

L'évolution des versants d'une partie de la colline de Québec

Daniel Lagarec

Volume 16, Number 37, 1972

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/021020ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/021020ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (print)

1708-8968 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Lagarec, D. (1972). L'évolution des versants d'une partie de la colline de Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 16(37), 57–76.
<https://doi.org/10.7202/021020ar>

Article abstract

In this rather small region (less than 10 km²) where relief is characterized by steep slopes cut by almost level surfaces with sandstone hog's backs, we tried to determine the relative portion of each of the development factors.

Sandstone beds have a 52° mean slope and 1 m mean thickness. The statistical analysis of 42 beds shows a positive correlation between their thickness and their granulometry, and that jointing is a function of bed-thickness. Jointing conditions the type of evolution of slopes which essentially results from frost shattering and gravity (rockfalls . . .) It also determines the debris size.

Though the geological history of the region has a certain role, it appears that litho-logical and structural factors are the most determinant; the relief is closely related to the succession of strata (shale and sandstone). The dipping of beds towards the river favors successive beds erosion, chiefly along the St. Lawrence River banks where the ice-foot action is and has been very important.

L'ÉVOLUTION DES VERSANTS D'UNE PARTIE DE LA COLLINE DE QUÉBEC

par

Daniel LAGAREC

Département de géographie, université Laval

« Rien de plus caractéristique que cette colline de Québec pénétrant en proue à travers l'extrémité de l'estuaire et dominant les larges étendues de terres basses qui la cernent au nord ». Ainsi Raoul Blanchard qualifiait-il la longue plateforme légèrement ondulée, bordée de versants raides, commandant l'entrée du Saint-Laurent. Cet aspect de forteresse avait frappé les découvreurs et il n'est pas étonnant que Champlain ait choisi ce site pour y fonder le premier centre de la colonisation française en Amérique du Nord. Sa singularité apparaît également dans le paysage des basses terres du Saint-Laurent, là où la plateforme rejoint les hautes terres des Laurentides. Cette plateforme s'étend sur 13 Km (8 milles) et est bordée, au nord et à l'ouest, par la dépression de Cap-Rouge à Limoilou, et au sud et à l'est, par la vallée encaissée du Saint-Laurent ; c'est un morceau de la vaste plateforme de Québec qui occupe une grande partie des basses terres.

La partie située de part et d'autre des sorties nord des ponts de Québec a plus particulièrement retenu notre attention (figure 1). Elle s'étend sur 6,5 Km de la Pointe à Puiseaux, à l'est, à la plage Jacques-Cartier, à l'ouest, et elle est approximativement bordée au nord par le Chemin Saint-Louis. Son unité est assurée par la géologie : c'est le seul endroit, au nord du fleuve, où affleure la formation de Saint-Nicolas, du groupe Sillery, formée de grès et de schistes. Son originalité réside dans la présence de barres rocheuses sensiblement parallèles à l'allongement de la colline et semblables à celles que l'on trouve sur la rive sud, ce qui se traduit sur le littoral par une côte longitudinale.

I. LE MODÈLE

1 *Les éléments du relief*

Les formes les plus remarquables sont les barres qui dominent des surfaces planes et sont particulièrement nettes dans les alentours immédiats des ponts, les versants raides littoraux et le littoral dont ces versants sont une composante actuelle ou subactuelle.

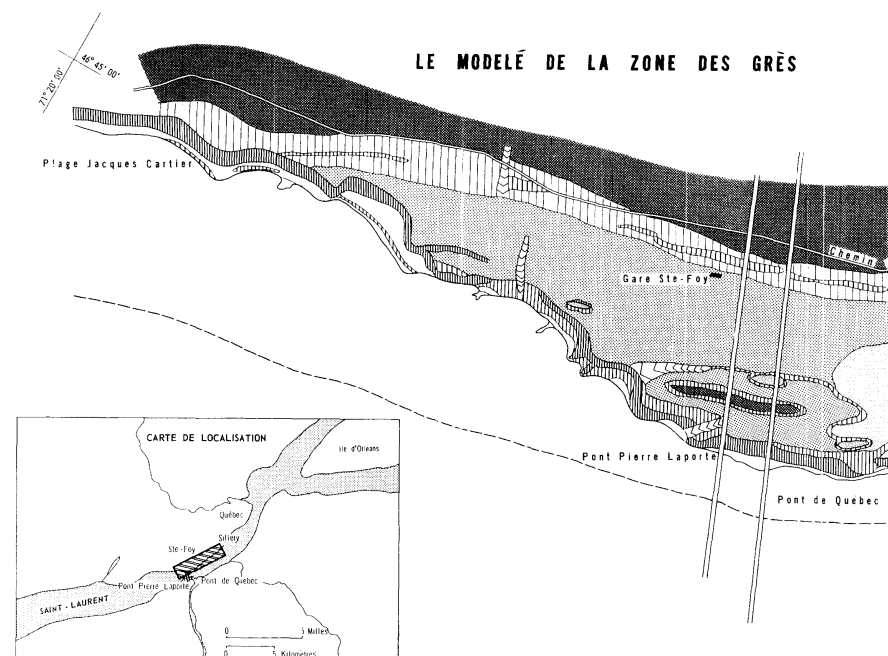
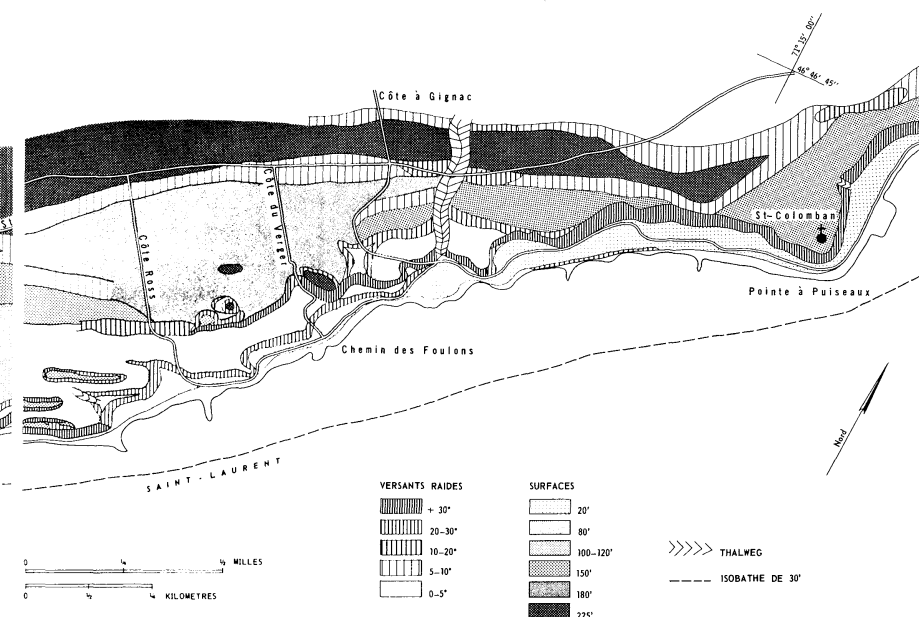


Figure 1

Un ensemble de *surfaces planes*, à pente faible vers le fleuve, raccordées entre elles par des pentes raides formant des talus, découpe la région étudiée. Les principales se regroupent autour d'altitudes relativement constantes : -7m, 6m, 15m, 24m, 30-33m, 45m, 54m et vers 65m. La plupart ont une pente faible, de 2 à 5°. Toutefois certaines sont rigoureusement planes, comme celle de 45 m, près de la gare de Sainte-Foy. Certaines de ces surfaces présentent une mince couverture de sédiments meubles, alors que d'autres n'ont qu'un mince régosol gréseux ou formé de petites plaquettes de schistes résultant de la désagrégation *in situ* du substratum.

Les *barres rocheuses* ont une orientation relativement constante, N 70°E, voisine de celle des falaises. Leur coefficient d'allongement (rapport de la longueur à la largeur) se situe vers 5-6. Leur massivité décroît d'ouest en est où elles sont mieux individualisées. Leur sommet est relativement plat et leur bord occidental est raide, alors qu'en général leur bord oriental s'éteint doucement. On remarque une certaine altiplanation des sommets dont les altitudes se regroupent vers 45 et 68 m. Le raccord entre le flanc des barres et la surface plane voisine se fait par l'intermédiaire de replats à pente faible (environ 4°), limités par des ruptures de pente de l'ordre de 20-25°.

Les *versants raides* peuvent atteindre une hauteur maximale de 45 m dans la région étudiée. Ils sont rectilignes, convexes, ou convexo-concaves.

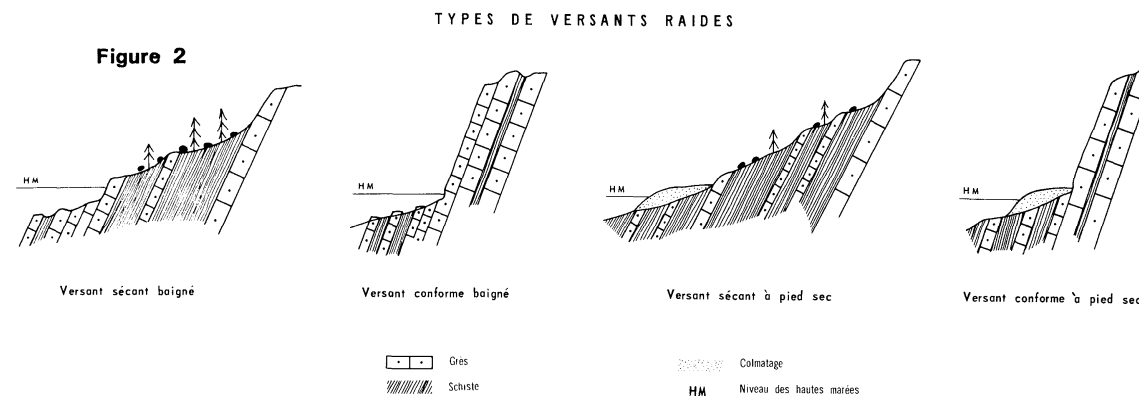


Suivant leur position relative par rapport au fleuve et la lithologie, on peut distinguer 4 types de versants raides (figure 2) :

— Versant conforme baigné : il évolue en falaise et sa pente correspond au pendage des strates. Par endroits, il présente une encoche basale. Généralement, les débris résultant de son érosion sont évacués, mais un début de colmatage s'observe quelquefois.

— Versant sécant baigné : la pente recoupe les strates et hormis la partie baignée par le fleuve, il est couvert d'éboulis colonisés par la végétation (photo 1).

Figure 2



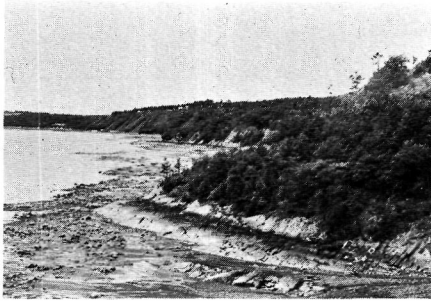


Photo Daniel LAGAREC

Photo 1 À l'arrière-plan, versant conforme baigné. Au 1er plan, versant sécant baigné dont le pied est en voie d'ennoyage. La bande noire sur la petite falaise basale correspond au niveau des hautes mers.

Le pied de ces 2 types de versants n'est plus atteint que par les marées hautes.

— Versant conforme à pied sec : sa pente correspond au pendage des strates mais son pied n'est plus baigné par le fleuve. La base est couverte de petits éboulis, ou simplement bordée par un bourrelet de très gros blocs.

— Versant sécant à pied sec : sa pente recoupe les strates et son pied n'est plus baigné. Il est couvert d'un tablier d'éboulis colonisés par la végétation.

La pente des versants conformes correspondant au pendage des strates est voisine de 50° . Pour les versants sécants, elle varie de 25 à 35° .

La *morphologie littorale* est caractérisée par une succession de caps et de rentrants en voie de colmatage. L'autre élément remarquable de cette côte de type longitudinal consiste en une surface d'abrasion partiellement découverte à marée basse, dont la largeur varie de 75 m à la Pointe à Puiseaux, à 450 m vers la plage Jacques-Cartier. Sa pente varie de 1 à 4° . Elle est hérissée de nombreux chicots de grès qui favorisent la formation de petites flèches littorales dans certaines anses.

2 Définition des ensembles morphologiques

D'après le type d'association de ces différents éléments, on peut distinguer d'aval en amont 4 ensembles :

A) De la Pointe à Puiseaux à la Côte à Gignac, on rencontre successivement, en partant du fleuve :

- la surface de 6m,
- un versant raide de 35-40 m de haut, se divisant, à l'ouest, en 2 éléments séparés par une surface de 24 m,
- un ensemble de 3 surfaces étagées de 45 à 65 m.

B) De la Côte à Gignac à la Côte Ross :

- la surface de 6 m séparée de celle de 24 m par un versant raide,
- une surface à 54 m présentant 2 petites barres de grès ; par endroits, le raccord entre cette surface et celle de 24 m se fait par des gradins inclinés ; ailleurs, c'est un versant quasi vertical.

C) De la Côte Ross aux ponts :

- la surface de 6 m, étroite,
- un versant raide dont la hauteur augmente d'est en ouest,
- une surface inclinée, passant de 24 m à l'est à 45 m à l'ouest, surmontée de barres de grès ;
- le raccord de cette surface avec celle de 65 m se fait par l'intermédiaire de gradins subhorizontaux.

D) À l'ouest des ponts :

- la surface de 6 m, étroite,
- un versant raide 35-40 m de hauteur, se raccordant à l'est à des barres massives découpées par des petits replats, et à l'ouest, à une surface de 45 m parfaitement plane.

Ce modelé, tant continental que littoral, est le résultat d'un ensemble de processus actuels et passés sur une structure caractérisée par l'alternance de bancs de grès et de schistes à fort pendage vers le fleuve, tronqués par des surfaces d'érosion. Aussi les facteurs susceptibles d'influencer le déroulement de ces processus seront-ils essentiellement lithologiques et / ou structuraux.

II. LE CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉVOLUTION DES VERSANTS

1 *Âge des sédiments et mise en place du matériel*

Les roches qui occupent la région étudiée appartiennent à la formation de Saint-Nicolas du groupe de Sillery, constituée essentiellement de grauwackes et de schistes cambriens. Cette formation est bordée au nord et à l'est par des roches de l'Ordovicien inférieur et moyen. Le Sillery appartient à une klippe mise en place à l'Ordovicien moyen. Cette klippe couvre près de 4 000 Km² et s'étend de la ville de Québec à Granby. Elle est bordée au nord-ouest et au sud-est par deux bandes d'argiles-à-blocaux (wildflysch) d'âge ordovicien. Saint-Julien (1968) suppose que la nappe de Sillery glissant dans le bassin de flysch du Canajoharie (ordovicien moyen) s'emboutit et poussa à son front, en direction du nord-ouest, des sédiments, pour ainsi provoquer une série d'éboulements sous-marins formant le wildflysch. Ce matériel est vraisemblablement issu du géanticlinal Québec-Vermont. Au Dévonien, l'orogénie acadienne a plissé ces sédiments, plissement suivi de la formation de failles formant la ligne Logan.

Près de Québec, les Appalaches consistent en une série de plis parallèles dont l'axe est orienté sud-ouest-nord-est. La région étudiée fait partie du rebord septentrional du prolongement du synclinal de Saint-Alban. La structure y est caractérisée par

- des bancs redressés, parfois flexurés ou affectés de petits plis en genou ;

- des failles, sans doute associées à la ligne Logan, tantôt parallèles, tantôt perpendiculaires à la direction des bancs ;
- des fractures mineures ne modifiant pas la structure.

2 *La lithologie*

Le matériel

En allant du sédiment le plus fin au plus grossier, on observe :

- des schistes rouges se présentant généralement en lits épais ;
- des schistes noirs, en lits minces localement inclus entre les schistes rouges et verts ;
- des schistes verts et microgrès, bien indurés ;
- des grès, constitués de grains de quartz et de feldspath avec matrice argileuse ou réunis par un ciment carbonaté ; les éléments clastiques ont une granulométrie variant de 0,07 à 2 mm ; on rencontre également des fragments de roches : chert, quartzite, aplite, schiste, et des granules de pyrite ; la matrice verte, argileuse, à grain fin, est composée de chlorite, biotite et illite ;
- des conglomérats formés de grains de quartz bien roulés contenus dans une masse gréseuse. La matrice fine est formée de chlorite et quartz, et le ciment de carbonates et de collophane.

Le rythme de la sédimentation

Si, partant du fleuve, on pratique une coupe perpendiculaire aux strates, on obtient une séquence virtuelle locale formée des lithotopes suivants : conglomérat, grès, grès argileux, schiste gréseux, schiste argileux. Si l'on entre plus dans le détail, on constate qu'il s'agit en fait de 3 types de séquences successives qui sont, en allant du sud-est vers le nord-ouest :

a) Des séquences détritiques, microconglomérat-grès. Les bancs de conglomérat sont les plus épais. L'épaisseur des bancs diminue vers le sommet de la séquence. Le passage est progressif et le matériel est granoclassé. Ces séquences qui sont, en outre, rythmiques, donnent des formes massives ;

b) Des séquences rythmiques détritiques et colloïdales (photo 2) formées de lithotopes microconglomérat-grès-schistes argileux. Le passage d'un terme à un autre est graduel, mais la surface de stratification entre le schiste d'une séquence et le conglomérat de la suivante est nette. Certains termes peuvent être absents. Pour 3 coupes observées, l'épaisseur moyenne des séquences est de 2,4 m et la proportion des grès varie de 56 à 64%. Mais il apparaît que :

- plus la base d'un rythme est grossière, plus le rythme sera épais ;
- plus cette base est grossière, moins il y aura de termes argileux, les séquences détritiques constituant un cas limite.

Ce résultat est conforme aux statistiques effectuées sur les séries du Flozleer namurien de Westphalie et les grauwackes du Culm du Harz.

c) Des séquences colloïdales dans lesquelles dominent les colloïdes, mêlées à des détritiques fins accidentels formant des intercalations de microgrès.

L'épaisseur des bancs de grès

L'étude statistique de l'épaisseur de 42 bancs de grès disséminés dans toute la zone donne les résultats suivants :

pour 30% des cas,	0,2 à 0,6 m
" 30% " "	0,9 à 1,2 m
" 28% " "	1,5 à 2 m
" 12% " "	plus de 2 m,

l'épaisseur médiane se situant vers 1 m.

Dans l'étude des séquences de sédimentation, nous avons constaté que les bancs les plus épais sont constitués de matériel grossier. Nous nous sommes livrés à une étude statistique de ce phénomène en confrontant l'épaisseur des bancs et la taille du plus gros grain de quartz contenu dans la roche, c'est-à-dire le premier centile. La figure 3 ainsi obtenue montre qu'il existe une corrélation positive entre les deux s'exprimant ainsi :

$$\log y = 0.98 \log x - 1.27$$

où y est le 1er centile et x l'épaisseur du banc.

3 La structure

Les pendages des bancs de grès

50% des pendages mesurés sont compris entre 40 et 60°, la médiane se situant vers 52°. Cette dernière valeur est très proche de celle obtenue par Brochu (*in* Cailleux, 1956) dans les Monts Notre-Dame, soit 50°. D'autres mesures sur la rive sud du Saint-Laurent (Brochu, 1957) ont donné des valeurs s'échelonnant de 30 à 83%.

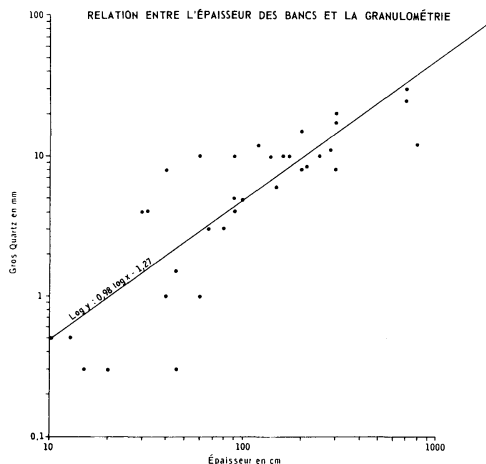


Figure 3

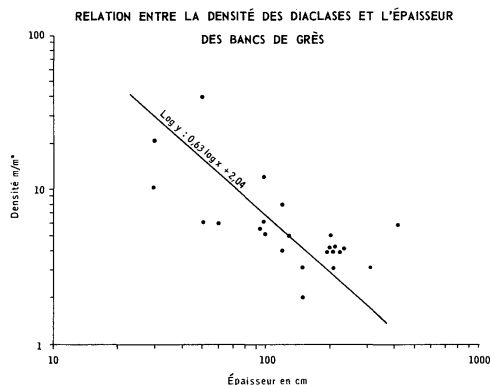


Figure 4

Les fractures

En dehors des accidents tectoniques majeurs que sont les failles, la roche est affectée d'autres fractures à l'échelle du mètre ou lithoclasses. Parmi celles-ci, nous avons étudié les diaclases ou fractures sans rejet dont les lèvres sont en contact, et les paraclases ou fractures avec rejet, et plus particulièrement leur densité, c'est-à-dire la longueur des lithoclasses contenues dans une surface de 1 m². Les densités obtenues varient de 2 à 40. Si l'on met en relation la densité des diaclases affectant un banc de grès avec l'épaisseur de celui-ci, on constate que la densité augmente quand l'épaisseur diminue (figure 4). La relation mathématique obtenue n'a qu'une valeur limitée ; il existe des seuils au-delà desquels elle n'a plus de signification. En fait, l'équation obtenue est l'expression, dans le cas précis des grès du Sillery, d'un phénomène mécanique, et la diaclasation est le reflet de l'histoire géologique de la roche. La densité des diaclases est fonction de l'élasticité des bancs et de la structure formée de la succession de bancs compétents (grès) et de bancs incompétents (schistes), d'épaisseur variable. Les lithoclasses sont le résultat des contraintes subies par la roche lors de sa mise en place tectonique, abstraction faite des réajustements postérieurs qui sont mineurs. Du fait de leur faible rejet et de leur faible longueur, il peut sembler que le rôle morphologique des paraclases soit peu important. Toutefois, la grande densité des fractures a créé des zones de broyage qui sont exploitées par les eaux courantes. Elles permettent aussi une plus grande infiltration des eaux de surface. Dans le paysage, l'importance morphologique des diaclases est plus évidente. Elles guident le travail de l'érosion et permettent l'écoulement des eaux. Ce rôle sera souligné un peu plus loin avec l'évolution des versants (photo 3).

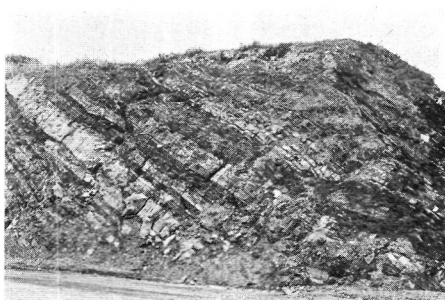


Photo Daniel LAGAREC

Photo 2 *Séquence rythmique détritique et colloïdale.*

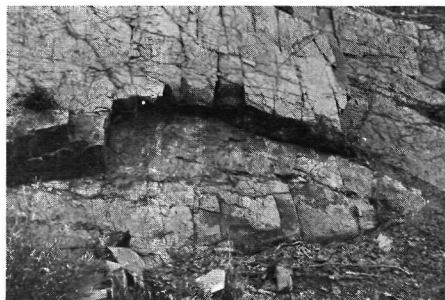
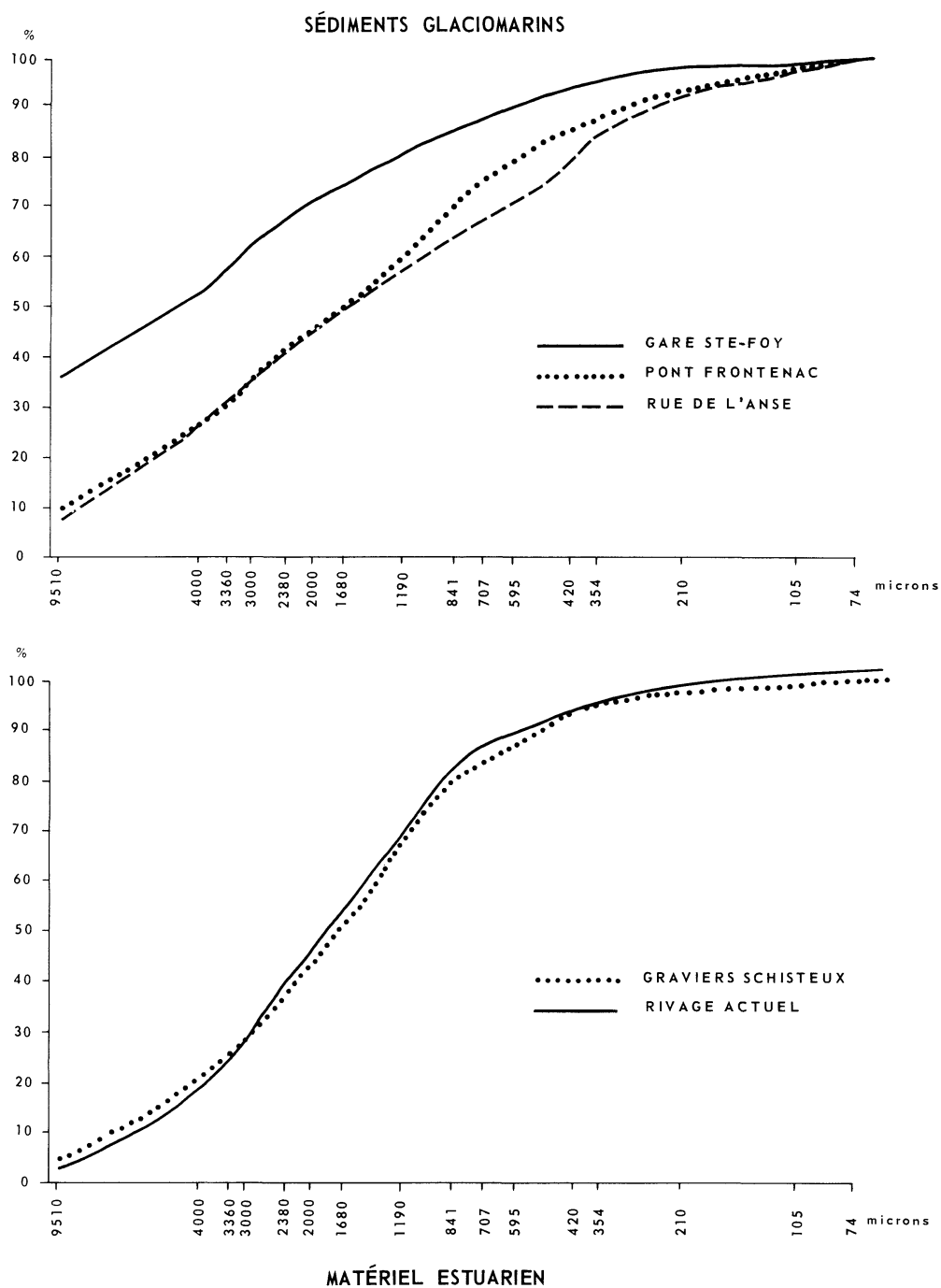


Photo Daniel LAGAREC

Photo 3 *L'érosion de la strate gréseuse, qui a vraisemblablement débuté par la formation d'une encoche basale, aujourd'hui fossile, exploite le réseau de diaclases systématiques.*

Figure 5



4 *Les héritages quaternaires*

La retouche glaciaire

Les deux principales étapes du façonnement de la région ont été la formation d'une grande surface d'érosion post-crétacée (Ritchot, 1964) appelée plateforme de Québec, puis la retouche de cette dernière par les inlandsis quaternaires et la mer Champlain. Il ne semble pas que les glaciers qui ont traversé la région aient sensiblement modifié son relief. Nous n'en avons, en tout cas, pas trouvé d'évidences. Toutefois, par la pression qu'ils ont exercé sur la roche en place, puis la détente produite lors de la déglaciation, ils ont probablement fatigué la roche et favorisé la formation de diaclases, préparant le terrain pour l'érosion marine postglaciaire et l'évolution actuelle.

Surface d'abrasion et terrasses

Comme nous l'avons déjà noté, les niveaux caractéristiques de la région étudiée se situent vers 6 m, 15 m, 24 m, 30 m, 45 m, 54 m et 65 m. Ces mêmes niveaux se retrouvent un peu partout dans la région de Québec où ils sont inégalement développés, les plus fréquemment rencontrés étant ceux de 6 m, 24 m et 45 m. Ces niveaux sont vraisemblablement des surfaces d'abrasion, entendons par là que le dernier agent de leur façonnement est la mer Champlain. Ils présentent la plupart du temps des placages de dépôts superficiels qui régularisent leur profil, mais qui restent assez minces (quelques décimètres).

Les dépôts de surface (figure 5)

Leur étude fait ressortir l'existence de deux types de matériaux : des sédiments purement estuariens et des sédiments glacio-marins.

a) Les sédiments estuariens

Ils consistent en graviers schisteux posés à plat. Leur épaisseur maximale atteint 1,5 m. Par endroits, ce matériel est cryoturbé et présente de petites involutions. Il est assez bien trié et la courbe cumulative permet de mesurer un indice d'hétérométrie Hé de Cailleux de 0,75 ($Q_d \varphi = 0,90$), la médiane se situant vers 1,7 mm. La fraction grossière est constituée à 99% de petites plaquettes subanguleuses de schiste. La fraction sableuse (moins de 2 mm) montre un très fort pourcentage de roches, le minimum observé étant de 95% à 210 microns. Dans la fraction inférieure à 595 microns, les minéraux sont constitués de 10 à 20% de feldspath et le reste de quartz, exception faite d'un faible pourcentage de minéraux foncés. Les quartz sont à 100% des non-usés, mais dans les fractions plus grandes (595 à 1 190 microns), on rencontre quelques grains arrondis présentant des traces de ciment et provenant vraisemblablement des grès cambriens locaux. La comparaison de la courbe granulométrique avec celle de sédiments littoraux actuels est saisissante et la coïncidence presque parfaite. Toutefois,

dans ces derniers, le pourcentage des minéraux pour les fractions inférieures à 595 microns atteint 50%. La teneur en feldspath est du même ordre (10 à 15%). Dans les quartz, quelques émousés-luisants apparaissent, avec un maximum de 20% entre 420 et 595 microns. Ces émousés-luisants sont subanguleux. On retrouve également des ronds-mats sales atteignant 5% dans la fraction 707 — 841 microns.

La comparaison des dépôts schisteux des surfaces d'abrasion et terrasses avec ceux du littoral actuel permet de penser que les premiers ont été déposés dans des conditions hydrologiques semblables à celles qui prévalent actuellement, c'est-à-dire dans des conditions estuariennes.

b) *Les sédiments glacio-marins*

Ils se présentent sous forme de placages de faible étendue (de l'ordre de la dizaine de mètres), peu épais (1 à 3 m) et disséminés sur les surfaces planes ou appuyés le long des barres de grès. Il s'agit de blocs de 20 à 40 cm, émousés, inclus dans une matrice sableuse et graveleuse. Cette matrice est grossière (médiane de 1,6 et 4,6 cm) et mal triée (variant de 1,1 à 1,6, $Qd\phi$ de 1,4 à 1,7). Dans la fraction sableuse, les minéraux atteignent 95% vers 0,3 mm. La part relative des gneiss est importante (60%). Les quartz dominent, mais les feldspaths constituent jusqu'à 32% des minéraux, ce qui implique un apport additionnel de la part des roches granito-gneissiques. Les micas représentent 2 à 10% des monominéraux, ce qui est normal pour un matériel aussi peu trié et aussi laurentidien. Parmi les quartz, les non-usés dominent, mais le pourcentage d'émousés-luisants est appréciable (maximum de 40% pour un échantillon). Quelques ronds-mats semblent provenir des grès locaux.

III. L'ÉVOLUTION ACTUELLE ET SUBACTUELLE DES VERSANTS

1 *Les processus*

L'altération des roches est le point de départ de tous les processus d'érosion. Il s'agit, à la fois d'une désagrégation physique et d'une altération chimique et biochimique. La distinction entre ces processus est artificielle puisqu'il existe des interactions entre les deux groupes de phénomènes. Par exemple, une altération chimique préalable, accroissant la micro-porosité d'une roche, facilite l'action de la gélifraction. Dans le cas qui nous intéresse, il semble que la diaclasation soit le premier stade de la désagrégation des grès. C'est une dégradation physique qui résulte d'un phénomène tectonique paléozoïque auquel s'est ajouté un phénomène de fatigue-relaxation lié à la présence, puis à la disparition, de l'inlandsis laurentidien. Elle permet la circulation de l'eau à l'intérieur de la roche, circulation attestée par la présence de calcite ou d'argile sur les parois des diaclases. Par ses propriétés physiques, cette eau contribue à la désagrégation mécanique de la roche (gélifraction, usure) ; par les ions et les solutions qu'elle transporte, elle permet l'altération chimique.

Pour la commodité de l'étude, nous dissocierons ces deux groupes de processus.

a) *La désagrégation mécanique*

Elle est essentiellement le résultat de l'action de deux sortes de forces souvent complémentaires : la gélifraction et l'appel au vide ou la gravité.

L'appel au vide

Il est mis en évidence par le fait que l'écartement des lèvres des diaclases est plus important vers l'extrémité libre des bancs et qu'il croît quand la hauteur relative augmente. Ce rôle est également souligné par le déplacement relatif de blocs fracturés sur des pentes faibles. Toutefois l'importance de ce phénomène apparaît surtout à la base des versants conformes montrant une encoche basale résultant de la fragmentation par le gel au niveau des hautes mers. Une fois ce vide créé, les blocs diaclasés tombent par gravité, accentuant l'encoche initiale en la faisant progresser vers le haut. Ce processus peut être le point de départ du démantèlement d'un banc entier. Le départ du bloc peut être facilité par la formation d'une mince couche de glace dans les diaclases ou la présence de racines vivantes, ou encore d'argile déposée dans les diaclases par les eaux courantes et servant de lubrifiant.

La gélifraction

Il a été maintes fois montré que les sites les plus favorables à la gélifraction sont les versants encore enneigés après le dégel, les berges et les littoraux. Nous sommes donc *a priori* dans une zone favorable à la gélifraction. La structure de la région caractérisée par l'inclinaison des strates et une surface plane tranchant leur sommet, est particulièrement propice à la circulation de l'eau et il existe un écoulement important entre les bancs, qui s'ajoute à celui qui se produit dans les diaclases. De plus, la présence de joints schisteux permet une relative concentration de l'eau en lames en entravant la dispersion. Cette structure permet l'infiltration d'une grande partie des eaux de fonte, d'autant plus que la neige a tendance à se loger dans les creux qui soulignent les joints. Cette neige subsiste assez longtemps, protégée qu'elle est par les bancs inclinés vers le SSE. On trouve encore des flaques de neige début mai. Le gel de l'eau se fait en cinq étapes :

- 1 – L'eau descend dans la diaclase subverticale ; 2 – en bas, au contact de l'air, elle gèle ; 3 – ce qui fait bouchon ; l'eau qui continue à arriver en haut remplit peu à peu la diaclase ; 4 – quand la diaclase est pleine, l'eau gèle par le haut ; cette glace emprisonne l'eau de l'intérieur ; 5 – le froid continuant, toute la roche gèle, l'eau dans la diaclase gèle, ce qui provoque la gélifraction.

Cette gélifraction s'exerce principalement à la base et au sommet des bancs, au niveau des joints de stratification. Le gel contribue à la désagrégation des blocs tombés jusqu'à l'arénisation.

À côté de ces deux processus fondamentaux, d'autres phénomènes moins importants contribuent à la désagrégation des roches. Il s'agit du pied de glace à la base des falaises et de la desquamation, liée à la fois aux processus mécaniques et chimiques.

L'érosion estuarienne

L'action purement mécanique de l'eau érode peu le littoral. Tout au plus contribue-t-elle à arrondir les chicots gréseux sur l'estran. Il semble qu'actuellement l'essentiel de l'érosion littorale soit le fait de la glace. La présence d'un pied de glace au niveau des hautes mers provoque une fragmentation de la roche à ce niveau. D'autre part, à l'automne et au printemps, l'eau venant, à marée haute, baigner les blocs tombés au bas des versants, facilite leur fragmentation rapide par le gel, en les maintenant dans un milieu humide.

La desquamation

Elle affecte les versants dont la pente est plus faible (15-20°), et semble peu répandue. Elle est liée à la formation d'un enduit ferrugineux à la surface de la roche, qui provoque le décollement d'écailles d'environ 1 cm d'épaisseur. Ce phénomène est limité par les diaclases et il semble se développer uniquement dans les grès argileux.

b) L'altération chimique

Les phénomènes d'altération chimique observés dans les grès sont essentiellement le résultat de processus d'oxydation et de lessivage.

L'oxydation

Le rôle de l'oxydation du fer est essentiel dans la desquamation ; et dans les grès qui ne sont pas sujets à ce phénomène, elle contribue à créer des zones de faiblesse exploitées par la gélifraction. Cette distinction est basée sur la pente topographique, donc le pendage des bancs dans la majorité des cas. La source du fer est constituée par les micas et d'autres minéraux comme la glauconie ou la pyrite qui s'altèrent en oxydes de fer par absorption des eaux d'infiltration. Il peut également provenir des eaux d'infiltration elles-mêmes dans lesquelles il est transporté à l'état d'hydrosol d'oxyde ferrique stabilisé par des colloïdes organiques.

Le lessivage

En fait, le mécanisme d'oxydation du fer est intimement lié au lessivage des carbonates de la roche. En effet, l'eau carbonatée est le solvant le plus

efficace du fer. Cette eau carbonatée provient de la mise en solution du ciment de calcite des grès. Le résultat de cette action est l'arénisation superficielle de la roche. Dans certains cas où les strates sont horizontales, comme dans la Côte du Verger (photo 4), la présence de matériel schisteux sous les grès facilite la stagnation de l'eau qui permet une dissolution importante, également favorisée par la faible consolidation des grès. Dans le cas de la Côte du Verger, l'arénisation affecte le grès sur 10 cm au contact du schiste. La calcite reprécipite ensuite dans les diaclases sous forme cristalline, mais aussi en traînées de calcite amorphe.

c) *L'influence anthropique*

Il semble que l'homme soit le principal agent actuel de modification du relief de la région étudiée. L'ouverture de carrières dans les barres de grès tend à les faire disparaître. L'homme peut stabiliser les versants en accentuant les gradins existants pour construire des maisons. Il modifie les processus en empiétant sur l'estran ; ainsi la construction du boulevard Champlain et son prolongement vers Cap-Rouge amène la disparition des falaises en tant que telles et supprime toute action estuarienne. Parfois son action est négative. Par exemple, lors du creusement de la voie de chemin de fer vers Cap-Rouge, on a jeté les déblais schisteux sur les versants, et au dégel ces débris ont tendance à fluer. À certains endroits, l'aménagement de routes ou chemins d'accès au fleuve entaille la base de ces nouveaux versants, accentuant ainsi la pente et amenant une accélération du mouvement des débris.

2 *Les produits de la désagrégation*

Les roches constituant le soubassement de la région étant essentiellement d'origine détritique, leur évolution est limitée par ce caractère. Dans la formation des produits de la désagrégation mécanique, il faut considérer deux stades :

a) Les produits primaires qui résultent de la fragmentation de la roche selon sa structure : leur taille est en relation directe avec la densité de la diaclasation et, par suite, avec la granulométrie de la roche. Les *conglomérats et grès graveleux* donnent des blocs d'échelle décimétrique et de forme grossièrement parallélipédique. Les *grès* donnent des plaquettes de 7 à 10 cm de grand axe et de 2 à 5 cm d'épaisseur. Sur les *grès argileux* se forment des esquilles polyédriques et des cupules à face inférieure curviligne de 3 à 5 cm de grand axe et 1 cm d'épaisseur. Les *microgrès* se désagrègent soit comme les grès argileux, soit comme les schistes, suivant la proportion de quartz dans la roche. Ils peuvent donner des petits blocs parallélipédiques de 8-10 cm de grand axe et 3-4 cm d'épaisseur. Les *schistes* se fragmentent en minces plaquettes centimétriques, polyédriques, dont l'épaisseur, conditionnée par la fissilité de la roche, est de 2-3 mm.

b) Ces produits primaires sont réduits par la suite sous l'action du choc consécutif à la chute qui peut exploiter des petites fissures jusque là invisibles. La décompression peut également mettre en valeur un litage qui n'avait pas joué de rôle jusque là. L'action de la gélifraction tend ensuite à réduire ces cailloux et blocs. L'arénisation peut aussi se produire après dissolution du ciment.

3 Le transport des produits

Il se fait essentiellement par chute des blocs le long des versants raides, puis par enlèvement de ces blocs après que ceux-ci soient parvenus jusqu'à l'estran. Sur les versants, le transport par les eaux courantes affecte les particules fines, sables et argiles, résultant de la fragmentation des blocs qui n'ont pu être évacués, et des produits de lessivage de la roche en place et des sols. Accessoirement, on remarque quelques indices de solifluxion fossile. Les blocs tombant par gravité peuvent former des alignements à la base des versants, des tabliers tapissant les versants sécants et des cônes d'éboulis qui se rencontrent au pied des falaises où l'évacuation est indigente. À la base des versants conformes baignés, les blocs tombant au printemps sur le pied de glace peuvent être évacués par le fleuve lors de la dislocation du pied.



Photo Daniel LAGAREC

Photo 4 Arénisation d'un grès peu consolidé résultant de la dissolution du ciment, juste au-dessus de la couche imperméable formée par les schistes.

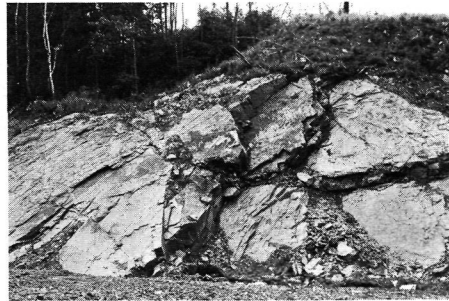


Photo Daniel LAGAREC

Photo 5 Évolution latérale d'un banc de grès.

a) Les falaises (type 1)

Concurremment à l'érosion par le bas résultant de l'action du pied de glace, les falaises subissent une érosion par le haut liée à la chute des blocs par gravité ou à l'incision par des torrentelets et une érosion latérale résultant des mêmes causes. Finalement, la falaise recule parallèlement à elle-même par enlèvement successif des strates (photo 5). Dans le détail, ce schéma se complique du fait des vitesses différentes des processus contri-

buant au démantèlement de la falaise. Tout d'abord, l'encoche basale ne se développe pas uniformément, mais semble plus importante au débouché d'un ruisseau où l'alimentation en eau douce accroît l'action du pied de glace. D'autre part, l'incision par les ruisseaux revêt des aspects variables. Par exemple, un ruisseau s'est enfoncé dans plusieurs strates perpendiculairement à celles-ci, et la différence de dureté des roches lui donne un profil en marches d'escalier. Les strates de grès constituent des verrous derrière lesquels le ruisseau forme des mardelles. Ailleurs l'incision peut se faire latéralement, provoquant le déséquilibre de certains blocs diaclasés qui tombent et forment un cône d'éboulis sur lequel coule le ruisseau.

À partir de ces incisions, la falaise subit une évolution latérale purement subaérienne. Les schistes reculant plus vite mettent les bancs de grès en porte-à-faux, ce qui provoque la chute de blocs par gravité. À partir de la ligne de partage des eaux, les versants s'abaissent en exploitant les diaclases obliques, ce qui explique la constance des pentes. Les blocs de grès peuvent alors, soit glisser sur le plan incliné ainsi formé, soit tomber sur le palier schisteux et rouler vers le thalweg, s'ils ne sont pas piégés par la végétation et réduits par la gélifraction. L'incision ayant été plus rapide que l'évolution des bancs de grès, mais les schistes ayant été érodés rapidement, il se développe une topographie en gradins inclinés où les bancs schisteux donnent des plans inclinés se raccordant parfaitement au thalweg. Les grès présentent des ruptures de pente à l'extrémité des bancs inclinés, ruptures localisant des petits éboulis. Il se crée donc une topographie originale mettant en évidence à la fois la différence de résistance des strates alternées de grès et de schiste et la réponse des grès à la diaclasation.

b) *Les versants sécants baignés (type 2)*

C'est l'exemple typique de l'évolution d'une côte en voie de relèvement. L'alternance de bancs de grès et de schistes donne à ce type de versant une allure en marches d'escalier, où la taille des marches est conditionnée par le pourcentage relatif des deux roches. Il peut présenter une petite falaise basale de 1 à 2 m (3 à 6') de haut, si le grès affleure. Quelquefois cette falaise est masquée par les éboulis, si ceux-ci n'ont pu être évacués, par suite de la situation abritée du versant. L'évolution subaérienne du versant amène sa régularisation et lui donne une allure presque rectiligne entre deux abrupts rocheux, l'un sommital, l'autre basal. L'allure du versant ne résulte donc pas du recul de la falaise comme le cas précédent. L'abrupt sommital tend à être détruit par l'érosion, de même que l'abrupt basal qui subit en outre un colmatage. Le versant tend donc vers une forme parfaitement rectiligne. Cette érosion se fait sous l'action conjuguée de la gélifraction et de la gravité. Comme nous l'avons signalé dans l'étude des processus, le départ de blocs à la base crée un vide qui entraîne la chute d'autres blocs. Il est possible que des encoches basales fossiles d'origine fluvio-marine soient le point de départ de ce processus. Le matériel enlevé tend à engorger la base du mur rocheux qui se réduit de plus en plus, jusqu'à disparaître sous les

débris. Dans ce type d'érosion, l'influence des diaclases longitudinales et transversales est primordial.

c) *Les deux autres types de versants*

Ils ont évolué de la même façon jusqu'à ce que s'opère le colmatage de leur pied. La forme résulte donc de la résistance des roches, du pourcentage de grès et de schistes, et de l'épaisseur des bancs. L'évolution s'est traduite pour les versants conformes à pied sec par l'accumulation d'un bourrelet de blocs, à la base, alors que les versants sécants à pied sec sont tapissés de blocs épars piégés par la végétation. Les versants qui séparent les différentes surfaces d'abrasion fossiles ont évolué de la même façon.

d) *Les barres de grès*

Elles constituent un cas particulier de l'évolution des versants. Comme les autres versants, elles ont subi une érosion marine et ont évolué en falaises à un certain moment de leur existence. Cette évolution s'est traduite par la formation de replats à différents niveaux, qui sont autant de petites surfaces d'abrasion. Leur érosion subaérienne se fait de différentes façons. Pour certaines, la face sud est le prolongement des versants conformes à pied sec et elles participent à l'évolution de ces versants. Quelquefois, elles sont séparées de ces derniers par de petits atterrissements et elles évoluent alors indépendamment. Il se forme un bourrelet de blocs sur les petites surfaces basales. Il arrive aussi qu'elles donnent naissance à des marches d'escalier ou à des gradins inclinés, ces derniers se formant sous l'influence des diaclases obliques. Il semble que ce phénomène soit localisé sur les faces méridionales où l'érosion est plus active par suite du nombre probablement plus grand de cycles gel-dégel.

CONCLUSION

Tout au long de cette étude, nous avons tenté de faire ressortir les facteurs géologiques et morphologiques qui permettent d'expliquer le modelé que nous avons esquissé dans la 1ère partie. Compte tenu des héritages qui ont préparé l'évolution actuelle, on peut essayer de faire ressortir l'importance relative des 3 facteurs essentiels, soit la lithologie, la structure et les facteurs climatiques.

Les *facteurs climatiques* n'ont finalement qu'un rôle assez faible actuellement et l'érosion qu'ils occasionnent n'a sans doute pas modifié sensiblement le relief depuis que celui-ci est exondé. Ainsi, certains versants dont on sait qu'ils ont évolué uniquement sous des conditions subaériennes depuis 4 000 ans, âge approximatif de la terrasse de 6 m qui leur sert de niveau de base, ne présentent à leur pied que quelques maigres éboulis.

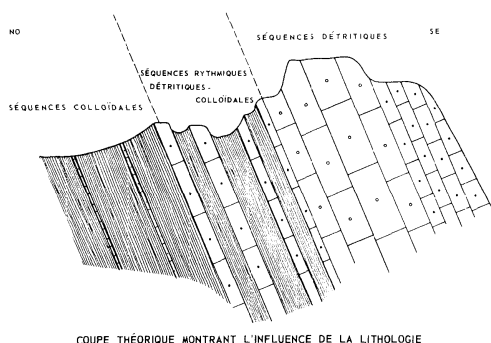


Figure 6

COUPE THÉORIQUE MONTRANT L'INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE

sur l'estran de la partie occidentale. Les surfaces d'abrasion les plus nettes sont développées dans les schistes, et les quelques bancs de grès qui peuvent apparaître sont immédiatement mis en relief et donnent, par exemple, un relief en marches d'escalier. D'autre part, la lithologie détermine la nature des produits de l'érosion ; le matériel étant essentiellement détritique, le produit final sera une arène. Elle influence aussi la taille des produits primaires. En effet, nous avons montré que la diaclasation est fonction de l'épaisseur des bancs qui dépend elle-même de la lithologie.

Ainsi, la *structure* est en partie conditionnée par la lithologie. Les influences purement structurales se retrouvent dans la position des bancs et leur pendage. Ce pendage, autant que la lithologie, influe sur la fréquence des diaclases en augmentant les forces de tension et de friction. D'autre part, l'inclinaison des bancs vers le fleuve facilite la circulation de l'eau et la gélifraction, et elle favorise l'action de la gravité. Il suffit qu'il se forme une encoche basale ou une incision pour entraîner le démantèlement d'un pan de roche.

Ainsi, les influences lithologiques et structurales sont essentielles dans l'évolution actuelle des versants et ont guidé l'action des processus climatiques passés, donnant un modelé caractéristique.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BLANCHARD, R. (1935) *L'Est du Canada français*. Tome II, Montréal, Beauchemin, 336 pages.
- BLANCHARD, R. (1947) *Le Centre du Canada français*. Montréal, Beauchemin, 577 pages.
- BROCHU, M. (1957) Pendages et directions tectoniques au Canada et leur signification. *Zeit. fur Geom.* Berlin, 1 (2) : 143-168.
- BROCHU, M. (1964) Essai de définition des grandes zones périglaciaires du monde. *Zeit. fur Geom.* Berlin, 8 (1) : 32-39.
- CADY, W.M. (1969) *Regional Tectonic Synthesis of Northwestern New England and Adjacent Quebec*. Geol. Soc. Am., Mem. 120, 181 p.
- CAILLEUX, A. (1956) Statistique des pendages en régions plissées et bassins. *Rev. Geom. Dyn.* Strasbourg, VII (1-2) : 1-10.
- CAILLEUX, A. (1958) Étude quantitative des failles. *Rev. Geom. Dyn.* Strasbourg, IX (9-10) : 129-145.

- CAILLEUX, A. (1969) Symposium sur les mouvements récents de la croûte terrestre. *Cah. Géo. Québec*, 13 (29) : 251-256.
- CLARK, T.H. (1951) New Light on Logan's Line (Quebec). *Royal Soc. Can. Trans.*, 3rd ser. vol. 45, sec. 4, p. 11-22.
- ELLS, R.W. (1888) *Second Report on the Geology of a Portion of the Province of Quebec*. Geol. Surv. Can., 3rd Ann. Rept., 1887-8, pt K, p. 1-114.
- ELSON, J.A. (1969) Late Quaternary Marine Submergence of Quebec. *Rev. Géo. Montréal*, XXIII (3) : 247-258.
- LACHANCE, P.H. (1952) *Projected Profiles near Quebec City*. Univ. Laval, th. for B.A.Sc.
- LAGAREC, D. (1971) *l'évolution des versants d'une partie de la Colline de Québec*, Univ. Laval, thèse M.A., non publiée.
- LOMBARD, A. (1956) *Géologie sédimentaire — Les séries marines*. Paris, Masson.
- MALAURIE, J. (1968) *Thèmes de recherche géomorphologique dans le nord-ouest du Groenland*. Paris, Mém. et Doc. CNRS, No HS, 495 p.
- MELIHERCSIK, S.J. (1952) *Petrology of the Charny Formation*. Univ. Laval, D. Sc. thesis, 130 p.
- MILLIMAN, J.D. (1968) Sea Levels during the Past 35 000 Years. *Science*, 162 (3858) : 1 121-1 123.
- OSBORNE, F. (1956) Geology near Quebec City. *Le Naturaliste Canadien*, 83 (8-9) : 157-223.
- PHILLIPS, B. A. M. (1970) Effective Levels of Marine Planation on Raised and Present Rock Platforms. *Rev. Géo. Montréal*, XXIV (3) : 227-240.
- PRICE, N.J. (1966) *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock*. London, Pergamon, 176 p.
- RITCHOT, G. (1964) Problèmes géomorphologiques de la vallée du Saint-Laurent. *Rev. Géo. Montréal*, XVIII (1) : 1-64.
- SAINT-JULIEN, P. (1968) Les « Argiles-à-blocs » du sud-ouest des Appalaches du Québec. *Le Naturaliste Canadien* 95 (6) : 1 345 — 1 356.
- TAILLEFER, F. (1958) La morphologie des environs de Québec et la basse vallée du Saint-Laurent. *Cah. Géo. Québec*, 3 (4) : 177-191.
- TESSIER, G.R. (1950) *Pétrologie d'une partie de la formation de Charny aux environs de Québec*. Univ. Laval, thèse, M. Sc.

RÉSUMÉ

L'évolution des versants d'une partie de la colline de Québec

Dans cette étude portant sur une région plutôt restreinte en surface (moins de 10 km²), nous avons essayé de déterminer la part relative des différents facteurs ayant influé sur le développement d'un modelé caractérisé par des versants raides tranchés par des surfaces quasi planes parfois surmontées de barres de grès.

Les bancs de grès présentent un pendage médian de 52° et une épaisseur médiane de 1m. Une analyse portant sur 42 bancs a montré qu'il existe une corrélation positive entre l'épaisseur des bancs et leur granulométrie. Nous avons également montré que la diaclasation des bancs est fonction de leur épaisseur. C'est cette diaclasation qui conditionne le mode d'évolution des versants qui se fait surtout sous l'action de la gélifraction et de la gravité, sous forme d'éboulis. Elle détermine également la taille des produits de l'érosion.

Si l'histoire géologique de la région est un facteur déterminant, il apparaît toutefois que le rôle des facteurs lithologiques et structuraux est le plus important : le relief est étroitement calqué sur le mode de succession des strates et la position des bancs inclinés vers le fleuve facilite l'érosion par enlèvement de pans successifs, surtout en position littorale où le rôle du pied de glace est et a été très important.

ABSTRACT

Slope Evolution of a Part of the Quebec Hill

In this rather small region (less than 10 km²) where relief is characterized by steep slopes cut by almost level surfaces with sandstone hog's backs, we tried to determine the relative portion of each of the development factors.

Sandstone beds have a 52° mean slope and 1 m mean thickness. The statistical analysis of 42 beds shows a positive correlation between their thickness and their granulometry, and that jointing is a function of bed-thickness. Jointing conditions the type of evolution of slopes which essentially results from frost shattering and gravity (rockfalls . . .) It also determines the debris size.

Though the geological history of the region has a certain role, it appears that lithological and structural factors are the most determinant; the relief is closely related to the succession of strata (shale and sandstone). The dipping of beds towards the river favors successive beds erosion, chiefly along the St. Lawrence River banks where the ice-foot action is and has been very important.