pierres glacées suivent de préférence le tracé des chenaux. Cette neige fraîche mélangée à la pierraille ajoute un lubrifiant supplémentaire. Elle a grandement facilité la progression des

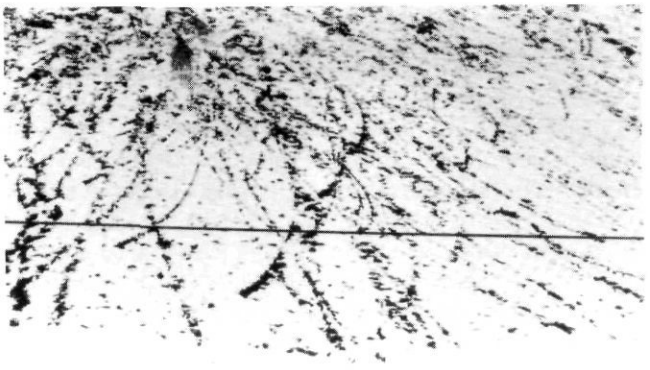

FIGURE 22. Talus T-2, 20 mars 1980. Traces de pierres roulées sur une neige tardive, très mince (neige mouillée).

Talus T-2, March 20, 1980. Traces of rolled stones on a very light, late snowfall (wet snow).

coulées. Au bout de quelques jours, le bilan sédimentaire était considérable: les graviers accumulés en position instable près des parois lors du blizzard furent presque intégralement redistribués. Dans la section haute des éboulis (les 100 derniers mètres), la superficie touchée par les coulées glacées atteint 50 % au minimum.

Ce processus, jamais pris en compte jusqu'à maintenant, pourrait jouer un rôle fondamental dans la dynamique globale des éboulis en régions périglaciaires marginales, surtout en contexte maritime où les cycles gel-dégel sont très fréquents.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Cet inventaire des processus reliés à la neige, à la glace (verglas) et au vent montre combien la dynamique des éboulis de petit calibre peut être complexe, surtout dans une ambiance climatique aussi contrastée qu'en Gaspésie. La diversité des contextes météorologiques multiplie presque à l'infini les situations dynamiques, et il n'est pas du tout certain que nous les ayons toutes observées. On débouche ici sur une notion fondamentale: *l'organisation en séquence des contextes météorologiques*. Une pluie seule ou encore un blizzard seul perd toute signification. Ce qui compte, c'est l'enchaînement des situations: un verglas supranival suivi d'un blizzard intense permettra des transits de graviers abondants, et ce jusque dans la forêt, alors qu'un blizzard soufflant sur des talus déneigés n'aura pas du tout le même effet. Les graviers mobilisés sur les parois seront retenus dans le haut de l'éboulis, pour être repris ensuite, si les conditions de gel-dégel le permettent, dans des coulées de pierres glacées. Mais dans ce cas, le schéma d'accumulation est complètement différent: l'éboulis lui-même est favorisé au détriment de la forêt.

Sur le plan méthodologique, une connaissance aussi fine des processus et des conditions météorologiques qui les déterminent ouvre des perspectives intéressantes. En étudiant le régime sédimentaire de l'éboulis et surtout celui de la forêt voisine, où l'on dispose de repères chronologiques plus sûrs (dendrochronologie, sols enfouis), il est possible que l'on puisse reconstituer dans l'avenir certains paramètres des pa-

léoclimats récents, par exemple la fréquence des pluies d'hiver et peut-être aussi les périodes de grands vents, dont le régime a pu varier au cours de l'Holocène. Mais cet objectif suppose une connaissance approfondie des faciès associés à chacune des dynamiques inventoriées, faciès dont l'étude est en cours présentement (Hétu, 1987). Il s'agit là d'une approche intéressante dans le contexte des discussions récentes entourant l'interprétation climatique des éboulis stratifiés reliques (Van Steijn *et al.*, 1984; Van Steijn, 1987). On sait qu'on éprouve encore beaucoup de difficulté à dégager la signification climatique de ce type de dépôts, étudiés pourtant depuis plus de 30 ans. C'est que la quasi-totalité des études ont porté dans le passé sur des dépôts reliques, donc inactifs. Or, l'étude des rares éboulis stratifiés actifs connus (Wasson, 1979; Hétu, 1986; Francou, 1988) révèlent des dynamiques extrêmement complexes, difficiles à saisir dans les faciès sans passer d'abord par l'analyse détaillée des processus (Hétu, 1986, 1987). C'est dans ce sens que nous poursuivons nos travaux. Mais déjà grâce à cette étude, on peut dégager un certain nombre d'observations des plus intéressantes:

1) On note une rythmicité saisonnière marquée dans la contribution des parois de schiste. En hiver, les parois évoluent principalement par «déflation éolienne», laquelle s'exerce sur une charge détritique déjà désolidarisée, abondante sur les parois. Mais cette déflation n'intéresse que les petits fragments: limons, sables, graviers. Les gros fragments (galets, blocs) tombent lorsque les parois sont humides, donc au printemps surtout quand fondent les neiges et les glaces de paroi, mais aussi lors des pluies, quelle que soit la saison (Rapp, 1960; Francou, 1987). Compte tenu de ces observations, on peut s'interroger quant au rôle réel de la gélifraction sur les parois de schiste. Dans les milieux de roches argileuses, il est bien possible que l'hydroclastie (variation de volume de la roche sous l'effet des cycles humectation/dessication) soit au moins aussi efficace (Hudec, 1973; Hudec et Sitar, 1975; Fahey, 1983; Hamès *et al.*, 1987; White, 1976).

2) Au cours de l'hiver, les transits supra-nivaux jouent un rôle fondamental. En assurant une meilleure répartition des sables grossiers et des graviers sur l'éboulis, ils permettent ainsi une inversion saisonnière du gradient de granoclassement.

3) Fait important à retenir: l'essentiel des transits supra-nivaux implique l'intervention du vent (transport par saltation assisté par le vent). Évoqué d'abord par Guilcher et Cailleux (1950) pour expliquer les graviers isolés des loess de Hollande, puis testé en soufflerie par Grove et Sparks (1952), le déplacement de graviers poussés par le vent, sur verglas ou neige durcie, est décrit ici pour la première fois sur les éboulis. Et ses implications sont d'une importance capitale. La majeure partie des graviers poussés par le vent se déplace en diagonale sur l'éboulis et va s'accumuler dans les forêts voisines pour former des dépôts de grèzes «forestières» d'un style tout à fait original. Ainsi, dans certaines conditions, les dépôts de grèze et la forêt ne seraient pas nécessairement antinomiques.

4) La forêt reçoit aussi une importante sédimentation fine (limon, sable), d'origine éolienne, qui provient elle aussi des parois et des éboulis adjacents. Sur les éboulis, la neige et les éléments fins soufflés par le vent forment parfois des placages nivéo-éoliens relativement épais, souvent assez bas sur les talus, assurant ainsi une meilleure répartition des éléments fins sur la pente. À la fonte des neiges, les éléments fins sont repris par le ruissellement nival, puis incorporés à l'éboulis.

5) Enfin, on note aussi plusieurs autres processus (avalanches, reptation nivale, coulées de pierres glacées, coulées de *slush*) dont l'existence et la fréquence dépendent en grande partie du régime d'enneigement local, donc en dernière analyse de l'orientation, de la topographie et de la répartition des versants dans la région. Mais les bilans locaux pour chacun des processus restent difficiles à établir. En fait, cette approche descriptive, qui relève davantage de l'inventaire, devra nécessairement déboucher sur des efforts de quantification. Il faudra approfondir l'étude des processus, quantifier les transits, les spatialiser, en déterminer la fréquence et les implications morphosédimentologiques, tout en tenant compte du rôle déterminant joué par les micro-climats, ce qui suppose l'installation d'un réseau serré de stations micro-climatiques, les données climatiques régulières étant nettement insuffisantes.

REMERCIEMENTS

Les auteurs désirent remercier monsieur Pierre Gangloff (Département de géographie, Université de Montréal) qui a accepté de lire les versions préliminaires de cet article. Des remerciements sont adressés également à Hélène Gagnon et Huguette St-Laurent (dactylographie), à Suzanne Gagnon (cartograhie), à Jean-Luc Théberge (photographies), ainsi qu'à Jean-François Girard pour son assistance sur le terrain durant l'hiver 1987-88. Enfin, nous voudrions remercier les lecteurs de la revue, messieurs Bernard Francou (CNRS-Géomorphologie, France) et Nicolas Saint-Cyr (Université Laval) pour leurs précieux commentaires. Subventions: CRSNG et FIR-UQAR.

RÉFÉRENCES

Ahlbrandt, T. S. et Andrews, S., 1978. Distinctive sedimentary features of cold-climate eolian deposits, North Park, Colorado. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 25: 327-351.

Allen, J. R. L., 1970. The angle of initial yield of haphazard assemblages of equal spheres in bulk. Geologie en Mijnbouw, 49: 13-21.

Ballantyne, C. K., 1978. The hydrologic significance of nivation features in permafrost area. Biuletyn Peryglacjalny, 27: 5-11.

Bones, J. G., 1973. Process and sediment size arrangement on High Arctic Talus, Southwest Devon Island, N.W.T., Canada. Arctic and Alpine Research, 5(1): 29-40.

Cailleux, A., 1967. Periglacial of McMurdo Strait (Antarctica). Biuletyn Peryglacjalny, 17: 57-90.

——— 1972. Les formes et dépôts nivéo-éoliens actuels en Artarctique et au Nouveau-Québec. Cahier de Géographie de Québec, 16(39): 377-409.

——— 1974. Formes précoces et albédos du nivéo-éolien. Zeitschrift für Geomorphologie, 18(4): 437-459.

Caine, N., 1969. A model for alpine talus slope development by slush avalanching. Journal of Geology, 77: 92-100.

Corbel, J., 1954. Sols striés et éboulis ordonnés. Revue de Géomorphologie dynamique, 5: 31-32.

Costin, A. B., Jennings, J. N., Black, H. P. et Thom, B. G., 1964. Snow action on Mt. Twynam, Snowy Mountains, Australia. Journal of Glaciology, 5: 219-228.

Costin, A. B., Jennings, J. N., Bautovich, B. C. et Winbush, D. J., 1973. Forces developed by snowpatch action, Mt. Twynam, Snowy Mountains, Australia. Arctic and Alpine Research, 5(2): 121-126.

Dylik, J., 1960. Rhythmically stratified slope waste deposits. Biuletyn Peryglacjalny, 8: 31-41.

Enos, P. C., 1969. Cloridorme Formation, middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé Peninsula, Quebec. Geological Society of America, Specie' Paper no 117, 66 p.

Fahey, B. D., 1983. Frost action and hydratation as rock weathering mechanisms on schist: a laboratory study. Earth Surface Processes and Landforms, 8: 55-545.

Francou, B., 1977. Formes d'éboulis élevés en Briançonnais. Revue de Géographie alpine, 65: 63-74.

——— 1982. Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. Revue de Géographie alpine, 70(3): 279-300.

——— 1983. Régimes thermiques des sols de l'étage périglaciaire et leurs conséquences géomorphologiques. Exemple de la combe de Laurichard, Alpes du Briançonnais, France. Géographie physique et Quaternaire, 37(1): 27-38.

——— 1987. L'éboulisation en Haute Montagne. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris VII, 689 p., 11 pl.h.-t.

——— 1988. Éboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. Zeitschrift für Geomorphologie, 32(1): 47-76.

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., 1969. Snowpatches: their influence on mountain wall temperatures and geomorphic implications. Geografiska Annaler, 51A(3): 114-120.

——— 1970. Geomorphic significance of avalanches in the Lake Louise Area, Alberta, Canada. Arctic and Alpine Research, 2(2): 135-144.

Grove, A. T. et Sparks, P. W., 1952. Le déplacement des galets par le vent sur la glace. Revue de Géomorphologie dynamique, 3: 37-39.

Guillien, Y., 1957. Les grèzes litées de Charente. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 22: 154-162.

Guilcher, A. et Cailleux, A., 1950. Reliefs et formations quaternaires du Centre-Est des Pays-Bas. Revue de Géomorphologie dynamique, 1: 128-144.

Hamès, V., Lautridou, J.-P., Ozer, A. et Pissart, A., 1987. Variations dilatométriques de roches soumises à des cycles «humidification- séchage». Géographie physique et Quaternaire, 41(3): 345-354.

Harris, S. A., 1975. Petrology and Origin of stratified scree in New Zealand. Quaternary Research, 5: 199-214.

Hétu, B., 1986. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de doctorat (Ph.D.), Université de Montréal, 568 p.

——— 1987. Le faciès des éboulis: essai de classification dynamique. 55e Congrès de l'ACFAS, Ottawa, Résumé des communications, p. 174.

Hétu, B. et Gray, J. T., 1980. Évolution des versants raides de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 34(2): 187-208.

——— 1985. Le modelé d'érosion glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale. Géographie physique et Quaternaire, 39(1): 47-66.

Hudec, P. P., 1973. Weathering of rocks in Arctic and Sub-arctic environment, p. 313-335. *In* J. D. Aitken et D. J. Glass, édit., Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic. Geological Association of Canada.

Hudec, P. P. et Sitar, N., 1975. Effect of water sorption on carbonate rock expansivity. Canadian Geotechnical Journal, 12: 79-186.

Hufty, A., 1987. Circulations atmosphériques journalières au Québec (juin 1969 — mai 1970). Géographie physique et Quaternaire, 41(3): 387-396.

Jennings, J. N. et Costin, A. B., 1978. Stone movement through snow creep, 1963-75, Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. Earth Surface Processes, 3: 3-22.

Kirkby, M. J. et Statham, I., 1975. Surface stone movement and scree formation. Journal of Geology, 83: 349-362.

Koster, E. A. et Dijkmans, J. W. A., 1988. Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk sand dunes, Northwestern Alaska. Earth Surface Processes and Landforms, 13: 153-170.

Luckman, B. H., 1977. The geomorphic activity of snow avalanches. Geografiska Annaler, 59A(1-2): 31-48.

——— 1978. Geomorphic work of snow-avalanches in the Canadian Rocky Mountains. Arctic and Alpine Research, 10(2): 261-276.

Mathews, W. H. et Mackay, J. R., 1963. Snow creep studies, Mount Seymour, B. C., preliminary field investigations. Geographical Bulletin, 20: 58-75.

——— 1975. Snow Creep: its engineering problems and some techniques and results of its investigation. Canadian Geotechnical Journal, 12: 187-198.

Matthes, F. E., 1911. Little studies in the Yosomite Valley. II. The striped rock floor of the Little Yosemite Valley. Sierra Club Bulletin, 8: 3-9.

Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. Geografiska Annaler, 52A(2-3): 66-200.

Rapp, A., Nyberg, R. et Lindh, L., 1986. Nivation and local glaciation in N. and S. Sweden. A progress report. Geografiska Annaler, 68A(3): 197-205.

Rochette, J.-C. et Cailleux, A., 1971. Dépôts nivéo-éoliens annuels à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. Revue de Géographie de Montréal, 25(1): 35-41.

Shaw, J. et Healy, T. R., 1977. Rectilinear slope formation in Antarctica. Annals of the Association of American Geographers, 67(1): 46-54.

Souchez, R., 1966. Gélivation et évolution des versants en bordure de l'inlandsis d'Antarctique Orientale. Union géographique internationale, Symposium international de géomorphologie, Liège-Louvain, 8-16 juin 1966; Volume 1: Évolution des versants, p. 291-298.

Statham, I., 1973. Scree slope development under conditions of surface particle movement. Transactions of the Institute of British Geographers, 89: 41-43.

Thorn, C. E., 1974. An analysis of nivation processes and their geomorphic significance, Niwot Ridge, Colorado Front Range. Thèse de Doctorat, University of Colorado, 350 p.

——— 1978. The geomorphic role of snow. Annals of the Association of American Geographers, 68(3): 414-425.

——— 1979. Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range. Earth Surface Processes and Landforms, 3: 211-228.

Trenhaile, A. S. et Rudakas, P. A., 1981. Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 35(2): 171-181.

Tricart, J., 1956. France: rapports de la commission de morphologie périglaciaire de l'Union géographique internationale. Biuletyn Peryglacjalny, 4: 117-138.

Tricart, J. et Cailleux, A., 1967. Le modelé des régions périglaciaires. Paris, Sedes, 512 p.

Van Steijn, H., 1987. The interpretation of stratified slope deposits and laboratory simulation of transport mechanisms, p. 499-511. *In* V. Gardiner, édit., Proceedings of the First International Conference on Geomorphology. Manchester, 1985, John Wiley.

Van Steijn, H., Van Brederode, L. et Goedheer, G. J., 1984. Stratified slope deposits of the grèze-litée type in the Ardèche Region in the South of France. Geografiska Annaler, 66A(4): 295-305.

Van Steijn, H. et Filippo, H., 1987. Laboratory experiments about the role of debris flows in the formation of grèze-litée type slope deposits, p. 235-252. *In* N. Pécsi et H. M. French, édit., Loess and Periglacial Phenomena. Akadémia Kiado, Budapest.

Washburn, A. L., 1979. Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Edward Arnold, London, 416 p.

——— 1985. Periglacial problems, p. 166-202. *In* M. Church et O. Slaymaker, édit., Field and Theory, Lectures in Geocryology. University of British Columbia Press, Vancouver.

Wasson, R. J., 1979. Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan. Zeitschrift für Geomorphologie, 23(3): 301-320.

White, S. E., 1976. Is frost action really only hydratation shaterring? A review. Arctic and Alpine Research, 8(1): 1-6.