

ESTIMATION CONTINUE DE L'ALÉA ET DU RISQUE À L'AIDE D'UN SIG: L'EXEMPLE DU PROMONTOIRE DE QUÉBEC (QUÉBEC, CANADA)

François-J. Baillifard, CREALP, Sion, Suisse
Réjean Couture, Commission Géologique du Canada, Ottawa, Canada
Michel Jaboyedoff, Quanterra, Lausanne, Suisse
Jacques Locat, Université Laval, Québec, Canada
Pascal Locat, Université Laval, Québec, Canada
Donna Kirkwood, Université Laval, Québec, Canada
Gabriel Robichaud, Université Laval, Québec, Canada
Gilles Hamel, Ville de Québec, Québec, Canada
Jean-Daniel Rouiller, CREALP, Sion, Suisse

ABSTRACT

The City of Quebec is built on a Promontory lining the northern shore of the St. Lawrence river. Taking advantage of the presence of both a landslide database and numerous georefered data, a method to assess continuously both the landslide hazard and the landslide risk along this Promontory was developed.

RÉSUMÉ

La ville de Québec est bâtie sur un Promontoire bordant la rive nord du Fleuve St Laurent. Tirant profit de la présence d'un inventaire des événements catastrophiques ayant affecté la ville, ainsi que de nombreuses données géoréférencées, une méthode d'estimation continue de l'aléa et du risque le long de ce Promontoire a été développée.

1. INTRODUCTION

La difficulté d'une analyse de risque à l'échelle régionale réside principalement dans l'estimation de l'aléa de rupture des instabilités. Cette difficulté est notamment due à l'absence d'inventaires des événements statistiquement représentatifs. Un tel inventaire est plus souvent facile à établir le long d'objets à risque linéaires, comme c'est le cas le long du Promontoire de Québec. L'estimation du risque y représente en outre un enjeu important: 53 catastrophes naturelles de plus ou moins grande ampleur y ont eu lieu depuis 1775. Outre les dégâts matériels, elles ont causé la mort de près de 90 personnes et en ont blessé 70. La plupart de ces événements ont eu lieu avant les années 1900 (date de mise en place des premières mesures de protection).

Afin d'optimiser les travaux de terrain et compte tenu de la spécificité du relief (la végétation dans la partie supérieure de la falaise et l'urbanisation dans sa partie inférieure rendent difficiles les investigations de terrain) une méthode d'estimation continue de l'aléa et du risque à l'aide d'un SIG est proposée (Baillifard *et al.* 2004).

2. CADRE

2.1 Contexte morphologique et géologique

La ville de Québec est bâtie sur un Promontoire, le long de la rive nord du Fleuve St Laurent. La hauteur de la falaise qui borde le flanc sud-est de ce Promontoire varie entre 60 et 100 mètres. Une autoroute (le boulevard

Champlain), ainsi que des quartiers de la ville se situent au pied de la falaise (Figure 1).

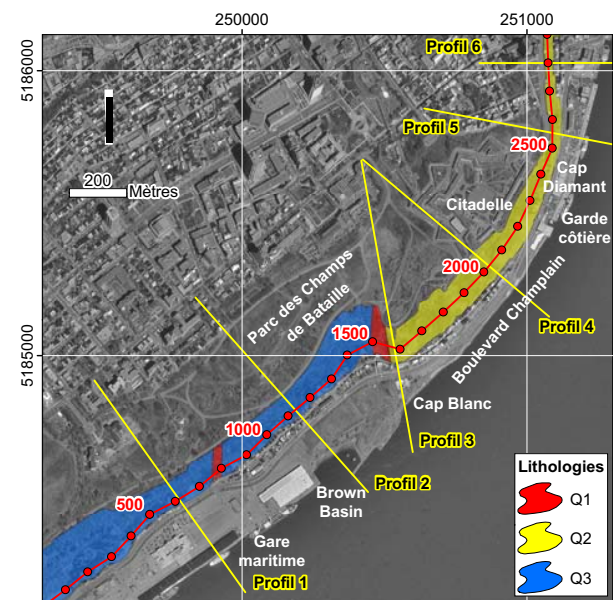


Figure 1. Carte géologique simplifiée. Les lithologies sont décrites dans le tableau 1. Le profil de référence est représenté en bleu, alors que les profils ayant servi à la construction du bloc diagramme (Figure 2) sont dessinés en jaune.

Tableau 1. Synthèse de la géologie des affleurements du Promontoire de Québec. Modifié d'après St-Julien (1995).

Nappe du Promontoire de Québec	
Q1	Shale noir avec des interlits de grès calcaireux et de calcaire de 5 cm à 1 m d'épaisseur.
Q2	a) Alternance de calcaire argileux, de calcarénite et de shale noir en lits de moins de 1 m d'épaisseur; b) Calcaire argileux homogène recelant des bandes de 2 à 5 m d'épaisseur formés de calcaire finement laminé en lits de 30 cm à 1 m d'épaisseur.
Q3	Calcaire argileux homogène de 1 à 5 m d'épaisseur avec des interlits de shale de moins de 1 m d'épaisseur.

Les lithologies affleurant dans la falaise appartiennent à la nappe du Promontoire de Québec, d'âge Ordovicien Moyen. Elles sont principalement constituées de calcaires argileux plus ou moins homogènes et plus ou moins lités (St-Julien 1995) (Figure 1 et Tableau 1).

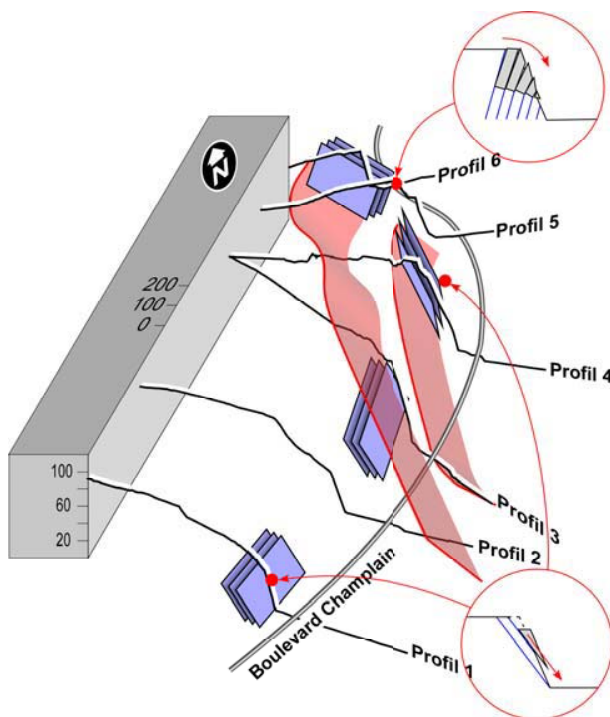


Figure 2. Coupes sériees, interprétation schématisant les relations entre l'orientation de la stratigraphie (représentée en bleu) et celle de la pente topographique, et principaux mécanismes de rupture. Les failles majeures sont figurées en rouge. La localisation des profils est reportée dans la figure 1.

De nombreuses failles, dont la plupart ont un pendage dirigé vers le fleuve, découpent le Promontoire (Figure 2). Les lithologies sont affectées par des plis régionaux orientés NNE-SSW et plongeant vers le sud: le long de la falaise, la stratification principale est en moyenne orientée vers le SE entre la gare maritime et la garde côtière, elle

est verticale sous la Citadelle puis plonge vers le NW le long de la rue Petit-Champlain, formant ainsi une structure en apparence hélicoïdale. La variation des relations angulaires entre la pente topographique et la stratigraphie détermine ainsi des mécanismes-types de rupture différents: entre la gare maritime et la garde côtière, la falaise est le siège de glissements plans sur la stratification, alors que le long de la rue Petit-Champlain, les basculements sont prépondérants (Figure 2).

2.2 Inventaire des événements

De par leur localisation, les quartiers situés au pied de la falaise ont fréquemment été affectés par des catastrophes naturelles (Drolet *et al.* 1990; Evans 1997; Evans 2003). Afin d'estimer leur temps de retour, un inventaire a été établi. Depuis 1775, 53 événements catastrophiques ont été répertoriés, ayant entraîné la mort de 88 personnes et en ayant blessé 70. Une vingtaine de maisons ont en outre été détruites et une quinzaines ont été endommagées (Figure 3). Deux événements majeurs sont à relever: les glissements de 1841 (32 morts, 32 blessés) et de 1889 (35 morts, 30 blessés) (Baillairgé 1893).

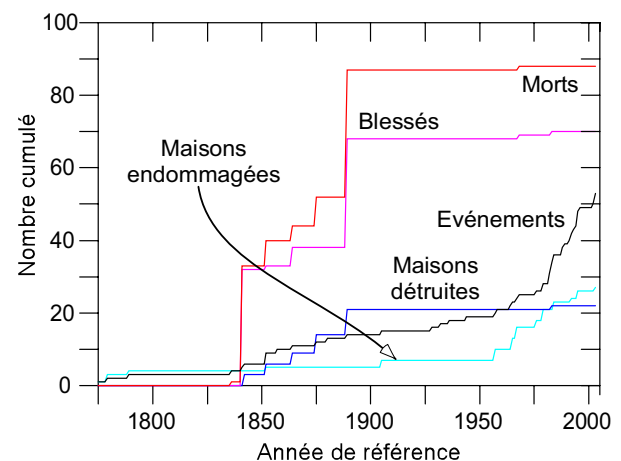


Figure 3: Distribution historique cumulée des événements catastrophiques ainsi que des dégâts qu'ils ont occasionné.

L'analyse de cet inventaire permet de mettre en évidence que:

- le nombre d'événements répertoriés augmente au cours du temps. Cette observation est vraisemblablement liée à la fois à la qualité de l'information et à l'urbanisation croissante des berges du fleuve;
- la répartition spatiale des événements est dépendante de l'histoire urbaine de la ville. Les événements localisés au SW du Cap Blanc sont tous postérieurs à la construction du boulevard Champlain (1960). Les événements ayant touché le Cap Diamant ainsi que la rue Petit-Champlain sont plus panachés.
- L'analyse de l'effet des variations saisonnières sur la stabilité des falaises du Promontoire montre que les fortes précipitations ainsi que les cycles de gel-dégel sont les principaux facteurs d'instabilité.

3. MÉTHODE

3.1 L'utilisation du SIG

Le besoin de quantifier les facteurs d'instabilité, ainsi que la nécessité de pouvoir tester rapidement divers types d'algèbre cartographique ont orienté les travaux vers l'utilisation systématique des SIG. Afin de modéliser aussi précisément que possible la topographie, un MNT (Modèle Numérique de Terrain) ayant une maille de 1.0 m a été utilisé. Les données vectorielles de géologie ont également été intégrées au modèle. Cinq facteurs d'instabilité ont été modélisés.

3.1.1 Orientation de la pente

Le changement d'état de l'eau en glace s'accompagne d'une augmentation de volume pouvant atteindre 10% (Coque 2002), provoquant une dislocation superficielle du massif rocheux. Lors du réchauffement, la cohésion assurée par la glace disparaît, permettant ainsi aux compartiments rocheux suffisamment désolidarisés de s'écrouler. Comme le soleil est le principal agent du réchauffement diurne, les pentes exposées au sud sont en première approximation soumises à la plus grande amplitude thermique (Matsuoka *et al.* 1998; Wegmann 1998). La carte des orientations des pentes permet de déterminer les endroits les plus sensibles à l'altération par les cycles de gel-dégel.

3.1.2 Pente topographique

Du point de vue de la mécanique des roches, la pente reflète la cohésion du massif rocheux (Locat *et al.* 2000). L'approche utilisée exploite la différence entre la pente locale et une pente critique, qui est calculée pour chaque faciès lithologique présentant une homogénéité mécanique. Celle-ci modélise un terrain homogène ayant les caractéristiques mécaniques moyennes du terrain considéré. Les pentes supérieures à la pente critique sont considérées comme potentiellement instables, alors que celle qui lui sont inférieures sont plutôt stables. Les pentes sont caractérisées par un histogramme (Strahler 1950; Rouiller *et al.* 1998) qui peut être décomposé en plusieurs populations gaussiennes. Partant de l'hypothèse simplificatrice que le relief est en état de pseudo-équilibre, la pente critique correspond à la moyenne de la population des pentes la plus représentée.

3.1.3 Niveau de base local

La comparaison de la topographie d'un lieu à deux instants différents permet de distinguer les zones d'érosion et les zones de dépôt. Partant de ce principe, il est logique de vouloir déterminer une topographie fictive "lissée", simulant un niveau d'érosion à l'équilibre. La soustraction de la topographie lissée à la topographie originale permet ensuite d'évaluer les masses en excès, qui peuvent en première approximation être considérées comme potentiellement instables. La topographie lissée a été déterminée à l'aide du niveau de base local (Jaboyedoff *et al.* 2004a): le calcul consiste à lisser le

MNT original par itérations: lors de chaque incrément, le pixel de référence est abaissé jusqu'à l'altitude définie par la moyenne du pixel le plus haut et le plus bas adjacents.

3.1.4 Bassins versants topographiques

L'observation montre qu'un grand nombre d'événements catastrophiques sont liés à d'intenses précipitations. Il est dès lors important de connaître la taille des bassins versants topographiques susceptibles d'amener de l'eau en tête de falaise. La justification de l'utilisation de ce paramètre pour dresser des cartes de susceptibilité repose sur deux hypothèses: (1) une pluie peut être considérée en première approximation comme ayant une incidence verticale et (2) en cas de forte précipitation, le sol devient rapidement saturé et la plus grande partie de l'eau ruisselle. Cette taille est calculée à l'aide de l'extension SINMAP, acronyme de Stability Index MAPPING (Pack *et al.* 2001). Seule une des cartes intermédiaires produites – la carte de la taille des bassins versants topographiques en chaque point du MNT – est utilisée.

3.1.5 Tests cinématiques

Les tests cinématiques consistent à évaluer la possibilité géométrique de rupture (Hoek et Bray 1981). En utilisant les caractéristiques des discontinuités ainsi qu'un MNT, le logiciel Matterocking (www.crealp.ch) (Jaboyedoff *et al.* 2004b) permet de mettre en évidence les secteurs dans lesquels elles génèrent préférentiellement des instabilités.

4. RÉSULTATS

4.1 Principe

L'étude du Promontoire de Québec a permis de développer des outils spécifiques adaptés à une étude linéaire. L'influence de chaque facteur d'instabilité sur la stabilité a d'abord été testée indépendamment. Les différents facteurs d'instabilité ont ensuite été combinés selon une algèbre cartographique empirique. Les données ont été représentées le long d'un profil de référence situé au milieu de la falaise (Figure 1). La position de ce profil, qui a une longueur de 3000 m, a été choisie afin de prendre en compte à la fois les entrées dans le massif, *i.e.* l'eau, et les paramètres inhérents au massif lui-même.

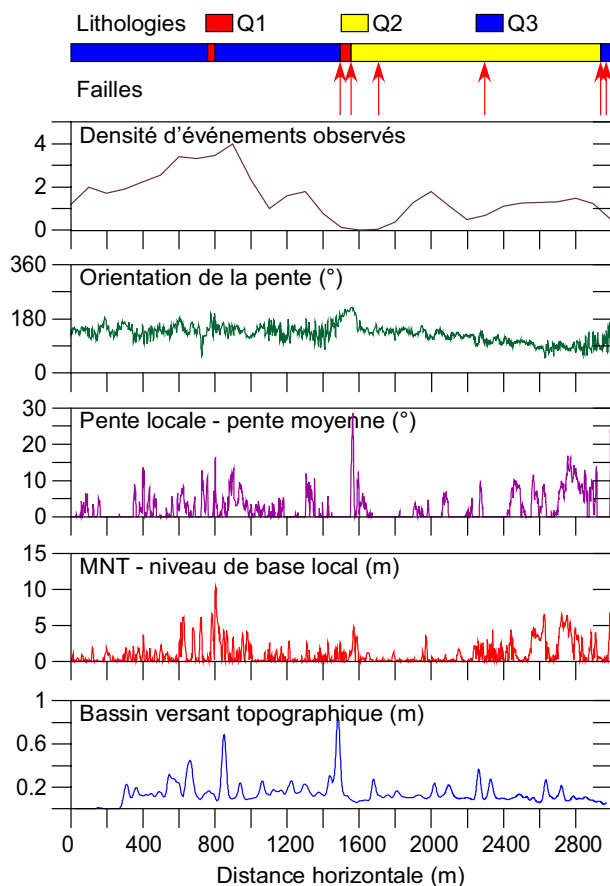


Figure 4. Corrélation entre les différents facteurs d'instabilité et le inventaire des événements le long du profil.

4.2 Influence relative des facteurs d'instabilité

Afin de pouvoir être comparées entre elles, toutes les données doivent être mises à la même échelle. Le pas d'échantillonnage du modèle établi est de 100 m, de manière à correspondre à celui de l'inventaire des événements qui sert à le calibrer.

4.2.1 Densité d'événements observés

Une densité a été calculée à partir de l'inventaire des événements. En première approximation, l'hypothèse a été faite que chaque événement n'est pas ponctuel, mais possède une zone d'influence de type gaussien le long du profil. Un écart-type de 100 m a été choisi. Cette valeur prend en compte le facteur d'échelle entre la taille de la maille du MNT et celle de la plupart des événements. Elle s'appuie également sur l'hypothèse qu'un grand nombre de catastrophes naturelles sont liées à des instabilités préexistantes (Sartori *et al.* 2003). L'éboulement de 1889, situé à proximité de celui de 1841, avait par exemple une longueur de 250 pieds (Baillaigé 1893), soit plus de 75 m, alors que la maille de MNT a une longueur de 1 m. Etant donné la faible quantité d'informations précises disponibles sur les événements historiques

(principalement en ce qui concerne les mécanismes de rupture et les volumes concernés), tous les événements ont été intégrés au calcul de densité.

L'analyse de la distribution spatiale des événements montre une forte hétérogénéité de part et d'autre du Cap Blanc (abscisse 1500 m), due à l'urbanisation de la ville. A l'ouest, le premier événement répertorié date de 1964 (7 événements enregistrés depuis lors), alors qu'à l'est, l'événement le plus ancien remonte à 1775 (14 événements enregistrés depuis lors). Un facteur correctif de 4.8 a donc été appliqué afin de disposer de la même période d'enregistrement virtuelle de part et d'autre du Cap Blanc. L'intégrale de la courbe gaussiennes de chaque événement a donc été fixée 4.8 à l'ouest de Cap Blanc et 1.0 à l'est. Les courbes d'influences des divers événements ont ensuite été sommées. Compte tenu de la disparité des données, les valeurs le long du profil ont été reportées chaque 100 mètres.

La densité moyenne est de 1.5 événements par 100 m. Dû à la correction appliquée, les plus grandes densités d'événements se trouvent entre les abscisses 500 à 1000 m. Un maximum relatif correspond aux abscisses 100, 1300 et 2000 m. La section la plus pauvre en événements est comprise entre les abscisses 1400 et 1800 m.

4.2.2 Orientation de la pente

L'orientation de la pente reflète la morphologie de la falaise et est influencée par la lithologie et la fracturation.

En considérant que les orientations les plus défavorables aux cycles de gel-dégel sont celles qui regardent entre le SSE (160) et le SSW (200), la région la plus sujette aux instabilités se trouve entre les abscisses 1500 à 1600 m (Figure 4).

4.2.3 Pente topographique

La différence entre la pente locale du MNT et la pente critique en fonction de la lithologie a été déterminée à partir de l'histogramme des pentes (Figure 5). Pour chaque lithologie, la pente critique a été choisie comme étant la valeur moyenne de la population la plus raide (60° pour la lithologie Q1, 44° pour Q2 et 49° pour Q3). La pente critique a ensuite été soustraite de la pente locale.

Les abscisses 1560 à 1570 présentent le plus grand potentiel d'instabilité: la pente locale y dépasse la pente critique de plus de 20°(Figure 4). D'une manière plus générale, la pente locale dépasse également la pente critique entre les abscisses 350 et 1350 m et 2450 à 2900 m, mais dans une moindre mesure.

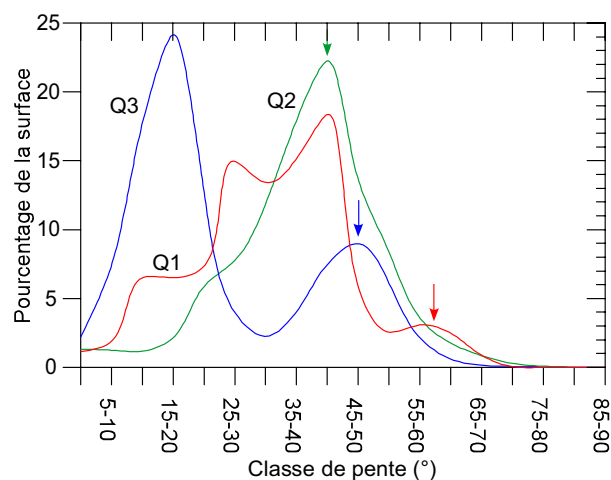


Figure 5. Histogramme des pentes. Les flèches indiquent les moyennes des populations les plus raides, définies comme étant les pentes critiques.

4.2.4 Niveau de base local

Le niveau de base local a été calculé en considérant comme invariants les pixels formant des cours d'eau virtuels initiés à partir de 100 pixels coalescents (*i.e.* bassins versants topographiques dont la surface est supérieure à 100 m²).

Les valeurs de cette résiduelle peuvent atteindre 10 m, mais leur moyenne est de 1 m, ce qui est tout à fait réaliste. D'une manière générale, les abscisses de plus forte pente correspondent aux abscisses ayant les volumes mobilisables les plus élevés. Il est à relever qu'entre les abscisses 1600 à 2200 m, les volumes mobilisables sont très faibles, alors qu'ils dépassent 5 mètres entre les abscisses 600 à 800 m et 2600 à 3000 m (Figure 4).

4.2.5 Bassins versants topographiques

L'extension SINMAP (Pack *et al.* 2001) fournit des résultats exprimés en m (soit la taille du bassin versant topographique, en m² divisé par largeur de la maille du MNT, en m). Dans le cas de Québec, les calculs ont été effectués sur un MNT de maille égale à 1 m. Les résultats peuvent donc directement être reconvertis en m². Afin d'homogénéiser les résultats, la racine carrée des valeurs a d'abord été calculée. Cette opération revient à prendre compte la longueur du cours d'eau. L'infiltration n'est en effet que tributaire de la dimension du cours d'eau et non de son débit. Les données ont ensuite été régionalisées en considérant un peigne gaussien, c'est-à-dire en faisant l'hypothèse que l'infiltration est maximale au droit du cours d'eau virtuel.

Les valeurs obtenues fluctuent entre 0.2 et 1. Les valeurs maximales sont localisées aux abscisses 850 et 1480 m (Figure 4).

4.2.6 Tests cinématiques

Afin de déterminer les mécanismes de ruptures préférentiels des compartiments rocheux, une analyse structurale détaillée a été effectuée (Figure 6). L'interprétation de ces mesures met en évidence des mécanismes de rupture préférentiels utilisant deux discontinuités: la stratigraphie Sp (glissement ou basculement, selon le pendage) et le plan J4 (glissement).

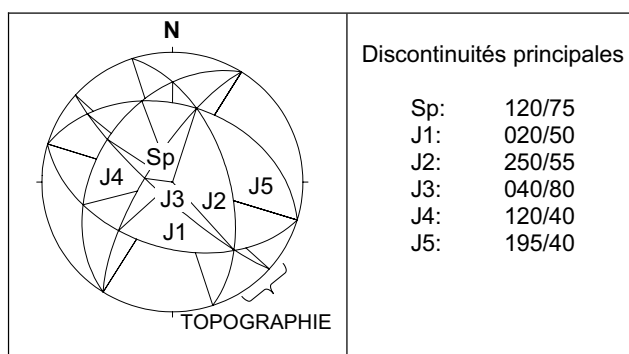


Figure 6. Stéréogramme représentant les plans moyens des discontinuités relevées (canevas équivalent de Schmidt-Lambert, hémisphère supérieur).

La géologie structurale a été intégrée dans le modèle: les résultats des tests cinématiques effectués ont été pondérés à l'aide des observations de terrain. Le tableau 2 représente l'occurrence des diverses discontinuités dans chaque secteur d'après les observations de terrain. Les résultats fournis par le logiciel Matterocking (Jaboyedoff *et al.* 2004b) ont ensuite été multipliés par ces facteurs caractérisant l'occurrence.

Tableau 2. Occurrence des discontinuités pour chaque secteur homogène du profil. La valeur 0.2 tient compte du fait que la discontinuité J4 est moins fréquente que la stratification. Son occurrence a été estimée à 20% de celle de la stratification.

Abscisse (m)	Glissement sur J4	Glissement sur Sp	Basculement selon Sp
0-1495	0.2	1	0
1495-1555	0	0	0
1555-2500	1	1	0
2500-3000	0	0	1

4.3 Estimation continue de l'aléa et du risque

4.3.1 Susceptibilité

La connaissance des principaux facteurs d'instabilités ainsi que la présence d'un inventaire des événements permettent non seulement d'estimer la susceptibilité à la rupture, mais encore de calculer une probabilité de rupture le long du profil. Une méthode permettant de combiner les divers facteurs d'instabilités est proposée, privilégiant une approche simple. Cette méthode prend en compte à la fois des critères uniques (un facteur

d'instabilité est supérieur à sa valeur seuil) et des critères croisés (plusieurs facteurs d'instabilités sont simultanément supérieurs à leurs valeurs seuil respectives) (Tableau 3). L'hypothèse est faite que tous les facteurs d'instabilité ont un poids équivalent. Concrètement, la valeur 1 est affectée à chaque facteur dépassant sa valeur seuil (approche booléenne). Pour chaque abscisse, deux critères sont ensuite calculés:

- le critère simple prend la valeur 1 si au moins un facteur d'instabilité est égal à 1;
- le critère croisé prend la valeur 1 si tous les facteurs d'instabilités considérés sont égaux à 1.

Afin de pouvoir comparer les données de la simulation et celles de l'inventaire, une moyenne mobile de la somme des critères simples et croisés est ensuite effectuée, avec un peigne de 100 m. La densité d'événements simulés est normée, afin que les moyennes des densités observées et simulées soient identiques.

Tableau 3: Principe de l'algèbre cartographique utilisée. Les facteurs d'instabilité utilisés pour la simulation ainsi que leur valeur seuil respective sont présentés.

Facteur d'instabilité	Valeur seuil
CRITERE UNIQUE	"OU"
Orientation de la pente	Situé entre 160° et 200°
Pentes topographique	Q1 = 60°; Q2 = 44°; Q3 = 49°
Niveau de base local	4.50 m (4.6% de la surface)
Bassin versant	0.31 m (4.6% de la surface)
Glissement sur J4	8.20 % (4.6% de la surface)
Glissement sur Sp	16.70 % (4.6% de la surface)
Basculement selon Sp	0 (tous les plans dangereux)
CRITERE CROISE	"ET"
Niveau de base local	1.04 m (50% de la surface)
Bassin versant	0.14 m (50% de la surface)

Tous les facteurs d'instabilités sont utilisés pour calculer le critère simple: l'orientation de la topographie (pendage et orientation de la pente), ses caractéristiques morphologiques (volumes mobilisables - calculés à l'aide du niveau de base local - et bassins versants), ainsi que les résultats des tests cinématiques. Pour le critère croisé, seules les caractéristiques morphologiques de la topographie sont utilisées (Tableau 3).

Pour les facteurs d'instabilité directement dérivés du MNT et caractérisant l'orientation de la topographie, des valeurs seuil ayant une signification physique ont été choisies. Pour les autres facteurs d'instabilité, les valeurs seuil sont plus difficiles à appréhender. Des limites statistiques ont été choisies: 100% - 4 écarts-types pour les critères uniques (4.6% de la surface totale est considérée comme supérieure à la valeur seuil), et la moyenne arithmétique des valeurs pour les critères croisés (la moitié de la surface totale est considérée comme supérieure à la valeur seuil).

L'adéquation entre les densités simulées et observées est bonne (Figure 7): les deux courbes possèdent des tendances comparables, hormis dans la partie centrale (abscisses 1100 à 1800 m). La densité simulée est

légèrement inférieure à la densité observée entre les abscisses 0 et 1100 m, mais elle lui est supérieure entre les abscisses 2150 à 3000 m. La partie centrale du profil peut être subdivisée en deux tronçons: les abscisses 1100 à 1350 m et 1350 à 1800 m. Entre les abscisses 1100 et 1350 m, le dôme d'événements observés n'est pas reproduit par la simulation. Il est dû à un événement isolé. Entre les abscisses 1350 et 1800 m, aucun événement n'est répertorié, ce qui contredit la simulation. Deux hypothèses peuvent être envisagées:

- la simulation est inefficace (par exemple car les facteurs d'instabilités pris en compte ne sont pas exhaustifs);
- soit ce tronçon est en déficit statistique et sera le siège d'événements futurs. Il serait donc à surveiller.

La présence d'ouvrages de protection, principalement entre les abscisses 1560 et 1620 m plaide en faveur de la seconde hypothèse.

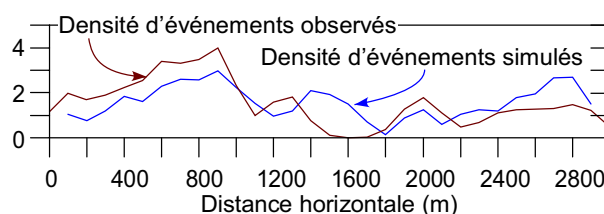


Figure 7. Comparaison entre les densités d'événements simulés et d'événements observés le long du profil. Les résultats sont normés pour des tronçons de 100 m.

Cette simulation modélise en fait les conditions favorables à l'occurrence d'événements. Dans le cas où le modèle reproduit parfaitement les observations, les courbes des événements simulés et observés devraient être superposées. Lorsque les densités simulées sont inférieures aux densités observées, le potentiel d'événement théorique est inférieur aux événements ayant effectivement eu lieu. Si l'on considère que les principaux facteurs d'instabilité sont pour l'essentiel identifiés, il faut admettre une modification de l'état initial de la pente, soit par la mise en place de mesures de protection, soit par sa purge naturelle au gré des événements. A l'inverse, si les densités simulées sont supérieures aux densités observées, le potentiel théorique est plus important que celui suggéré par l'inventaire. La pente est donc susceptible de générer des instabilités. Il faut donc tenir compte à la fois des densités simulées élevées et des fortes différences entre les densités simulées et observées.

4.3.2 Probabilité de rupture

Les données à disposition permettent de passer de la susceptibilité à la probabilité de rupture. Sur les 3000 m du profil étudié, 21 événements ont été observés dans la période allant de 1775 à 2003. Considérant que pour bénéficier d'une période d'enregistrement virtuelle égale à 228 ans sur l'ensemble du profil, les événements situés au SW du Cap Blanc ont été multipliés par 4.8, le nombre total d'événements passe à 47.6. La fréquence annuelle

moyenne est donc de 47.6 / 228, soit de 0.21 événement pour 3000 m (temps de retour inférieur à 5 ans). Considérant une distribution spatiale uniforme le long du profil, la fréquence moyenne serait de 0.21 / 30, soit de 0.007 événement par an et par tronçon de 100 m (temps de retour 145 ans). Comme la densité d'événements n'est pas homogène le long du profil, la fréquence a été calculée pour chaque tronçon de 100 m, en répartissant la fréquence totale proportionnellement aux densités d'événements (Figure 8).

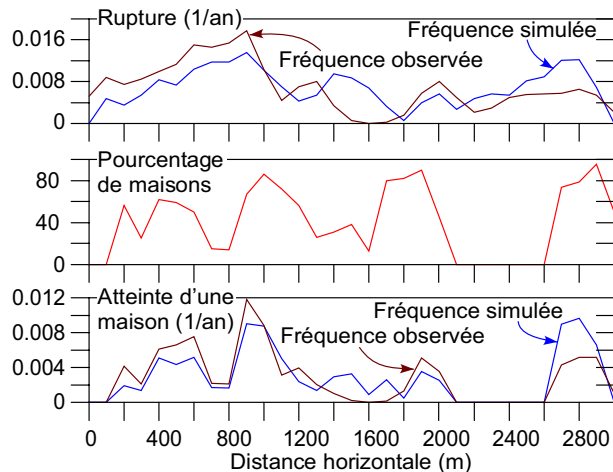


Figure 8. Fréquence annuelle de rupture et probabilité d'atteinte d'une maison. Tous les résultats sont normés pour des tronçons de 100 m.

Les courbes des fréquences ont une allure similaire à celles de la densité d'événements. Les valeurs de probabilité les plus élevées atteignent environ 0.015/an/100 m à l'abscisse 900 m, ce qui équivaut à un temps de retour de 65 ans (observations) ou de 56 ans (simulations).

4.3.3 Vers une estimation du risque

La détermination de la fréquence de rupture permet l'estimation du risque. Si le calcul du risque dépasse le cadre de cet article, quelques pistes sont néanmoins proposées. Le choix a été fait de parler uniquement de la probabilité d'atteinte d'une habitation. Il suffirait de multiplier ensuite chacune des valeurs par la vulnérabilité de la maison (pourcentage de dommage en cas d'atteinte) ainsi que par sa valeur pour calculer le risque. Les données relatives à l'urbanisation (pourcentage de maisons, longueur moyenne exposée d'une habitation) ont été estimées de manière visuelle sur la base d'une orthophotographie. Pour conserver la même échelle que celle qui a été utilisée durant toute l'étude, les résultats sont rapportés à des tronçons de 100 m, même si ces valeurs ne sont que de peu d'utilité pour l'aménagement du territoire.

En première approximation, une probabilité de propagation de 100 %, qui semble raisonnable étant donné la géométrie de la falaise (tous les blocs qui se

détachent atteignent le pied de la falaise), peut être considérée. Pour chaque abscisse, les fréquences de rupture sont donc égales aux probabilités d'atteinte. Soit M le pourcentage d'habitations par 100 m, et L la longueur exposée d'une de ces maisons (12 m), le nombre de maisons n vaut:

$$n = (M \times 100) / L \quad [1]$$

Soit F100 la fréquence d'atteinte pour le tronçon de 100 m, la fréquence d'atteinte FM d'une maison vaut:

$$FM = (F100 / 100) \times 12 \quad [2]$$

Combinant les équations 1 et 2, la fréquence d'atteinte d'une maison dans ce tronçon F100M de 100 m vaut:

$$F100M = FM \times n = F100 \times M \quad [3]$$

Les courbes ainsi obtenues (Figure 8) décrivent la probabilité d'atteinte d'une maison, par tranche de 100 m. Les fréquences d'atteinte calculées sur la base des événements simulés et observés dessinent des courbes identiques. Seule la partie centrale du profil (abscisses 1300 à 1700 m) présente des disparités. Ces disparités, qui sont héritées des densités d'événements, ont néanmoins tendance à s'estomper, car cette partie centrale est moins urbanisée. Les abscisses 900 à 1000 m ainsi que 2700 à 2900 m présentent les risques les plus importants (fréquence d'atteinte simulée supérieure à 0.085 événements par an (soit une maison atteinte tous les 117 ans en moyenne sur le tronçon de 100 m considéré). Il faut également noter que les abscisses 1300 à 1800 m et 2700 à 2900 m présentent une fréquence d'atteinte calculée supérieure à la fréquence observée. Ces tronçons sont donc en "déficit" d'événements et doivent être surveillés.

5. CONCLUSIONS

Le modèle proposé reproduit la démarche théorique idéale de prise en compte du risque. Elle fournit des résultats continus le long d'un profil, qui permettent de cibler des travaux de terrain détaillés futurs. Les facteurs d'instabilité pris en compte sont simples. Ils traduisent des notions communément admises comme étant la cause d'instabilités de terrain (Brawner 1994; Cruden and Varnes, 1996). Les résultats observés et simulés montrent une bonne adéquation, à chaque étape de la démarche. D'autre part, les différences entre le modèle et les événements observés peuvent être expliquées.

D'autres données devraient pouvoir être rajoutées au modèle, comme par exemple la proximité des grandes structures géologiques (failles). Il est en effet souvent admis que cette proximité augmente la fracturation (Leite *et al.* 1990). Un autre facteur d'instabilité à prendre en compte sont les effets anthropiques sur les écoulements des eaux de surface.

Il faut pourtant se poser la question si la multiplication des facteurs d'instabilité ne nuirait pas à la précision du modèle. Il s'agit en effet de trouver le meilleur rapport entre le coût d'acquisition des données et la précision des résultats recherchés. L'algèbre cartographique fournie est simple. Elle demande à être étoffée et validée à l'aide de travaux de terrain détaillés. L'amélioration est à chercher dans la hiérarchisation des données.

Remerciements: Nous remercions le Conseil National de Recherche Canada. Le premier auteur remercie est au bénéfice d'une bourse du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (subside no 200020-1000174).

BIBLIOGRAPHIE

- Baillairgé, C. 1893. The Quebec land slide of 1889. The Canadian Society of Civil Engineers, Vol. 3(1).
- Baillifard, F., Jaboyedoff, M., Couture, R., Locat, J., Locat, P., Robichaud, G., Hamel, G. and Rouiller, J.-D. 2004. Towards a GIS-based hazard assessment along the Quebec City Promontory, Quebec, Canada, IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, Brasil.
- Brawner, C.O. 1994. Rockfall hazard mitigation methods, NHI course 13219, Participants workbook.
- Coque, R., 2002. Géomorphologie, 6^{ème} édition. Armand Colin, Paris, pp. 503.
- Cruden, D.M. and Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes. In: A.K. Turner and R.L. Schuster (éditeurs), Landslides, Investigation and Mitigation. National Academy Press, Washington, D.C., pp. 36-75.
- Drolet, A., Locat, J. and Chagnon, J.-Y. 1990. Historique des ruptures de pentes le long du Boulevard Champlain, Québec, Canada, 43^{ème} Conférence Canadienne de Géotechnique, Québec, Canada, pp. 49-59.
- Evans, S.G. 1997. Fatal landslides and landslide risk in Canada. In: D.M. Cruden and R. Fell (éditeurs), Landslide risk assessment. Balkema, Rotterdam, pp. 185-196.
- Evans, S.G. 2003. Characterizing landslide risk in Canada, 3rd Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards, Edmonton, AB, Canada, pp. 35-50.
- Hoek, E. and Bray, J. 1981. Rock slope engineering, revised 3rd edition. E and FN Spon, London, pp. 358.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J. and Locat, P. 2004a. Towards preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanical modeling by means of sloping local base level, IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, Brasil.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Philippoasian, F. and Rouiller, J.-D. 2004b. Assessing fracture occurrence using "weighted fracturing density": a step towards estimating rock instability hazard. Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 4, pp. 83-93.
- Leite, E., Wagner, A. and Olivier, R. 1990. Shiva, a landslide hazard mapping software. Vol I: user's guide, Vol II: Annexes and case studies.
- Locat, J., Leroueil, S. and Picarelli, L. 2000. Some considerations on the role of geological history on slope stability and the estimation of the minimum apparent cohesion of a rock mass. In: E. Bromhead, N. Dixon and M.-L. Ibsen (éditeurs), Landslides in research, theory and practice - proceedings of the 8th International Symposium on Landslides. Thomas Telford, Cardiff, pp. 935-942.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. and Keller, F., 1998. The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. In: A.G. Lewkowicz and M. Allard (éditeurs), 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada, pp. 711-717.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G. and Goodwin, C.N. 2001. Assessing terrain stability in a GIS using SINMAP, GIS 2001 – 15th annual GIS conference, Vancouver, British Columbia.
- Rouiller, J.-D., Jaboyedoff, M., Marro, C., Philippoasian, F. and Mamin, M. 1998. Pentes instables dans le Pennique valaisan. Matterock: une méthodologie d'auscultation des falaises et de détection des éboulements majeurs potentiels. Rapport final du PNR31. VDF, Zürich, pp. 239.
- Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M. and Rouiller, J.-D. 2003. Kinematics of the 1991 Randa rockfall (Valais, Switzerland). Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 3(5), pp. 423-433.
- Strahler, A.N. 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. American Journal of Science, Vol. 248, pp. 673-696 and pp. 800-814.
- St-Julien, P. 1995. Géologie de la région de Québec. MB 94-40, Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources naturelles, Secteur des mines.
- Wegmann, M. 1998. Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel des Region Jungfrauojoch - Aletsch. Mitteilungen, 161. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie des Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, Zürich, pp. 144.