Document généré le 2 juin 2025 12:31

Géographie physique et Quaternaire

Morphologie et interprétation des glissements de terrain de la région de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique
Landslide Morphology and Interpretation, Poste-de-la-Baleine Area, Subarctic Québec
Morphologie und Interpretation der Erdrutsche im Gebiet von Poste-de-la-Baleine, subarktisches Québec

Christian Bégin et Louise Filion

Volume 41, numéro 1, 1987

URI : https://id.erudit.org/iderudit/032662ar
DOI : https://doi.org/10.7202/032662ar

Aller au sommaire du numéro

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)
1492-143X (numérique)

Découvrir la revue

Citer cet article

Bégin, C. & Filion, L. (1987). Morphologie et interprétation des glissements de terrain de la région de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, *41*(1), 19–32. https://doi.org/10.7202/032662ar

Résumé de l'article

Sur une distance de quelque 12 km, depuis l'embouchure de la grande rivière de la Baleine jusqu'aux premières chutes, sept glissements de terrain ont été étudiés. Ils sont regroupés dans deux secteurs distincts, là où les terrasses atteignent leur extension (largeur) maximale. Les zones de glissement ont été cartographiées à 1 /5000 et les formes associées à ces glissements ont fait l'objet d'une description détaillée. L'ensemble des décrochements a emporté près de 10 % de la surface initiale des terrasses et entraîné l'évacuation d'environ 17 x 106m3 de matériel. Un seul amphithéâtre a une forme multilobée qui témoigne d'un mouvement multidirectionnel. Grâce à l'étude morphologique et stratigraphique des surfaces topographiques de glissement, notamment des gradins et des bourrelets de fluage, nous avons pu vérifier qu'ils répondent tous au même mode de rupture. Ils sont pour la plupart de type rotationnel multiple et un seul est de type rotationnel simple. Ils constituent l'illustration parfaite du double mouvement slip-flow typique des glissements affectant un dépôt argileux recouvert d'une surface sableuse. Ce modèle est particulièrement évident dans les glissements récents situés en face du village de Poste-de-la-Baleine. Ces mouvements de masse ont eu un impact non négligeable sur les milieux. En plus de laisser de profondes cicatrices dans le paysage, ils ont modifié localement le réseau hydrographique et les conditions de drainage, ce qui a permis le développement d'une végétation hygrophile (tourbières, saulaies). Ils ont aussi influencé sporadiquement la dynamique fluviale (création d'îlots, modification du tracé de la rivière) et, dans certains cas, créé des milieux propices à l'érosion éolienne (rebord de l'escarpement).

Tous droits réservés © Les Presses de l'Université de Montréal, 1987

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter en ligne.

https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/

Cet article est diffusé et préservé par Érudit.

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche.

https://www.erudit.org/fr/

Géographie physique et Quaternaire, 1987, vol. XLI, n° 1, p. 19-32, 9 fig., 1 tabl.

MORPHOLOGIE ET INTERPRÉTATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DE LA RÉGION DE POSTE-DE-LA-BALEINE, QUÉBEC SUBARCTIQUE

Christian BÉGIN et Louise FILION, Département de géographie et Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ Sur une distance de quelque 12 km, depuis l'embouchure de la grande rivière de la Baleine jusqu'aux premières chutes, sept glissements de terrain ont été étudiés. Ils sont regroupés dans deux secteurs distincts, là où les terrasses atteignent leur extension (largeur) maximale. Les zones de glissement ont été cartographiées à 1/5000 et les formes associées à ces glissements ont fait l'objet d'une description détaillée. L'ensemble des décrochements a emporté près de 10 % de la surface initiale des terrasses et entraîné l'évacuation d'environ 17×10^6 m^3 de matériel. Un seul amphithéâtre a une forme multilobée qui témoigne d'un mouvement multidirectionnel. Grâce à l'étude morphologique et stratigraphique des surfaces topographiques de glissement, notamment des gradins et des bourrelets de fluage, nous avons pu vérifier qu'ils répondent tous au même mode de rupture. Ils sont pour la plupart de type rotationnel multiple et un seul est de type rotationnel simple. Ils constituent l'illustration parfaite du double mouvement *slip-flow* typique des glissements affectant un dépôt argileux recouvert d'une surface sableuse. Ce modèle est particulièrement évident dans les glissements récents situés en face du village de Poste-de-la-Baleine. Ces mouvements de masse ont eu un impact non négligeable sur les milieux. En plus de laisser de profondes cicatrices dans le paysage, ils ont modifié localement le réseau hydrographique et les conditions de drainage, ce qui a permis le développement d'une végétation hygrophile (tourbières, saulaies). Ils ont aussi influencé sporadiquement la dynamique fluviale (création d'îlots, modification du tracé de la rivière) et, dans certains cas, créé des milieux propices à l'érosion éolienne (rebord de l'escarpement).

ABSTRACT *Landslide morphology and interpretation, Poste-de-la-Baleine area, Subarctic Québec*. Seven landslides have been studied along a 12 km stretch of the Grande Rivière de la Baleine estuary. Landslides were found in two distinct sectors and mapped using a scale of 1:5000. Mass movements had eroded approximately 10 % of the initial surface and involved about 17×10^6 m^3 of flow material. Most landslides were unidirectional but one flow bowl was multilobate and showed a multidirectional movement. Morphological and stratigraphical data indicated that all landslides found in this area corresponded to the same mode of failure. They all belong to the multiple rotational type, except one corresponding to the single rotational type. This slip-flow double movement is typical of quick-clay deposits overlain by sand and it is most obvious in recent landslides near the Poste-de-la-Baleine settlement. These mass movements had an important impact on the environment, *i.e.* terrace erosion as emphasized by large scars, inception of local eolian activity along the escarpements, and hydrological changes which induced the development of a humid vegetation cover (bogs and salix groves), and changes in the fluvial dynamics.

ZUSAMMENFASSUNG *Morphologie und Interpretation der Erdrutsche im Gebiet von Poste-de-la-Baleine, subarktisches Québec*. Über eine Entfernung von 12 km, von der Mündung der Grande Rivière de la Baleine bis zu den ersten Wasserfällen, sind sieben Erdrutsche studiert worden. Sie sind in zwei unterschiedlichen Abschnitten gruppiert, da wo die Terrassen ihre maximale Ausdehnung (Breite) erreichen. Die Gesamtheit der Verschiebungen hat nahezu 10 % der ursprünglichen Oberfläche der Terrassen mitgerissen und etwa 17 x 10^6 m^3 Material weggetragen. Ein einziges Amphitheater hat eine vielfältig gelappte Form, welche von einer vielseitig gerichteten Bewegung zeugt. Dank der morphologischen und stratigraphischen Studie der topographischen Oberflächen der Rutsche, insbesondere der Stufen und der Wülste, haben wir überprüfen können, daß sie alle demselben Trennungsmodus entsprechen. Sie gehören fast alle dem Typus einer multiplen Rotationsbewegung an, und nur eine einzige dem Typus einer einfachen Rotationsbewegung. Sie illustrieren auf perfekte Weise die doppelte Bewegung des 'slip – flow', welche typisch ist für Rutsche einer tonigen Ablagerung, die von einer sandigen Oberfläche bedeckt ist. Dies Modell ist besonders offenkundig in den neueren Rutschen, die gegenüber dem Dorf von Poste-de-la-Baleine stattgefunden haben. Diese Bewegungen von Masse hatten einen bedeutenden Einfluß auf die Umgebung. Sie haben nicht nur tiefe Narben in der Landschaft hinterlassen, sondern auch örtlich das hydrographische Netz und die Dränage-Bedingungen verändert, was zur Entwicklung einer hygrophilen Vegetation führte (Torfmoore, Weidengebüsche). Sie haben auch stellenweise die fluviale Dynamik beeinflußt (Entstehung von kleinen Inseln, Veränderung der Flußführung) und in bestimmten Fällen für die Wind- Erosion günstige Milieus geschaffen (Böschungsrand).

INTRODUCTION

Dans l'ensemble du Québec, de très nombreux glissements de terrain affectent les régions où existent des formations meubles quaternaires limono-argileuses. Divers auteurs en ont décrit dans les basses terres du Saint-Laurent (BÉLAND, 1956; CHAGNON, 1968; KARROW, 1972; LAROCHELLE, 1972; BELL, 1977; LEBUIS et RISSMAN, 1977; CARSON, 1979, LEBUIS, 1979), du Saguenay-Lac Saint-Jean (TAVENAS *et al.*, 1971; DIONNE, 1972; GAGNON, 1972; LASALLE et TREMBLAY, 1978) et de l'Abitibi (LOCAT, 1982), ainsi que sur les terrasses de la côte sud et de la côte nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (CONLON, 1966; ALLARD *et al.*, 1978; CARSON et LAJOIE, 1981; LAJOIE, 1981). Les basses terres argileuses de la baie de James (BALLIVY *et al.*, 1975) et de la baie d'Hudson (CARSON et LAJOIE, 1981) sont aussi affectées par d'importants glissements de terrain. Bien que d'ampleur variable, ils sont largement répandus dans les régions qui ont été submergées lors de la transgression de la mer de Tyrrell, en particulier dans les vallées où les rivières entaillent les dépôts argileux. Ainsi, les terrasses bordant la grande rivière de la Baleine vers son embouchure ont été localement disséquées par d'imposants glissements de terrain. Sur quelque douze kilomètres de distance, depuis l'embouchure de la rivière jusqu'aux premières chutes, on dénombre sept décrochements majeurs qui font l'objet de la présente étude.

D'abord signalés par quelques chercheurs (CAILLEUX, 1972; PORTMANN, 1972), les glissements de la région de Poste-de-la-Baleine ont été décrits sommairement par DEMANGEOT (1974). Ils constituent un véritable complexe d'amphithéâtres qui sont tantôt adossés les uns aux autres, tantôt bien alignés le long de la rivière. Certains sont élevés en altitude et sont très anciens, alors que d'autres sont encore affectés par l'érosion et sont vraisemblablement subactuels. Les zones de fluage se caractérisent par un arrangement spécifique de bourrelets, un important volume de débris étant demeuré dans la zone d'accumulation.

La morphologie des surfaces (notamment la présence de gradins à la base de certains escarpements) laisse croire que ces glissements sont de type rotationnel multiple. CARSON (1979) appelle toutefois à la prudence lorsqu'il s'agit d'interpréter les modes de rupture dans le cas de surfaces anciennes dont la morphologie peut être considérablement modifiée. En se basant sur l'interprétation de cicatrices récentes, il a tenté de démontrer que des coulées d'argile sensible peuvent impliquer différents modes de fonctionnement et que certains glissements, apparemment rotationnels, résultent en réalité d'une rupture rétrogressive par étalement (modèle des prismes et coins) (CARSON, 1977, 1979). Il importe donc de comprendre les mécanismes responsables de la morphologie actuelle des zones de glissement et d'évaluer leur importance parmi l'ensemble des processus morphogénétiques responsables du façonnement des versants meubles dans la région de Poste-de-la-Baleine. Cette compréhension passe nécessairement par une description détaillée des zones de glissement et de leurs composantes mais également par une analyse stratigraphique des sédiments, des sols et des paléosols de glissement.

MÉTHODES

Les sept glissements étudiés sont regroupés dans deux secteurs, soit dans le secteur amont situé à quelque huit kilomètres de l'embouchure de la grande rivière de la Baleine, et dans la secteur aval, juste en face du village de Poste-de-la-Baleine (fig. 1). La cartographie géomorphologique des zones de glissement a été effectuée par secteur. Les photographies aériennes à 1/15 000 ont été utilisées bien que le fond cartographique ait été réalisé à partir d'un agrandissement à 1/5 000. Les observations ont été effectuées au cours de deux missions sur le terrain, soit en 1983 et en 1984. En plus de représenter les formes associées aux glissements ainsi que le réseau hydrographique, les cartes permettent de localiser les sites où ont été effectués les tranchées, les profils topographiques et les sondages de résistivité électrique, ainsi que les stations d'échantillonnage du matériel pour les datations (BÉGIN, 1985; BÉGIN et FILION, en prép.).

La dimension des amphithéâtres (largeur et distance de rétrogression) et des zones de fluage a été calculée à l'aide des photographies aériennes. Ces mesures ont permis d'estimer la superficie érodée (surface occupée par les amphithéâtres) et la superficie totale (zone d'érosion et zone d'accumulation) de chaque glissement. La profondeur des amphithéâtres (dénivellation entre le plancher de l'amphithéâtre et la couronne de l'escarpement) a été mesurée sur le terrain à l'aide d'un altimètre. Il a donc été possible, à l'aide de ces données, d'estimer le volume de matériel évacué lors de chaque mouvement de masse. Précisons ici que l'expression «plancher de l'amphithéâtre» désigne la surface topographique des débris colmatant le fond de la cuvette (LAVERDIÈRE, 1972). Elle diffère des expressions «surface de cisaillement» ou «plancher de glissement» qui, elles, désignent le plan de rupture situé sous les débris d'accumulation (TERZAGHI, 1950; VARNES, 1958).

Sept profils topométriques, d'une longueur variant de 60 à 210 m, ont été effectués à l'aide d'un niveau électronique GDD. Les transects ont été positionnés dans le sens général de l'écoulement de façon à recouper les différentes composantes des glissements: escarpements, gradins et bourrelets. Plusieurs levés altimétriques et mesures de pentes ont aussi été effectués.

Neuf tranchées (de trois à six mètres de longueur) et une quinzaine de profils de sols ont été creusés à des endroits stratégiques dans les zones de glissements. Sur le terrain, les coupes verticales ont été décrites en détail sur toute leur longueur en représentant l'organisation des horizons organiques et minéraux. Les tranchées les plus représentatives ont été synthétisées, intégrées puis représentées sous forme de schéma interprétatif comme celui de la figure 7. La comparaison entre les tranchées et les profils de sol au sein d'un même glissement a permis non seulement de préciser le mode de décrochement et d'enfouissement des matériaux, mais aussi de bien identifier les formes, ce qui est indispensable à la compréhension des processus en cause. Les coupes

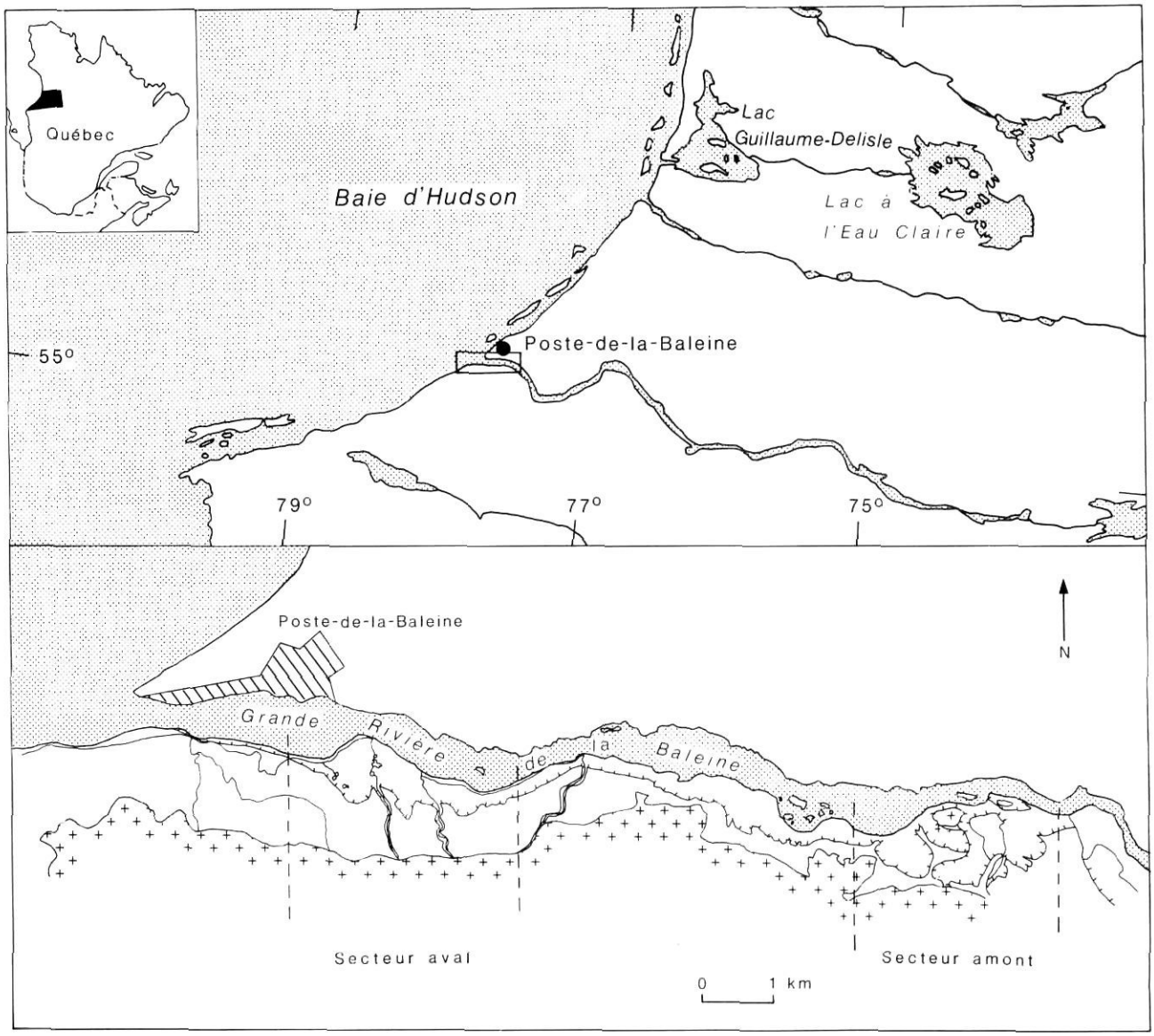

FIGURE 1. Localisation de la région et des secteurs à l'étude. *Location map of the study area and sectors.*

provenant de glissements différents ont aussi été comparées entre elles pour vérifier si tous les décrochements répondent au même mode de rupture.

Une coupe stratigraphique de référence a été décrite dans le détail dans le secteur amont, en rafraîchissant la paroi d'un ravin d'érosion. Les argiles ont été échantillonnées dans trois coupes réparties le long de la grande rivière de la Baleine dans le but de déterminer leurs caractéristiques physiques. Une première coupe, située légèrement à l'est du glissement G, sur la rive sud, a été échantillonnée à quatre niveaux (5, 7, 9 et 10 m). Le deuxième site est localisé aux abords du glissement D et a été échantillonné à deux niveaux (8 et 10 m). Enfin, un dernier échantillon a été prélevé sur la rive nord, en face du glissement B. Les propriétés géotechniques (*limite de liquidité, résistance au cisaillement, sensibilité*) ont été mesurées par la méthode du cône suédois (LEROUEIL *et al.*, 1983).

CARACTÉRISTIQUES DE LA RÉGION D'ÉTUDE

CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

Au cours du Wisconsinien *supérieur, la région a été re*couverte par le segment Labrador de l'inlandsis laurentidien. Le modelé glaciaire indique une seule direction d'écoulement du glacier (vers l'ouest), variant de 265° à 285°. La déglaciation s'est effectuée vers 8100-8000 ans BP selon un axe NO-SE (LEE, 1962; 1968; PREST *et al.*, 1968; CRAIG, 1969; HILLAIRE-MARCEL, 1976; HILLAIRE-MARCEL et VINCENT, 1980; ALLARD et SÉGUIN, 1985). Puis, la mer de Tyrrell a submergé la région jusqu'à une altitude d'environ 300 m (LEE, 1962, 1968; HILLAIRE-MARCEL, 1976).

La couverture sédimentaire quaternaire est très discontinue dans le paysage. Les dépôts morainiques et fluvio-glaciaires apparaissent sous forme de placages sur le socle précambrien,

alors que les argiles ont colmaté le fond des grandes vallées structurales qui ont été submergées lors de la transgression marine. Par suite de l'abaissement du niveau marin, les rivières, en particulier la grande rivière de la Baleine, ont entaillé ces dépôts meubles et donné ainsi naissance à une série de terrasses. Dans le cas de la grande rivière de la Baleine, on retrouve deux niveaux de terrasses constants: un premier situé vers 40 m d'altitude et un second vers 10 m. Une terrasse intermédiaire, parfois dédoublée, apparaît dans les secteurs élargis de la vallée, vers 25 m d'altitude. Cet étagement de terrasses témoigne du caractère séquentiel de la régression marine.

Dans la région de Poste-de-la-Baleine, le pergélisol n'apparaît qu'en milieux tourbeux. Une quinzaine de sondages de résistivité électrique effectués autant au niveau de la terrasse supérieure que dans les zones de glissements confirment l'absence de pergélisol dans les sédiments minéraux de la région.

STRATIGRAPHIE DES TERRASSES ET CARACTÉRISTIQUES DES ARGILES

Dans la partie amont du secteur étudié (à quelque 5 km de l'embouchure de la rivière), la rivière entaille un cordon morainique que l'on attribue généralement à l'extrémité nord de la moraine de Sakami (HILLAIRE-MARCEL et DE BOUTRAY, 1975; HARDY, 1982). Celui-ci témoignerait d'une des dernières haltes de l'inlandsis dans la région, vers 8100-8000 ans BP (HILLAIRE-MARCEL, 1976). À la base de la coupe stratigraphique de référence (fig. 2; pour la localisation, fig. 3, coupe C-7), on trouve une unité morainique à 22 m de la surface. Elle fait 6 m d'épaisseur et constitue un dépôt sablo-graveleux dont la matrice est pauvre en particules fines. On y trouve des galets et des blocs relativement bien arrondis. Plus en aval (à 2 km de l'embouchure), des sables proglaciaires s'associent aux dépôts morainiques, pour former à certains endroits la totalité de la terrasse inférieure. Au niveau de la coupe de référence, un dépôt composé de rythmites sablo-limoneuses repose directement sur la moraine (fig. 2). Ailleurs, le long de la rivière, les rythmites sont en contact avec l'assise rocheuse (HILLAIRE-MARCEL, 1976). Cette sédimentation subaquatique (sables proglaciaires et rythmites), qui précède les argiles marines fossilifères, laisse supposer l'existence d'un plan d'eau antérieur à la mer de Tyrrell (HILLAIRE-MARCEL, 1976). Au-dessus des rythmites, apparaissent les argiles de la mer de Tyrrell. Elles sont parfois séparées des sédiments «prototyrrelliens» par un niveau sablo-graveleux qui marque le début de la transgression marine vers 7800 ans BP (HILLAIRE-MARCEL et DE BOUTRAY, 1975; HILLAIRE-MARCEL, 1976). L'épaisseur des argiles peut atteindre 18 m, mais elle est généralement de 10 m, comme c'est le cas dans la coupe de référence. L'argile est très compacte et toujours fossilifère; elle peut contenir par endroits des poches graveleuses et même des blocs glaciels. Vers le sommet, les argiles s'interstratifient avec des limons puis des sables alluviaux et deltaïques dont l'épaisseur peut atteindre 15 m. D'après la courbe d'émersion (HILLAIRE-MARCEL, 1976), la mer se serait retirée du secteur vers 3200 ans BP, dégageant ainsi le sommet des terrasses.

Les caractéristiques physiques des rythmites et des argiles marines sont décrites quant à la teneur en eau, la limite de liquidité, la résistance au cisaillement et la sensibilité, étant donné l'importance des propriétés géotechniques du dépôt dans les mouvements de masse. Elles sont comparées avec les résultats obtenus par DEMERS (1980) et LOCAT (1982) sur le site d'un éventuel barrage hydro-électrique (digue-12,55°24′ N, 76°55′ O) localisé à une soixantaine de kilomètres au nord-est de Poste-de-la-Baleine. La teneur moyenne en eau est de 33 % et elle varie entre 24 et 44 %; elle est cependant plus élevée à la digue-12 où elle varie entre 43 et 57 % avec une moyenne de 46 %. La limite de liquidité (W_L) est, à peu de choses près, équivalente dans les deux sites. Dans le secteur aval de la grande rivière de la Baleine, elle est uniforme sur toute l'épaisseur du dépôt argileux avec une moyenne de 28 %. Elle est plus élevée dans les rythmites avec une moyenne de 41 %. Dans le secteur amont, elle varie entre 55 et 59 %. Quant aux argiles échantillonnées à la digue-12, elles ont une limite de liquidité moyenne de 38 % et une sensibilité généralement supérieure à 300. Cette dernière est moins élevée dans le secteur de Poste-de-la-Baleine où elle n'excède jamais 200. Enfin, les argiles tyrrelliennes

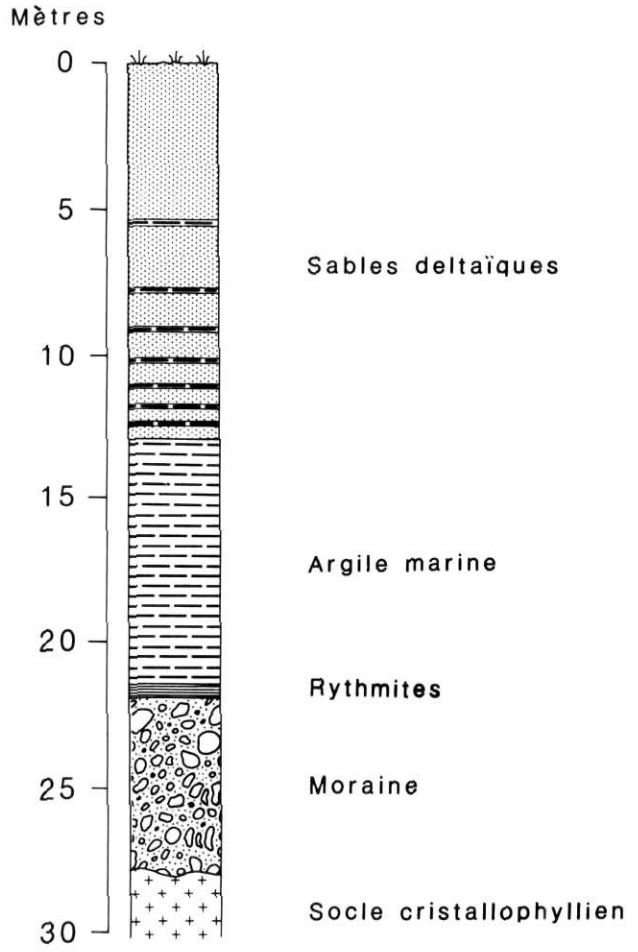

FIGURE 2. Stratigraphie des terrasses dans le secteur amont.
Terrace lithostratigraphy along the upper section of the river.

contiennent généralement entre 55 et 70 % de particules $< 2\mu m$. À certains endroits (surtout à proximité du secteur aval de la région étudiée), la proportion de sédiments à texture fine est plus faible (35 %); il s'agit en fait d'un loam argilo-sableux et non d'une argile typiquement marine. La composition minéralogique des argiles est dominée à 80 % par une *illite* bien cristallisée et à 20 % par des chlorites (HILLAIRE-MARCEL et DE BOUTRAY, 1975).

CADRE CLIMATIQUE

Le régime climatique dans la région de Poste-de-la-Baleine est de type subarctique. La température moyenne annuelle est de $-4{,}3°C$. Le minimum est enregistré en janvier (moyenne de $-22{,}8°C$) et le maximum en août (moyenne de 10,6°C). De façon générale, plus de 200 jours ont une moyenne de température inférieure à 0°C et de 50 à 70 jours ont une moyenne au-dessus de 10°C. Les précipitations totales annuelles sont de l'ordre de 663 mm dont 38 % tombent sous forme de neige d'octobre à mai, avec un maximum en novembre (WILSON, 1968). La pluie est particulièrement abondante de juillet à septembre.

La proximité de la baie d'Hudson influence grandement *le climat régional, surtout durant l'été et l'automne. Il est alors* de type maritime; les températures restent fraîches, la fré-

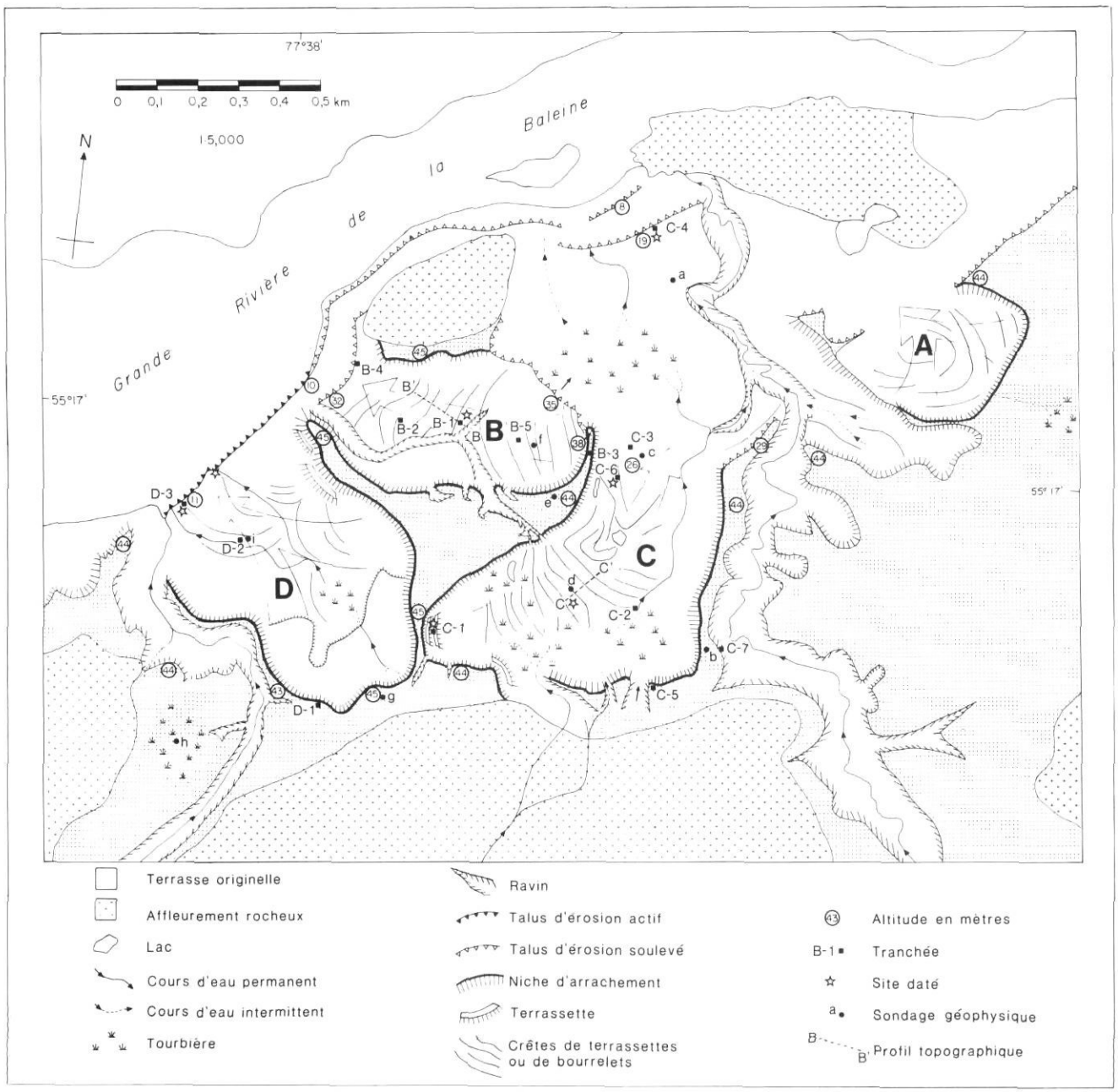

FIGURE 3. Morphologie de la zone de glissement dans le secteur amont. *Landslide morphology of the upper section of the river.*

quence des brouillards est élevée et les précipitations sont abondantes. En hiver, le couvert de glace marine lui confère un caractère continental (froid et sec), surtout de janvier à mai. L'épaisseur de neige au sol est très variable puisqu'elle est redistribuée par le vent en fonction de la topographie et du couvert végétal (PAYETTE et LAGAREC, 1972; PAYETTE, OUZILLEAU et FILION, 1975; FILION et PAYETTE, 1976, 1978). Nous ne disposons d'aucune donnée concernant les conditions d'enneigement sur les terrasses de la rive sud; toutefois, des observations effectuées en mars 1984 (Delwaide, comm. pers.) montrent que les corniches d'amphithéâtre de glissement constituent des sites où l'accumulation de neige est considérable. Au printemps, le déglacement de la grande rivière de la Baleine s'effectue vers la fin mai (BÉGIN et ALLARD, 1982) et celui de la mer environ un mois plus tard.

DESCRIPTION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Les glissements de terrain sont localisés sur les terrasses bordant la rive sud de la grande rivière de la Baleine et sont concentrés dans deux secteurs distincts, là où les terrasses atteignent leur extension maximale (environ 1 km de largeur). Le premier secteur, situé à une dizaine de kilomètres de l'embouchure de la rivière, comprend quatre glissements et le second, en face du village, en regroupe trois. Leur présence exclusive sur la rive gauche de la rivière est avant tout reliée à la mise en place inégale des dépôts de part et d'autre de la rivière. La configuration de l'assise rocheuse, commandant le tracé de la rivière, n'a permis en effet qu'une maigre accumulation de dépôts fluvio-marins sur la rive droite.

SECTEUR AMONT

Les glissements de terrain du secteur amont forment un véritable complexe d'amphithéâtres adossés les uns aux autres (fig. 3). Quatre glissements majeurs ont littéralement disséqué le replat supérieur des terrasses créant ainsi un arrangement particulier de crêtes résiduelles (fig. 4) qui témoignent d'ailleurs du caractère diachronique des glissements. La disposition des hémicycles et l'orientation des exutoires reflètent des changements dans le tracé de la rivière au cours de l'exondation des terrasses.

Trois des quatre glissements de ce secteur sont anciens; l'âge variable des hémicyles A, B et C est mis en évidence par l'altitude relative de leur surface topographique et du talus d'érosion perché délimitant leur zone de fluage. Ainsi le glissement A, dont le fond de l'amphithéâtre est à 38 m au-dessus du niveau actuel de la rivière, est probablement le plus vieux du secteur. La base du talus d'érosion, au front du glissement, représentant vraisemblablement le niveau moyen de la rivière au moment du glissement, est perchée à une altitude de 30 m. Viennent ensuite les glissements B et C avec des surfaces topographiques situées respectivement à 33 et 28 m. La base du talus d'érosion du glissement B est à une altitude de 11 m, alors que celle du glissement C peut difficilement être évaluée étant donné que la rivière s'est rapidement retirée pour se stabiliser à un niveau inférieur (8 m). L'altitude respective de ces trois glissements traduit des paléo-niveaux de la rivière datant au moins de 1000 ans, d'après les courbes d'émersion de la région (HILLAIRE-MARCEL, 1976; HILLAIRE-MARCEL et VINCENT, 1980). Le glissement D est sans aucun doute le plus récent du secteur; la surface topographique du fond de l'amphithéâtre est située à une altitude de 15 m et le talus d'érosion est constamment ravivé par la rivière.

Le caractère ancien des glissements A et B est également mis en évidence par le degré de dégradation très avancée des surfaces. Leur surface, n'étant que peu ou pas entourbée à cause de leur isolement par rapport au réseau hydrographique régional, est fortement exposée aux différents agents d'érosion (éolienne surtout). Bien drainée, la surface du glissement B est colonisée par une pessière ouverte à lichens. Contrairement aux glissements précédents dont la surface est particulièrement élevée en altitude, les glissements C et D constituent des cavités majeures qui reçoivent les eaux de drainage des terrains environnants. Les dépressions entre les bourrelets d'accumulation sont souvent ennoyées et en voie d'entourbement. Elles sont parfois envahies par une pessière à épinette noire ou une mélèzaie, alors que la partie exondée des bourrelets est colonisée par une pessière à lichens ou à mousses hypnacées. Un dépôt de tourbe peut masquer en bonne partie la topographie originelle des bourrelets.

La position et la forme des amphithéâtres sont essentiellement commandées par la configuration de l'assise rocheuse et par le réseau hydrographique, dans le cas des glissements A et B (les plus anciens), ainsi que par la présence des hémicycles déjà formés pour les glissements plus récents (C et D). Les deux ravins d'importance, respectivement situés à l'est de l'amphithéâtre C et à l'ouest du glissement D (fig. 3), ont limité l'extension des glissements en canalisant l'eau de surface (Tavenas, comm. pers.), ce qui explique le maintien des crêtes résiduelles très étroites qui sont en fait des lambeaux de la terrasse initiale. Il y a donc une indépendance complète entre les ravins et les hémicycles de glissement.

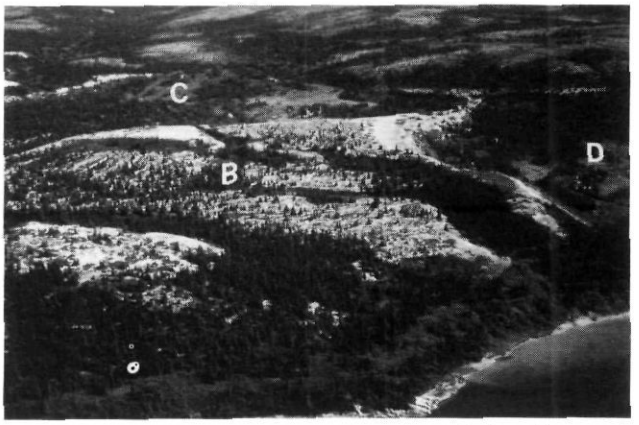

FIGURE 4. Vue aérienne oblique (vers le sud) des glissements dans le secteur amont.

Oblique aerial view of landslides in the upper section of the river (looking south).

Vus en plan, les amphithéâtres ont une forme hémi-circulaire (A et D) ou semi-elliptique (B et C) (fig. 3); celui du glissement B a été partiellement tronqué et emporté lorsque le glissement C s'est produit. Par ailleurs, l'escarpement du glissement C a été entaillé par le ruissellement important provenant de l'affleurement rocheux situé juste derrière. L'amphithéâtre D a une forme multilobée. Le mouvement multidirectionnel, qui lui est associé, impliquerait une plus grande liquéfaction des matériaux (CARSON et LAJOIE, 1981). La profondeur des amphithéâtres varie beaucoup et dépend du niveau de base de la rivière au moment de chaque glissement. Plus les mouvements sont récents, plus l'abaissement de la surface initiale est considérable. La profondeur des amphithéâtres A, B, C et D est respectivement de 6, 10, 18 et 30 m. Les escarpements principaux, dont les pentes varient de 25 à 30°, sont stabilisés par une couverture lichénique épaisse, continue et souvent parsemée d'arbustes (surtout le bouleau glanduleux) ou d'arbres (épinettes). Aucun mouvement récent n'a été observé dans ces versants abrupts. Quelques gradins (ou terrassettes, *sensu* LAVERDIÈRE, 1972) situés notamment au fond de l'amphithéâtre C et à la limite est du glissement D, et dont la formation est visiblement plus récente que le mouvement principal, marquent le recul final des parois.

La disposition des bourrelets, facilement discernable sur les photographies aériennes, renseigne sur la ou les directions du mouvement, à savoir la rétrogression et le sens d'écoulement des matériaux. Ces bourrelets sont généralement parallèles les uns aux autres, sauf dans le glissement D où leur disposition irrégulière s'explique par le mouvement multidirectionnel à l'origine de la cicatrice. Dans tous les glissements, la topographie des bourrelets est comparable : le versant amont a une pente forte variant de 13 à 18°, alors que le versant aval (dans le sens du mouvement) a une pente plus faible qui varie de 8 à 11°. La hauteur moyenne des bourrelets est de 1,5 m, mais elle peut atteindre 3 m (fig. 5, profils B – B′ et C – C′). La distance de rétrogression caractérisant chaque glissement est indiquée sur le tableau I; elle est de 300 m dans le cas du glissement A et de 750 m pour le glissement C, les autres ayant une valeur intermédiaire.

Il est difficile d'évaluer l'extension maximale réelle des zones de fluage étant donné que les matériaux évacués ont, dans tous les cas, été érodés par la rivière. Une partie des sédiments de fluage provenant du glissement D est encore visible sous forme de banquette argileuse subaquatique juste en contrebas du talus d'érosion ou encore sous la forme d'îlots en plein centre de la rivière, à plus de trois kilomètres en aval.

SECTEUR AVAL

Le second secteur est situé en face du village, à 2,5 km de l'embouchure de la rivière. Il comprend trois glissements successifs (E, F et G) dont les zones de fluage sont coalescentes (fig. 6). Les trois décrochements ont remanié l'ensemble de la terrasse inférieure (niveau de 10 m) et une partie de la terrasse supérieure (niveau de 30 m). La terrasse inférieure est essentiellement argileuse; la terrasse supérieure est sableuse en surface. Dans ce secteur, les terrasses sont entaillées par deux ravins fortement encaissés dont le tracé est

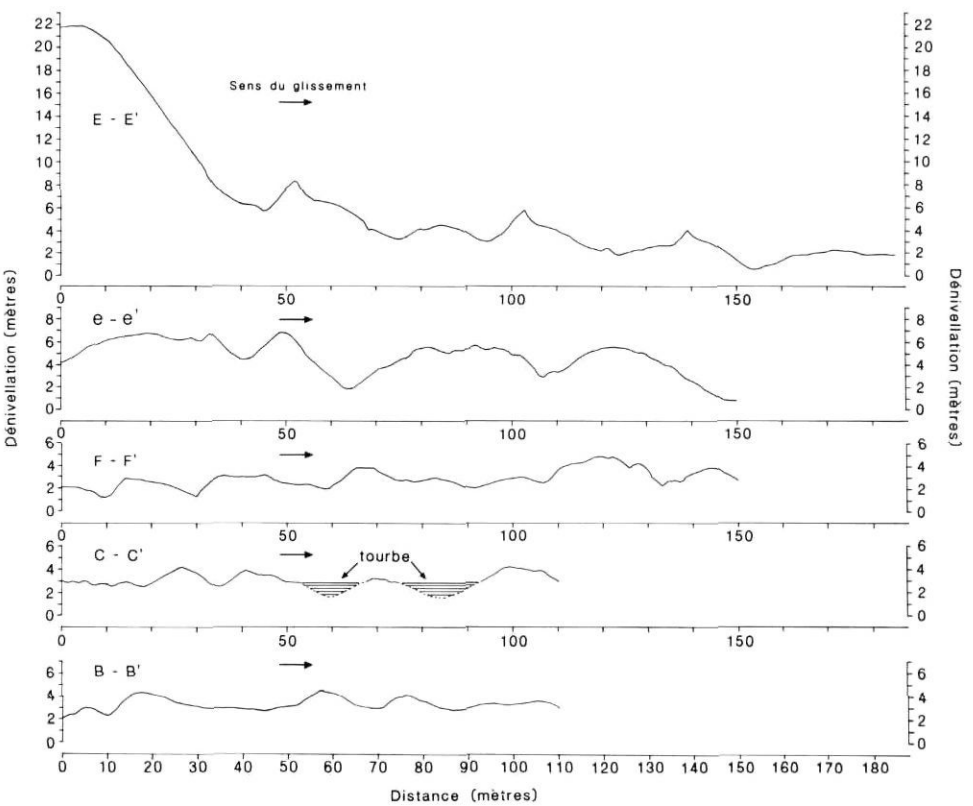

FIGURE 5. Profils topographiques effectués dans les zones de bourrelets.

Topographic profiles in pad zones.

TABLEAU I

Caractéristiques morphométriques des glissements de terrain

Glissements	A	B	C	D	E	F	G
Distance de rétrogression (m)	300	650	750	625	300	358	248
Largeur max. amphithéâtre (m)	350	325	475	475	825	275	303
Profondeur moyenne (m)	6	10	18	30	20	20	20
Longueur de la zone de fluage actuelle (m)	—	—	—	—	578	413	275
Extension totale (m)	300	650	1250	700	880	743	523
Surface d'érosion (m^2)	87 500	165 000	235 000	200 000	121 750	97 200	96 800
Surface totale actuelle (m^2)	87 500	165 000	235 000	200 000	448 456	251 075	183 768
Volume de matériel évacué (m^3)	525 000	1 650 000	4 230 000	6 000 000	2 435 125	1 210 000	1 034 550

Total des sept glissements

Surface d'érosion	Surface totale actuelle	Volume de matériel évacué
1,00 km^2	1,57 km^2	17 084 675 m^3

indépendant des hémicycles. Comme dans le secteur amont de la région d'étude, les portions de terrasse bien drainées et situées à proximité des ravins n'ont pas constitué des zones sujettes aux glissements.

Les trois glissements du secteur aval sont visiblement plus récents que ceux (mis à part le glissement D qui donne sur la rivière) du secteur amont. La présence de matériel de fluage formant une large protubérance dans la rivière, les surfaces peu dégradées et surtout la présence d'arbres ayant enregistré les mouvements, indiquent des âges n'excédant pas 200 ans. De plus, il semble bien que la formation des hémicycles E et F soit contemporaine, comme l'indiquent la configuration des bourrelets dans la zone de contact et la formation d'une langue de fluage commune.

Le découpage des amphithéâtres est net. Vus en plan, ils prennent la forme d'un U plus ou moins évasé. Dans le cas du glissement E, l'extension de l'amphithéâtre atteint 825 m dans sa partie la plus large, alors qu'elle n'est que de 275 m dans le cas du glissement F (tabl. I). La forme en entonnoir des amphithéâtres et leur exposition au nord ont soumis le rebord de l'escarpement à l'emprise du vent; ce dernier a remanié, sous forme de dunes, la corniche des hémicycles E et G. Alors que l'ensemble des dunes de la région ont été formées par des vents en provenance du sud et du sud-ouest, celles qui dominent les corniches l'ont été par des vents de direction nord et nord-ouest (FILION et MORISSET, 1983). La formation des hémicycles aurait donc précédé et conditionné le développement des dunes ourlant le rebord des hémicycles. La datation des paléosols enfouis par les sédiments éoliens a en effet donné des âges de 160 ± 90 et de 150 ± 80 ans BP, ainsi qu'une date moderne pour la formation des dunes surplombant le glissement E (FILION, 1983).

Les escarpements principaux sont abrupts, la pente variant de 26 à 30° dans l'hémicycle E et de 30 à 34°, dans les amphithéâtres F et G. Les versants sont tous colonisés par des peuplements relativement serrés d'épinettes blanches; quelques formations de krummholz occupent les sites les plus exposés (sommet des corniches). Une série de gradins se trouvent à la base de l'escarpement E; ils s'alignent parallèlement les uns aux autres et témoignent des dernières étapes de la rétrogression du versant. Hormis ces gradins, davantage associés à l'escarpement, les amphithéâtres épousent généralement la forme parfaite d'une cuvette à fond plat. Leur surface topographique est parfois remodelée sous l'action du vent et piquée, comme dans le glissement E, de petites cuvettes de déflation éolienne.

La zone de fluage commune aux glissements E et F forme une vaste protubérance dans la rivière qui comprend deux secteurs: l'un sableux, l'autre argileux. Le secteur sableux constitue l'ensemble du lobe du glissement F et une bonne partie du lobe associé au glissement E; il est caractérisé par

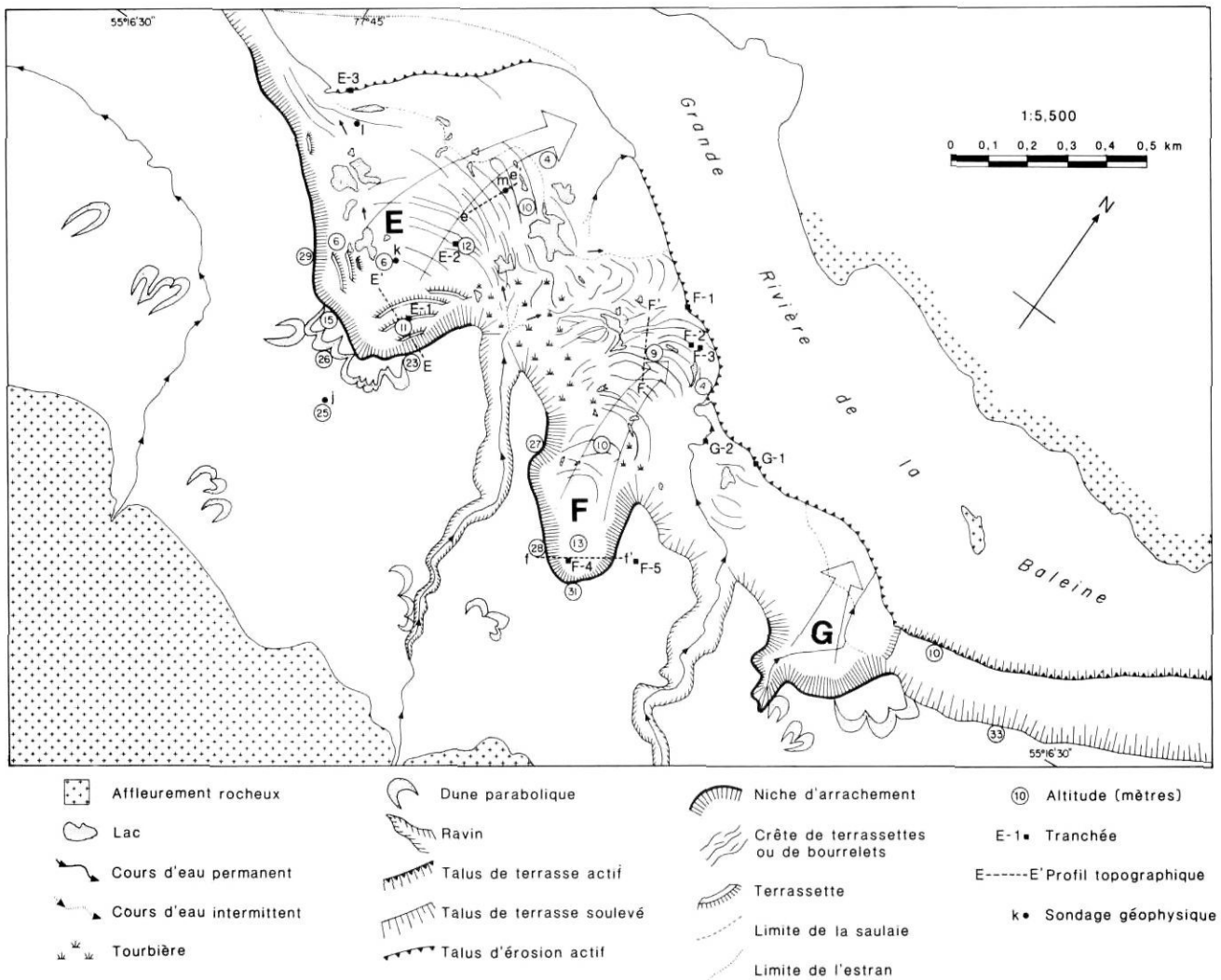

FIGURE 6. Morphologie de la zone de glissement dans le secteur aval.

Landslide morphology in the lower section of the river.

la présence de nombreux bourrelets bien conservés. Leur disposition traduit la direction empruntée par les matériaux de fluage. Les bourrelets à la surface des glissements E et F (fig. 5, profils e – e′ et F – F′) présentent tous le même profil transversal, lequel s'apparente d'ailleurs à celui des bourrelets dans les glissements du secteur amont. Les gradins situés en bordure des hémicycles (profil E – E′) et les bourrelets présentent, à priori, une certaine analogie de formes. Les crêtes de bourrelets sont colonisées par la pessière à épinette blanche, *lichens et éricacées, alors que les dépressions, où* le drainage est déficient, sont surtout colonisées par la pessière à mousses. Le second secteur, correspondant à la partie aval de la zone de fluage, est caractérisé par un substrat limono-argileux. La surface mal drainée est occupée par une vaste saulaie. La topographie est beaucoup moins accidentée que dans la zone sableuse; les quelques grands bourrelets que l'on y trouve semblent remaniés (topographie adoucie) comme s'ils avaient été temporairement submergés par la *rivière. Il est vraisemblable qu'au moment des deux glissements, les matériaux déplacés massivement aient obstrué* temporairement le cours de la rivière. Le barrage ainsi créé aurait alors élevé le niveau de la rivière qui a pu ennoyer cette zone avant de se tailler un lit à même le matériel d'accumulation.

Plusieurs considérations viennent renforcer cette hypothèse. D'abord la formation de la petite baie sur la rive opposée, un peu en amont de la zone de fluage (baie du CEN, fig. 6) s'explique mal dans le cadre de la dynamique actuelle de la rivière, mais elle pourrait bien être associée à l'obstruction créée par la présence d'un barrage et à la dynamique de la rivière durant les décennies qui ont suivi les glissements. De plus, le réseau de petits lacs, bien alignés, marquant la limite entre la zone sableuse et la zone limono-argileuse pourrait correspondre à l'extension maximale de la zone submergée.

Quoi qu'il en soit, cette zone argileuse est absente de la surface du glissement F. Elle devait y être auparavant étant *donné que l'affaissement de la terrasse* argileuse a précédé

celui du niveau supérieur sableux. Elle a été complètement érodée par les eaux de la rivière ainsi qu'une partie de la zone sableuse, comme en témoignent d'ailleurs les bourrelets tronqués au front de la zone de fluage. Les matériaux érodés ont été évacués vers la baie d'Hudson ou se sont accumulés du côté ouest de la zone de fluage, favorisant ainsi le développement d'un vaste estran argileux.

Les caractéristiques de la zone de fluage des glissements E et F ne s'appliquent pas au glissement G. Résultat de l'affaissement massif d'une portion de la terrasse supérieure, la surface de ce glissement correspond, en bonne partie, à la terrasse originelle. Cette surface est plane et légèrement inclinée vers l'escarpement.

INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

La plupart des auteurs qui se sont penchés sur l'interprétation des glissements de terrain ne considèrent pas la morphologie comme une donnée pertinente à la reconstitution du mode de rupture. Il y a bien souvent un manque réel de correspondance entre la morphologie des surfaces de glissement et les mécanismes de rupture évoqués, surtout dans le cas des glissements anciens. Plusieurs auteurs (MOLLARD et HUGUES, 1973; MITCHELL et MARKEL, 1974; CARSON, 1977; 1979) se sont ainsi intéressés à la morphologie des surfaces de glissements récents dans le but explicite de reconstituer les modalités de rupture. Une des principales conclusions de ces travaux (CARSON, 1979) est que la morphologie des surfaces anciennes de glissement est peu utile dans l'interprétation des modes de décrochement et que, somme toute, les ruptures rétrogressives par rotation ne sont pas aussi répandues qu'on ne le croyait.

Les glissements de terrain de Poste-de-la-Baleine sont subactuels ou anciens (BÉGIN et FILION, en prép.). La description des formes associées à ces glissements pouvait donc difficilement, à elle seule, mener à une interprétation satisfaisante des mécanismes de rétrogression. Elle a donc été doublée d'une étude stratigraphique détaillée comprenant la description et l'interprétation des sols et des paléosols de glissement, relativement bien conservés puisque la portion supérieure des terrasses est sableuse.

C'est par l'examen de plusieurs tranchées et profils de sol creusés dans les gradins et dans les sédiments de fluage qu'il a été possible de déterminer le type de mouvement en démontrant, entre autres, que l'ensemble des bourrelets de tous les glissements sont en réalité des gradins de régression. La figure 7 permet à cet effet de comparer une coupe effectuée au niveau des gradins situés à la base de l'escarpement E (tranchée E-1, fig. 6) avec une autre coupe provenant de la zone de bourrelets de l'hémicycle B (tranchée B-1, fig. 3). Cette dernière a été retenue pour représenter le cas extrême de bourrelets très dégradés. La coupe A, représentant un glissement récent, correspond au modèle classique de gradins tel que défini par ØDUM (1922), SHARPE (1938) et LAVER-

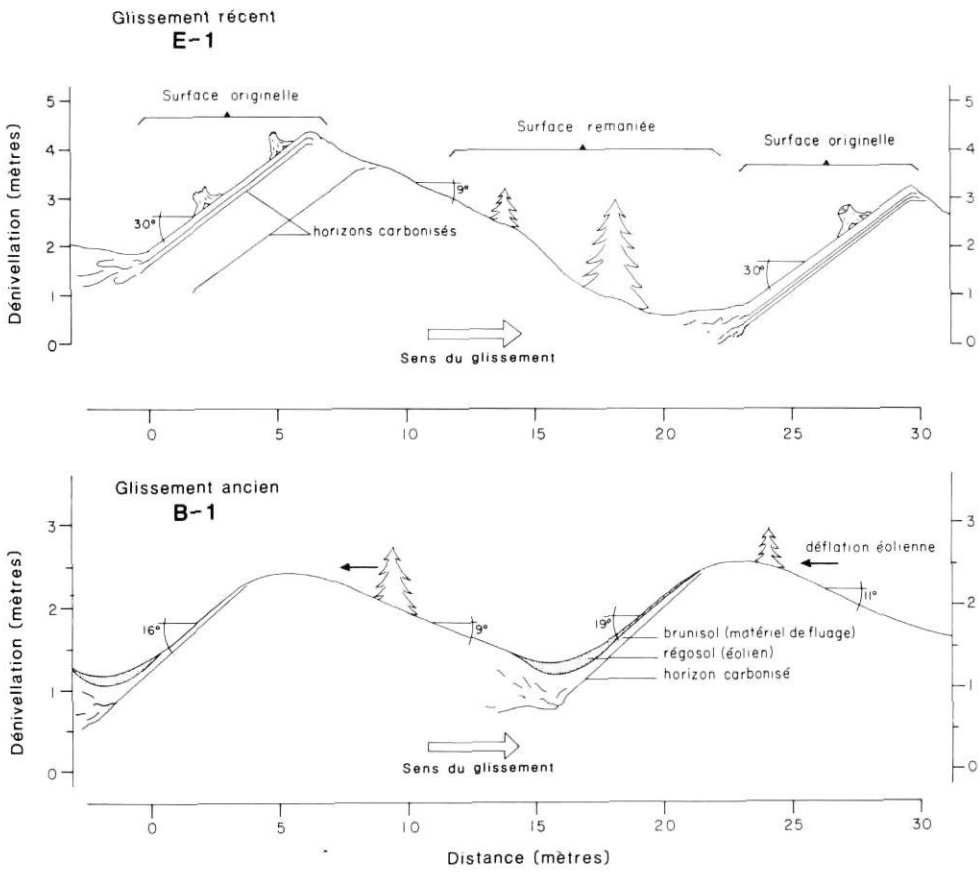

FIGURE 7. Schémas des coupes effectuées au niveau des gradins dans les glissements E et B.

Terracette cross sections from landslide E and B.

DIÈRE (1972). Le schéma des gradins représenté sur la figure 7 mène vers l'interprétation suivante: ils résulteraient de l'affaissement successif de portions de terrasse sableuse, selon des plans de glissement définis, par suite de l'évacuation par liquéfaction des argiles sous-jacentes. La séquence stratigraphique de la partie supérieure des terrasses n'est donc pas ou que peu dérangée; elle a simplement glissé et basculé selon un angle moyen de 30° par rapport à sa position initiale. Le revers des gradins, face à l'escarpement, représente donc autant de sections de la surface originelle telle qu'elle se présentait avant le glissement: une séquence continue d'horizons de feu (fig. 8) caractéristique des paléosols dunaires (FILION, 1984) et en surface, des arbres qui ont été inclinés lors des mouvements et qui ont développé du bois de réaction (SCURFIELD, 1973; BÉGIN et FILION, 1985) en réponse à ce changement de position. La tranchée E-2 ainsi que les tranchées F-2, F-3 et F-4 effectuées respectivement dans la zone de bourrelets des glissements E et F présentent, à peu de choses près, les mêmes caractéristiques topographiques et stratigraphiques que la coupe de référence E-1. Ces deux zones de fluage, à l'exception de la partie argileuse du glissement E, se caractérise donc par la présence généralisée de gradins qui sont identiques à ceux situés à la base des escarpements.

Ces deux surfaces de glissement résultent donc d'un mouvement rotationnel multiple (*multiple rotational slips, sensu* SHARPE, 1938; BJERRUM, 1955; HUTCHINSON, 1968) ou, en d'autres termes, de l'entraînement subhorizontal de la partie superficielle (sableuse) du terrain sur un support liquéfié (LAVERDIÈRE, 1972). La zone argileuse de la surface du glissement E résulte quant à elle de la liquéfaction préalable des matériaux sous-jacents; la tranchée E-3 (fig. 6), située au niveau du talus d'érosion donnant sur la rivière, révèle des caractéristiques texturales typiques des matériaux de fluage (DIONNE, 1972): particules de nature organique ou minérale incorporées à une matrice fine, sans organisation spécifique. On y trouve toutefois de grandes lentilles de matériel dont la stratification est bien conservée indiquant une liquéfaction partielle du dépôt argileux. Il s'agit, en somme, de l'illustration parfaite du double mouvement *slip-flow* typiquement associé aux glissements affectant un dépôt argileux surmonté d'une surface sableuse (les dépôts de sable peuvent atteindre ici 20 m d'épaisseur) et caractérisé par une zone de gradins de régression adossée à une zone de bourrelets de progression (fig. 9).

Le modelé des surfaces topographiques des glissements du secteur amont (notamment celui des glissements A, B et C) est plus dégradé. Les crêtes au sommet arrondi et aux pentes adoucies et, de ce fait, apparentées à des bourrelets, sont en fait des gradins de rétrogression. Les dépressions sont partiellement comblées de matériel organique ou minéral transporté par le drainage latéral ou par l'érosion éolienne depuis la mise en place des gradins. La coupe située en plein centre de la zone d'accumulation du glissement B (tranchée B-1, fig. 3) est représentative de l'ensemble des coupes effectuées dans le secteur amont (fig. 7) et, par conséquent, des vieilles surfaces de glissement: un horizon organique subhorizontal (sauf au niveau de la dépression où il a été perturbé puis tronqué) et carbonisé occupe le revers du gradin correspondant à la surface organique originelle que chevauchent les sédiments de fluage (sablo-limoneux ou argileux, selon les tranchées). Ces gradins ont donc sensiblement les mêmes caractéristiques stratigraphiques que les gradins des glissements du secteur aval. Ce qui a priori pouvait être considéré comme des bourrelets de fluage, étant donné leur topographie, apparaît maintenant, à la lumière des données stratigraphiques, comme de véritables gradins de glissement résultant du même mode de rupture que celui associé aux glissements récents du secteur aval.

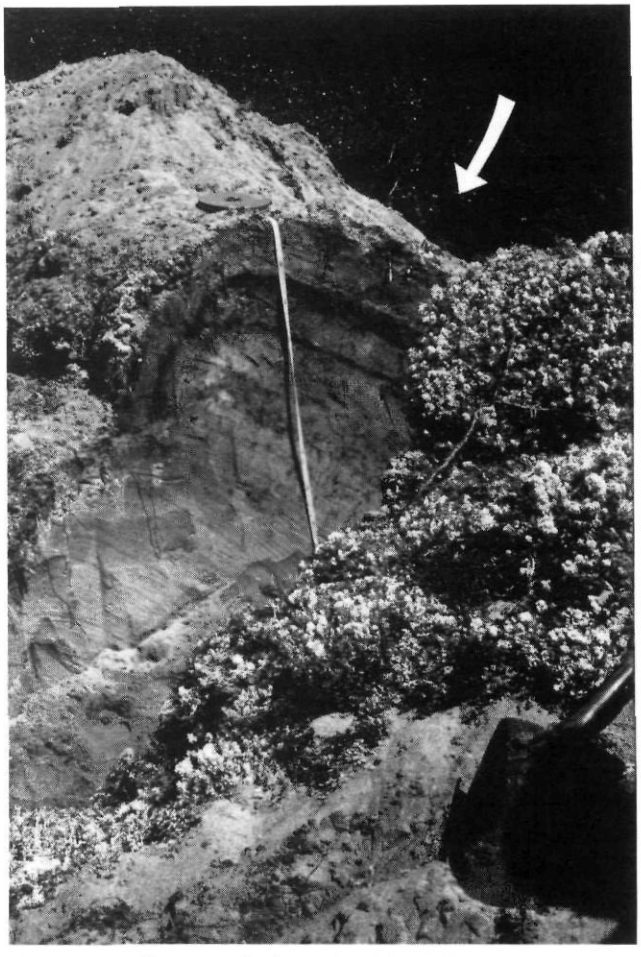

FIGURE 8. Coupe verticale montrant les paléosols de dunes sur le revers des gradins dans la tranchée E-1. La flèche donne le sens du glissement.

Dune paleosols in terracettes (trench E-1). The arrow shows direction of movement.

CONCLUSION

Les glissements de terrain ont joué un rôle majeur dans l'évolution des versants meubles de la région de Poste-de-la-Baleine en emportant près de 10 % de la superficie totale des terrasses. En plus de découper les replats de terrasses en une série d'hémicycles délimités par un réseau de formes résiduelles, ils ont profondément marqué le paysage en modifiant la couverture végétale (développement de groupements

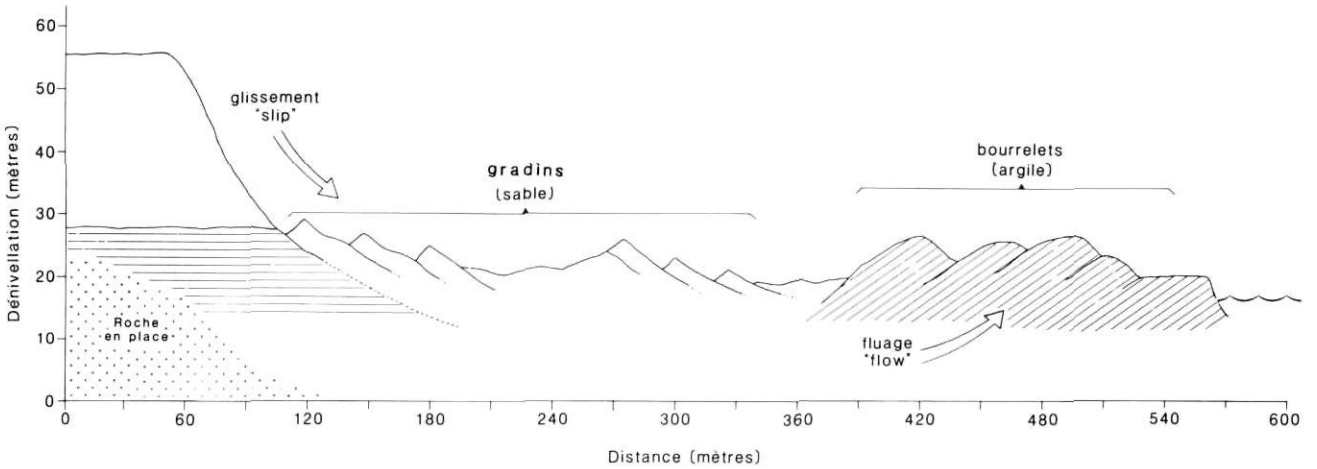

FIGURE 9. Schéma montrant le modèle de glissement dans la région de Poste-de-la-Baleine, exemple du glissement E.

Landslide pattern in Poste-de-la-Baleine (example from landslide E).

hygrophiles ou hydrophiles), en changeant localement le drainage des terrasses et en influençant la dynamique fluviale et littorale. Ils ont même permis le développement de dunes au sommet des escarpements les plus exposés.

Grâce à l'étude topographique et surtout stratigraphique des gradins et des sédiments de fluage, il a été possible de bien identifier les formes et de proposer une interprétation quant au mode de rupture. La présence généralisée de gradins de régression à la surface de tous les glissements étudiés dans la région de Poste-de-la-Baleine permet d'affirmer qu'ils se sont tous produits selon les mêmes modalités de rupture et que ce sont tous des glissements rotationnels multiples (A, B, C, D, E et F) ou simple (G), quel que soit leur âge. L'analyse stratigraphique détaillée représente donc une méthode efficace pour reconstituer les mécanismes de rétrogression lorsque les glissements sont subactuels ou anciens, dans la mesure où elle est soutenue et guidée par une bonne description de la morphologie des surfaces. La complexité du phénomène nécessite plutôt des approches qui soient complémentaires et non exclusives.

REMERCIEMENTS

Cet article est tiré de la thèse de maîtrise du premier auteur qui tient à remercier les lecteurs (Jean-Claude Dionne et François Tavenas) pour leurs commentaires, ainsi que Denis St-Onge qui a revisé le manuscrit. Le travail de terrain a été effectué avec l'aide de Benoît Perrier, François Quinty et Gilles Bordage. Nous remercions Maurice Seguin pour avoir effectué les sondages de résistivité électrique et Ivan Grenier qui nous a aidés dans la conception des figures. Cette recherche a pu être effectuée grâce à une subvention octroyée par le ministère de l'Éducation du Québec (programme FCAR) à Jean-Claude Dionne et Louise Filion et avec l'appui financier du ministère des Affaires indiennes et du Nord canadien (MAINC).

RÉFÉRENCES

ALLARD, J.-D., BERGERON, R., et ROBERT, J.-M. (1978): *Rapport sommaire sur quelques glissements de terrain au Québec. — Grand-Métis, comté de Matane-Sainte-Anne-de-Beaupré, comté de Charlevoix*, Rapport interne, Ministère Mines Énergies et Ressources, Québec, 20 p.

ALLARD, M. et SEGUIN, M.K.- (1985): La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, n° 1, p. 13-24.

BALLIVY, G., LOISELLE, A. A. et POULIOT, G. (1975): Quelques caractéristiques géotechniques des dépôts d'argile de la Baie James : les coulées d'argile de Fort Rupert, Québec, *Revue canadienne de Géotechnique*, vol. 12, n° 4, p. 498-510.

BÉGIN, C. (1985): *Morphologie, genèse et chronologie des glissements de terrain de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique*, Thèse M. A., Université Laval, Québec, 89 p.

BÉGIN, C. et FILION, L. (1985): Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain dans la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique), *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 22, p. 175-182.

——— (en prép.): Chronologie des glissements de terrain de la région de Poste-de-la-Baleine, Québec subarctique.

BÉGIN, Y. et ALLARD, M. (1982): *Le glaciel de Kuujjuarapik (Nouveau-Québec)*, Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, coll. Nordicana, n° 46, p. 40-100.

BÉLAND, J., (1956): Nicolet landslide, November 1955, *Proceedings Geological Association of Canada*, vol. 8, n° 1, p. 143-156.

BELL, A. (1977): *Regional variation in the size and shape of earthflow bowls in the St. Lawrence lowlands*, Thèse M. A., non publiée, McGill University, 72 p.

BJERRUM, L. (1955): Stability of natural slopes in quick clay, *Géotechnique*, vol. 5, p. 113-144.

CAILLEUX, A. (1972): Principaux résultats géomorphologiques du projet Hudsonie, *in La Géographie internationale*, University of Toronto Press, tome 1, p. 104-105.

CARSON, M. A. (1977) : On the retrogression of landslides in sensitive muddy sediments, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 14, p. 582-602.

——— (1979) : Le glissement de Rigaud (Québec) du 3 mai 1978 : une interprétation du mode de rupture d'après la morphologie de la cicatrice, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, n° 1, p. 63-92.

CARSON, M. A. et LAJOIE, G. (1981) : Some constraints on the severity of landslide penetration in sensitive deposits, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 35, n° 3, p. 301-316.

CHAGNON, J. Y. (1968) : Les coulées d'argile dans la province de Québec, *Naturaliste canadien*, vol. 95, p. 1327-1343.

CONLON, R. J. (1966) : Landslide on the Toulnustouc River, Québec, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 3, p. 113-144.

CRAIG, B. G. (1969) : Late-glacial and post-glacial history of the Hudson Bay region, *in* P. J. Hood, édit., *Earth Science Symposium on Hudson Bay*, Geological Survey of Canada paper, 68-53, 63-77.

DEMANGEOT, J. (1974) : Les glissements de terrain de Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec), *Cahiers de Géographie de Québec*, vol. 18, n° 45, p. 463-478.

DEMERS, B. (1980) : *Résistance cyclique de l'argile de Grande Baleine*, Mémoire M.Sc.A., Université de Sherbrooke.

DIONNE, J.-C. (1972) : Les basses terrasses de la région de Chicoutimi, Québec, *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 26, n° 4, p. 407-420.

FILION, L. (1983) : *Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique (Québec Nordique)*, Thèse Ph.D., Université Laval, Québec, 123 p.

——— (1984) : A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Québec, *Nature*, vol. 309, n° 5968, p. 543-546.

FILION, L. et MORISSET, P. (1983) : Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, Northern Québec, *in Tree-line ecology*, Centre d'études nordiques, coll. Nordicana, n° 47, p. 73-94.

FILION, L. et PAYETTE, S. (1976) : La dynamique de l'enneigement en région hémiarctique, Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Cahiers de Géographie de Québec*, vol. 20, p. 275-301.

——— (1978) : Observations sur les caractéristiques physiques du couvert de neige et sur le régime thermique du sol à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 71-79.

GAGNON, H. (1972) : La photo aérienne dans les études de glissements de terrain, *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 26, n° 4, p. 381-406.

HARDY, L. (1982) : La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, p. 51-61.

HILLAIRE-MARCEL, C. (1976) : La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la Baie d'Hudson, *Cahiers de Géographie de Québec*, vol. 20, p. 185-220.

HILLAIRE-MARCEL, C. et DE BOUTRAY, B. (1973) : *Les dépôts meubles holocènes de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec (55°17' N, 76°46' W)*, Rapport de mission, Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, 27 p.

——— (1975) : *Les dépôts meubles holocènes de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec*, Centre d'études nordiques, coll. Nordicana, n° 38, 47 p.

HILLAIRE-MARCEL, C. et VINCENT, J.-S. (1980) : *Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivages au sud-est de la baie d'Hudson, Canada*, Paléo-Québec, n° 11, 61 p.

HUTCHINSON, J. N. (1968) : Mass movement, *in* R. W. Fairbridge (édit.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, New York, Reinhold, p. 688-695.

KARROW, P. F. (1972) : Earthflows in the Grondines and Trois-Rivières areas, Québec, *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 9, p. 561-573.

LAJOIE, G. (1981) : *Zones exposées aux mouvements de terrain, région de Charlevoix*, Ministère Mines, Énergie et Ressources, Québec, DPV-812, 35 p.

LAROCHELLE, P. (1972) : Les coulées d'argile au Québec, *L'Ingénieur*, vol. 58, n° 280, p. 47-53.

LASALLE, P. et TREMBLAY, G. (1978) : *Dépôts meubles, Saguenay/Lac St-Jean*, Ministère Mines, Énergie et Ressources, Québec, R. G. 191, 61 p.

LAVERDIÈRE, C. (1972) : Les glissements d'argile sensible du Québec méridional. 1- Vocabulaire français-anglais — terminologie et bibliographie, *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 26, n° 2, p. 193-198.

LEBUIS, J. (1979) : *La fréquence des coulées argileuses au Québec*, Ministère Mines, Énergie Ressources, Québec, Rapport interne, 23 p.

LEBUIS, J. et RISSMANN, P. (1977) : Les coulées argileuses dans les régions de Québec et Shawinigan, *in Argiles sensibles, pentes instables, mesures correctives et coulées des régions de Québec et Shawinigan*, Association des géologues du Canada, Excursion B-11, p. 19-40.

LEE, H. A. (1962) : Method of deglaciation, age of submergence, and rate of uplift west and east of Hudson Bay, Canada, *Biulletyn Peryglajalny*, Lodz, vol. 11, p. 239-245.

——— (1968) : Tyrrell Sea, *in* R. W. Fairbridge *The Encyclopedia of Geomorphology*, New York, Reinhold, p. 1179-1181.

LEROUEIL, S., TAVENAS, F., et LE BIHAN, J.-P. (1983) : Propriétés caractéristiques des argiles de l'est du Canada, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 20, n° 4, p. 681-705.

LOCAT, J. (1982) : *Contribution à l'étude de l'origine de la structuration des argiles sensibles de l'est du Canada*, Thèse Ph.D., Université de Sherbrooke, 512 p.

MITCHELL, R. J., et MARKELL, A. R. (1974) : Flowsliding in sensitive soils, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 11, p. 11-31.

MOLLARD, J. D., et HUGHES, G. T. (1973) : Earthflows in Grondines and Trois Rivières areas, Québec : Discussion, *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 10, p. 11-31.

ØDUM, H. (1922) : Om «faarestiernes» Natur, *Dansk Geol. Fören. Medd.*, vol. 6, n° 7, 29 p., (English summary : On the nature of the so-called «Sheep Tracks»., p. 27-29).

PAYETTE, S. et LAGAREC, D. (1972) : Observations sur les conditions d'enneigement à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Cahiers de Géographie de Québec*, vol. 16, n° 39, p. 469-481.

PAYETTE, S., OUZILLEAU, J. et FILION, L. (1975) : Zonation des conditions d'enneigement en toundra forestière, Baie d'Hudson, Nouveau Québec, *Canadian Journal of Botany*, vol. 53, n° 10, p. 1021-1030.

PORTMANN, J.-P. (1972) : Les dépôts quaternaires de l'estuaire de la grande rivière de la Baleine, (Nouveau-Québec), *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 26, n° 2, p. 208-214.

PREST, V. K., GRANT, D. R. et RAMPTON, J. N. (1968): *Glacial map of Canada*, Geological Survey of Canada, map n° 1253A.

SCURFIELD, G. (1973): Reaction wood: Its structure and function, *Science*, vol. 179, p. 647-655.

SHARPE, C. F. S. (1938): *Landslides and related phenomena*, New-York, Columbia University Press, 137 p.

TAVENAS, F., CHAGNON, J.-Y. et LaROCHELLE, P. (1971): The Saint-Jean-Vianney landslide: Observations and eyewitnesses accounts, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 8, n° 3, p. 463-478.

TERZAGHI, K. (1950): Mechanism of landslides, *in Application of Geology to Engineering Practice*, New York, Geological Society of America, Berkley Volume, p. 83-123.

VARNES, D. J. (1958): Landslide type and processes, *in Landslides and processes*, E. B. Eckel (édit.), Highway Research Board, Washington, DC, Special Report 29, NAS-NRC Publication 544, p. 20-47.

WILSON, C. V. (1968): *Notes on the climate of Poste-de-la-Baleine, Québec*, Centre d'études nordiques, Université Laval, coll. Nordicana, n° 24, 93 p.