

Évolution postglaciaire des versants de la région de
Mont-Louis, Gaspésie, Québec

Postglacial slope evolution, Mont-Louis area, Gaspésie, Québec

Postglaziäre Entwicklung der Hänge der Mont Louis Gegend,
Gaspésie, Québec

Bernard Hétu and James T. Gray

Volume 34, Number 2, 1980

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/1000397ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/1000397ar>

[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. & Gray, J. T. (1980). Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2), 187–208. <https://doi.org/10.7202/1000397ar>

Article abstract

In southern Québec there are many morphologie and stratigraphie indices of erosional activity subsequent to the last déglaciation, 10,000-14,000 years B.P. Because classical climatic geomorphology has for a long time considered the temperate forest ecosystem in its natural state as one of the least active of geomorphic systems, there has been a tendency to relate many of the resultant landforms and structures to climatic fluctuations and particularly to periglacial phases in the period of transition from the late Wisconsin to the early Holocene period. Whilst not denying the validity of certain of these relationships, the authors fieldwork on the steep slopes of northern Gaspésie show that morphogenetic stability did not coincide with the regional transition at about 9 300 years BP from a periglacial climate to a temperate forest climate. Alluvial cones, fans, stratified screes (grèzes litées) have been built up metachronously by various processes. The following local conditions contribute to the sustained vigour of this erosion; 1) the steepness of the slopes and the fissile nature of the bedrock producing intense and frequent operation of geomorphic processes which in turn retards the establishment of a protective vegetation cover, 2) the slow forest colonisation in the postglacial period, 3) the melt-waters from valley glaciers followed by wave action on the shores of the Goldthwait Sea causing the base of the slopes to be sapped until well into the postglacial period, thus also delaying the process of forest colonisation and resultant stabilisation of the slopes.

ÉVOLUTION POSTGLACIAIRE DES VERSANTS DE LA RÉGION DE MONT-LOUIS, GASPÉSIE, QUÉBEC

Bernard HÉTU et James T. GRAY, Département de géographie, université de Montréal, c.p. 6128, Montréal, Québec, H3C 3J7.

RÉSUMÉ La géomorphologie climatique classique a fait de l'écosystème forestier tempéré l'un des moins agressifs qui soit. La présence d'une couverture forestière fermée éliminerait toute possibilité d'érosion autre que chimique. Des découvertes récentes effectuées au Québec remettent en cause cette idée de stabilité morphogénétique en forêt tempérée. Dans la région de Mont-Louis (Gaspésie), des cônes de déjection et des éboulis amorphes ou stratifiés, formes et dépôts qui auraient pu être interprétés en terme de paléoclimat périglaciaire, se sont constitués, de façon métachrone, durant toute la période qui va de la déglaciation à nos jours, et ce, indépendamment de l'évolution post-glaciaire du climat et de la végétation régionale. Leur constitution a chevauché indifféremment deux systèmes morphogénétiques : d'abord une période à climat périglaciaire entre plus de 13 000 BP et 9 300 BP; ensuite une période forestière à climat tempéré qui dure depuis 9 300 ans. La genèse de ces formes et dépôts de versant s'explique : 1) par la forte énergie de relief et la faible résistance des roches qui commandent une morphogenèse très intense capable de retarder et même contrecarrer l'établissement d'un couvert végétal forestier sur les versants, 2) par l'important retard accusé par la forêt dans la recolonisation du territoire après la déglaciation; 3) par l'action des eaux de fonte glaciaire et de la mer de Goldthwait qui ont longtemps sapé le pied des versants, retardant d'autant le début du processus de phytostabilisation des versants.

ABSTRACT *Postglacial slope evolution, Mont-Louis area, Gaspésie, Québec.* In southern Québec there are many morphologic and stratigraphic indices of erosional activity subsequent to the last deglaciation, 10,000-14,000 years B.P. Because classical climatic geomorphology has for a long time considered the temperate forest ecosystem in its natural state as one of the least active of geomorphic systems, there has been a tendency to relate many of the resultant landforms and structures to climatic fluctuations and particularly to periglacial phases in the period of transition from the late Wisconsin to the early Holocene period. Whilst not denying the validity of certain of these relationships, the authors fieldwork on the steep slopes of northern Gaspésie show that morphogenetic stability did not coincide with the regional transition at about 9 300 years BP from a periglacial climate to a temperate forest climate. Alluvial cones, fans, stratified scree (grèzes litées) have been built up metachronously by various processes. The following local conditions contribute to the sustained vigour of this erosion; 1) the steepness of the slopes and the fissile nature of the bedrock producing intense and frequent operation of geomorphic processes which in turn retards the establishment of a protective vegetation cover, 2) the slow forest colonisation in the postglacial period, 3) the meltwaters from valley glaciers followed by wave action on the shores of the Goldthwait Sea causing the base of the slopes to be sapped until well into the postglacial period, thus also delaying the process of forest colonisation and resultant stabilisation of the slopes.

ZUSAMMENFASSUNG *Postglaziäre Entwicklung der Hänge der Mont Louis Gegend, Gaspésie, Québec.* Im südlichen Québec gibt es viele morphologische und stratigraphische Anzeichen für Erosionsaktion als Folge der letzten Deglaciation 10000-14000 Jahre v.u.Z. Weil die klassische Geomorphologie den temperierten Wald als eines der weniger aktiven Ökosysteme angesehen hat, gab es eine Tendenz, die resultierenden Landformen und Strukturen den klimatischen Veränderungen und besonders den periglaziären Phasen in der Transition vom Spät-Wisconsin zum Früh-Holozän zu zuschreiben. Während einige dieser Beziehungen bestehen bleiben, zeigt die praktische Arbeit des Autors an den Steilhängen der nördlichen Gaspésie, dass die morphogenetische Stabilität nicht mit der regionalen Transition um 9300 Jahre v.u.Z. vom periglazialen zum temperierten Waldklima übereinstimmt. Schuttkegel und -fächer, geschichtete Schutthanhäufungen wurden metachronisch während der ganzen postglazialen Periode unabhängig von regionalen Klimawechseln oder der Entwicklung der Vegetationsdecke aufgebaut. Die folgenden lokalen Verhältnisse tragen zur anhaltenden Stärke dieser Erosion bei, 1. die Steilheit der Hänge und die schwache Resistenz des Gesteins führen zu einer sehr intensen Morphogenese, die das Ansiedeln einer schützenden Pflanzendecke verzögert. 2. Die grosse Verspätung der Waldbesiedlung bei der Rekolonisation des Gebietes nach der Deglaciation. 3. Die Schmelzwässer der Talgletscher, gefolgt von der Wellentätigkeit an den Ufern des Goldthwait Meeres, waren die Gründe für die Aushöhlung der Hänge bis weit nach der postglazialen Zeit.

INTRODUCTION

L'évolution des versants constitue un sujet très peu étudié au Québec. Un certain nombre de travaux ont été publiés au cours des dernières décennies (MINER, 1934; TWIDALE, 1959; LASERRE, 1966; DIONNE, 1969a; LENGELLE, 1970; LAGAREC, 1972; MARCOTTE, 1973; RAVENEAU et LEMIEUX, 1974; PEARCE et ELSON, 1973), mais aucun effort de synthèse portant sur l'évolution postglaciaire des versants en fonction de l'histoire postglaciaire du climat et de la végétation n'a encore été tenté. Nous présentons ici les premiers résultats d'une recherche effectuée dans la région de Mont-Louis (Gaspésie) et qui se propose d'examiner cet aspect.

La région de Mont-Louis (fig. 1) compte de nombreuses et puissantes formations de pente postglaciaires (éboulis amorphes ou stratifiés, cônes de déjection), maintenant pour la plupart recouvertes par la forêt. La détermination des conditions environnementales (climat, végétation) prévalant lors de leur mise en place constitue un problème d'autant plus intéressant que depuis quelques années se pose celui de l'évaluation des implications géomorphologiques de la période de climat périglaciaire tardiglaciaire mis en évidence dans le sud du Québec (DIONNE, 1967, 1975; GANGLOFF, 1973, 1979).

Nous verrons que dans la région de Mont-Louis, des cônes de déjection et des éboulis amorphes ou stratifiés, évoquant de prime abord un paléoclimat périglaciaire, se sont constitués de façon métachrone durant toute la période qui va de la déglaciation à nos jours, et ce, indépendamment de l'évolution postglaciaire du climat et de la végétation régionale.

CADRE GÉOLOGIQUE, MORPHOSTRUCTURAL, CHRONOLOGIQUE ET CLIMATIQUE

A) LA GÉOLOGIE

La région de Mont-Louis appartient au Groupe de Québec (McGERRIGLE, 1959; SÉGUIN, 1976) qui comprend des formations sédimentaires paléozoïques intensément plissées et faillées vers la fin de l'Ordovicien, puis au Dévonien (AUSTIN, 1973; SKIDMORE, 1965). La roche, d'âge Cambro-ordovicien (McGERRIGLE, 1959; LAVOIE *et al.*, 1974), compte principalement des schistes argileux et ardoisiers lardés de lits de grauwacke, de grauwacke calcaireuse et de quelques lits de calcaire ou de cendres volcaniques (McGERRIGLE, 1959; ENOS, 1969). Dans le détail, la roche présente un réseau très dense de plans de faiblesse de toute nature (diacase, joint de stratification, clivage) qui la rendent très vulnérable à l'altération mécanique. Des roches d'aussi faible résistance associées à de fortes pentes, ont permis une dynamique active depuis la déglaciation.



FIGURE 1. Carte de localisation.
Location of field area.

Il faut également mentionner la présence au sud et au sud-ouest de massifs de roches ignées et métamorphiques telles : 1) le granite rouge, le porphyre granitique et la syénite, roches intrusives dévoniennes composant les monts McGerrigle; 2) les cornéennes et les skarns qui encerclent le massif des monts McGerrigle; 3) le métabasalte du Groupe de Shickshock et, enfin, 4) la péridotite du mont Albert (DE ROMER, 1977).

B) LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL

La région de Mont-Louis présente une succession de vallées profondes et étroites entaillant de vieilles surfaces d'aplanissement étagées (fig. 2 et 3), que limitent des escarpements bien conservés. Les vieilles surfaces d'aplanissements, déjà signalées par McGERRIGLE (1959), sont séparées du fond des vallées par des versants raides. Ce sont eux qui retiennent notre attention. Ils comprennent des zones d'accumulation, dont la pente dépasse généralement 30°, occasionnellement 35°, qui reçoivent les débris que fournissent les falaises, qui ont des pentes excédant 45°. Nous sommes donc en présence d'un relief à forte énergie où les dénivelées atteignent fréquemment plus de 400 m.

Tous les versants ne sont évidemment pas postglaciaires. Plusieurs versants constituent des héritages préglaciaires plus ou moins retouchés au cours de la période postglaciaire. Ils se distinguent par une ou plusieurs des caractéristiques suivantes : 1) certains portent des dépôts juxta-glaciaires ou du till, 2) d'autres sont perchés par rapport au niveau de base actuel, 3) d'autres enfin ont été complètement débarassés des dépôts corrélatifs de leur façonnement par les glaciers et ne se présentent plus aujourd'hui que sous la forme de plans inclinés de 35° à 37° taillés dans la roche.

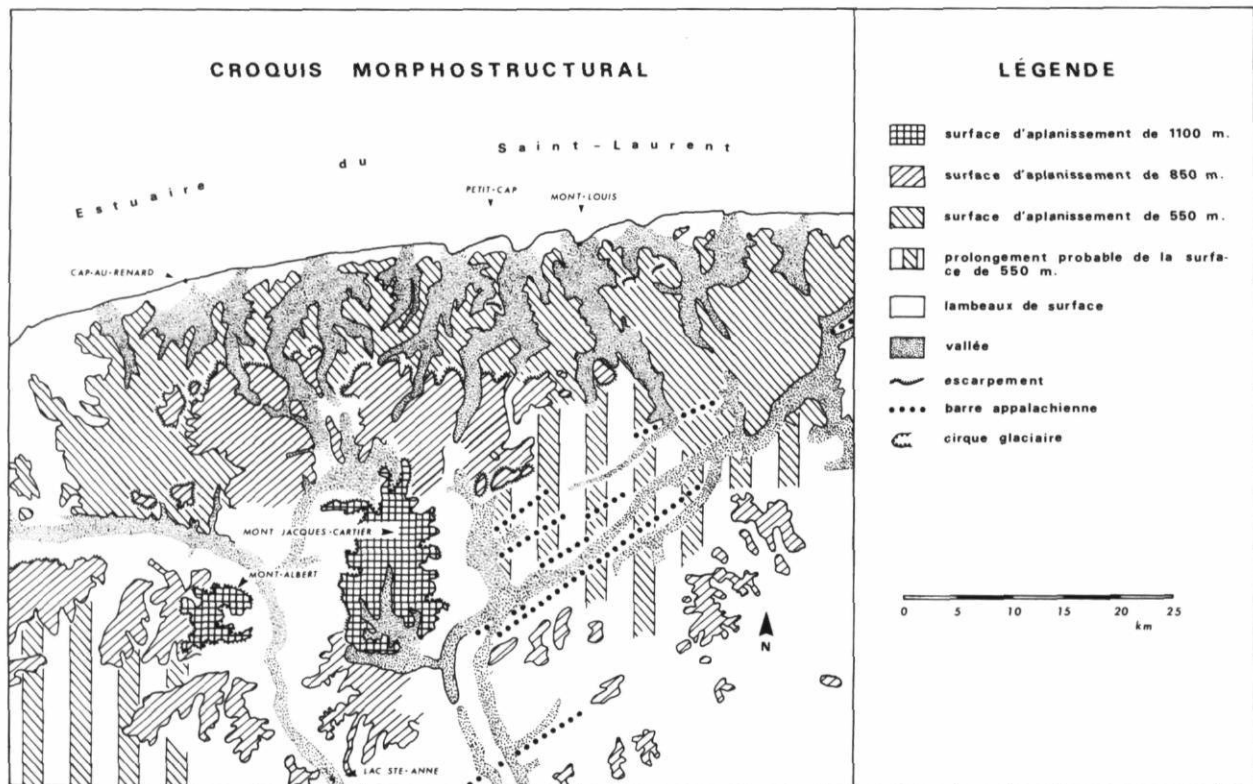


FIGURE 2. Croquis morphostructural de la région.

Structural geomorphology of the region.



FIGURE 3. Vue vers le sud de la vallée de la rivière à Pierre. Elle entaille la plus basse des surfaces d'aplanissement.
 A deep narrow valley dissecting the lowest erosion surface (valley of the rivière à Pierre, southward view).

Dans le cadre de cette étude, seuls les dépôts de versant postglaciaires retiennent notre attention. Ils sont aisément reconnaissables à leur position stratigraphique par rapport aux dépôts glaciaires et paraglaciers.

C) LES REPÈRES CHRONOLOGIQUES

L'histoire glaciaire et marine du nord de la Gaspésie est exposée dans les travaux de COLEMAN (1922), FLINT *et al.* (1942), McGERRIGLE (1952), PREST (1975), LEBUIS et DAVID (1977) et DIONNE (1977). Les coquillages recueillis en différents points le long de la côte témoignent d'une déglaciation vieille de plus de 13 500 ans BP (LEBUIS et DAVID, 1977; DIONNE, 1977). L'intérieur de la Gaspésie, quant à lui, fut déglacé beaucoup plus tard, probablement vers 10 000 ans BP (LEBUIS et DAVID, 1977; Héту et Gray, en préparation). Une ou des calottes, autonomes et à écoulement radial, alimentent alors des glaciers de vallée qui se terminent dans la mer.

L'étude de plusieurs coupes localisées sur la côte et dans les vallées a permis de préciser les modalités de la déglaciation et de l'émergence des terres. Dans la région côtière, le dernier épisode de la déglaciation est caractérisé par la présence de glaciers de vallée retraquant vers le sud. Parallèlement au recul de ces glaciers, la mer de Goldthwait a pénétré les vallées sur 6 à 8 km déterminant : 1) une limite marine maximale qui, dans la région à l'étude, se situe entre 55 et 65 m d'altitude; 2) des deltas glacio-marins emboîtés et 3) des terrasses d'émergence vers 30 m, 24 m et 17 m (HÉTU *et al.*, 1979).

L'altitude de la limite marine varie en raison du relèvement isostatique différentiel. Elle s'abaisse vers l'est selon un gradient de 0,4 m/km. Cette pente se maintient de Trois-Pistoles (LOCAT, 1977) à l'Anse-Pleureuse (LEBUISS et DAVID, 1977; HÉTU *et al.*, 1979), et probablement plus loin encore.

La courbe d'émersion préliminaire (fig. 4) fut construite à l'aide des données du tableau I. Ensembles, courbe d'émersion des terres, dépôts et formes glaciaires, fluvioglaciaires, marins et fluviatiles remblayant les vallées servent de cadre chronologique à l'étude de la dynamique postglaciaire des versants.

D) L'ÉVOLUTION CLIMATIQUE POSTGLACIAIRE

Le recensement et l'étude des dépôts, des formes et des structures liés au froid ont permis de circonscrire une période de climat périglaciaire tardiglaciaire commençant à la déglaciation, ou peu de temps après le début de la déglaciation, et se terminant il y a 9 300 ans environ. Cette affirmation s'appuie sur la découverte :

a) de six glaciers rocheux de pied de versant (OUTCALT et BENEDICT, 1965; WHITE, 1976), ainsi que de deux glaciers rocheux de cirque dans les massifs du mont Albert et des monts McGerrigle, entre 900 et 600 m d'altitude. L'existence de glaciers rocheux implique la présence d'un pergélisol au moins discontinu dans cette tranche d'altitude durant leur formation (BARSCH, 1978). Ces glaciers rocheux sont reliques aujourd'hui comme en témoigne la présence de végétation sur leur front et même à leur surface dans certains cas. Il n'est cependant pas impossible qu'on y retrouve encore au-

jourd'hui des masses de pergélisol relique, à l'instar de GRUMICH et THIBEAULT (1979) qui signalent une épaisse couche de glace interstitielle fossile dans un glacier rocheux à 540 m d'altitude dans le parc des Laurentides, à quelques dizaines de kilomètres au nord de la ville de Québec.

b) de nappes de gélifluxion superposées, à paléols intercalés, au sommet du mont Saint-Pierre, vers 400 m d'altitude. Le contenu pollinique des paléols renvoie à un paysage de toundra.

c) d'une moraine de névé vers 915 m d'altitude, au mont Albert. Sous le climat actuel, pas une seule montagne de la Gaspésie n'est assez élevée pour permettre le développement et la persistance de névés.

d) de glacis périglaciaires d'accumulation vers 500 m d'altitude, entre les vallées de la rivière à Pierre et de la rivière à Claude.

e) de cinq fentes de gel fossiles correspondant à d'anciens coins de glace (BLACK, 1976). Trois de ces fentes de gel affectent un dépôt fluvioglacière situé vers 500-550 m d'altitude, à quelque 20 km de l'estuaire du Saint-Laurent; alors que les deux autres se trouvent dans un delta glacio-marin situé à la limite marine, vers 65 m d'altitude. La courbe d'émersion préliminaire et les travaux de LEBUISS et DAVID (1977), ainsi que ceux de DIONNE (1977) permettent d'assigner un âge maximum de 12 800-13 000 ans BP à ces deux dernières fentes de gel. Ces dernières montrant qu'un pergélisol s'est constitué dans les formations marines après leur exondation à une altitude aussi peu élevée que 65 m. Or, les travaux de GRAY et BROWN (1979) ont montré que la limite inférieure du pergélisol actuel se situait vers 1 000-1 100 m. Il y a donc eu migration verticale de la limite inférieure du pergélisol sur au moins 940-1 040 m depuis l'époque de formation de ces fentes de gel.

Nous ne sommes pas les premiers à signaler des fentes de gel sur la côte sud du Saint-Laurent. DIONNE (1969b) rapporte plus de 75 fentes de gel fossiles dans la région de Rivière-du-Loup/Saint-Fabien. Elles se seraient formées entre 12 500 et 11 500 ans BP, peut-être 11 000 ans BP, et seraient corrélatives d'un climat périglaciaire proximal lié à la présence du glacier lors de la construction de front morainique de Saint-Antonin. Le même chercheur (DIONNE, 1966) en aurait découvert plus de 70 dans la région comprise entre les vallées du Témiscouata et de la Matapédia. Ces dernières se seraient formées entre 12 500 et 10 000 ans BP.

f) Enfin, de nombreuses poches de cryoturbation dans les plages de 30 m et 17 m. On les retrouve dans presque toutes les vallées de la région. La plage de 17 m est très bien datée, ce qui permet de placer la limite supérieure du Tardiglaciaire de la région de Mont-Louis vers 9 300 ans BP.

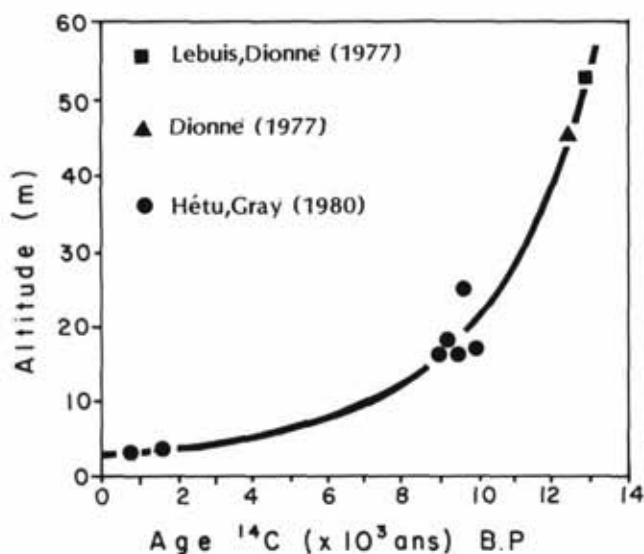


FIGURE 4. Courbe d'émersion des terres préliminaire de la région de Mont-Louis.
Preliminary postglacial emergence curve for the region.

TABLEAU I
Liste des datations ¹⁴C

| N° | Localisation | altitude absolue (m) | niveau marin estimé (m) | âge | matériel daté | type de dépôt | Collecteur et références |
|----------|---|----------------------|-------------------------|--------------|--|---------------------------------|---------------------------|
| QU-48 | Ruisseau-à-Rebours Lat. 49°12'28" N Long. 65°57'01" W | 52 | — | 12 900 ± 500 | Coquillages | argile limoneuse | LEBUI in DIONNE (1977) |
| GSC-1186 | Ruisseau-à-Rebours Lat. 49°13'20" N Long. 65°56'30" W | 45 | — | 12 600 ± 160 | <i>Mya truncata</i> | argile | DIONNE (1977) |
| DIC-1265 | Mont-Saint-Pierre Lat. 49°12'29" N Long. 65°48'04" W | 23 | 25 | 9 640 ± 105 | <i>Mytilus edulis</i> , <i>Balanus crenatus</i> | dépôt sablo-gravelleux (plage) | HÉTU et GRAY |
| DIC-1282 | Mont-Louis Lat. 49° 13' 00" N Long. 65°43'30" W | 13 | 17 | 9 360 ± 95 | <i>Mya arenaria</i> | sable infra-littoral | HÉTU et GRAY |
| DIC-1266 | Mont-Louis Lat. 49°13'00" N Long. 65°43'30" W | 14,5 | 17 | 10 040 ± 105 | <i>Mytilus edulis</i> | dépôt gravello-sableux (plage) | HÉTU et GRAY |
| DIC-1281 | Mont-Saint-Pierre Lat. 49°12'10" N Long. 65°48'16" W | 16 | 17 | 9 159 ± 95 | <i>Mytilus edulis</i> , <i>Balanus crenatus</i> , <i>Macoma balthica</i> | dépôts sablo-gravelleux (plage) | HÉTU et GRAY |
| DIC-1269 | Anse-Pleureuse Lat. 49°14'39" N Long. 65°38'20" W | 16 | 17 | 9 190 ± 95 | <i>Mytilus edulis</i> , <i>Balanus crenatus</i> , <i>Macoma balthica</i> | dépôt sablo-gravelleux | HÉTU et GRAY |
| DIC-1276 | Mont-Saint-Pierre Lat. 49°13'21" N Long. 65°48'40" W | 4 | 4 | 1 630 ± 55 | os de baleine | sable de plage | HÉTU et GRAY |
| DIC-1279 | Mont-Saint-Pierre Lat. 49°13'21" N Long. 65°48'40" W | 4 | 4 | 940 ± 50 | <i>Mesodesma arctatum</i> | sable de plage | HÉTU et GRAY |
| DIC-1283 | Anse-Pleureuse Lat. 49°14'39" N Long. 65°38'20" W | 17,5 | 17,5 | 6 480 ± 85 | matière organique fossile | | HÉTU et GRAY |

Il est évident que cette revue, forcément trop rapide du milieu morphoclimatique tardiglaciaire de la région, dissimule des nuances à l'échelle du climat régional. Qu'il suffise de mentionner les contrastes climatiques prévalant actuellement dans la région, contrastes que fait très bien ressortir l'excellente étude de GAGNON (1970) sur le climat des Chic-Chocs (fig. 5, tableau II). Si dans l'ensemble le climat de la région peut être qualifié de continental humide à été frais (GAGNON, 1970), dans le détail il est très contrasté : précipitations et températures varient avec l'altitude et la distance à la côte. L'orientation des versants intervient également dans la géographie des températures. Bref, si on enregistre une température moyenne annuelle de 3,3°C à Cap Chat, sur le littoral, près du niveau de la mer,

celle-ci n'atteint plus que -4°C au sommet du mont Jacques-Cartier, à 25 km du littoral et à 1 268 m d'altitude. Les précipitations varient en sens inverse. Elles augmentent avec la distance à la côte et l'altitude : 93,2 cm à Cap Chat, près de la côte et à 26 m d'altitude ; plus de 166 cm au mont Logan, à 14 km de la côte et à 1 128 m d'altitude.

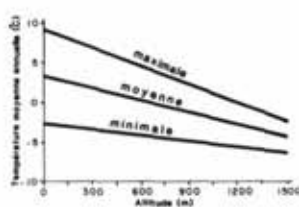
Il n'est certainement pas abusif de prétendre que les mêmes contrastes climatiques existaient au Tardiglaciaire. GANGLOFF (1979) a montré combien était importante la conscience d'un tel « provincialisme paléoclimatique » pour la compréhension de la répartition des formes, des structures et des dépôts tardiglaciaires au Québec.

TABLEAU II

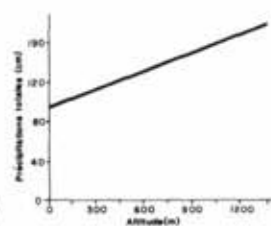
Température moyenne annuelle et précipitations
totales de quelques stations des Chic-chocs
Tiré de GAGNON (1970)

| STATIONS | altitude (m) | distance à la côte (km) | température moyenne annuelle (°C) | précipitations totales (cm) | temp. minimale moyenne de janvier (°C) | temp. maximale moyenne de juillet (°C) |
|-------------------------|--------------|-------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|--|--|
| Cap-Chat | 26 | 0 | 3,3 | 93,2 | -13,8 | 20,0 |
| Saint-Jean-de-Cherbourg | 318 | 12 | 1,0 | 99,0 | -19,4 | 21,6 |
| Trout River Depot | 337 | 25 | 1,6 | 103,2 | -19,4 | 23,3 |
| Mont Logan | 1128 | 14 | -3,6 | 166,3 | -23,9 | 15,0 |

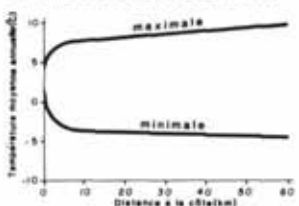
A)-Les températures des années 1966-69 et l'altitude



C)-Les précipitations totales moyennes des années 1940-69 et l'altitude



B)-Les températures des années 1966-69 ramenées au niveau de la mer et les distances à la côte



D)-Les précipitations neigeuses moyennes des années 1940-69 et l'altitude

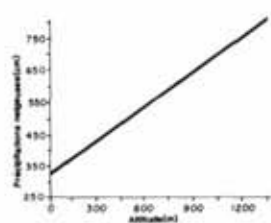


FIGURE 5. Données climatiques de la région de Saint-Jean-de-Cherbourg-Marsoui (GAGNON, 1970).
Climatic data for the Saint-Jean-de-Cherbourg-Marsoui area (GAGNON, 1970).

En dépit des nuances qu'il faudra nécessairement préciser, retenons simplement que dans le nord de la Gaspésie la déglaciation fut suivie d'une période à climat périglaciaire, très bien marquée dans le paysage, qui s'est terminé il y a 9 300 ans environ.

E) L'HISTOIRE POSTGLACIAIRE DE LA VÉGÉTATION

L'histoire de la végétation régionale est déduite de l'analyse de deux diagrammes polliniques non publiés et gracieusement mis à notre disposition par M. Pierre Richard. Les deux carottes proviennent respectivement du « lacotte à Léonard » et du lac Turcotte. Le « lacotte

à Léonard » est situé vers 17 m d'altitude dans la vallée de la rivière à Pierre à plus de 38 m sous la limite marine et à environ 2 km du fond de la baie de Mont-Saint-Pierre. Comme la plage de 17 m date d'environ 9 300 ans BP, on peut assigner un âge approximatif de 9 300 ans à la base de la carotte. Le lac Turcotte est situé par 65°45'45" de longitude W et 49°09'30" de latitude N, à environ 8 km au sud-est du « lacotte à Léonard », sur le plateau, vers 497 m d'altitude.

L'interprétation des diagrammes polliniques s'appuie sur la méthode élaborée par RICHARD (1977a, 1977b, 1978). La végétation actuelle est décrite dans les travaux de GRANDTNER (1966, 1972), de ROWE (1972) et par une série de cartes du ministère des Terres et Forêts (1976). Sa diversité reflète les contrastes physiographiques et climatiques de la région. Sur les hauts sommets du massif du mont Albert et des monts McGerrigle, dont fait partie le mont Jacques-Cartier (fig. 2), on retrouve une toundra alpine ou alpinoïde. Autour des monts McGerrigle, le plateau intérieur de la péninsule gaspésienne est occupé par la sapinière à épinette noire. La zone de plateau en bordure du littoral porte une sapinière à bouleau blanc. Le lac Turcotte fait partie de cette dernière formation végétale. Dans les vallées, on rencontre la sapinière à bouleau jaune, la sapinière sèche à thuya et, accessoirement, l'érablière à bouleau jaune ainsi que la peupleraie boréale et l'aulnaie américaine le long des rivières près du littoral. Enfin, la sapinière à épinette blanche occupe une mince bande côtière. Localement, ce couvert végétal est fortement perturbé, soit par des phénomènes naturels (châblis, feux de forêt, mouvement de masse sur les versants, avalanches), soit par l'homme (coupe de bois, déboisement agricole ou minier). Le « lacotte à Léonard » fait partie de la zone déboisée par l'homme pour fin d'agriculture.

Il ne nous appartient pas de reconstituer en détail l'histoire de la végétation de la région. Nous nous contenterons d'en préciser les principales étapes. L'histoire de la végétation, telle que reconstituée à partir des don-

nées livrées par le diagramme du « lacotte à Léonard », serait la suivante : à la base de la carotte, les différents paramètres des niveaux 550 à 500 cm permettent de reconstituer une pessière à aulne très ouverte. Les principaux éléments de diagnostic qui soutiennent cette affirmation sont les suivants : rapport pollen arboréen/total de l'ordre de 50%, concentration pollinique relativement faible (un peu plus de 50 000 gr/cm³), forte proportion de taxa héliophiles (entre 20 et 60% d'*Alnus crispa*, *Gramineae* et *Cyperaceae*) et abondance de sédiments minéraux. L'afforestation a donc commencé lorsque débute la sédimentation lacustre dans le « lacotte à Léonard », il y a environ 9 300 ans. Rapidement, à partir du niveau 500 cm, la pessière à épinette noire se ferme, comme en témoigne l'augmentation brutale de la concentration pollinique et la baisse de la proportion de sédiments minéraux. La pessière est vite remplacée, à partir du niveau 475 cm, par la sapinière ; puis, à partir du niveau 175 cm, par l'érablière.

Le lac Turcotte, en raison du fait qu'il se trouve sur le plateau, à une altitude beaucoup plus élevée (497 m), permet de reconstituer une histoire de la végétation très différente. De la base au sommet de la carotte, on passe successivement du quasi-désert (428-360 cm) à la pessière à aulnes très ouverte (360-300 cm) puis, enfin, à la sapinière (300-0 cm), qui correspond à la formation végétale que nous retrouvons actuellement sur le plateau. Le climat étant plus rigoureux à cette altitude, le stade d'érablière ne fut jamais atteint. La comparaison des deux diagrammes polliniques permet d'affirmer que celui du « lacotte à Léonard » reflète l'histoire de la végétation de la vallée de la rivière à Pierre même et des versants qui la bordent. Le trait le plus frappant de ce dernier diagramme est la persistance, sur presque tout le profil, de taxa héliophiles et pionniers (cèdre, saule, aulne, érable à épis, cypéracées, graminées) qui constituent autant d'indices « d'ouverture » de la forêt. Aujourd'hui, ces taxa se retrouvent principalement en bordure des talus d'éboulis fonctionnels, des couloir d'avalanche et autres cicatrices ouvertes dans la forêt recouvrant les versants par les processus naturels ou anthropiques. Nous pensons, et nous y reviendrons plus loin, que la persistance de taxa héliophiles durant tout l'Holocène au « lacotte à Léonard », alors qu'ils sont beaucoup moins abondants au lac Turcotte, reflète l'évolution postglacière des versants.

PÉRIODE DE FONCTIONNEMENT DES ÉBOULIS ET DES CÔNES DE DÉJECTION

A) LES ÉBOULIS

Les talus d'éboulis constituent le trait le plus marquant de l'évolution postglacière des versants. On les retrouve partout où l'érosion glaciaire a façonné des

escarpements. Là où les glaciers n'ont fait qu'enlever les dépôts de versant préglaciaires, on observe de grands versants taillés dans la roche qui n'ont pas ou presque pas évolués durant la période postglacière.

Les vallées présentent des versants d'éboulis qui ont atteint divers stades d'évolution. Certains talus se sont développés jusqu'à disparition complète de l'escarpement ou corniche qui les dominait et sont maintenant « réglés » ; d'autres talus sont encore dominés par un escarpement qui peut atteindre 50 à 100 m de commandement.

Les coupes qui entament le pied de quelques versants montrent que les accumulations d'éboulis postglaciaires atteignent des volumes impressionnants. Des épaisseurs de plus de 10 m semblent très courantes et les épaisseurs maximales sont sûrement beaucoup plus fortes.

Les talus d'éboulis présentent tous les faciès de transition entre les éboulis complètement amorphes et les éboulis ordonnés d'origine cryo-nivale. Le litage semble d'autant mieux défini que les débris fournis par la falaise sont fins. Les éboulis ordonnés sont donc plus fréquents et plus typiques dans les schistes que dans les grauwackes.

Aujourd'hui, plus de 90% des talus d'éboulis sont recouverts de forêts. Seuls quelques talus d'éboulis demeurent fonctionnels (fig. 6). Ils sont localisés d'une part, le long de la côte de l'estuaire du Saint-Laurent, où ils s'étirent du pied des falaises les dominant jusqu'au niveau de la mer (fig. 7) et d'autre part dans les vallées elles-mêmes, à la partie supérieure de quelques versants, alors que le tiers inférieur, ou plus, est recouvert de forêt (fig. 8). Dans les vallées, on ne retrouve les talus d'éboulis fonctionnels que sur les versants faisant face à l'ouest. On a donc là un cas intéressant de dissymétrie.

Comme nous le verrons dans cette partie, la constitution des éboulis stratifiés ou amorphes a débuté au moment de la déglaciation, et même un peu avant, et s'est poursuivie, indépendamment de l'évolution du climat et de la végétation, bien après la fin du Tardiglaciaire et le début de l'afforestation. Elle se poursuit encore aujourd'hui dans quelques secteurs dont la répartition ne doit rien au hasard.

a) Des éboulis de gravité ont fonctionné dès la déglaciation

C'est ce qu'enseigne les terrasses de kame. Les vallées de la région présentent de nombreuses terrasses de kame (fig. 6 et 9) qui se sont mises en place au cours d'une phase à glace stagnante ayant marqué le début de la déglaciation des vallées. Cette phase fut suivie par une autre, à glace active celle-là, au cours de laquelle de puissants épandages fluvioglaciaires termi-

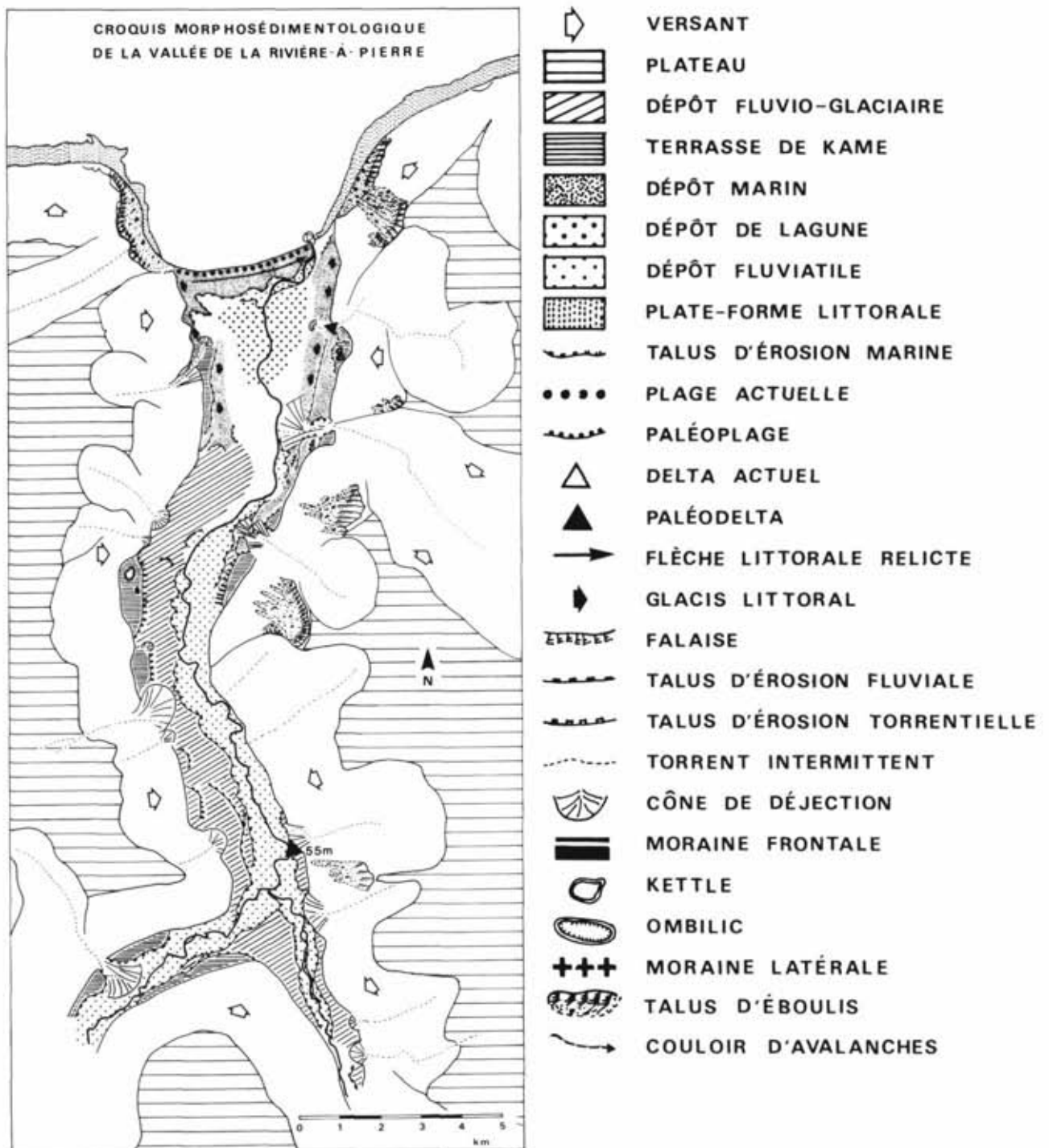


FIGURE 6. Croquis morphosédimentologique de la vallée de la rivière à Pierre
Surficial deposits and morphology of the valley of the rivière à Pierre.



FIGURE 7. Talus d'éboulis fonctionnel sur le littoral, baie de Mont-Saint-Pierre.

Active talus slope in the coastal zone, Mont-Saint-Pierre.



FIGURE 8. Dans la vallée, les éboulis fonctionnels sont localisés à la partie supérieure des versants. Ici, le versant est de la vallée de la rivière à Pierre.

In the valleys away from the coastal zone only the upper parts of the slopes display active talus. This figure shows the east slope of the rivière à Pierre valley.

nés par des deltas emboîtés les uns dans les autres ainsi que dans les terrasses de kame, se constituèrent (HÉTU *et al.*, 1979). Le plus bas de ces deltas se trouve à 17 m. L'emboîtement est une conséquence du relèvement isostatique.

L'étude de la faciès des terrasses de kame a montré qu'elles s'étaient élaborées à même les gélifractions détachés des versants les dominants. Les principaux éléments de diagnostics sont 1) l'absence totale d'éroussé : les éléments (gravier, galets, blocs) sont



FIGURE 9. Terrasse de kame, vallée de Mont-Saint-Pierre. Kame terrace, valley of Mont-Saint-Pierre.

demeurés parfaitement anguleux malgré un remaniement par les eaux de fonte, qu'atteste le bon triage du dépôt, la présence d'un litage et la disposition, caractéristique, des galets allongés; 2) la spectre pétrographique du dépôt; l'examen de plusieurs terrasses de kame a révélé qu'elles étaient toutes composées exclusivement de roches sédimentaires, principalement de schiste et de grauwaacke. Or, des comptages pétrographiques effectués dans les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires montrent qu'ils recellent jusqu'à 10-15% de cristallins (granite, syénite, metabasalte, gneiss,...) qui proviennent soit du batholite des McGerrigle et de son auréole de roches métamorphiques, soit du Groupe de Shickshock, soit, enfin, du Bouclier laurentidien. Ensemble, forme des galets et spectre pétrographique témoignent de l'origine locale du matériel. Lors de la phase à glace stagnante, les eaux de fontes juxtaposées n'ont fait qu'étaler les débris que fournissaient abondamment les versants pour construire les terrasses de kame. La fonte ultérieure de culots de glace morte enfouit lors de la construction des kames s'est traduite par l'apparition de micro-failles au sein des terrasses de kame et de kettles à leur surface.

On peut donc considérer les terrasses de kame comme de bons indicateurs du taux d'ablation sur les versants prévalant durant cette phase de la déglaciation. Il suffit pour l'évaluer de répartir le volume de débris qu'elles contiennent sur les versants les dominants. Nous avons effectué le calcul à partir de trois terrasses de kame de la vallée de la rivière à Pierre. La tranche de matériaux détritiques arrachés aux versants durant la période de construction des kames a pu être évaluée à plus de 1,5 m, 2,2 m et 2,8 m aux trois sites considérés. Et il ne peut s'agir que de valeurs minimales puisque

chacune des terrasses de kame ayant servi de base aux calculs fut par la suite érodée lors de la phase de construction des deltas fluvio-glaciaires emboîtés.

Les terrasses de kame témoignent donc d'une intense érosion des versants ayant débuté avec la déglaciation.

b) Éboulis contemporains de la régression marine tardiglaciaire

L'examen de la position stratigraphique des éboulis stratifiés ou amorphes montre qu'ils se sont constitués, de façon métachrone, durant la période allant de la déglaciation à nos jours. Cette affirmation repose sur l'interprétation de coupes que nous décrivons dans les paragraphes suivants.

À quelque 2 km du fond de la baie de Rivière-à-Claude, la coupe RC 12, qui domine le versant ouest de la vallée, présente les unités suivantes (fig. 10) :

À la base de la coupe, directement sur la roche en place (schiste et grauwacke), qui porte poli et stries glaciaires, on observe environ un mètre de till.

Ce till est recouvert par un dépôt marin d'eau peu profonde, fossilifère, d'une épaisseur d'environ un mètre. Le faciès est très grossier et les galets et blocs sont faiblement émoussés pour un dépôt marin (fig. 11). On sent la proximité du versant que les vagues devaient saper, prélevant ainsi d'importants volumes de débris qu'elles étalaient dans la mer, d'où le faciès très grossier et le faible émoussé des galets et blocs. Le dépôt marin est à son tour fossilisé par un talus d'éboulis de 30° de pente.

Le dépôt marin se trouve vers 30 m d'altitude. On peut donc lui assigner, d'après la courbe d'émersion préliminaire (fig. 4), un âge d'environ 11 000 ans, d'où ces conclusions : 1) il y a à peu près 11 000 ans, la mer déstabilisait, par érosion à la base, le versant dominant le site RC 12; 2) Ce versant a poursuivi son évolution quelque temps après le retrait de la mer, fossilisant ainsi les dépôts sous-jacents (glaciaire et marin) sous un tablier d'éboulis. 3) Le talus d'éboulis ne pouvait être recouvert de végétation à l'époque où la mer en sapait la base. Son évolution ultérieure, corrélative de la fossilisation des dépôts sous-jacents, le démontre. Aujourd'hui par contre, le même versant porte un couvert forestier dense de la base au sommet.

À Mont-Louis une coupe (site ML 1), située à 1,75 km de la mer et à 17 m d'altitude, entame le replat d'une terrasse marine et le pied du versant est de la vallée. Elle montre qu'un éboulis amorphe, constitué de gélifracis schisteux, passe latéralement et graduellement, via une concavité basale d'origine marine, à un dépôt marin caillouteux et fossilifère (fig. 12). Le passage de l'éboulis au dépôt marin est souligné par l'évolution de l'émoussé des galets, qui est de plus en plus poussé à mesure que l'on s'éloigne du pied du versant. Le

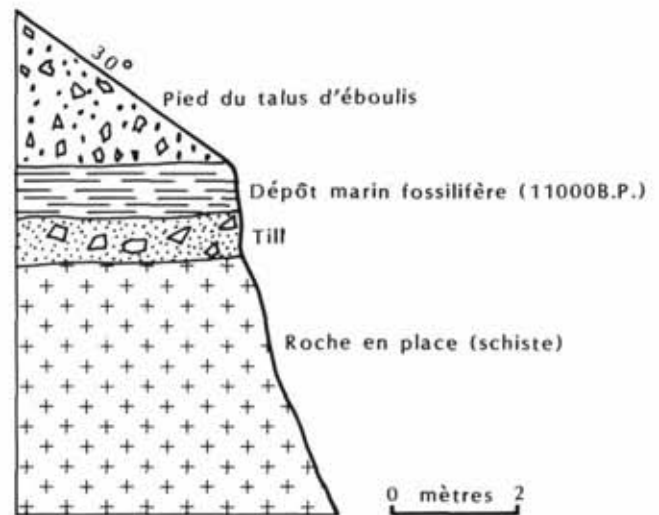


FIGURE 10. Croquis de la coupe RC 12. Stratigraphy of exposure RC 12.

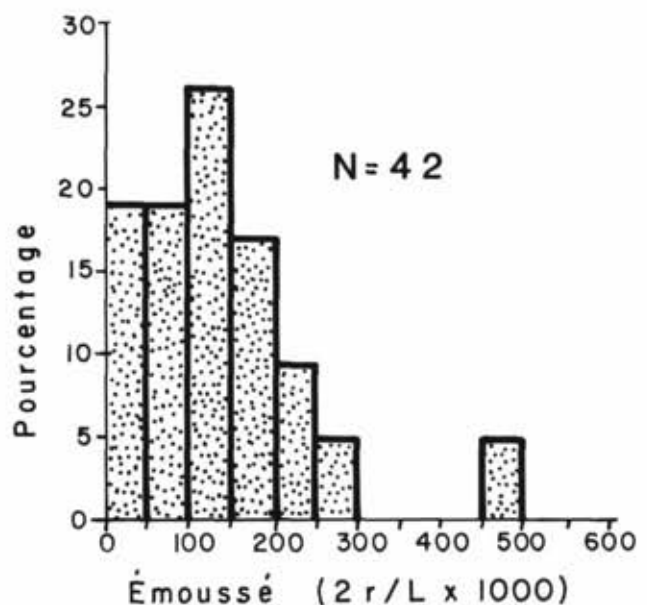


FIGURE 11. Histogramme d'émoussé des galets de schiste du site RC 12.

Histogram of particle roundness (shale) at site RC 12.

terme de cette évolution est la disparition totale des galets anguleux après quelques dizaines de mètres.

Les concavités basales du type dont il est question ici résulte du remaniement et de l'épandage de débris arrachés à un éboulis s'effectuant dans la mer, par l'action conjuguée des vagues et de la dérive littorale. Plusieurs accumulations marines des vallées se sont construites de cette façon. Ensembles, concavité basale et

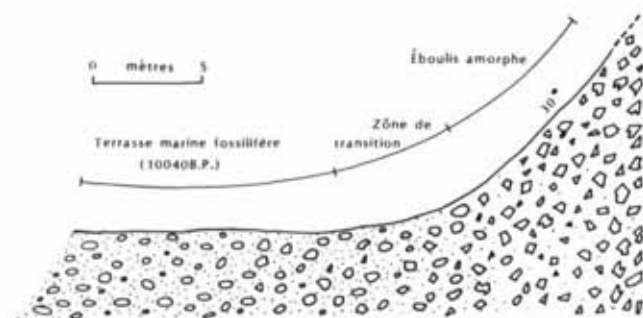


FIGURE 12. Croquis de la coupe ML 1.
Stratigraphy of the exposure ML 1.

passage latéral d'un talus d'éboulis à un dépôt marin impliquent que constitution de l'éboulis et action marine sont contemporaines. Comme les coquillages fossiles du dépôt marin du site ML 1 ont donné un âge de $10\,040 \pm 105$ BP (DIC-1266), on peut donc conclure qu'à la même époque un talus d'éboulis, forcément non recouvert de végétation se construisait. Depuis le talus d'éboulis s'est stabilisé. Il est aujourd'hui entièrement couvert de végétation et un podzol passablement évolué s'y est développé.

c) Éboulis contemporains de la phase forestière

Les concavités basales d'origine marine ne se retrouvent cependant pas partout. En certains sites, le pied du talus d'éboulis et la surface sur laquelle il repose déterminent un angle franc. À quelques dizaines de mètres au nord de la coupe ML 1 par exemple, une autre coupe fait voir un éboulis grossièrement stratifié dont les lits semblent butés contre la terrasse marine sous-jacente (fig. 13). En coupe, contrairement au site ML 1, l'éboulis ne porte aucune trace d'action marine et ne présente aucune concavité basale, bien que nous soyons sur la même terrasse marine et au pied du même versant. L'éboulis ne peut donc qu'être postérieur à l'émersion de la terrasse marine. En fait, bien que nous n'ayons pu vérifier tous les contacts, tout se présente comme si l'éboulis avait, au cours de son évolution postérieure au retrait de la mer, fossilisé une partie du replat de la terrasse marine et probablement aussi une ancienne concavité basale d'origine marine maintenant quelques mètres derrière le pied du talus d'éboulis.

À Mont Saint-Pierre, une coupe effectuée à la base du versant est de la vallée, à près de 2,25 km de la mer, fait voir un autre éboulis stratifié (fig. 14), de plusieurs mètres d'épaisseur, occupant les mêmes positions stratigraphique et topographique : l'éboulis, qui ne présente aucun indice de retouche marine, fossilise partiellement une terrasse marine dont le replat se trouve vers 17 m d'altitude.

Ces deux derniers éboulis, celui de Mont-Louis et celui de Mont St-Pierre, ont donc fonctionné bien après

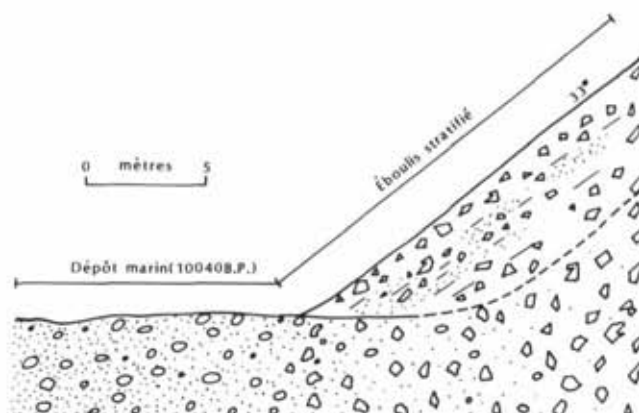


FIGURE 13. Croquis de la coupe située à quelques dizaines de mètres au nord de la coupe ML 1.
Stratigraphy of the exposure situated several tens of meters north of site ML 1.



FIGURE 14. Éboulis stratifié relique. Le site est maintenant recouvert par la forêt. L'éboulis à moins de 9 500 ans. Versant est de la vallée de Mont-Saint-Pierre.
Inactive stratified scree slope, now colonised by forest vegetation. Major activity on this slope post-dates 9 500 years BP.

l'émersion du replat de la terrasse marine qui les supporte. Puisque la terrasse marine de 17 m date d'environ 9 300 ans BP, on est forcé d'admettre que des éboulis évoluaient encore après 9 300 ans BP, donc après le début de l'afforestation. Ces éboulis sont demeurés actifs pendant une période indéterminée, puis se sont stabilisés et couverts de végétation.

À l'extrémité est du village de l'Anse-Pleureuse, une coupe située tout près du littoral présente la stratigraphie suivante (fig. 15 et 16) :

À la base, sur plus de 8 m d'épaisseur, on observe un dépôt lité dont les couches, de moins de 10 cm à plus d'un mètre d'épaisseur, sont alternativement constituées de sable grossier, de graviers et de galets. Les

lits sont affectés d'un pendage de plus de 20° vers la mer, *i.e.* vers le nord. Cet étage correspond aux lits frontaux d'une terrasse marine construite par dérive littorale.

Puis suivent au-dessus, environ 1,5 m de lits subhorizontaux, très grossiers et fossilifères, correspondant à un dépôt de plage. Une date de $9\,190 \pm 95$ ans BP (DIC-1269) fut obtenue pour cet étage par la datation d'un mélange d'espèces regroupant *Mytilus edulis*, *Balanus crenatus* et *Macoma balthica*.

La terrasse marine est fossilisée par plus de cinq mètres d'éboulis. Entre l'éboulis et la portion de replat enfouie de la terrasse, un paléosol fossile a fourni une date de $6\,480 \pm 85$ ans (DIC-1283). Ce paléosol s'est développé durant le laps de temps écoulé entre l'émergence de la terrasse marine et sa fossilisation partielle par l'éboulis.

De cette stratigraphie découlent les conclusions suivantes : 1) À l'anse-Pleureuse, un éboulis dont le pied se trouve vers 17 m d'altitude, a fonctionné bien après 6 500 ans BP puisqu'un échantillon de matière organique recueilli à plus de 7,5 m derrière le pied du talus d'éboulis a livré une date de $6\,480 \pm 85$ ans BP ; 2) Le taux d'accumulation sur le bas du talus d'éboulis fut assez rapide, étant donné qu'entre 6 500 ans BP environ et une époque indéterminée, il s'est accumulé plus de cinq mètres de débris. Si l'éboulis avait utilisé toute la période disponible pour s'élaborer, ce qu'il n'a pas fait puisqu'il est actuellement entièrement recouvert de végétation, on en déduirait un taux d'accumulation d'environ 0,77 mm/an. Le véritable taux d'accumulation est vraisemblablement bien supérieur à celui calculé.

Si la grande majorité des versants de la région sont aujourd'hui stabilisés et couverts de forêts, il existe encore cependant quelques talus sans végétation qui



FIGURE 15. Coupe AP-5, Anse-Pleureuse. Exposure at site AP-5, Anse-Pleureuse.

connaissent une intense activité. Cette activité se limite à deux secteurs précis : 1) d'abord, sur la côte de l'estuaire du Saint-Laurent où d'imposants talus d'éboulis (fig. 7) s'étirent, absolument libres de végétation, du pied de la falaise, qui les alimentent en gélifracts, jusqu'au niveau de la mer. Ici, accumulation et érosion intéressent l'ensemble des talus ; 2) dans les vallées, les quelques éboulis vifs qui subsistent se concentrent dans la partie supérieure des versants dont le tiers inférieur, dans les cas extrêmes (en général c'est beaucoup plus), est depuis longtemps, couvert de végétation (fig. 8). Sur ces versants, la zone de contact entre éboulis vif et éboulis fossilisé par la végétation sert de niveau de base à la partie vive de l'éboulis. Sur le terrain, cette zone de contact est soulignée par une frange de végétation pionnière particulière (fig. 17) — composée principalement de cèdres à l'état arbustif — et par une rupture de pente dans le profil en long du versant (fig. 18).

Les talus d'éboulis n'évoluent pas par gravité seule, loin de là. Une multitude de processus concourent à leur formation : éboulis de gravité, ruissellement en nappe ou concentré (fig. 17), reptation, avalanches (fig. 19), accumulations nivéo-éoliennes (fig. 20), descente de débris sur la neige ou sur surface verglacée interfèrent ou se relaient, saison après saison, année après année, pour constituer des éboulis stratifiés sur des pentes allant de 12° à 39° . On devra donc parler d'éboulis assistés.

On a signalé des éboulis stratifiés, appelés aussi grèzes litées, en plusieurs régions du monde, notam-

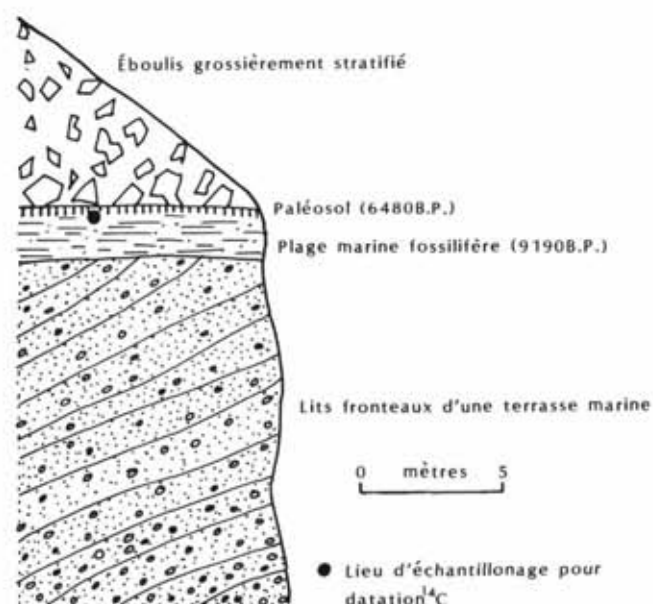


FIGURE 16. Croquis de la coupe AP-5, Anse-Pleureuse. Stratigraphy of the exposure AP-5, Anse-Pleureuse.

ment en Pologne (DYLIK, 1960), dans l'île Majorque (BUTZER, 1964), au Pays de Galles (POTTS, 1971), dans plusieurs régions de la France (GUILLIEN, 1951; SOUCHEZ, 1964; MICHEL, 1976; MATHIEU et POMEROL, 1976), enfin au Groenland (MALAURIE et GUILLIEN, 1953) et au-dessus de 2 500 m dans les Pyrénées méditerranéennes (SOUTADE, 1975) où ils se forme-



FIGURE 17. Frange de végétation pionnière, versant est de la vallée de la rivière à Pierre. À noter les ravins de ruissellement dans la partie inférieure de l'éboulis vif.
Pioneer vegetation fringe on the east slope of the valley of the rivière à Pierre. Note the gullies produced by ephemeral debris flows in the lower part of the active talus slope.



FIGURE 18. Rupture de pente, dans le profil en long d'un versant de la vallée de la rivière à Pierre, commandée par l'existence d'une frange de végétation pionnière jouant le rôle de barrage pour les débris qui descendent par avalanches, ruissellement, etc.
Break in the longitudinal slope profile on the east side of the valley of the rivière à Pierre. This break in slope is related to the existence of a pioneer vegetation fringe which acts as a barrier against the debris being derived by snow avalanche, slush avalanche, debris flow processes, etc.

raient encore. De façon générale, les auteurs s'accordent pour faire des éboulis stratifiés «un type d'éboulis spécial au milieu périglaciaire» (TRICART et CAILLEUX, 1967, p. 243). En Europe, on les fait remonter systématiquement au Wûm ou encore au Riss. En Gaspésie, il ne saurait en être question. Comme on l'a vu, des éboulis stratifiés, de même que des éboulis amorphes se sont constitués sur les versants ouverts, *i.e.* sans végétation, de façon métachrone, durant toute la période qui va de la déglaciation à nos jours, et ce, indépendamment de l'évolution climatique. Aujourd'hui, ils se forment encore sur les quelques pentes ouvertes subsistantes. Nous avons également observé des éboulis stratifiés subactuels développés à partir de formations meubles (fig. 21) sur des parois d'origine anthropique (gravière).

B) LES CÔNES DE DÉJECTION

Les cônes de déjection sont très nombreux en Gaspésie. À l'intérieur des limites de la région qui nous intéresse, nous en avons recensés plus de cinquante. Bien que n'étant pas à proprement parler des formes de versants, ils sont tout de même corrélatifs de l'évolution des bassins-versants. C'est pourquoi nous les avons étudiés.

Les cônes de déjection occupent le fond des vallées (fig. 6, 22 et 23). Ils reposent soit sur les épandages fluvioglaciaires que l'on retrouve jusqu'à 17 m d'altitude, soit sur des terrasses marines, soit encore sur des terrasses fluviales. On note aussi bien des cônes de déjection simples que des complexes de cônes emboîtés les uns dans les autres. Ces derniers sont localisés à l'embouchure des torrents les plus impor-



FIGURE 19. Chaque année, d'importants volumes de débris descendent avec les avalanches. Le cône représenté ici fait environ 6 m de largeur.
A 6 m wide cone on a snow covered talus slope. The form was produced by avalanche processes which occur in most heavy snowfall winters.

tants. L'emboîtement s'explique par le relèvement isostatique post-glaciaire qui a eu comme conséquence un abaissement du niveau de base. Le rayon des cônes de déjection varie de quelques dizaines de mètres à plus de 550 m, tandis que leur pente à l'apex, fonction de la pente et de la superficie des bassins-versants, joue entre 5° et 14°.

Les cônes sont composés de dépôts caillouteux moyennement triés, à galets anguleux ou subanguleux. Ils ne contiennent aucun galet cristallin, à l'inverse des dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, marins et fluviaux (sur lesquels ils reposent) qui en recellent de 4 à 15%. Les cônes de déjection ne se sont donc élaborés qu'à partir de débris fournis par les versants.

Dans les vallées, on observe d'imposants cônes de déjection jusqu'à moins d'une dizaine de mètres d'altitude. Ils se sont donc formés très tard dans l'Holocène, bien après le début de l'émersion des terres. Aujourd'hui, à l'exception des quelques cônes déboisés par l'homme, tous les cônes de déjection ainsi que les bassins-versants les dominants sont recouverts de forêts. Les cônes de déjection sont tous ravinés et ne reçoivent plus de débris que très sporadiquement lors de ruptures d'équilibre commandés par des phénomènes météorologiques peu communs (pluie diluvienne, fonte des neiges exceptionnellement rapide) ou encore par des feux de forêt détruisant la végétation des bassins-versants.

La période de formation des cônes a donc été très longue. Elle a chevauché deux systèmes morphoclimatiques, un premier, périglaciaire; un second, tempéré. Les quelques observations qui suivent ont pour but de le démontrer.

a) Cône de déjection « antérieur » à la déglaciation.

À plus de 5 km de la mer (fig. 24), le versant ouest de la vallée de la rivière à Pierre porte, perché à une centaine de mètres du fond de la vallée, l'apex d'un cône de déjection. L'apex pénètre le versant le long d'une petite vallée torrentielle à pente longitudinale passablement raide. La partie inférieure du cône de déjection est disparue. Considérant la position topographique des restes du cône, très au-dessus du niveau de base actuel, celui-ci n'a pu se mettre en place que sur la surface d'un glacier de vallée. La fonte du glacier aura entraîné la disparition de la partie inférieure du cône de déjection. Nous déduisons de ce premier cas que la formation des cônes de déjection a débuté avant même que le fond des vallées ne soit déglacé.

b) Cônes de déjection contemporains de la régression marine tardiglaciaire

Toujours dans la vallée de la rivière à Pierre, une coupe située à la limite marine (55 m) fait voir un puissant delta fluvio-glaciaire passant graduellement



FIGURE 20. Accumulation nivéo-éolienne à la surface d'un talus d'éboulis vif, versant ouest de la baie de Mont-Saint-Pierre.

Niveo-aeolian deposits on the snow covered surface of a talus slope, Mont-Saint-Pierre.



FIGURE 21. Éboulis stratifié subactuel développé sur les parois d'une gravière.

Stratified debris slope recently developed below a steep gravel pit slope.

vers le haut et sans discontinuité sédimentaire, à un cône de déjection (fig. 25). Le passage vertical du delta au cône est marqué par la disparition progressive des galets cristallins ainsi que par l'évolution verticale de l'émoussé des galets : on passe graduellement du delta où nous ne retrouvons que des arrondis au cône de déjection qui ne contient que des anguleux. Entre les deux, une mince zone de transition présente un mélange des deux types d'émoussés.

L'absence de discontinuité sédimentaire entre le delta et le cône de déjection montre qu'ils sont contemporains. Le cône de déjection ainsi que le delta dans lequel il s'enracine furent par la suite profondé-

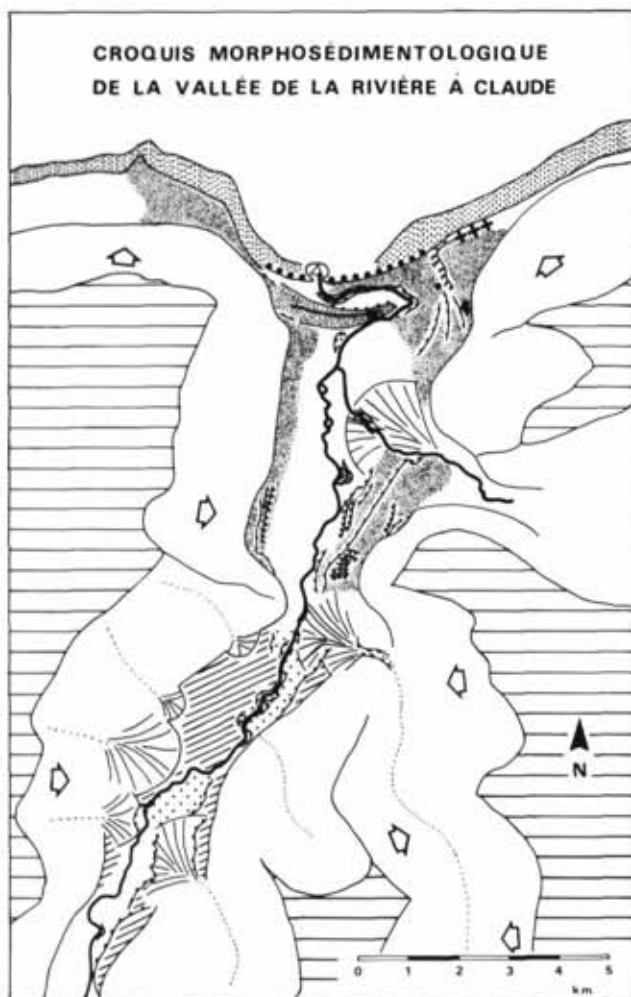


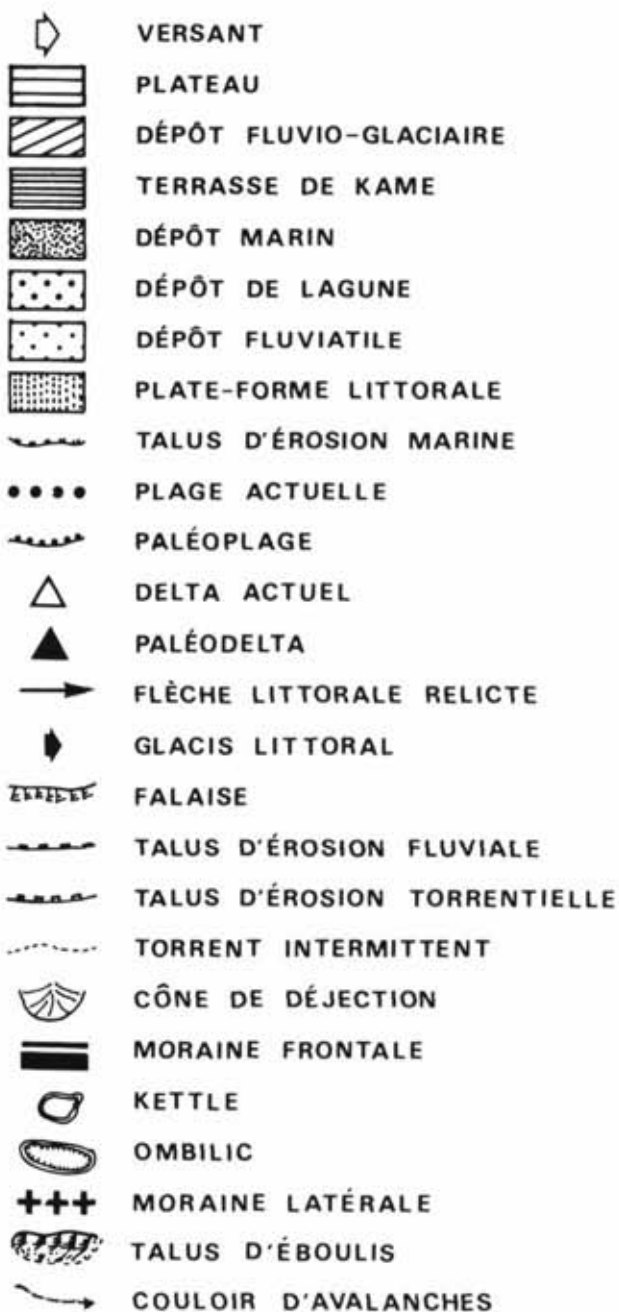
FIGURE 22. Croquis morphosédimentologique de la vallée de la rivière à Claude.

Superficial deposits and morphology of the valley of the rivière à Claude.

ment ravinés sous la commande du relèvement isostatique.

À Rivière-à-Claude, au site RC-2, on note le passage progressif d'une terrasse marine, construite par dérive littorale à partir de débris arrachés au versant, à un cône de déjection. De l'altitude du replat de la terrasse marine (30 m), on déduit une date d'environ 11 000 ans BP pour la construction du cône de déjection.

Le relèvement isostatique s'est traduit par l'incision du cône de déjection et de la terrasse marine sous-jacente. Un autre cône, de plus petite dimension, s'est alors emboîté dans le premier. Le plus bas des deux cônes s'est mis en place sur des dépôts marins vers 17 m d'altitude. Aucun des deux cônes n'est fonctionnel aujourd'hui.



Les complexes de cônes de déjection emboîtés sont fréquents dans la région, particulièrement aux altitudes voisines de la limite marine ou l'encaissement postglaciaire des rivières et des torrents est maximal. Le plus spectaculaire des complexes de cônes est situé dans la vallée de Mont-Louis, à 4 km du fond de la baie (fig. 26). Il comprend cinq cônes, de plus de 250 m de rayon pour quatre d'entre eux, qui se sont mis en



FIGURE 23. Cônes de déjection reliques, vallée de Mont-Saint-Pierre. Les bassins-versants et les cônes eux-mêmes sont aujourd'hui recouverts par la forêt.
Inactive alluvial fans in the valley of Mont-Saint-Pierre. The feeder basins and the fans themselves are now entirely covered by forest.

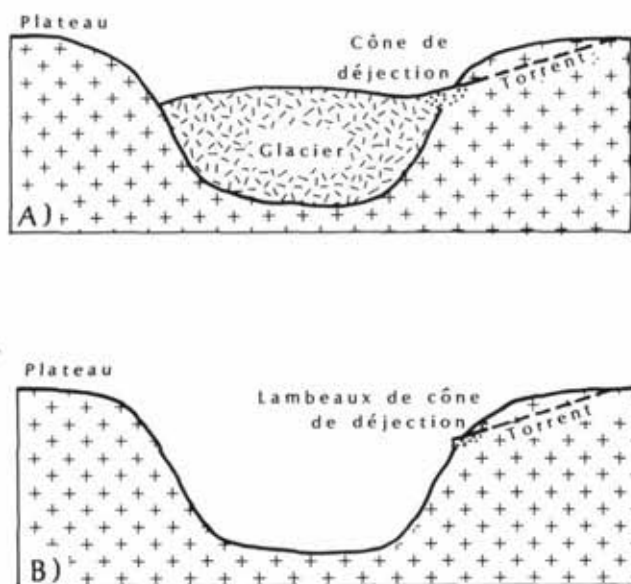


FIGURE 24. Croquis montrant la disposition des restes du cône de déjection perchés à flanc de versant, vallée de Mont-Saint-Pierre. A) mise en place du cône de déjection sur la surface d'un glacier de vallée; B) disposition des restes du cône après la disparition du glacier. Seul l'apex du cône demeure accroché au versant.
Diagram showing an alluvial fan perched high and dry on the slope in the valley of Mont-Saint-Pierre. This alluvial fan was probably developed by a stream flowing down the slope onto a valley glacier. After the retreat of the glacier, the front of the alluvial fan collapsed leaving only the upper part intact and perched incongruously on the slope.

Diagram showing an alluvial fan perched high and dry on the slope in the valley of Mont-Saint-Pierre. This alluvial fan was probably developed by a stream flowing down the slope onto a valley glacier. After the retreat of the glacier, the front of the alluvial fan collapsed leaving only the upper part intact and perched incongruously on the slope.



FIGURE 25. Delta fluvio-glaciaire à la limite marine passant verticalement à un cône de déjection, d'où l'épaisseur « exagérée » des lits sommitaux.
Fluvio-glacial delta at the marine limit. An upward transition into an alluvial fan is indicated by the exaggerated thickness of the topset beds.

place sur des épandages fluvio-glaciaires ou fluviales entre 33 et 13 m d'altitude. L'examen des coupes et des photographies aériennes permet de reconstituer la séquence suivante : 1) dans un premier temps, l'épandage fluvio-glaciaire de 33 m s'élabore. Il colmate toute la vallée. Les cônes supérieurs ne peuvent se construire durant cette phase puisque tout le volume de débris apporté par les affluents est évacué par le cours d'eau principal; 2) le continent se soulève. Le cours d'eau principal s'encaisse. En même temps, les cônes supérieurs se mettent en place à la surface de l'épandage fluvio-glaciaire de 33 m, ce dernier n'étant plus fonctionnel; 3) le cours d'eau principal incise l'épandage de plus en plus, sous la commande du relèvement isostatique qui se poursuit. Les déplacements latéraux du cours d'eau principal se traduisent par la formation de talus d'érosion fluviale qui tronquent les cônes de déjection supérieurs; 4) enfin, les cônes de déjection inférieurs se constituent, vers 13 m d'altitude, dans l'ancien lit majeur de la rivière actuelle qui est par le fait même déportée contre le versant est de la vallée. Ces derniers cônes sont contemporains du début de la phase forestière.

c) Cônes de déjection contemporains de la phase forestière

L'existence d'imposants cônes de déjection de plus de 450 m de rayon jusqu'à moins de 10 m d'altitude dans les vallées de la rivière à Claude, de la rivière à Pierre et de la rivière Mont-Louis démontre que la période de construction des cônes s'est poursuivie très tardivement pendant l'Holocène, jusqu'à moins de 5 000-6 000 ans BP d'après la courbe d'émersion.

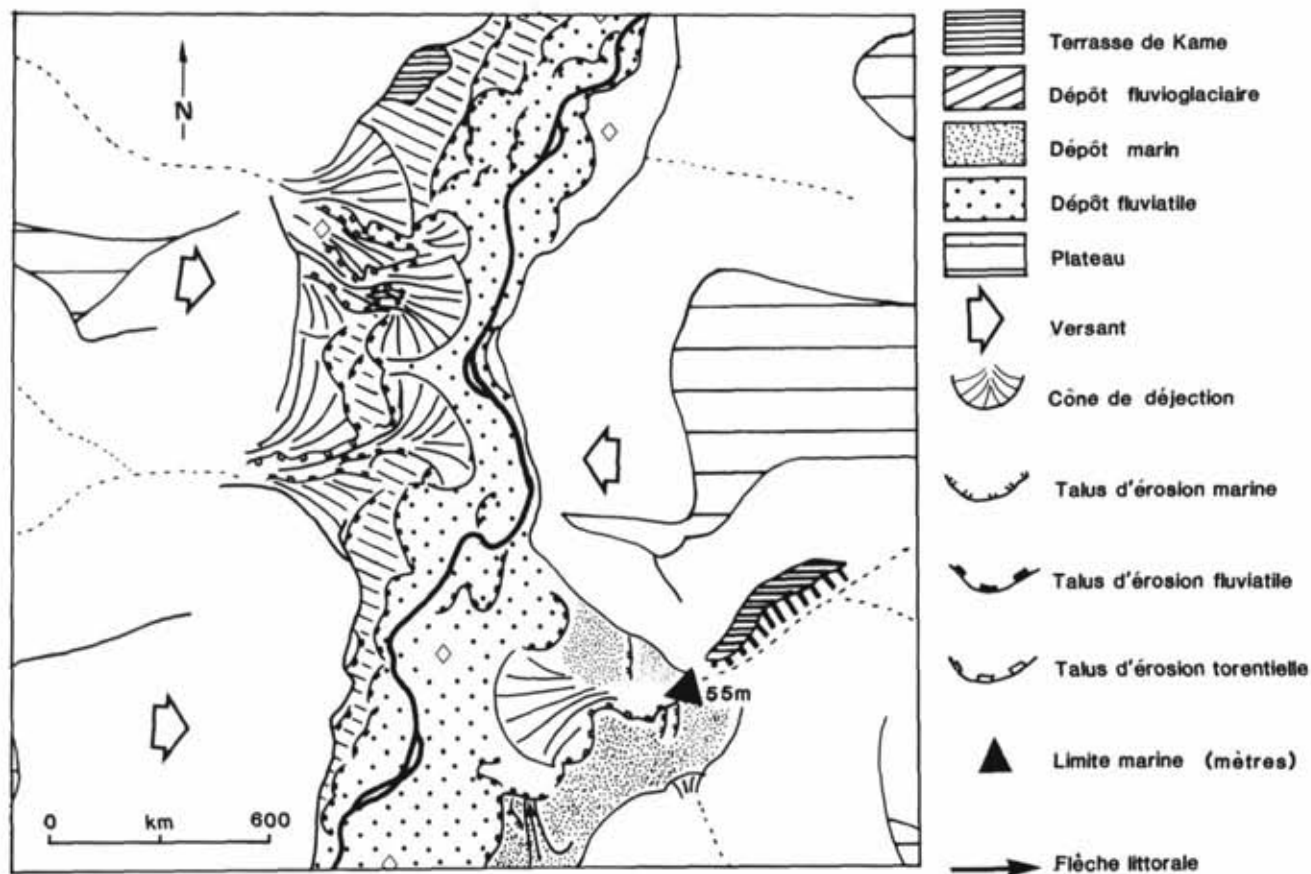


FIGURE 26. Croquis du complexe de cônes de déjection emboîtés de la vallée de Mont-Louis.

Diagram showing the interlocking sequence of alluvial fans developed in the valley of Mont-Louis.

ÉVOLUTION POSTGLACIAIRE DES VERSANTS : INTERPRÉTATION

De cette revue de l'évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis se dégage une image très originale de l'Holocène gaspésien. Des dépôts et des formes, impliquant l'absence de végétation sur les versants, ont continué d'évoluer bien après l'établissement d'une forêt fermée dans les vallées et sur les plateaux qui séparent les vallées. Aujourd'hui, ces dépôts et formes sont reliques et recouverts par la végétation, à l'exception de quelques rares talus d'éboulis. La localisation de ces talus d'éboulis, l'étude de la dynamique actuelle des éboulis vifs et des rapports entre morphogénèse et végétation, ainsi que l'observation des positions topographiques et stratigraphiques de ces dépôts et formes de versants ont permis de cerner les conditions de leur mise en place. La longue période d'élaboration des éboulis amorphes ou stratifiés et des cônes de déjection, qui débordent largement sur l'Holocène forestier, traduit simplement la lenteur du pro-

cessus de phytostabilisation des versants, lenteur que reflète très bien le diagramme pollinique du «lacotte à Léonard» par la persistance, même durant la phase forestière, de taxa héliophiles. Cette lenteur s'explique : 1) par l'important retard accusé par la forêt dans la recolonisation du territoire après la déglaciation ; 2) par l'action des eaux fluvioglaciaires et marines qui ont longtemps sapé le pied des versants, retardant d'autant le début du processus de phytostabilisation ; 3) enfin, par la vigueur de la morphogénèse sur des pentes à la fois raides et lithologiquement sensibles. Les relations entre la dynamique actuelle et la végétation sont très révélatrices à ce sujet.

A) LA FORÊT A MIS DU TEMPS À COLONISER LA RÉGION

Si l'évaluation de l'âge de la base de la carotte pollinique du «lacotte à Léonard» est exacte, il s'est écoulé plus de 2 500-3 000 ans entre la déglaciation et la constitution d'une forêt fermée. Les causes du retard

de la forêt sont difficiles à préciser. Cependant, devant une période de colonisation aussi longue, on se doit d'envisager la possibilité d'un retard d'origine climatique (RICHARD, 1977b). La rigueur du climat périglaciaire tardiglaciaire a pu empêcher l'immigration de la forêt.

Quoiqu'il en soit, l'existence d'un climat tardiglaciaire rigoureux, la présence d'un pergélisol bloquant les infiltrations et l'absence de la forêt n'ont pu qu'être très favorables au développement des éboulis et des cônes de déjection tardiglaciaires.

B) LE RÔLE DES EAUX FLUVIOGLACIAIRES ET MARINES

Les eaux fluvioglaciaires et marines ont longtemps sapé le pied des versants, dont elles prélevaient d'importants volumes d'éboulis pour constituer des épandages et des terrasses.

Dans toutes les vallées étudiées, on retrouve des terrasses marines construites à même des éboulis arrachés et étalés aux pieds des versants par l'action conjuguée des vagues et de la dérive littorale. Elles présentent toutes le même faciès : le dépôt est grossier, généralement caillouteux, fossilifère, et très bien lité. Les traits les plus intéressants sont : 1) la présence d'un pendage plongeant, non pas vers la mer, mais plutôt vers l'intérieur des vallées. Le replat des terrasses marines est aussi inclinés de 2° à 3° vers l'intérieur des vallées ; 2) la composition pétrographique du dépôt. La plupart des terrasses marines contiennent de 2 à 3% de cristallins. Elles reflètent beaucoup plus la pétrographie des versants les dominant que celle des dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et fluviaux. Considérant la direction du pendage et le spectre pétrographique des terrasses marines, il est clair que celles-ci ne se sont pas élaborées à partir de débris amenés de l'intérieur de la vallée jusqu'à la mer par les eaux fluvioglaciaires ou fluviales. Elles se sont plutôt élaborées à partir de débris fournis par les versants, puis étalés, selon une direction nord-sud, c'est-à-dire vers l'intérieur des vallées, par un courant de dérive littorale longeant le pied des versants. Ce courant de dérive était engendré par une houle venant du large, de l'estuaire du Saint-Laurent. Elle pénétrait par l'embouchure des vallées, alors inondées par les eaux de la mer de Goldthwait, puis venait frapper les versants obliquement, d'où le courant de dérive littorale. Tant qu'a duré l'évacuation par les vagues des débris arrivant au pied des versants, il était impossible que ceux-ci atteignent un stade de développement suffisamment poussé pour que s'amorce le processus de phytostabilisation. La conclusion est également valable pour les eaux fluvioglaciaires. Elles ont construit de puissants épandages qui colmatent les vallées d'un versant à l'autre. Une forte proportion du volume de matériaux dé-

tritiques qu'ils contiennent fut certainement empruntée aux versants.

La répartition actuelle des talus d'éboulis vifs se comprend très bien dans le cadre de cette explication. Elle la renforce même. Les seuls talus d'éboulis entièrement dénudés se trouvent près du niveau de la mer, ce qui est très normal puisqu'ils sont en même temps les derniers à avoir subi l'action des eaux marines.

Le processus de phytostabilisation ne peut commencer que lorsque le pied d'un versant n'est plus érodé. Le début de la phytostabilisation est donc un phénomène métachrone, lié à l'évolution du bassin marin. L'époque du début du processus de phytostabilisation est fonction de l'altitude du pied du versant. C'est pourquoi les éboulis, de même que les cônes de déjection, sont eux-mêmes métachrones.

C) LA PHYTOSTABILISATION DES VERSANTS RAIDES : UN PROCESSUS LONG EN SOI

Une fois amorcée, la phytostabilisation ne pouvait qu'être très longue vue la raideur des pentes et la sensibilité des roches composant les falaises. L'intensité des processus actuels sur les talus fonctionnels est très révélatrice à cet égard (fig. 17, 19 et 20). Chaque année, la gélivation détache, des falaises dominant les talus d'éboulis, des volumes de débris assez impressionnants. À cela s'ajoute une sédimentation nivéo-éolienne passablement importante. Tous ces débris sont évacués vers le bas des talus de diverses façons : durant l'hiver les débris peuvent descendre par avalanche ou encore en glissant sur la neige durcie ou sur des surfaces verglacées. Le volume de débris descendu par avalanche, phénomène très fréquent du début à la fin de l'hiver, peut atteindre plusieurs mètres cubes lors d'un seul événement (fig. 19). Les avalanches constituent le principal agent d'érosion, de transport et d'accumulation sur les versants dénudés de la région de Mont-Louis. Ils ont déterminé le développement de grands versants à profil concave typique des versants régulièrement soumis à l'action des avalanches (LUCKMAN, 1978). Il ne faudrait pas non plus négliger le rôle du ruissellement alimenté soit par la fonte de la neige au printemps, soit par les pluies. Une pelle abandonnée en juillet 1979 sur un talus d'éboulis de la vallée de Mont-St-Pierre fut retrouvée en octobre 1979 à moitié enfouie, sous des pierres pouvant atteindre 20 cm de longueur, au fond d'un petit ravin qui n'existait pas en juillet. Mentionnons également le rôle joué par la reptation qui semble très importante sur les talus d'éboulis. L'impact des seules gouttes d'eau lors de fortes pluies semble suffisante pour expliquer la migration du pierrier de surface (CARSON et KIRKBY, 1972, p. 188-189). Enfin, les phénomènes catastrophiques résultant d'hivers particulièrement neigeux, de fontes des neiges exceptionnellement rapides ou encore de pluies peu

communes doivent être versés au dossier des processus intervenant sur les talus. De tels événements peuvent faire plus de « dégâts » que des années, voire des décennies d'érosion « normale » (TRICART, 1961; HACK et GOODLETT, 1960). Par exemple, en août 1979, une pluie torrentielle, une pluie comme on en voit rarement en Gaspésie, aux dires des Gaspésiens eux-mêmes, s'est traduite par le développement de ravins de plus de trois mètres de profondeur sur les talus d'éboulis dénudés de la côte¹. Les ravins sont localisés dans le prolongement de corridors d'avalanche échancrant la falaise dominant les talus d'éboulis. Des accumulations à mi-chemin entre la coulée boueuse et le cône de déjection se sont constituées à l'embouchure de ces ravins.

Une morphogénèse aussi intense ne peut rendre que très difficile l'installation de la végétation sur les pentes d'éboulis. L'état de la végétation sur les quelques fronts pionniers qui subsistent dans la partie supérieure des versants de l'intérieur des vallées (fig. 8) le montre bien. Ces franges pionnières sont composées d'arbustes très robustes, principalement de cèdres à l'état arbustif, de bouleaux et d'aulnes, qui portent les marques des affres que leur font subir les avalanches : branches et troncs brisés, écorces arrachées sous l'impact d'un bloc, troncs inclinés dans le sens de la pente (fig. 27), arbustes déracinés, etc.

L'action des avalanches ne se limite d'ailleurs pas aux seuls fronts pionniers. Plusieurs dizaines de mètres derrière ceux-ci, donc carrément dans la forêt, elle se signale encore de diverses façons : arbres renversés, branches brisées à une certaine hauteur par rapport au sol, troncs portant des marques de chocs (fig. 28) quelquefois à plus de deux mètres au-dessus du sol, gélifractions perchés dans les arbres (fig. 29), accumulation de débris frais sur la litière de feuilles mortes.

Les éboulis amorphes ou stratifiés, ainsi que les cônes de déjection se sont constitués, de façon métachrone, durant le laps de temps qui s'est écoulé entre le moment où les eaux marines et fluvioglaciaires cessèrent, de saper le pied des versants et celui où ceux-ci furent suffisamment colonisés par la végétation.

Les torrents conduisant aux cônes de déjection sont flanqués de versants raides qui se rejoignent le long des talwegs. Tant que les versants n'étaient pas protégés par la végétation, les avalanches pouvaient charrier d'énormes quantités de débris directement dans les torrents. Ces débris étaient alors évacués et allaient engraisser les cônes de déjection. Quand les torrents furent coupés de leur zone d'alimentation en dé-



FIGURE 27. Arbre renversé par les avalanches le long de la frange de végétation pionnière.

Tree overturned by avalanches within the pioneer fringe of vegetation at the edge of an avalanche track on the west slope of the valley of Mont-Saint-Pierre.

bris par une bande de végétation, la construction des cônes de déjection cessa.

La constitution des dépôts et formes de versant de la région de Mont-Louis ne doit donc rien à l'évolution postglaciaire du climat puisqu'elle a chevauché deux systèmes morphoclimatiques. Elle ne doit guère plus à l'évolution postglaciaire de la végétation régionale puisqu'elle s'est poursuivie longtemps après que la végétation ait colonisé la région.

CONCLUSION

Dans la région de Mont-Louis, des cônes de déjection et des éboulis amorphes ou stratifiés, formes et dépôts qui auraient pu être interprétés en terme de paléoclimat périglaciaire, se sont constitués de façon métachrone durant toute la période qui va de la déglaciation à nos jours, et ce indépendamment de l'évolution postglaciaire du climat et de la végétation régionale. Leur constitution a chevauché indifféremment deux systèmes morphogénétiques : d'abord une période à climat périglaciaire entre plus de 13 000 BP et 9 300 BP ; ensuite une période forestière à climat tempéré qui dure depuis 9 300 ans.

Dans le contexte appalachien, cette constatation revêt une grande importance. L'exemple gaspésien montre qu'une période morphogénétiquement très intense a pu s'intercaler entre la déglaciation et la fermeture de la forêt, et ce sans qu'il faille *nécessairement* invoquer un paléoclimat périglaciaire. Il est vrai que l'évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis s'inscrit dans un contexte particulier (pentes raides, roches fragiles, versants tardivement sapés par les eaux

1. Le 7 juillet 1980, une pluie encore plus forte a grandement modifié la morphologie des versants. Cet événement exceptionnel provoqua une érosion dont il sera question dans un prochain article.



FIGURE 28. Tronc d'arbre portant une marque de choc causée par l'impact d'un ou plusieurs blocs descendus avec les avalanches. Nous sommes pourtant loin dans la forêt, à une centaine de mètres de la frange de végétation pionnière.

Tree trunk sarred by avalanche transported debris. A surprising aspect is that the site is well within the forest, 100 m away from the pioneer vegetation fringe.

fluvioglaciaires et la mer, processus divers et intenses), mais elle montre qu'il convient d'être très prudent dans l'interprétation morphoclimatique de dépôts aujourd'hui recouvert par la forêt.

À la lumière de ce qui précède, il devient donc impérieux de bien départager ce qui appartient à l'Holocène forestier de ce qui appartient au Tardiglaciaire. Une meilleure connaissance de l'Holocène québécois s'avère donc essentielle.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier MM. Pierre Gangloff, Pierre Richard et Claude Bernard pour les précieux



FIGURE 29. Bloc perché sur un tronc d'arbre. Il est descendu par avalanche à la surface de la couche de neige qui recouvre les versants durant l'hiver. Lorsque la neige a fondu, tous les blocs qu'elle contenait, dont celui-ci, se sont perchés dans les arbres.

Block perched in a tree trunk. It was carried down by avalanche processes and came to rest on top of the snow layer which covers the slopes in winter. When the snow melted the block was lowered very gently to the surface beneath, in this case onto a tree trunk.

conseils qu'ils nous ont prodigué à l'occasion de la préparation de cet article. Ils sont spécialement reconnaissants envers M. Pierre Richard qui a permis l'utilisation de diagrammes polliniques non publiés. Notre gratitude va également à MM. André Cailleux et Jean-Marie Dubois pour leurs conseils sur le terrain; à M^{lle} Sylvie Lefebvre et MM. Guy Frumignac, Pierre Vincent, Louis B. Lafrenière et Jacques Dupont pour leur assistance sur le terrain ou dans la préparation des figures et, enfin, au Centre d'ingénierie nordique de l'École polytechnique, ainsi qu'au personnel de l'Auberge de jeunesse de Mont-Saint-Pierre et du parc de la Gaspésie, particulièrement à MM. Robert Castonguay et Jacques Bertrand, qui ont grandement facilité la planification matérielle des campagnes de terrain.

Cette recherche a été rendue possible grâce à des subventions du C.R.N.S.G., du ministère de l'Éducation (Programme de F.C.A.C.) et des programmes de financement interne de l'université de Montréal (Fond Alma Mater et C.A.F.I.R.).

Pour terminer, nous voulons rendre hommage à feu Luc Gendreau, notre assistant de terrain au cours de l'été 1978, à qui cet article est dédié.

BIBLIOGRAPHIE

AUSTIN, G. H. (1973): Regional geology of Eastern Canada offshore, *Ass Amer. Petrol. Annals*, vol. 57, p. 1250-1275.

- BARSCHE, D. (1978): Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An Example from the Swiss Alp. *Troisième conf. int. pergélisol: compte rendu*, vol. 1, p. 348-353.
- BLACK, R. F. (1976): Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges. *Quat. Res.*, vol. 6, p. 3-26.
- BUTZER, K. W. (1964): Pleistocene cold-climate phenomena of the Island of Mallorca. *Z. für Geomorph.*, SB 8, p. 7-31.
- CARSON, M. A. et KIRKBY, M. J. (1972): *Hillslope form and process*, Cambridge Univ. Press, 475 p.
- COLEMAN, A. P. (1922): *Physiography and glacial geology of the Gaspé Peninsula*, Geol. Surv. Canada Bull., n° 34, 52 p.
- DE ROMER, H. S. (1977): *Régions des monts McGerrigle*, rapport géol. 174, Min. Rich. Nat., 233 p., ill.
- DIONNE, J. C. (1966): Formes de cryoturbation fossiles dans le sud-est du Québec. *Cah. Géogr. Québec*, n° 19, p. 89-100.
- (1967): Modélé périglaciaire de la région de Mont-Joli, Québec. *Cah. Géogr. Qué.*, n° 23, p. 398-401.
- (1969a): Note sur un éboulis récent à Saint-Fabien-sur-mer, côte sud du Saint-Laurent. *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXIII, n° 3, p. 365-368.
- (1969b): Nouvelles observations de fentes de gel fossiles sur la côte sud du Saint-Laurent. *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXVIII, n° 3, p. 307-316, 2 fig. 5 phot.
- (1975): Paleoclimatic significance of Late Pleistocene ice wedge casts in Southern Quebec, Canada. *Pal. Pal. Pal.*, vol. 17, p. 65-76.
- (1977): La mer de Goldthwait au Québec. *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, n° 1-2, p. 61-80.
- DYLIK, J. (1960): Rhythmically stratified slope waste deposits. *Biuletyn Peryglacjalny*, vol. 8, p. 31-41.
- ENOS, P. C. (1969): *Cloridorme Formation, middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé Peninsula, Quebec*. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 117, 66 p., ill.
- FLINT, R. F., DEMOREST, M. et WASHBURN, A. L. (1942): *Glaciation of Schickshock Mountains, Gaspé Peninsula*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 53, p. 1211-1230.
- GAGNON, R. M. (1970): *Climat des Chic-Chocs*, Service de la météorologie, Min. Rich. Nat. Québec, 103 p., ill.
- GANGLOFF, P. (1973): Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal. *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 17, n° 42, p. 415-447.
- (1979): Signification paléoclimatique des formes périglaciaires reliques du Québec méridional. *Biul. Peryglacjalny*, sous presse.
- GRANDTNER, M. (1966): *la Végétation du Bas-St-Laurent, de la Gaspésie et des îles-de-la-Madeleine*, Carte dressée en 1963, 1964 et 1965 et dessinée par M. Grandtner pour le BAEQ.
- (1972): Aperçu de la végétation du Bas-St-Laurent, de la Gaspésie et des îles-de-la-Madeleine. *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 16, p. 116-121.
- GRAY, J. T. et BROWN, R.J.E. (1979): Permafrost existence and distribution in the Chic-Chocs mountains, Gaspésie, Québec. *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXIII, n° 3-4, p. 299-316.
- GRUMICH, J. et THIBEAULT, L. (1979): *Projet lac Louis — centrale à réserve pompée: investigation géologique 1977-1978*, Rapport du Service de géologie et géotechnique, Hydro-Québec, Place Dupuis, Montréal.
- GUILLIEN, Y. (1951): Les grèzes litées de Charente. *Rev. Géogr. Pyrénées Sud-Ouest*, vol. 22, p. 154-162.
- HACK, J. T. et GOODLETT, J. C. (1960): *Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians*, Geol. Surv. Prof. Pap. 347, 66 p.
- HÉTU, B., GNAGLOFF, P. et GRAY, J. T. (1979): La déglaciation des vallées de Mont-Saint-Pierre, Mont-Louis et l'Anse-Pleureuse (Gaspésie). *Ann. de l'ACFAS*, vol. 46, n° 1, p. 106.
- LAGAREC, D. (1972): L'évolution des versants d'une partie de la colline de Québec. *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 16, n° 37, p. 57-76.
- LASERRE, J.-C. (1966): Les pentes raides de la vallée de la rivière du nord — Étude des versants-échantillons. *Cah. Géogr. Qué.*, n° 19, p. 73-88.
- LAVOIE, L. HÉROUX, Y. et MATHEY, B. (1974): The Precambrian Shield and the Lower Paleozoic Shelf: the unstable provenance of the Lower Paleozoic Flysch, Sandstones and Conglomerates of the Appalachians between Beaumont and Bic, Québec. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 11, p. 951-963.
- LEBUISSON, J. et DAVID, P. P. (1977): La stratigraphie et les événements du quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, n° 3-4, p. 275-296.
- LENGELLÉ, J.-G. (1970): Les bourrelets de congère de Luskville. *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXIV, n° 3, p. 321-326.
- LOCAT, S. (1977): L'émergence des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles. *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, n° 3-4, p. 297-306.
- LUCKMAN, B. H. (1978): Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arct. Alp. Res.*, vol. 10, n° 2, p. 261-276.
- MALAURIE, E. J. et GUILLIEN, Y. (1963): Le modélé cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées. *Bull. Soc. Géol. France*, 5^e ser., n° 3, p. 703-721.
- MARCOTTE, H. (1973): Le rôle du gel dans l'évolution des versants argileux de la Petite-Rivière-Blanche, Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXVII, n° 2, p. 207-209.
- MATHIEU, J. C. et POMEROL, C. (1976): Caractère, origine, mise en place et rôle morphologique des grèzes crayeuses de Champagne sèche au nord de Reims. *B.A.F.E.Q.*, vol. 1, p. 45-51.
- McGERRIGLE, H. W. (1952): Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula. *Trans. Royal Soc. Can.*, vol. 46, Ser. III, p. 37-51.
- (1959): *Région de la rivière Madeleine*, Rapport géologique 77, ministère des Mines, Québec, 52 p., ill.
- MICHEL, J. P. (1976): Un type particulier de dépôt de pente quaternaire: les grèzes litées calcaires de Lorraine (Nord-Est de la France). *Rev. Géogr. Montl.*, vol. XXX, n° 4, p. 379-386.

- MINER, N. A. (1934) : Talus slopes of the Gaspé peninsula, *Science*, vol. 79, n° 2045, p. 229-230.
- MINISTÈRE DES TERRES ET FORÊTS (1976) : *Carte forestière dessinée par le Ser. de l'inventaire forestier*, Min. Terres et Forêts, feuillets n° 22 H/4 et 22 H/5.
- OUTCALT, S. I. et BENEDICT, V. B. (1965) : Photo-interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, U.S.A., *J. Glaciol.*, vol. 5, n° 42, p. 849-856.
- POTTS, A. S. (1971) : Fossil cryonival features in Central Wales, *Geografiska Ann.*, vol. 53A, n° 1, p. 39-51.
- PEARCE, A. J. et ELSON, J. A. (1973) : Postglacial rates of denudation by soil movement, free face retreat, and fluvial erosion, Mont St-Hilaire, Québec, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 10, p. 91-101.
- PREST, V. K. (1975) : Géologie du Quaternaire au Canada, in *Géologie et ressources minérales du Canada*, Comm. Géol. Can., Part. B, Chap. XII, p. 752-852.
- RAVENEAU, J. et LEMIEUX, J.-L. (1974) : la carte des pentes de la région de Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 18, n° 45, p. 495-506.
- ROWE, J. S. (1972) : *les Régions forestières du Canada*, Min. de l'Env., Serv. can. des forêts, publ. n° 1300F, 172 p.
- RICHARD, P. (1977a) : *Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional*, Québec, Min. Terres et Forêts, Service de la recherche, t. I, 312 p. et tome 2, 141 p.
- (1977b) : Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, n°s 1-2, p. 161-176.
- (1978) : Histoire tardiglaciaire et post-glaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXII, n° 1, p. 81-93.
- SÉGUIN, M. K. (1976) : *l'Est du Canada : basses terres du Saint-Laurent, Appalaches, Bouclier précambrien*, Paris, Masson et Québec, Édisem, 176 p., ill.
- SKIDMORE, W. B. (1965) : *Castonguay-Mourier Area Gaspé-North, Gaspé-South, and Bonaventure Counties*, Rapport géol. 105, Québec, Ress. Nat., 87 p., ill.
- SOUCHEZ, R. (1964) : Sur la gélivation des calcaires et la genèse des grèzes litées, *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, p. 3741-3743.
- SOUTADE, G. (1975) : Coulées de blocaille et éboulis lités fonctionnels (Terregalles) à la Coma de Finestrelles, Pyrénées méditerranéennes, *Rev. Geomorph. Dyn.*, n° 1, p. 1-12.
- TRICART, J. (1961) : Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Htes-Alpes, France), *Z. fur Geomorph.*, vol. 5, p. 277-301.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1967) : *le Modelé des régions périglaciaires*, Paris, Sedes, 512 p.
- TWIDALE, C. R. (1959) : Évolution des versants dans la partie centrale du Labrador-Nouveau-Québec, *Ann. de Géogr.*, vol. 365, n° 54-70.
- WHITE, S. E. (1976) : Rock glaciers and block fields, review and new data, *Quat. Res.*, vol. 6, p. 77-97.