

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DYNAMIQUE DES TALUS D'ÉBOULIS EN MILIEU FORESTIER ENTRE
MARSOUI ET RIVIÈRE-LA-MADELEINE (GASPÉSIE SEPTENTRIONALE,
QUÉBEC): PROCESSUS ET ÉVOLUTION AU COURS DE L'Holocène.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

LUDWIG STABILE-CAILLÉ

NOVEMBRE 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.10-2015). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de maîtrise, Daniel Germain, pour son encadrement, sa patience, sa confiance, les quelques escapades en Gaspésie, ainsi que ses (très) nombreuses suggestions et ce, tout au long de mon parcours au deuxième cycle. Merci également pour ton aide financière lors de ma rédaction qui m'aura permis de réduire mes heures travaillées en dehors de l'école.

Merci à mes sympathiques collègues de bureau, notamment Philippe Juneau, Jean-Philippe Martin, Ariane Jobin et plus récemment Francis Duhamel, avec qui les échanges (scientifiques, académiques ou de plaisanteries) ont rendu les journées de travail beaucoup plus agréables.

Bien entendu, je n'aurais jamais pu compléter ce mémoire sans l'appui de ma famille et de mes chums (ils se reconnaîtront) qui ont su m'encourager et me changer les idées aux bons moments. Merci également à mes employeurs qui ont tous été très compréhensifs de mes disponibilités parfois irrégulières et ce, depuis le début de mes études universitaires.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
RÉSUMÉ	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
REVUE DE LA LITTÉRATURE.....	7
1.1 Mécanismes de formation et d'évolution des talus d'éboulis.....	8
1.1.1 Modèle de Ward-Carson	9
1.1.2 Modèle de Kirkby-Statham.....	11
1.1.3 Conclusion sur les modèles.....	16
1.2 Géométrie des talus d'éboulis.....	17
1.2.1 La géomorphométrie	17
1.2.2 Interprétation des paramètres géométriques d'un talus.....	18
1.3 Le paraglacière et la disponibilité sédimentaire	22
1.4 Talus actifs de la Gaspésie septentrionale	25
CHAPITRE II	
SITE D'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE	26
2.1 Site d'étude.....	26
2.1.1 Contexte géographique et climatique.....	26
2.1.2 La déglaciation.....	28
2.1.3 Les talus d'éboulis de la région.....	29
2.2 Méthodologie.....	32
2.2.1 Photo-interprétation et télédétection des talus d'éboulis	32
2.2.2 Analyse géomorphométrique	34
2.2.3 Traitements statistiques des données	39

CHAPITRE III	
RÉSULTATS	43
3.1 Portrait général et cartographie.....	43
3.2 Statistiques descriptives – Variables quantitatives	48
3.2.1 Talus d'éboulis dans les basses vallées côtières	48
3.2.2 Talus d'éboulis côtiers	52
3.2.3 Bilan sédimentaire du début de l'Holocène (10 500 à 7 250 ans AA)....	53
3.3 Analyse des données catégoriques	54
3.3.1 Test du chi-carré.....	54
3.3.2 Effets des variables catégoriques sur les données.....	55
3.4 Relation entre les variables quantitatives	60
3.4.1 Matrice de corrélation	60
3.4.2 Modèles de régressions linéaires.....	61
3.5 Analyses multivariées.....	65
3.5.1 Analyse en composantes principales (ACP)	65
3.5.2 Classification.....	66
CHAPITRE IV	
DISCUSSION	72
4.1 Activité géomorphologique des versants de la Gaspésie septentrionale	72
4.1.1 Longueur de la section dénudée de végétation	72
4.1.2 Superficie de la section active du talus	75
4.1.3 Ratio H_o/H_i	77
4.1.4 Processus géomorphologiques dominants et orientation des talus	79
4.1.5 Analyses multivariées	80
4.2 Évolution des talus de la Gaspésie septentrionale	83
4.3 Utilité relative des variables et paramètres inexplorées	96
CONCLUSION.....	98
ANNEXE A	
TABLEAU DE DONNÉES DES TALUS D'ÉBOULIS DE VALLÉES	102
ANNEXE B	
TABLEAU DE DONNÉES DES TALUS D'ÉBOULIS CÔTIERS.....	105

RÉFÉRENCES..... 106

LISTE DES FIGURES

Figure	Page	
1	Anomalies des températures moyennes annuelles et décennales pour la période de 1850 à 2012 (a). Changements observés des températures moyennes à la surface du globe pour la période de 1901 à 2012 (b). Source: IPCC (2014).....	4
1.1	Étapes de la formation d'un talus d'éboulis par le retrait parallèle d'une falaise rocheuse. Tiré de Carson (1969).	10
1.2	Distribution des fréquences cumulées franchissant une distance x , pondérée sur la moyenne, le long d'un talus expérimental. La ligne représente la valeur théorique d'une distribution exponentielle $P(x) = \exp(-x/\bar{x})$. Tiré de Kirkby et Statham (1975).....	13
1.3	Évolution d'un profil expérimental par la chute successive de fragments de 10 mm sur une surface plane. Tiré de Kirkby et Statham (1975).....	15
1.4	Paramètres de la morphologie d'un talus afin de décrire la concavité. Tiré de Church <i>et al.</i> (1979).....	19
1.5	Classification des formes de profils. Tiré de Church <i>et al.</i> (1979).....	20
1.6	Modèle de changement du taux de recul des parois rocheuses suite à la déglaciation, Île de Skye, Écosse. Tiré de Ballantyne (2002).	24
2.1	Carte du Golfe du Saint-Laurent avec la zone d'étude approximative en encadré, centrée sur la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie.....	27
3.1	Représentation cartographique de la zone d'étude et des talus d'éboulis étudiés en Gaspésie septentrionale, Québec, Canada.	44

3.2	Représentation cartographique de l'extension Ouest de la zone d'étude. ...	45
3.3	Représentation cartographique de l'extension Est de la zone d'étude.	46
3.4	Exemple de la numérisation effectuée sur chacun des 43 talus d'éboulis identifiés dans les vallées de la Gaspésie septentrionale (site V21).....	47
3.5	Distribution statistique des variables morphométriques numérotées de 1 à 6 : 1) H_o/H_i ; 2) hp ; 3) $larT$; 4) pente; 5) $lonMoy$; 6) $supP$	50
3.6	Distribution statistique des variables morphométriques numérotées de 7 à 12 : 7) $supP$; 8) $supT$; 9) $limiteV$; 10) $propV$; 11) $propT$; 12) $elongation$...	51
3.7	Graphiques de densité de probabilité des variables H_o/H_i et hp pour les talus situés dans les vallées (rouge) et les talus côtiers (bleu).....	53
3.8	Graphiques en boîtes à moustaches des variables géométriques affectées par la nature du processus géomorphologique dominant (type.t). Sont représentés la médiane, les premier et troisième quartiles ainsi que le minimum et le maximum.....	58
3.9	Graphiques en boîtes à moustaches des variables géométriques affectées par l'indice de végétalisation ($indexV$). Sont représentés la médiane, les premier et troisième quartiles ainsi que le minimum et le maximum.	59
3.10	Graphiques en boîtes à moustaches des variables géométriques affectées par l'orientation. Sont représentés la médiane, les premier et troisième quartiles ainsi que le minimum et le maximum.....	60
3.11	Matrice de corrélation avec les coefficients de Spearman. Les valeurs rayées représentent les corrélations non significatives selon un seuil de $\alpha = 0,05$	61
3.12	Relation entre la superficie de la paroi rocheuse et la superficie active du talus.....	62
3.13	Relation entre la pente et la superficie végétalisée.....	63
3.14	Relation entre la pente et la longueur moyenne de l'éboulis.....	64

3.15	Relation entre la hauteur de la paroi rocheuse et la longueur moyenne de l'éboulis.	65
3.16	Analyse en composantes principales présentée sous forme de diagramme bivarié. Les ellipses représentent les processus géomorphologiques dominants, à savoir : les avalanches de neige (av), les coulées de pierres glacées (cpg), les coulées de débris (df) et les chutes de pierres (rf).....	66
3.17	Dendrogramme de classification où les talus sont numérotés de 1 à 43. Les différents groupes, au nombre de quatre, sont délimités par les rectangles rouges et représentent les talus partageant des valeurs similaires.	67
3.18	Représentation des données selon les deux discriminants linéaires principales (LD1 et LD2).	71
4.1	Régression linéaire entre la hauteur de la paroi rocheuse et de la longueur de la partie active de l'éboulis (bleu). La seconde droite de régression (orange) est celle obtenue par Héту et Gray (2000a).....	74
4.2	Modèle d'évolution des talus d'éboulis selon Hinchliffe et Ballantyne (2009).....	84
4.3	Modèle schématique de l'évolution des talus de la Gaspésie septentrionale.	86
4.4	Présentation des différentes composantes d'un talus d'éboulis affecté principalement par les coulées de débris (sites V23, V24, V25).....	89
4.5	Présentation d'un talus d'éboulis affecté par les avalanches de neige (sites V26, V27, V28).	91
4.6	Présentation d'un talus d'éboulis dominé par les coulées de pierres glacées (site V16).	92
4.7	Présentation d'un talus d'éboulis principalement affecté par les chutes de pierres (site V41).	93

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Grille d'interprétation utilisée lors de la numérisation des talus.	34
2.2 Présentation des variables morphométriques primaires extraites de la cartographie des talus d'éboulis.	35
2.3 Présentation des variables morphométriques secondaires.	38
3.1 Statistiques descriptives et normalité pour les variables géométriques mesurées sur les talus d'éboulis de vallées étudiés.	48
3.2 Statistiques descriptives et normalité pour les variables géométriques mesurées sur les talus d'éboulis côtiers étudiés.	52
3.3 Volume des glaciers rocheux, flux sédimentaire et taux de retrait des parois rocheuses pour la période périglaciaire estimée de 10 500 à 7 250 ans AA.	54
3.4 Tableaux de contingence des variables ordinales que sont l'orientation des talus, l'indice de végétalisation et le type de processus géomorphologique dominant.	55
3.5 Valeurs moyennes des variables géométriques selon les différentes catégories.	56
3.6 Résultats (p-value) des tests statistiques de la variance simple (variables quantitatives individuelles) et multiple (variables quantitatives combinées). Les variables clés sont identifiées en gris.	57

3.7	Répartition du processus géomorphologique dominant (type.t) parmi les groupes créés à partir du dendrogramme. Les données sont présentées en fréquence absolue (1) et fréquence relative (2).	68
3.8	Présentation des valeurs moyennes des variables géométriques de la classification selon le groupe déterminé par le dendrogramme. Les variables clés sont identifiées.	69
3.9	Tableau de contingence entre les processus prédits par le modèle versus les valeurs réelles.....	70
4.1	Tableau synthèse des différents processus géomorphologiques sur les talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale.....	95

RÉSUMÉ

Les talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale offrent un environnement propice à l'occurrence d'une multitude de processus géomorphologiques gravitaires dont la fréquence et l'intensité sont très variables dans le temps et l'espace. Ceux-ci empêchent localement la colonisation végétale malgré le réchauffement climatique favorable à une progression et une consolidation générale des fronts forestiers, et ce autant d'un point de vue altitudinal que latitudinal. Pour les talus étudiés, la position du front forestier est donc redevable, en plus du climat, à la dynamique géomorphologique des mouvements gravitaires sur ces versants raides. Rarement observés sous climat tempéré froid, à basse altitude et enclavé dans le milieu forestier, cela confère à la région un caractère unique et complexe motivant l'étude des interactions entre les processus géomorphologiques, la géométrie et la morphologie des talus et la dynamique forestière.

La présente étude constitue un inventaire cartographique des talus d'éboulis actifs dans les vallées côtières de la Gaspésie septentrionale, plus précisément entre les villages de Marsoui et Rivière-la-Madeleine. Les données géométriques issues de la cartographie ont ensuite permis l'identification des variables significatives qui expliquent la morphologie des talus en fonction des processus géomorphologiques dominants. L'ensemble des résultats a aussi permis l'élaboration d'un modèle schématique simple qui présente leur évolution au cours de l'Holocène. Les résultats montrent que suite à la colonisation végétale des vallées datée à environ 7 250 ans AA selon la littérature scientifique, l'évolution des talus d'éboulis diverge grandement en fonction de l'orientation des versants, laquelle contrôle les conditions d'enneigement-déneigement ce qui influence directement la nature des processus géomorphologiques opérant sur les talus. L'activité géomorphologique dominante est redevable aux coulées de pierres glacées, responsables du transit de matériel depuis la section active des talus vers les marges forestières. Ces coulées surviennent principalement sur les versants exposés à l'ouest et au sud, où l'on retrouve d'ailleurs les talus les plus actifs. Sur les versants exposés à l'est et au nord, se sont plutôt les coulées de débris qui sont responsables du transport du matériel vers le pied des versants sous forme de cône de débris.

Mots clés : talus d'éboulis – processus gravitaires – géomorphométrie – parois rocheuses – géomorphologie dynamique

INTRODUCTION

Les caractéristiques biophysiques de la Gaspésie septentrionale lui confèrent un caractère particulier sur le plan de la géomorphologie dynamique. Le littoral de la région est dominé par des falaises rocheuses et un plateau côtier imposant, à près de 400 mètres d'altitude. Ce relief émergent est entaillé par de nombreuses vallées glaciaires dont les versants, parfois très raides, sont favorables à de nombreux processus géomorphologiques gravitaires (Hétu et Gray, 2000a). Dans les secteurs escarpés, la plupart des routes et infrastructures sont soumises à divers aléas gravitaires, lesquels sont une cause importante d'accidents, de dégâts aux infrastructures et potentiellement de décès (Evans et Clague, 1994; Budetta, 2004). Les phénomènes de mouvements de masse représentent donc un risque significatif, au même titre que les incendies et les inondations pour les populations et infrastructures vulnérables (Cruden et Fell, 1997; Jakob et al., 2012; Gutiérrez, 2013; Dowling et Santi, 2014). Ceux-ci répondent généralement à des événements météorologiques ponctuels tels des précipitations intenses de courte durée, une fonte rapide du couvert de neige ou d'importantes précipitations cumulées (Cruden et Varnes, 1996).

On note une tendance à l'augmentation des événements extrêmes et des catastrophes lors d'un changement climatique, puisqu'il s'agit d'une période climatiquement instable (Easterling et al., 2000). Ainsi, les changements climatiques actuels sont fortement soupçonnés d'avoir une influence positive sur l'occurrence et l'intensité des processus gravitaires (Evans et Clague, 1994; Soldati et al., 2004; Crozier, 2010; Pavlova et al., 2014; Stoffel et al., 2014). La probabilité d'occurrence de ces événements augmente de manière importante lorsque la géométrie du versant est modifiée par l'aménagement anthropique du territoire, faisant de l'activité humaine

l'un des plus importants facteurs de déclenchement des mouvements de masse (Crozier, 1986, 2010; Borgatti et Soldati, 2005; Gutiérrez, 2013). La perte du couvert forestier (feux, coupes) est également responsable de l'instabilité des pentes et de l'occurrence de mouvements de masse puisque la végétation favorise d'une part, la cohésion des sols et, d'autre part, joue un rôle de tampon pour limiter l'extension spatiale des mouvements de masse (Gutiérrez, 2013; Dorren et al., 2007). L'étude de la dynamique entre la végétation et les processus gravitaires est donc un sujet intéressant et pertinent, puisqu'il s'agit d'une mesure d'atténuation des risques naturels à la fois économique et écologique (Moos et al., 2018). En Gaspésie septentrionale, de nombreuses avalanches de neige, chutes de blocs de glace et éboulements rocheux atteignent chaque année les principaux corridors routiers de la région, causant d'importants problèmes de transports et des coûts économiques significatifs liés à l'entretien du réseau routier et aux prélèvements des débris (Fortin et al., 2011; Graveline et Germain, 2016). Dans les 15 dernières années, le Ministère des Transports, de la Mobilité durable et de l'Électrification des transports a d'ailleurs répertorié 642 avalanches sur les deux axes routiers principaux de la région (Gauthier et al., 2018). Au Québec, pour la période de 1825 à 2009, les glissements de terrain ont été l'aléa naturel le plus meurtrier avec au moins 150 décès, suivi des avalanches de neige avec un bilan provisoire de 73 décès au moment de l'enquête (Hétu et al., 2011).

La région est d'autant plus intéressante qu'on y retrouve de nombreux talus d'éboulis actifs sous un climat tempéré froid. Dans ces régions récemment englacées, la diminution rapide de l'activité géomorphologique sur les versants au cours de l'Holocène, causée par le réchauffement climatique postglaciaire, fait en sorte que la plupart de ces talus sont aujourd'hui reliques (Curry et Morris, 2004; Hinchliffe et Ballantyne, 2009). Ceci dit, la majorité des talus actifs se retrouvent principalement dans les milieux d'altitude – étages alpins et périglaciaires –, où l'altération physique domine (Curry et Morris, 2004; Goudie, 2004). En effet, car de manière globale, une augmentation des températures se traduit généralement par une expansion latitudinale

et altitudinale de la limite des arbres (Morin et Payette, 1984; Payette, 2007; Moen et al., 2004; Liang et al., 2011). La méta-analyse réalisée par Harsch et al. (2009) au sein de 166 sites répartis à l'échelle planétaire a d'ailleurs montré une progression des fronts forestiers dans 52% des cas, contre uniquement 1% des sites caractérisés par une récession. Cependant, plusieurs auteurs soulignent l'importance et l'intérêt d'inclure les processus géomorphologiques dans l'étude de la limite altitudinale des arbres (Leonelli et al., 2011; Butler et al., 2007).

Depuis le milieu du XXe siècle, on observe plutôt une régression de la limite altitudinale des fronts forestiers sur les talus d'éboulis en Gaspésie (Germain et Héту, 2016; Héту, 1990; Lafortune et al., 1997; Héту et Gray, 2000a) et ce, malgré le réchauffement climatique récent et en cours (Figure 1). La combinaison de plusieurs paramètres environnementaux a permis non seulement le développement rapide de talus d'éboulis le long des versants raides de la région, mais aussi le maintien de l'activité géomorphologique sur certains d'entre eux malgré la colonisation végétale régionale (Héту et Gray, 2000a). Ces facteurs favorisent une activité géomorphologique associée aux mouvements de masse sur certains talus empêchant ainsi la végétation de coloniser totalement les versants (Héту, 1990; Lafortune et al., 1997; Héту et Gray, 2000a).

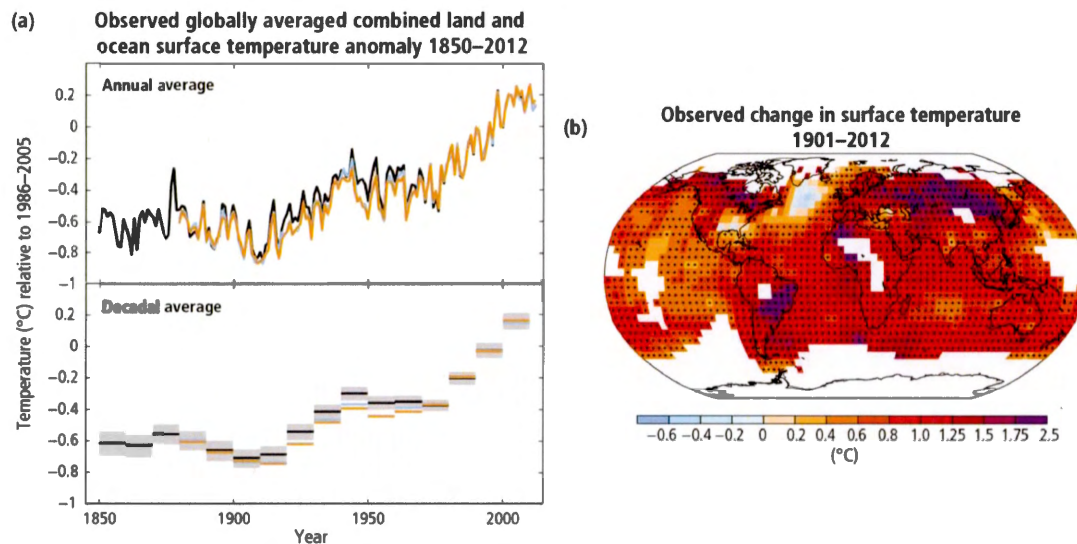


Figure 1: Anomalies des températures moyennes annuelles et décennales pour la période de 1850 à 2012 (a). Changements observés des températures moyennes à la surface du globe pour la période de 1901 à 2012 (b). Source: IPCC (2014).

Il est donc évident que, dans le cas de la Gaspésie septentrionale, la position et l'évolution des fronts forestiers sur les talus d'éboulis ne sont pas exclusivement dépendantes du climat, mais, dans une certaine mesure, également de l'activité géomorphologique. Sur ces versants, l'altitude du front forestier semble donc correspondre à un équilibre dynamique contrôlé, en partie du moins, par les processus géomorphologiques en fonction de leur nature, leur fréquence et leur intensité (Lafortune *et al.*, 1997).

En raison du caractère très variable de la fréquence et de l'intensité des processus géomorphologiques sur les versants raides de la région, et ce autant d'un point de vue temporel que spatial, l'élaboration d'un modèle d'évolution des versants en fonction des fluctuations climatiques holocènes demeure très difficile (Hétu et Gray, 2000a). Malgré cela, quelques datations au ^{14}C ont néanmoins permis de distinguer et décrire plusieurs phases distinctes sous lesquelles les versants des vallées glaciaires ont évolué, y compris la période actuelle. Ce modèle d'évolution, élaboré par Hétu et Gray (2000a) et Germain et Hétu (2016), est issu de plusieurs études faisant état autant des processus

actuels que passés. Bien que ces recherches se soient surtout concentrées à l'étude extensive de quelques talus d'éboulis afin de décrire la dynamique géomorphologique et l'évolution des versants, elles s'avèrent sans doute assez représentatives pour l'ensemble de la région. D'ailleurs en géographie, l'étude d'une problématique privilégie une approche d'analyse sur plusieurs échelles afin de mieux comprendre les interactions entre les différents processus et composantes du système de manière globale (De Koninck, 2001).

Selon van Steijn (2002), l'étude et l'analyse des talus d'éboulis permettent une reconstitution de l'évolution du paysage à l'échelle locale et régionale. Cela se fait en qualifiant et quantifiant les processus de surface qui agissent dans un cadre défini par l'activité tectonique, géomorphologique et climatique. L'étude des talus d'éboulis rend cette reconstruction possible par l'analyse de la relation fréquence-intensité des événements géomorphologiques. La fin de l'activité géomorphologique d'un talus d'éboulis serait causée par l'amenuisement de la paroi rocheuse, un changement des conditions dans la production des débris et le développement de la végétation. Il existe donc une relation directe entre les propriétés d'un talus d'éboulis et les conditions environnementales. Éventuellement, cela pourrait influencer la modélisation de l'évolution des paysages sur les versants raides et permettre le développement de meilleures connaissances quant aux relations entre le climat, l'évolution géomorphologique, les conditions d'équilibres et les formes caractéristiques pour finalement faire progresser la géomorphologie théorique (van Steijn, 2002).

L'objectif principal de ce mémoire est donc d'analyser les talus d'éboulis actifs de la Gaspésie septentrionale et d'identifier les interactions entre les variables géométriques des talus, les processus géomorphologiques actifs et leur influence relative sur les fronts forestiers. Cette approche régionale permet de confronter les connaissances détaillées acquises à l'échelle de quelques versants et de déceler, s'il y a lieu, des tendances à l'échelle régionale pour le nord de la Gaspésie. Cet objectif principal sera

réalisé à l'aide des trois objectifs secondaires suivants : (1) établir une cartographie des talus d'éboulis de la région, y compris la partie végétalisée et les parois rocheuses; (2) effectuer la mesure et l'extraction de diverses variables géométriques à partir de la cartographie réalisée; et (3) identifier et quantifier les interactions entre les variables géométriques et les processus géomorphologiques par le biais d'analyses statistiques et les confronter aux connaissances empiriques existantes afin d'élaborer un modèle schématique d'évolution des talus d'éboulis de la région au cours de l'Holocène.

CHAPITRE I

REVUE DE LA LITTÉRATURE

Ce chapitre est consacré à la recension des principaux écrits sur les mécanismes de formation et d'évolution des talus d'éboulis. La géométrie des talus et son interprétation seront ensuite traitées, pour enfin aboutir au contexte géomorphologique favorable au développement des talus d'éboulis encore actifs en Gaspésie septentrionale.

Le talus d'éboulis est une forme géomorphologique créée par l'accumulation graduelle de débris au pied d'une paroi rocheuse (Goudie, 2004). Dans la littérature scientifique anglo-saxonne, les termes talus, *talus slope*, *scree* et *scree slope* sont utilisés comme synonymes autant pour désigner la forme que pour le matériel qui la compose. La formation des talus d'éboulis est probablement l'un des processus les plus ubiquistes agissant sur un faciès rocheux nouvellement exposé (Statham, 1976). Une différence d'altitude considérable entre la corniche et le pied de la paroi est le prérequis le plus important quant à la formation d'un talus (van Steijn, 2002). Cependant, les talus doivent être considérés comme un élément d'un plus grand système géomorphologique incluant la paroi rocheuse, le talus lui-même (l'accumulation de débris) et les vecteurs de drainage (van Steijn, 2002). Leur formation est due à des événements discrets de chutes de pierres sur une base unitaire ou de quelques particules à la fois (Statham, 1976; Ballantyne et Eckford, 1984). La quantité de matériel accumulé doit être suffisante pour permettre le développement d'un profil de pente indépendant du relief sous-jacent (Church *et al.*, 1979; Goudie, 2004). Leur formation peut également être

influencée par plusieurs processus gravitaires tels que les avalanches de neige (sèche, humide, liquéfiée) et les coulées de débris (Ballantyne et Eckford, 1984; Luckman, 1977). Les évènements géomorphologiques de forte intensité ont un effet sur le profil longitudinal du talus, mais, compte tenu de leur rareté, cette influence semble négligeable à long terme par comparaison aux évènements plus fréquents. Un parallèle peut être fait entre cette explication et les réflexions de Wolman et Miller (1960). Selon eux, les processus à haute fréquence et faible intensité exercent un travail géomorphologique (i.e. unité de mesure de l'effet relatif des processus sur le paysage) plus important à long terme que les évènements plus rares, et d'une forte intensité, malgré leur apparence impressionnante à une échelle temporelle plus restreinte. Le talus d'éboulis se forme lorsque la production de débris, depuis la paroi rocheuse, et l'accumulation subséquente de matériel sur le versant, excèdent l'efficacité des processus d'érosion sur le talus. On retrouve donc les talus d'éboulis dans les milieux où la météorisation physique domine, comme en contexte alpin et périglaciaire (Curry et Morris, 2004; Goudie, 2004).

1.1 Mécanismes de formation et d'évolution des talus d'éboulis

Dans la littérature scientifique, deux modèles principaux de formation et d'évolution des talus d'éboulis s'opposent (Francou et Manté, 1990). Le modèle traditionnel de Ward (1945), repris et appuyé par Carson (1969, 1977), parle d'une évolution du talus selon l'angle de repos du matériel composant ce dernier. Par angle de repos, on sous-entend ici l'inclinaison à laquelle une masse de débris en mouvement s'immobilise sur une pente (Statham, 1976). Selon ce modèle, l'angle et l'évolution du profil du talus ne dépendent pas de la hauteur de chute, mais plutôt de la force et la résistance au cisaillement de l'amas de débris.

À ce modèle s'oppose celui de Kirkby et Statham (1975) qui propose une vision totalement différente et innovante de la formation et l'évolution des talus d'éboulis. Ce

modèle est basé non pas sur l'angle de repos, mais plutôt sur la hauteur de chute et la distance parcourue sur le talus par les fragments. On y assume que l'inclinaison de la pente est inférieure à l'angle de repos du matériel, contrairement au modèle traditionnel (Francou, 1988). Ce modèle fut proposé puisque le précédent ne parvenait pas à expliquer la concavité basale du profil de nombreux talus, ainsi que le granoclassement longitudinal du matériel souvent observée (Kirkby et Statham, 1975; Francou, 1988).

Il existe d'autres modèles que ceux de Ward (1945) et Kirkby-Statham (1975), notamment celui de Caine (1969), appuyé subséquemment par les observations de Luckman (1977). Toutefois, ce modèle ne concerne que la formation de talus d'éboulis par des avalanches de neige liquéfiée (*slush avalanching*), processus permettant d'expliquer la concavité basale des talus étudiés en hautes montagnes étudiés. Plus récemment, les progrès en informatique ont aussi permis le développement de modèles mathématiques de plus en plus complexes (Obanawa et Matsukura, 2006; Utili et Crosta, 2011; Bithell *et al.*, 2014). Toutefois, dans le cadre de cette revue de la littérature, seuls les modèles de Ward (1945) et de Kirkby et Statham (1975) seront considérés.

1.1.1 Modèle de Ward-Carson

Cette approche de la formation et de l'évolution d'un talus d'éboulis est dominée par le frottement interne du matériel (Francou, 1988). C'est-à-dire que le comportement des particules, une fois amoncelées, dicte l'allure du profil du talus. Le comportement de ces particules est régi par l'action de la gravité, donc en présence d'un écart d'élévation entre deux points (Δy). Cela se fait via la tectonique, soit par orogénèse ou relèvement isostatique. Ce relief peut ensuite être creusé par l'érosion glaciaire, fluviale ou marine, laissant des faciès rocheux instables favorables aux ruptures de masse, à l'érosion et à la météorisation (Davis, 1899; Ward, 1945). Le matériel s'accumule donc au fil du temps au pied de la paroi rocheuse avec une inclinaison de plus en plus forte. Des ruptures par cisaillement se déclenchent lorsque l'angle critique de stabilité est

dépassé, et ce afin de rééquilibrer le profil vers l'angle de repos (Ward, 1945; Carson, 1969, 1977; Francou, 1988). Cette dynamique se poursuit jusqu'à ce que la face rocheuse se retrouve totalement enfouie par ses propres débris (Figure 1.1). À l'équilibre, le talus devrait donc avoir un profil quasi linéaire.

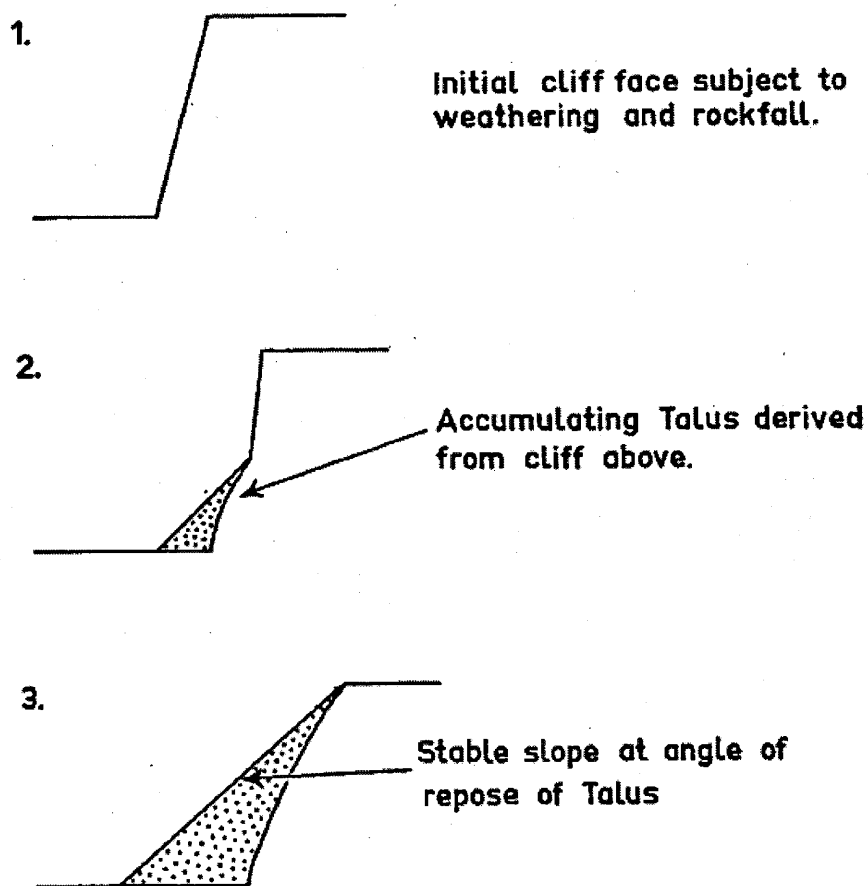


Figure 1.1: Étapes de la formation d'un talus d'éboulis par le retrait parallèle d'une falaise rocheuse. Tiré de Carson (1969).

Le matériel au long d'une pente est assujéti à deux forces en opposition, soit la résistance au cisaillement et la contrainte de cisaillement (Naylor, 2004). Le matériel près de la surface entraîne vers le bas de la pente, sous l'effet de la gravité, les particules sur lesquels il repose. Ce mouvement est toutefois restreint par la résistance au cisaillement, laquelle agit en sens opposé via la cohésion entre les particules (Naylor,

2004). “ *On an initially stable slope, the inherent shear stresses (downslope component of the weight of the material on the slope) are not greater than the shear resistance of the slope material (cohesion and friction).* ” (Carson, 1969 : p. 86-87) En d’autres termes, considérant s comme la résistance au cisaillement et τ la contrainte de cisaillement, la pente reste stable jusqu’à ce que $s > \tau$. L’angle critique est atteint lorsque $s = \tau$ (Carson, 1969). La quantité d’eau dans le sol, qui réduit la friction et diminue la cohésion, est la variable pouvant potentiellement diminuer le plus la résistance au cisaillement, faisant des précipitations la cause la plus importante de déclenchement des mouvements de masse (Dikau, 2004; Cruden et Varnes, 1996). Parmi les autres facteurs excluant l’eau et pouvant déstabiliser la pente, on retrouve entre autres les activités anthropiques (construction de route, mines, coupes forestières, etc.) et sismiques (Cruden et Varnes, 1996; Gutiérrez, 2013).

Ce modèle n’est pas entièrement satisfaisant pour plusieurs auteurs, puisqu’il n’explique pas la concavité basale du profil, la granocroissance longitudinale observée sur de nombreux talus d’éboulis et ne prend pas en compte les dimensions de la paroi rocheuse (Kirkby et Statham, 1975; Statham, 1976; Francou, 1988). De plus, plusieurs observations de profils montrent une pente nettement inférieure à l’angle de repos, contrairement à ce qu’affirment Ward et Carson (Chandler, 1973; Kirkby et Statham, 1975). Le modèle n’est pas pour autant désuet, il traite simplement de la dynamique interne (frottement interne et cohésion du matériel) du talus, laquelle ne serait pas la dynamique principale déterminante de l’allure du profil et de son évolution.

1.1.2 Modèle de Kirkby-Statham

Kirkby et Statham (1975) ont proposé une autre approche quant à la formation d’un talus et l’évolution de son profil. La pente ne serait pas fonction du cisaillement et de l’angle de repos, mais bien de l’emplacement d’arrêt de la particule en mouvement sur le profil. Ce serait donc plutôt le frottement dynamique externe qui gouverne la forme

du talus d'éboulis. C'est-à-dire que la formation et l'évolution du talus s'expliquent par le comportement des débris en chute sur une base individuelle, "*one-at-a-time movement down the scree and not avalanching*" (Kirkby et Statham, 1975 : p. 363). Le modèle permet ainsi d'expliquer la concavité du profil longitudinal et le granoclassement observés sur beaucoup de talus d'éboulis, ce que le modèle précédent n'arrivait pas à faire (Francou, 1988). Deux forces agissent sur le mouvement, soit le poids de la particule entraînée par la gravité et, en sens inverse, le frottement dynamique, c'est-à-dire la friction entre la particule en mouvement et le talus. La variable la plus importante dans le premier cas est la hauteur de chute. Dans le second cas, c'est plutôt la taille relative de la particule en mouvement par rapport à la rugosité de la surface qui influe. Plus la différence entre la granulométrie de la particule en mouvement et celle de la surface du talus est grande, plus le frottement dynamique sera élevé. Les expériences effectuées en laboratoires permettent de valider ce que les équations théoriques démontrent (Kirkby et Statham, 1975; Francou, 1998), à savoir :

1. La distance moyenne \bar{x} parcourue est proportionnelle à la hauteur de chute;
2. Le frottement dynamique est constant pour un même matériel par rapport à la pente et dépend de la taille des fragments;
3. La densité de probabilité de la distribution des distances parcourues par la particule en mouvement a une forme exponentielle suivant la loi de Poisson (Figure 1.2). La probabilité qu'un fragment s'arrête à un endroit x est constante pour un matériel et une hauteur de chute donnée et diminue exponentiellement en s'éloignant de l'apex, suivant la fonction : $P(x) = \exp(-x/\bar{x})$

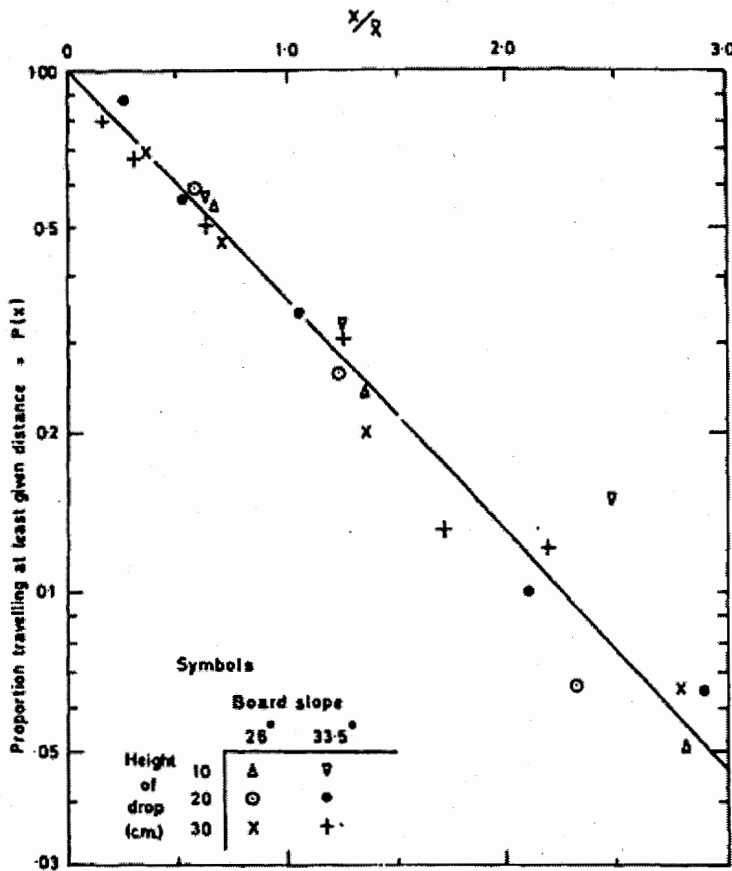


Figure 1.2: Distribution des fréquences cumulées franchissant une distance x , pondérée sur la moyenne, le long d'un talus expérimental. La ligne représente la valeur théorique d'une distribution exponentielle $P(x) = \exp(-x/\bar{x})$. Tiré de Kirkby et Statham (1975).

Cette validation permet de créer un modèle statistique fournissant la probabilité qu'un fragment s'immobilise par unité de distance. L'équation suivante est donc beaucoup plus près des observations sur le terrain que les modèles précédents (Kirkby et Statham,

$$1975): \frac{1}{\bar{x}} = \frac{\cos(\tan \phi_0 + k \frac{d_t}{d_c}) - \sin \beta}{h \sin^2 \beta}$$

où ;

- $\frac{d_t}{d_c}$ est la taille relative des fragments (talus / en mouvement);
- ϕ_0 est l'angle de friction dynamique;
- β est l'angle du talus par rapport à l'horizontale;
- k est une constante empirique de classement granulométrique du matériel;
- \bar{x} est la distance moyenne parcourue;
- h est la hauteur de chute.

La granulométrie relative est prise en compte dans cette équation. C'est-à-dire qu'une pierre descendant le long d'un talus est assujettie à une friction dynamique croissante à mesure qu'elle passe d'un matériel fin vers un matériel plus grossier (Kirkby et Statham, 1975). Un talus d'éboulis n'est pas un simple plan incliné, mais une surface très rugueuse. Si une particule en mouvement est beaucoup plus petite que l'irrégularité de la surface, celle-ci tendra à s'immobiliser très rapidement dans les dépressions (Francou, 1988; Kirkby et Statham, 1975; Statham, 1976). Lorsque, au contraire, une particule est très grande par rapport aux irrégularités de la surface du talus, celle-ci apparaîtra relativement beaucoup plus lisse. La friction dynamique agissant sur la particule en mouvement en sera grandement réduite, aboutissant à une distance parcourue beaucoup plus grande (Statham, 1976). Le talus agit donc comme un crible, ou une série de tamis, triant les particules selon leur diamètre lorsque les mailles (rugosité de la surface) sont suffisantes pour les arrêter, c'est-à-dire peu après que la valeur de d_t/d_c ait atteint la valeur de 1 (Kirkby et Statham, 1975; Francou, 1988). Bien entendu, ce granoclassement peut subséquentement être modifié par différents mouvements de masse (Francou, 1988).

La concavité du profil s'explique par le fait que la probabilité qu'une distance x soit atteinte par un fragment diminue de manière exponentielle vers l'aval, créant un amas de matériel correspondant au pic de probabilité d'arrêt du matériel (Statham, 1976; Kirkby et Statham, 1975). Suite à ce pic, l'accumulation de matériel diminue vers le pied du talus, créant un amincissement du dépôt et une perte d'inclinaison de la pente (Kirkby et Statham, 1975; Francou, 1998). Cette accumulation influence à son tour le mouvement des particules le long du talus. À mesure que la paroi s'amenuise, la vitesse des particules diminue. Couplé au fait que la longueur du talus augmente constamment, plus de particules sont amenées à s'immobiliser vers l'amont. La concavité tend donc à diminuer et à se déplacer vers le bas de la pente alors que le profil de la partie proximale du talus tend vers la linéarité et s'allonge. Finalement, lorsque la paroi est presque complètement enfouie par le talus d'éboulis et que les particules n'ont quasiment plus d'énergie cinétique liée à leur chute, la pente devient fonction de l'angle de repos, comme dans le modèle de Ward (1945) (Figure 1.3).

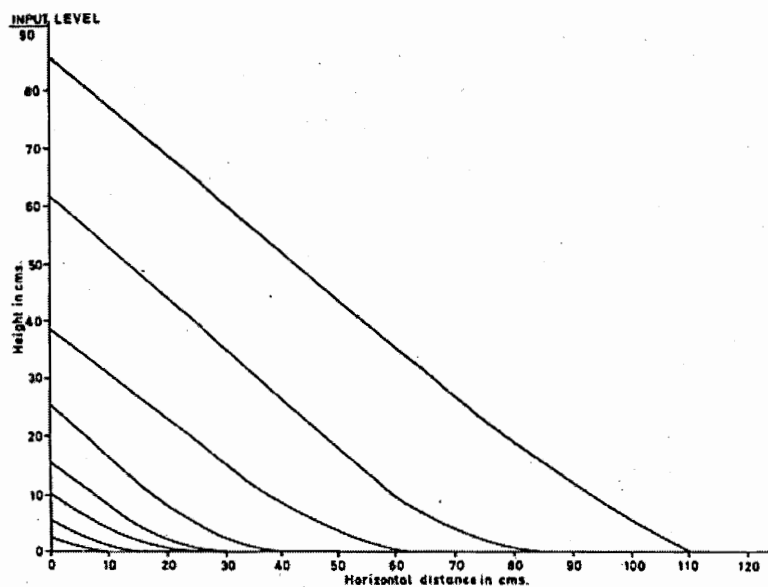


Figure 1.3: Évolution d'un profil expérimental par la chute successive de fragments de 10 mm sur une surface plane: Tiré de Kirkby et Statham (1975).

Comme mentionné auparavant, le modèle de Kirkby et Statham rend compte d'une explication plus constante avec les observations sur le terrain que les modèles précédents. Cependant, et les auteurs n'en prétendent pas le contraire, ce modèle exclu beaucoup de paramètres et de processus, notamment le rôle des conditions morpho-climatiques (Francou, 1988). Cette simplification physique et mathématique est volontaire puisque les auteurs visaient l'élaboration d'un modèle qui soit le plus général possible. Cependant, ce dernier ne semble pas assez réaliste pour être directement transposé aux environnements de hautes montagnes (Francou, 1991).

1.1.3 Conclusion sur les modèles

Aucun des deux modèles présentés auparavant ne prétend expliquer parfaitement la réalité. D'ailleurs, le rôle le plus important d'un modèle, selon Kirkby (1996), consiste à vérifier si les hypothèses théoriques quant à la formation du paysage sont suffisantes et cohérentes avec la réalité. Les modèles doivent ainsi permettre d'extrapoler les mesures et les processus depuis une petite échelle de temps et d'espace vers une évolution à long terme et à grande échelle (Kirkby, 1996). En ce sens, les réflexions de Kirkby (1996) indiquent qu'un bon modèle se doit d'être simple, général et riche. Par simplicité on entend le moins possible d'algorithmes physiques et mathématiques, car il est difficile de construire un modèle autour de plus de trois processus dominants. Par le fait même, un modèle plus léger tend à être plus facilement applicable dans une variété de contextes, et se dit donc généralisable. Enfin, on entend par la richesse, le gain d'information net que le modèle apporte à la science, c'est-à-dire qu'un modèle peut être simple et généraliste, mais n'apporter aucune nouvelle connaissance sur les processus impliqués. Le modèle et les informations issues de ce dernier doivent ensuite être validés avec les observations sur le terrain. En géomorphologie, puisqu'on ne peut observer directement l'évolution du paysage à long terme (e.g. échelle géologique), cette validation se fait toujours de manière indirecte (Kirkby, 1996), rendant ainsi le modèle et l'hypothèse de recherche impossible à prouver hors de tout doute raisonnable.

C'est pour cela que la méthode hypothético-déductive développée par Popper (1972) est utilisée en géomorphologie, où une théorie est acceptée ou rejetée et ce, jusqu'à ce que de nouvelles données permettent la formulation de nouvelle(s) hypothèse(s).

1.2 Géométrie des talus d'éboulis

La géométrie des talus, à travers la mesure de caractéristiques morphométriques variées telle que le profil longitudinal, nous renseigne sur la nature des processus dominants et la maturité du talus. Les propos de Ballantyne et Eckford (1984) vont d'ailleurs en ce sens, à savoir : “ *Each of these processes produces characteristic changes in talus slope morphology, so that the nature of the dominant formative processes may be inferred from the resulting slope form.* ” (Ballantyne et Eckford, 1984 : p. 26). Parmi ces paramètres géométriques, les plus utilisées sont sans contredit l'inclinaison, la longueur et la hauteur du talus, la hauteur de la paroi rocheuse et la concavité du profil (Francou, 1988). L'évolution et l'activité géomorphologique d'un talus d'éboulis dépendent en grande partie de la géométrie de la paroi et du profil en long (Bithell *et al.*, 2014), ainsi que des conditions environnementales (Utili et Crosta, 2011).

1.2.1 La géomorphométrie

La topographie joue un rôle fondamental dans le contrôle des processus atmosphériques, géomorphologiques, hydrologiques et biologiques agissant sur ou près de la surface de la Terre (Moore *et al.*, 1991; Wilson, 2012). L'analyse du relief et la science de la modélisation de la surface sont référées comme la géomorphométrie, plus spécifiquement l'analyse des caractéristiques géométriques et topographiques des formes du paysage (Evans, 2012; Wilson, 2012). Les modèles numériques d'élévation (DEMs; *digital elevation models*) sont donc la source principale de données et servent de base à l'extraction de différentes variables topographiques (Moore *et al.*, 1991; Zevenbergen et Thorne, 1987).

L'inclinaison d'un versant, dont les effets sur les processus géomorphologiques sont évidents, est définie comme le changement infinitésimal de la hauteur par rapport à la distance en un point donné, exprimée en degré ou en pourcentage. Elle est décrite par l'expression générale suivante: $\partial z/\partial s$, où z est la hauteur et s le déplacement (Zevenbergen et Thorne, 1987). Elle influence notamment la puissance des cours d'eau et le transport des sédiments en contrôlant l'énergie cinétique des particules (Moore *et al.*, 1991). L'exposition, exprimée en degrés (0 à 360°), dicte le sens de l'écoulement et l'insolation (Zevenbergen et Thorne, 1987). Enfin, la courbure est définie mathématiquement par le changement d'inclinaison sur une section infinitésimale de l'arc de cercle tangent à la pente (Ohlmacher, 2007), décrite par l'expression générale suivante : $\partial^2 z/\partial s^2$. Plus simplement, il s'agit du changement d'inclinaison selon la distance, soit la dérivée seconde du profil. Lorsque la courbure est de 0, le versant est dit rectiligne. Si $\partial^2 z/\partial s^2 > 0$, alors le talus est concave et si $\partial^2 z/\partial s^2 < 0$, il est dit convexe (Ohlmacher, 2007; Zevenbergen et Thorne, 1987). La courbure influence l'accélération ou la décélération des fragments et du ruissellement (Moore *et al.*, 1991). L'analyse géomorphométrique d'un paysage pourrait permettre d'inférer la présence et l'intensité de certains processus si les effets de ceux-ci sur les caractéristiques géométriques et topographiques sont connus et documentés. Ceux-ci seront détaillés dans la section suivante.

1.2.2 Interprétation des paramètres géométriques d'un talus

1.2.2.1 Concavité du profil en long

Church *et al.* (1979) sont parmi les premiers à avoir proposé une classification basée sur la morphologie des profils des talus selon l'index de concavité. Pour se faire, un simple ratio A/B est utilisé où A et B correspondent de manière respective à l'aire des portions convexes et concaves du profil (Figure 1.4).

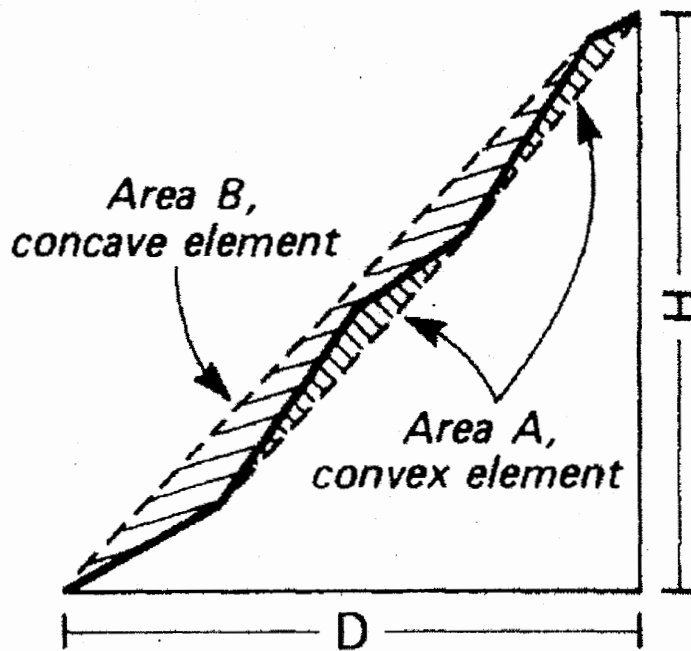


Figure 1.4: Paramètres de la morphologie d'un talus afin de décrire la concavité. Tiré de Church *et al.* (1979).

Selon ce ratio, les auteurs arrivent à une classification morphologique simple qui permet rapidement de caractériser l'allure du versant. Cette classification est détaillée à la figure 1.5 où le trait plein représente le profil type pour chacune des classes alors que le trait pointillé montre les différentes variations possibles.

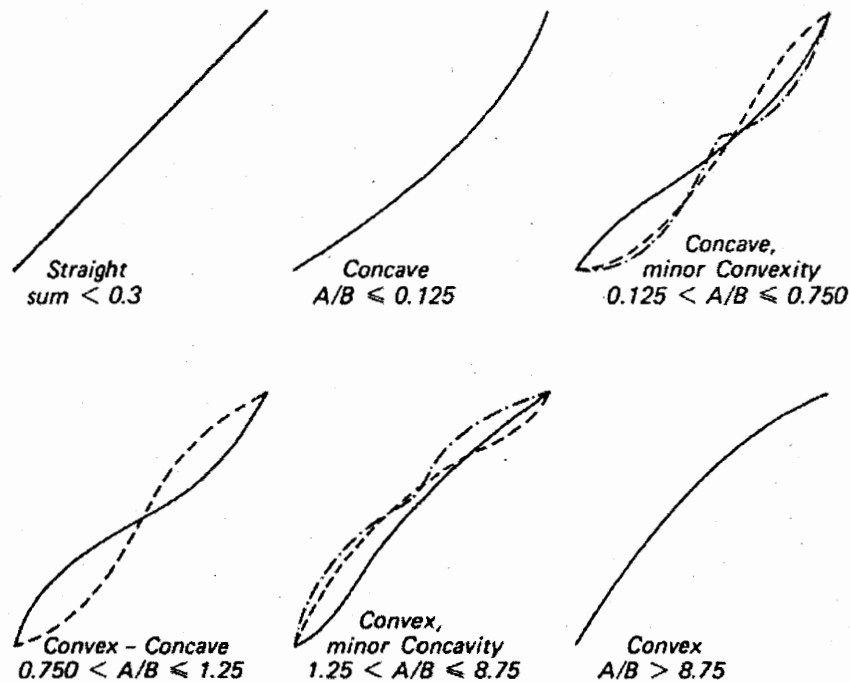


Figure 1.5: Classification des formes de profils. Tiré de Church *et al.* (1979).

Ballantyne et Eckford (1984), en Écosse, sont ainsi parvenus à identifier plusieurs groupes de talus en fonction des caractéristiques géométriques et de l'allure des profils en long. En tout, quatre groupes distincts ont été identifiés :

1. Les talus formés par l'accumulation ponctuelle de débris en chute depuis la paroi et non remaniés ultérieurement par d'autres processus gravitaires. Ces talus montrent une section proximale quasi linéaire à 35-36° et une concavité distale marquée. Ils correspondent aux talus à chutes de pierres (*rockfall talus*)
2. Certains talus à éboulement subissent une érosion basale ce qui tend à produire un profil linéaire sur l'ensemble du versant avec une pente plus importante que les 35-36° des talus mentionnés précédemment.

3. Les *talus à éboulements* où des processus géomorphologiques tels que les avalanches de neige (incluant les *slushflows*) et les coulées de débris causent une modification substantielle du profil à cause du transport de matériel vers le bas, favorable à une forte concavité sur l'ensemble du versant et des pentes faibles par rapport aux talus du premier groupe.
4. Les talus formés et modifiés par les glissements de terrain ont des profils plus complexes et requièrent une étude plus approfondie des événements qui les ont modifiés afin d'émettre des conclusions quant à leur forme.

1.2.2.2 Maturité du profil

Le ratio H_o/H_i représente la hauteur relative de la paroi rocheuse (H_o) par rapport à la totalité du versant (H_i). C'est-à-dire qu'un ratio qui tend vers 0 indique une paroi sans accumulation à son pied, tandis qu'un ratio près de 1 indique une paroi en voie d'être complètement ensevelie. Une paroi massive est, de manière générale, associée à une activité géomorphologique accrue puisque les particules en chute depuis la paroi possèdent en moyenne plus d'énergie potentielle (Jomelli et Francou, 2000). Le ratio représente donc la maturité du talus, puisqu'une valeur plus élevée correspond à un versant plus stable et donc à une activité géomorphologique moins importante (Jomelli et Francou, 2000; Hinchliffe et Ballantyne, 2009; Curry et Black, 2003; Curry et Morris, 2004).

Ballantyne et Eckford (1984) mentionnent aussi que la proportion occupée du talus par la section rectiligne est directement dépendante de la maturité du profil, comme le proposait le modèle de Kirkby-Statham (1975). Le passage de cette section quasi linéaire vers une concavité plus marquée est identifié par un point de rupture ψ , lequel distingue une section dite d'accumulation et de transit et une section d'accumulation pure (Jomelli et Francou, 2000; Francou et Manté, 1990; Francou, 1988). Dans le cas d'un talus avec une paroi dite massive ($H_o/H_i < 0.5$), le profil est généralement

bisegmenté, c'est-à-dire qu'il n'y a qu'un seul point de rupture. Le point de rupture sépare alors un segment proximal quasi linéaire occupant une grande partie du talus et un segment distal beaucoup plus court et à concavité prononcée. Cependant, en hautes montagnes, on remarque que lorsque la paroi s'amenuise ($H_o/H_i > 0.5$), la segmentation devient plus complexe avec plusieurs points de rupture. Le profil semble alors tendre vers une concavité sur l'ensemble du versant (Francou, 1991; Francou et Manté, 1990). Cette tendance ne correspond pas aux conclusions du modèle de Kirkby-Statham (1975). Les conclusions de Francou et ses collègues (Francou, 1988; Francou, 1991; Francou et Manté, 1990; Jomelli et Francou, 2000) semblent indiquer une évolution des talus d'éboulis beaucoup plus complexe qu'initialement soupçonnée dans les environnements de hautes montagnes.

1.3 Le paraglaciare et la disponibilité sédimentaire

La déglaciation d'un territoire influence de manière importante la disponibilité sédimentaire et, par conséquent, la dynamique du système géomorphologique (érosion-transport-sédimentation). Tant la magnitude, la durée que la portée de la force érosive du système changent drastiquement lors de cette transition (Church et Ryder, 1972). En effet, le système se réajuste rapidement aux nouvelles conditions environnementales afin d'atteindre un nouvel état d'équilibre. Ce rééquilibrage se manifeste par une augmentation rapide de l'activité géomorphologique, notamment sous la forme de mouvements de masse et de remaniements sédimentaires par les cours d'eau (Ballantyne, 2002). Cette accélération est conceptualisée par le terme « paraglaciare ». Formellement défini pour la première fois par Church et Ryder (1972), le paraglaciare se définit comme tout processus non-glaciaire mais directement conditionné par la glaciation. Cela réfère autant aux processus proglaciaires (i.e. en marge d'un glacier) que ceux résultant directement de la présence antérieure de glace (Church et Ryder, 1972). Depuis la publication de Church et Ryder (1972), une nouvelle définition du concept a été proposée, plus générale et inclusive de l'effet sur les formes du paysage,

soit : “ *nonglacial earth-surface processes, sediment accumulations, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by glaciation and deglaciation* ” (Ballantyne, 2002 : p. 1938). Cette nouvelle définition de Ballantyne (2002) conserve l’essentiel de la définition précédente, mais permet d’élargir un concept décrivant uniquement des processus vers un concept incluant des formes, des faciès sédimentaires et des paysages.

Les deux mécanismes paraglaciers principaux agissant sur les versants sont le redressement des pentes et la décompression postglaciaire (Ballantyne, 2002). L’érosion glaciaire dans les vallées surcreuse le pied des versants où les écoulements glaciaires se concentrent, causant ainsi une accentuation des pentes et l’accroissement des parois rocheuses (Ballantyne, 2002; Cossart *et al.*, 2014). Lors du retrait des glaciers, cette accentuation de l’inclinaison des versants favorise l’instabilité des pentes et la probabilité d’occurrence des mouvements de masse. La présence de glaciers exerce une pression considérable sur les versants des vallées et, suite à la déglaciation, on assiste généralement à une décompression des parois rocheuses. Cette pression « soudainement » retirée déclenche alors des mouvements de masse immédiats ou imminents en fonction de la distribution et l’orientation des failles et diaclases (Ballantyne, 2002).

Ballantyne (2002) a élaboré un modèle (Figure 1.6) où le taux de recul des parois rocheuses est fonction de la décompression postglaciaire et de la cryoclastie. Le modèle propose un taux de recul élevé très tôt après la déglaciation et, dans un deuxième temps, un taux légèrement moins élevé, mais avec un second maximum dans un environnement périglaciaire, peu avant le début de l’Holocène. Les taux de retrait diminuent ensuite très rapidement à l’Holocène et sous climat tempéré froid. Ce modèle est corroboré par plusieurs études (Hinchliffe et Ballantyne, 2009; Curry et Morris, 2004; Curry et Black, 2002; Héту et Gray, 2000a). André (1997) a d’ailleurs rapporté des taux de recul, au Svalbard, qui confirment l’impact significatif de la décompression

postglaciaire par rapport aux cycles gel-dégel de la phase périglaciaire. Les taux moyens calculés sont de $0,72 \text{ m ka}^{-1}$ pour la décompression des parois rocheuses par comparaison à des valeurs entre $0,008$ et $0,22 \text{ m ka}^{-1}$ pour l'action du gel-dégel (André, 1997).

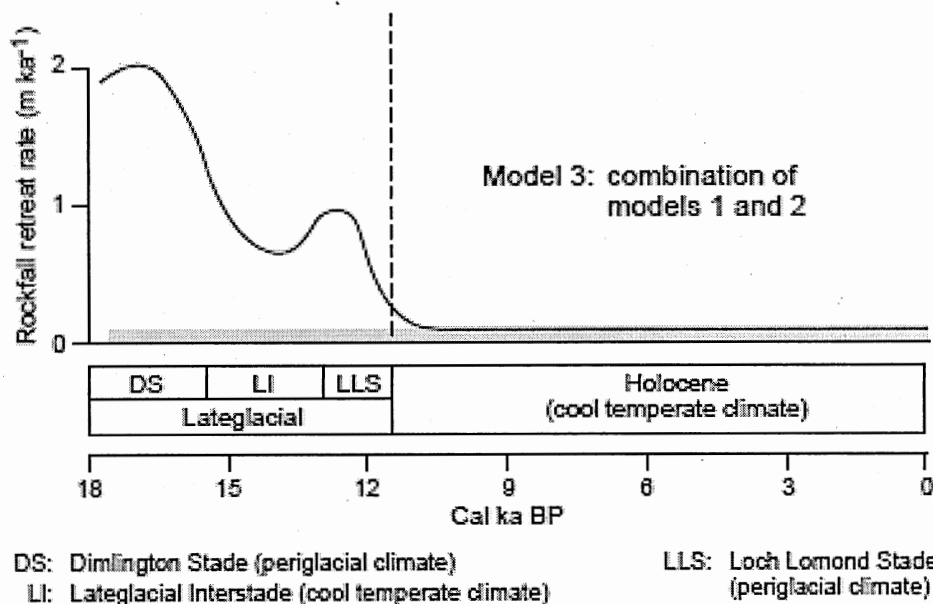


Figure 1.6: Modèle de changement du taux de recul des parois rocheuses suite à la déglaciation, Île de Skye, Écosse. Tiré de Ballantyne (2002).

On soupçonne depuis longtemps (Ballantyne et Eckford, 1984) l'importance du paraglaciale dans la formation des talus d'éboulis en climat tempéré froid. En effet, le passage des glaciers ayant laissé des faciès rocheux exposés et vulnérables à la météorisation, ainsi qu'une grande quantité de sédiments glaciogéniques dans le paysage, deux éléments favorables à la formation de talus d'éboulis (Church et Ryder, 1972; Ballantyne et Eckford, 1984). Comme mentionné précédemment, le recul rapide des parois rocheuses dû à la décompression postglaciaire serait l'une des principales causes de formation des talus (Ballantyne, 2002; Hinchliffe et Ballantyne, 2009). Environ 50 % des talus du Mynedd Du, dans le sud du Pays de Galles, se sont

accumulés suite à la dernière glaciation (Curry et Morris, 2004). Sur l'Île de Skye, en Écosse, près de 80 % de l'accumulation des talus se serait produite durant les derniers stades de la période glaciaire (Hinchliffe et Ballantyne, 1999). Parallèlement, les talus d'éboulis de la péninsule gaspésienne ont aussi été grandement influencés par les conditions paraglaciales suivant la déglaciation et le début de l'Holocène (Hétu et Gray, 2000a), à la différence que ceux-ci sont encore actifs et connaissent une recrudescence récente de l'activité géomorphologique (Lafortune *et al.*, 1997).

1.4 Talus actifs de la Gaspésie septentrionale

Les talus d'éboulis actuellement actifs se retrouvent principalement; (1) en milieu de haute altitude et dans les massifs montagneux sous l'isotherme 0°C et au-dessus de la limite altitudinale des arbres (Francou, 1988; Jomelli et Francou, 2000; Luckman, 1977; Caine, 1969; Hales et Roering, 2005; Thapa *et al.*, 2017; Messenzehl *et al.*, 2018); (2) sur les flancs escarpés des vallées glaciaires en milieu arctique (Curry et Morris, 2004; Siewert *et al.*, 2012; André, 1997; Ballantyne, 2002); (3) plus rarement à basse altitude, sous la limite altitudinale des arbres, où la disponibilité sédimentaire et les processus géomorphologiques sont suffisants pour freiner localement la colonisation végétale (Lafortune *et al.*, 1997; Hétu et Gray, 2000a; Gude *et al.*, 2003). Ce mémoire de maîtrise portera principalement sur le dernier groupe de talus d'éboulis en milieu forestier, plus rare et beaucoup moins étudié. L'évolution de ces talus est plus complexe, car elle relève non seulement de plusieurs processus géomorphologiques, mais aussi des interactions avec la colonisation végétale.

CHAPITRE II

SITE D'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE

2.1 Site d'étude

La région étudiée est située en Gaspésie septentrionale, plus précisément dans les vallées glaciaires entre les villages de Marsoui et de Rivière-la-Madeleine orientées perpendiculairement à l'estuaire du Saint-Laurent et disséquant les plateaux côtiers (Figure 2.1). À environ 750 km au nord-est de Montréal, la région se situe à la rencontre des plateaux appalachiens et de l'Estuaire du Saint-Laurent. On y retrouve de nombreux talus d'éboulis actuellement actifs à basse altitude et situés en bordure de l'Estuaire au long de la route nationale 132 et sur les versants abrupts des vallées côtières.

2.1.1 Contexte géographique et climatique

Le littoral de la Gaspésie septentrionale est dominé par des falaises et un plateau côtier imposant. Ce relief émergeant est entaillé par de nombreuses vallées glaciaires (Hétu et Gray, 2000a). La péninsule est divisée en trois niveaux d'altitude, correspondant sans doute à différentes phases de rajeunissement du relief suivant la pénéplanation des Appalaches (Peulvast *et al.*, 1996; Jutras et Schroeder, 1999). On distingue le plateau gaspésien de 400 à 600 m d'altitude, le plateau des Chics-Chocs de 750 à 900 m et le plateau des McGerrigle et du Mont-Albert entre 1 000 et 1 110 m (Hétu et Gray, 1985). La lithologie de la région est dominée par les roches sédimentaires, dont le *mudrock*

(schiste sédimentaire), le calcaire et le grès (MERN, 2012). Ces roches sédimentaires sont particulièrement friables, surtout le *mudrock*, agencé en fines couches parallèles, rendant ainsi les parois rocheuses très susceptibles à l'érosion et produisant une très grande quantité de sédiments (Hétu et Gray, 2000a).

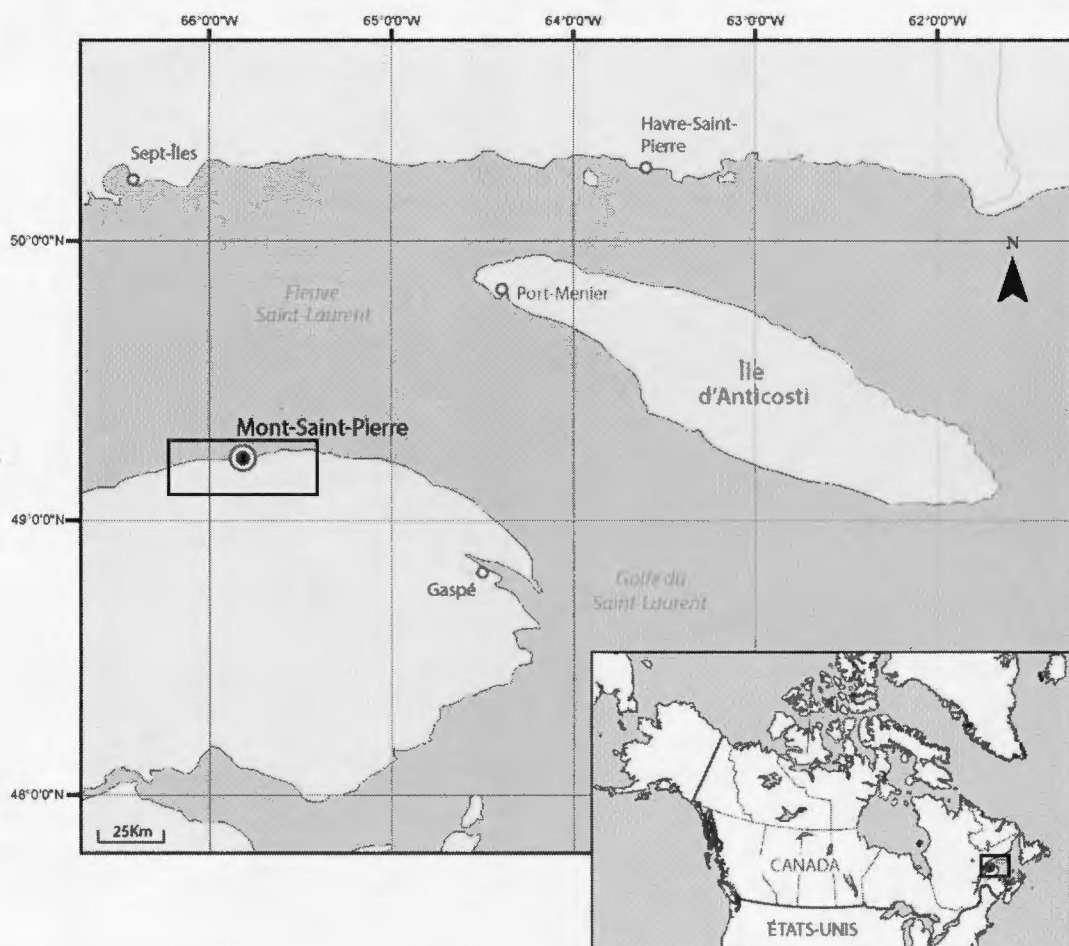


Figure 2.1: Carte du Golfe du Saint-Laurent avec la zone d'étude approximative en encadré, centrée sur la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie.

Le climat de la région est caractérisé par un été court et chaud, ainsi que par un hiver froid et long. La température moyenne annuelle est de 3,2 °C et près de 27 % des 864 mm de précipitations annuelles tombent sous forme solide (station météorologique de Sainte-Anne-des-Monts; Environnement Canada, 2010). La région septentrionale

de la Gaspésie subit environ 40 cycles gel-dégel par an (Trenhaile et Rudakas, 1981; Fortin *et al.*, 2011). Ces nombreux cycles entretiennent ou favorisent du moins une variété impressionnante de processus géomorphologiques gravitaires complexes (Héту et Vandelac, 1989).

2.1.2 La déglaciation

Le paysage de la péninsule gaspésienne, et d'une partie de l'Amérique du Nord, était fondamentalement différent au dernier maximum glaciaire il y a plus de 20 000 ans (Yokoyama *et al.*, 2000). À cette époque, la péninsule était recouverte par une calotte glaciaire à écoulement radial complexe, et jointe au nord-ouest par l'Inlandsis Laurentidien (Héту et Gray, 2000b). Entre 14 000 et 12 000 ans AA, le climat se réchauffe et les glaces provenant de l'inlandsis Laurentidien se séparent du dôme gaspésien. L'océan s'infiltré alors entre les deux suivant l'axe du Saint-Laurent, formant ainsi la mer de Goldthwait (Richard *et al.*, 1997). La rive nord de la Gaspésie se libère finalement des glaces entre 13 500 et 10 500 ans AA (Richard *et al.*, 1997), et la limite marine atteint les 105 m et 75 m à Matane et St-Anne-des-Monts (Olejczyk et Gray, 2007). La déglaciation se poursuit à partir des côtes vers l'intérieur des terres. La plupart des glaces ont disparu vers 10 000 ans AA, mais certaines d'entre elles persistent sur les hauts plateaux et dans les cirques glaciaires jusqu'à environ 9 000 ans AA, en particulier dans la région de Murdochville (Richard *et al.*, 1997).

Suivant la déglaciation, un écosystème de type toundra avec des conditions de pergélisol s'installe entre 10 700 et 10 400 ans AA (Héту et Gray, 2000a). La forêt couvre enfin la région dès 9 300 ans AA avec un léger recul vers un régime arbustif lors d'une phase de refroidissement entre 8 650 et 7 250 ans AA (Héту et Gray, 2000a). Par la suite, le climat se réchauffe et les épinettes colonisent rapidement la région. Cependant, certains secteurs ont été colonisés beaucoup plus tardivement en raison d'une activité géomorphologique intense, notamment sur les talus d'éboulis en pente

raide. En effet, plusieurs talus d'éboulis sont ainsi demeurés actifs malgré la progression des forêts après 7 250 ans AA (Hétu et Gray, 2000a).

2.1.3 Les talus d'éboulis de la région

2.1.3.1 Histoire et évolution des versants

De 13 500 à 10 500 ans AA, la déglaciation s'amorce dans les secteurs côtiers, annonçant le début de la phase marine avec la mer de Goldthwait (Hétu et Gray, 2000a). La base des versants est totalement ou partiellement submergée sur quelques kilomètres de distance à l'intérieur des basses vallées côtières, avec des terrasses marines en formation au long des versants jusqu'à une altitude de 55 m environ dans la région de Mont-Saint-Pierre (Hétu et Gray, 2000a). Le sapement des versants par les processus littoraux provoque une augmentation de leur instabilité (Hétu et Gray, 2000a), laquelle peut être résumée ainsi : 1) le sapement cause un raidissement des pentes provoquant un déséquilibre constant du versant; et 2) le faciès rocheux s'enfouit progressivement sous son propre matériel, réduisant ainsi rétroactivement la surface rocheuse à l'origine des débris. La prise en charge constante du matériel par les processus littoraux empêche, ou ralentit du moins, cet enfouissement progressif de la falaise qui, à son tour, maintient le versant dans un état de déséquilibre.

Entre 10 500 et 7 250 ans AA (Hétu et Gray, 2000a), la base des versants commence à émerger, ce qui permet, durant une longue période, un environnement climatiquement favorable (périglaciaire) à l'évolution rapide des glaciers rocheux. Malgré la faible dénivelée des pentes (± 400 m), celles-ci sont généreusement alimentées par les débris et sédiments provenant des parois rocheuses friables en amont. Dès 7 250 ans AA (Hétu et Gray, 2000a), les fonds de vallées sont recouverts par une forêt à canopée fermée. Sur les versants, les processus géomorphologiques sont en compétition avec la colonisation végétale. La limite de la forêt devient alors une ligne d'équilibre en fonction du niveau d'activité géomorphologique sur les versants (Lafortune *et al.*,

1997). Les forêts finissent toutefois par coloniser totalement les versants, sauf pour quelques talus très actifs avec une paroi rocheuse encore exposée, représentant environ 1 % de la surface totale des pentes. Depuis 1850, soit la fin du Petit Âge glaciaire, on note une recrudescence de l'activité géomorphologique sur les talus actifs de la région, causant un recul perceptible à l'échelle régionale, particulièrement depuis la deuxième moitié du XX^e siècle, de la limite altitudinale des forêts sur les talus d'éboulis (Lafortune *et al.*, 1997; Héту et Gray, 2000a).

2.1.3.2 Dynamique géomorphologique récente et actuelle

Les talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale peuvent être divisés en deux groupes : les talus côtiers et les talus dans les basses vallées côtières. Les talus côtiers font généralement une centaine de mètres de longueur et se caractérisent par une activité géomorphologique présente sur l'ensemble du profil longitudinal et par l'absence d'un couvert forestier (Héту et Gray, 2000a). Le pied de ces talus a d'ailleurs été exposé aux processus littoraux jusqu'à l'installation récente de la route 132. Dans les vallées côtières, les talus sont généralement de plus grande envergure, allant jusqu'à plus de 600 m de longueur (Héту et Gray, 2000a), et n'ont pas subi l'attaque des processus littoraux depuis 10 500 à 9 000 ans AA, correspondant à la phase de développement rapide des glaciers rocheux suivant le retrait graduel de la mer de Goldthwait. Contrairement aux talus côtiers, seule la partie supérieure est encore active et dépourvue de végétation.

Telle que mentionnée précédemment, la limite altitudinale des arbres sur les talus d'éboulis encore actifs dépend directement de la fréquence et l'intensité des processus gravitaires (Lafortune *et al.*, 1997). Il y a donc logiquement une relation étroite entre le taux de démantèlement des parois et la colonisation végétale (Héту et Gray, 2000a). Or, les taux de recul des parois rocheuses de la région sont exceptionnels (Héту et Gray, 2000a), produisant ainsi une quantité énorme de débris empêchant la progression de la forêt en altitude.

Parmi les processus dominants, on retrouve entre autres les coulées de pierre glacées, les coulées de débris, les chutes de pierres, le transport nivéo-éolien, les avalanches de neige et la reptation (Germain et Héту, 2016; Héту *et al.*, 1994; Héту et Vandelac, 1989; Héту, 1992; Héту et Gray, 2000a; Lafortune *et al.*, 1997). Cette multiplicité des processus est extrêmement variable en fréquence et en intensité, autant dans le temps que dans l'espace. L'exposition des versants apparaît comme un paramètre extrêmement important quant à la nature des processus agissant sur les talus (Héту et Vandelac, 1989). En effet, les versants exposés à l'Est sont à l'abri des vents dominants et sont généralement recouverts d'un manteau neigeux important durant l'hiver. Les processus de transport dominants sur ces versants sont alors liés à la neige, soit les avalanches, la reptation nivale et les coulées de débris (Héту et Gray, 2000a). Au contraire, les versants exposés à l'Ouest font face aux vents dominants et à l'insolation. La partie active du talus est donc généralement dénudée de neige et assujettie aux coulées de pierres glacées, principales responsables de la régression forestière sur les talus concernés (Lafortune *et al.*, 1997; Germain et Héту, 2016). Sur les côtes, les processus nivéoéoliens dominant en raison de l'exposition des versants aux vents puissants provenant de l'Estuaire du Saint-Laurent (Héту, 1992).

En résumé, les talus d'éboulis en Gaspésie septentrionale, en raison du contexte géographique, climatique et géomorphologique, se sont développés rapidement suite à la déglaciation et sont restés actifs durant l'Holocène, ce qui n'a pas été rapporté fréquemment sous climat tempéré froid (Héту et Gray, 2000a; Curry et Morris, 2004; Hinchliffe et Ballantyne, 2009). La lithologie hautement fissile des parois rocheuses et la diversité des processus géomorphologiques procurent un caractère spécifique aux talus de la région et rend difficile l'application des modèles classiques (e.g. Carson, 1945; Krikby et Statham, 1975) de développement des talus d'éboulis. En effet, de par l'importance du transport secondaire des débris au long des talus gaspésiens, le modèle de Kirkby et Statham (1976) ne peut être correctement appliqué puisque les chutes individuelles de particules ne semblent pas être l'explication unique de la forme et

l'allure des profils longitudinaux, du moins actuellement (Hétu et Gray, 2000a; Kirkby et Statham, 1976). Ceci s'explique par le fait que les fragments composant les talus n'ont pas une sphéricité suffisante pour leur permettre de rouler à la surface du talus (Germain et Hétu, 2016) et d'avoir ainsi une distribution statistique correspondant à la loi de Poisson. Ensuite, la distribution du matériel depuis l'amont vers l'aval sur les talus est liée à une grande diversité des processus géomorphologiques, soulignant une fois de plus l'évolution complexe et dynamique de ces talus longtemps même après la déglaciation. La spécificité des talus de la Gaspésie septentrionale semble donc faire appel à un modèle d'évolution qui, malgré les nombreux suivis et études depuis près de 30 ans (Hétu et Gray, 1985; Hétu et Vandelac, 1989; Hétu, 1992; Hétu *et al.*, 1994; Lafortune *et al.*, 1997; Hétu et Gray, 2000a; Germain et Hétu, 2016) demeure aujourd'hui incomplet.

2.2 Méthodologie

2.2.1 Photo-interprétation et télédétection des talus d'éboulis

La région à l'étude a été délimitée de manière précise afin de réduire le nombre de photographies aériennes utilisées afin de faciliter les manipulations subséquentes à l'aide d'un logiciel de cartographie. Un survol de la région a donc été fait via *Google Earth* puisqu'il s'agit d'une excellente source de données gratuites permettant l'identification rapide des formes géomorphologiques de surface. Chacune des vallées côtières a été investiguée entre Marsoui et Manche d'Épées facilitant ainsi l'inventaire sur une zone couvrant une superficie d'environ 20 x 50 km. Les talus côtiers ne sont pas suffisamment visibles sur les photographies aériennes et sont donc exclus de la plupart des analyses statistiques. Cependant, quelques mesures terrain ont été effectuées, soit : la position géographique, l'inclinaison du versant, la longueur du talus et la hauteur de la paroi rocheuse. La position a été relevée avec un GPS *Garmin*

Oregon 700. Les autres mesures ont quant à elles été prises avec un télémètre *laserPro Laser Rangefinder TruPulse360*.

Une fois que les talus d'éboulis à l'étude ont été identifiés, la cartographie a été réalisée par photo-interprétation à partir d'une mosaïque d'orthophotographies à l'échelle du 1 : 20 000 et d'une résolution de 30 cm (Ministère de l'Énergie des Ressources Naturelle, 2016). L'excellente résolution des photographies a permis une cartographie précise des talus. Tout d'abord, le périmètre de chacun des éboulis a été numérisé, incluant la paroi rocheuse et la partie végétalisée encore sous l'influence de l'activité géomorphologique. Cette influence géomorphologique est perceptible en vue aérienne par une plus faible densité de la végétation et la présence de longues échancrures linéaires, depuis l'amont vers l'aval, et qui pénètrent la forêt.

Au total, quatre couches d'informations ont été numérisées par éboulis, soit : la paroi rocheuse, le talus dans son ensemble, le secteur actif d'un point de vue géomorphologique et, finalement, la section végétalisée en contrebas. Afin de diminuer au maximum la subjectivité dans le processus de photo-interprétation, une grille d'analyse simple (Tableau 2.1) a été créée afin de rendre la numérisation des éléments constante à travers le travail de cartographie, considérant que celui-ci représente le canevas de base pour l'extraction subséquente des données quantitatives.

Tableau 2.1: Grille d'interprétation utilisée lors de la numérisation des talus.

	Description
Paroi rocheuse	<ul style="list-style-type: none"> - Texture rugueuse - Moins de réflexion - Diaclases et fractures apparantes - Pente abrupte
Talus	<ul style="list-style-type: none"> - Délimité par le plateau jusqu'au fond de vallée
Éboulis actif	<ul style="list-style-type: none"> - Aspect lisse (granulométrie < résolution) - Couleur grisâtre à blanche en fonction de la luminosité - Absence de végétation - Pente moins abrupte que la paroi
Sections végétalisées	<ul style="list-style-type: none"> - Couverture végétale incomplète permettant d'entrevoir les débris - Ilots de végétation entourés de débris.

2.2.2 Analyse géomorphométrique

2.2.2.1 Extraction des variables morphométriques primaires

Les logiciels de système d'information géographique (SIG), tels que arcGIS, sont des outils très puissants qui permettent l'élaboration de base de données géoréférencées. Combinés à un modèle numérique d'altitude (MNA), ils permettent l'analyse et l'interprétation des formes et des processus d'un territoire, concept à la base de la géomorphométrie. Le MNA utilisé provient du ministère de l'Environnement et des Ressources Naturelles à l'échelle du 1 : 20 000 avec une résolution d'environ 8 m. Au total, 13 variables ont été jugées pertinentes pour illustrer et caractériser les particularités des talus d'éboulis de la région. Le tableau 2.2 en présente le sommaire.

Tableau 2.2: Présentation des variables morphométriques primaires extraites de la cartographie des talus d'éboulis.

	Unité	Description	Acquisition	Type
hp	(m)	Hauteur de la paroi rocheuse	Différence d'altitude entre le pied et le sommet de la paroi	Continue
larP	(m)	Largeur de la paroi	Distance rectiligne entre les deux extrémités de la paroi	Continue
larT	(m)	Largeur du talus	Distance rectiligne perpendiculaire à la pente dans la section principale du talus	Continue
lonMoy	(m)	Longueur moyenne du talus	Distance rectiligne parallèle à la pente de la section principale du talus	Continue
lonTot	(m)	Longueur totale du talus	Distance rectiligne parallèle à la pente depuis le pied de la paroi jusqu'à la base du versant	Continue
pente	(°)	Angle d'inclinaison du versant	Pente moyenne de la partie active du talus, dérivée du MNA	Continue
azimuth	(°)	Direction de la pente	Direction moyenne de la pente, dérivée du MNA	Continue
orientation		Direction de la pente en format NSEW	Classification des azimuths	Ordinale
supP	(m ²)	Superficie verticale de la paroi	$^1A_p / (\cos(50 * (\pi/180)))$	Continue
supP2	(m ²)	Superficie verticale de la paroi	larP * hp	Continue
supV	(m ²)	Superficie végétalisée de la partie active du talus	À partir de la cartographie	Continue
supT	(m ²)	Superficie de la partie active du talus, excluant la végétation	À partir de la cartographie	Continue
type.T		Classification des talus selon l'interprétation du processus dominants et apparent	av = Avalanches cpg = Coulées de pierres glacées df = Coulées de débris rf = Éboulements rocheux	Ordinale

¹Ap représente l'aire de la paroi selon la perspective aérienne issue des orthophotographies. On considère ici une pente >50° pour les parois rocheuses.

Les caractéristiques géométriques des faciès rocheux dictent la hauteur de chute, donc de l'énergie potentielle des particules depuis la paroi rocheuse, ainsi que la quantité de débris théoriquement disponible pouvant être transférée vers la partie active du talus. Afin d'obtenir une meilleure estimation de l'aire réelle de la paroi rocheuse sub-

verticale, une correction a été appliquée à la superficie orthogonale calculée. Les mesures géométriques simples, telles la longueur et la largeur, ont quant à elles été prélevées dans les sections plus régulières des éboulis et des parois afin d'être le plus constant et homogène possible dans la prise des mesures.

La classification des talus en fonction du ou des processus dominants (*type.T*) est la principale variable ordinale du projet. Résultant d'un diagnostic géomorphologique issu d'une combinaison de photo-interprétation et d'observations sur le terrain, elle permet une subdivision des talus selon le processus dominant. Quatre processus dominants ont été identifiés, soit : les avalanches de neige (av); les coulées de pierres glacées (cpg); les coulées de débris (df); et les chutes de pierres (rf). Les éboulis affectés par les avalanches de neige présentent un corridor rectiligne (Luckman, 1977) et généralement dénudé de végétation pénétrant dans la forêt sous-jacente. Sur les talus à coulées de pierres glacées, on peut remarquer davantage de végétation sur la partie active du talus, mais le contact entre l'éboulis et la forêt est très irrégulier en raison du nombre répété des coulées qui, au fil du temps, pénètrent les fronts forestiers et les enfouissent graduellement (Germain et Héту, 2016). Les chenaux que forment les *cpg* sont toutefois superficiels (Héту et Gray, 2000a) et ne sont que minimalement perceptibles par photo-interprétation. Les coulées de débris sont aisément identifiables par leurs chenaux sinueux et profonds dotés de levées parallèles (Gutierrez, 2013) et visibles sur les photographies. Ceux-ci pénètrent profondément dans le milieu forestier, atteignant parfois même le pied du versant en fond de vallée en se déposant sous forme de cônes de débris. La paroi rocheuse surplombant les éboulis à coulées de débris est aussi généralement caractérisée par une forme en entonnoir, ce qui concentre les précipitations et engendre périodiquement l'occurrence de ces événements. Finalement, les talus à chutes de pierres sont identifiables par la concentration de sédiments dans la partie proximale du talus (Jomelli et Francou, 2000), c'est-à-dire près du contact entre la paroi rocheuse et l'éboulis. On aperçoit habituellement une végétation arbustive, cette dernière devenant de plus en plus dense à mesure que l'on progresse vers l'aval.

En effet, la surface de l'éboulis est plutôt régulière, sans grands chenaux ni échancrures qui pourraient être tenus responsables du recul forestier.

Il est à noter que cette classification, simpliste par rapport à la réalité, ne tient pas compte de la pluralité des processus gravitaires présents sur un grand nombre de talus d'éboulis échantillonnés. Ceci dit, dans le cadre de ce mémoire, seul le processus dominant pour la période récente correspondant à la date de prise des photographies aériennes (2016) a été retenu, bien que dans la réalité plusieurs processus différents sont susceptibles de survenir sur un même talus, et ce en fonction des conditions météorologiques et climatiques.

2.2.2.2 Création de variables morphométriques secondaires

À partir des variables primaires précédemment décrites, six variables supplémentaires ont été calculées. Le tableau 2.3 en fait le sommaire. Ces variables permettent d'avoir une meilleure description de l'évolution et la dynamique des talus. Le ratio H_o/H_i indique la maturité du talus et le niveau de développement du profil longitudinal en fonction du bilan sédimentaire. Variable de 0 à 1, ce rapport représente la proportion de la paroi rocheuse qui est ensevelie sous ses propres sédiments. La limite altitudinale (limite V) du front forestier et la proportion végétalisée (propV) du talus représentent elles aussi un indice de la maturité du talus et ce, en fonction de l'activité géomorphologique sur le versant. En d'autres termes, plus les processus géomorphologiques sont fréquents et d'une forte intensité, plus l'on devrait observer des fronts forestiers à une basse altitude et une portion végétalisée réduite sur le talus. La proportion est exprimée en pourcentage, correspondant à une superficie pondérée pour faciliter la comparaison entre les talus. L'élongation dicte quant à elle l'allure générale de la partie active de l'éboulis. Lorsque l'élongation est < 1 le talus est dit plus large que long. Au contraire, si la valeur est > 1 alors le talus a une forme très effilée. Un indice de végétation (indexV) a aussi été créé en divisant les données selon les quartiles 1, 2 et 3 de la proportion de la section active du talus végétalisée.

Tableau 2.3: Présentation des variables morphométriques secondaires.

	Description	Acquisition	Type
H_oH_i	Ratio entre la hauteur de la paroi et la hauteur du couple éboulis + paroi	¹ h _o /(h _o +hp)	Continue
limiteV	Proportion longitudinale du profil végétalisé	1 - (lonMoy/lonTot)	Continue
propV	Proportion végétalisée de la partie active du talus	supV/(supV + supT)	Continue
propT	Proportion active de la surface totale du talus	supT/(lonTot*larT)	Continue
elongation	Ratio entre la longueur et la largeur du talus	lonMoy/larT	Continue
indexV	Indice de végétalisation	Classification de propV. Limites des classes sont les quartiles 1, 2 et 3	Ordinale

¹ H_o étant la différence d'altitude entre la base du talus et le pied de la paroi.

2.2.2.3 Estimation du volume des glaciers rocheux

Certains glaciers rocheux en pied de versant ont été identifiés durant l'inventaire des talus d'éboulis de la région. Les volumes des glaciers rocheux peuvent permettre une estimation grossière des taux de recul des parois rocheuses durant leur période de développement (Humlum, 2000; Berthling et Etzelmüller, 2007; Ballantyne, 1984). Les volumes calculés ont été corrigés en fonction d'un indice de vide de 30 % (Hétu *et al.*, 1994). Les taux de reculs sont estimés en divisant les volumes obtenus par les superficies des parois rocheuses qui sont associées. Les valeurs obtenues sont ensuite converties en mm ka⁻¹ considérant une période d'activité d'environ 3 250 ans, soit de 10 500 à 7 250 ans AA (Hétu et Gray, 2000a; Germain et Hétu, 2016). Il est à noter que les résultats sont approximatifs, mais fournissent néanmoins un ordre de grandeur à des fins de comparaison.

2.2.3 Traitements statistiques des données

Les analyses statistiques ont été réalisées avec le logiciel R (version 3.5.1), dont le caractère *opensource* lui confère un avantage de transparence et d'intégrité dans les calculs et les fonctions utilisées. Les figures et les graphiques de visualisation des données ont été construits avec ce même logiciel à l'aide de l'extension *ggplot2* (Wickham, 2016).

Les différentes variables ont été extraites et organisées selon un jeu de données sous la forme d'une matrice (i.e. dimension 43 x 20), où chaque ligne représente un talus et chacune des colonnes une des variables décrites précédemment. Le test W de Shapiro et Wilk (1965) a montré que la majorité des variables ne suivent pas une distribution normale, ce qui influence le choix des analyses et des tests ultérieurs. La raison étant que lorsque la distribution d'un échantillon n'est pas normale, il est plus judicieux d'utiliser des tests non paramétriques, car ils sont plus robustes, donc moins contraignant, mais d'une moins grande puissance (une plus grande marge d'erreur) (Gotelli et Ellison, 2004). Le choix du seuil de signification α pour les tests statistiques a été fixé à 0,1 plutôt que le traditionnel 0,05. Ce seuil est moins conservateur dans le rejet de l'hypothèse nulle, au prix d'une plus grande probabilité d'erreur de type I (Gotelli et Ellison, 2004). Cela est cependant jugé acceptable puisque l'objectif n'étant pas de produire un modèle statistique prédictif, mais plutôt d'identifier les liens entre les caractéristiques géométriques et la forme et l'évolution des talus.

Les statistiques descriptives serviront à résumer le jeu de données en quelques paramètres et ainsi obtenir une vue d'ensemble des variables (Gotelli et Ellison, 2004). Une mesure de localisation et de dispersion a été calculée pour chaque variable, soit la moyenne arithmétique et l'écart-type, donnant du même coup un aperçu de l'allure des distributions.

Les variables catégoriques, présentées dans un tableau de contingence, ont fait l'objet du test du chi-carré, qui permet de voir s'il existe une relation de dépendance entre deux variables (Gotelli et Ellison, 2004). Il est important de noter que le test du chi-carré, même s'il indique une dépendance statistique, n'explique pas nécessairement une relation de causalité.

Afin de tester l'effet des variables ordinales sur la variance des données quantitatives, la *multivariate analysis of variance* (MANOVA) a été utilisée. Elle permet, à la manière du test t, de confronter une variable ordinale composée de plusieurs groupes aux variables quantitatives (Gotelli et Ellison, 2004). Il est également possible de décortiquer l'analyse afin d'isoler la contribution individuelle de chacune des variables quantitatives et d'identifier les principales responsables de la validation ou du rejet de l'hypothèse nulle de la MANOVA.

Les variables numériques continues ont été examinées avec le coefficient de corrélation de Spearman. Les résultats sont présentés sous forme de matrice de corrélation produite sous l'extension *corrplot* (Wei et Simko, 2017) afin de faciliter la visualisation des tendances. Les meilleures relations ont ensuite été décrites et analysées dans un modèle de régression linéaire. Pour chacun des modèles, le coefficient de détermination et la p-value ont été calculés afin d'illustrer la fiabilité du modèle.

2.2.3.1 Analyses multivariées

En raison de la complexité du système géomorphologique étudié, il est difficile de décrire un processus ou l'évolution d'une forme par une seule variable. Les analyses multivariées permettent alors de simplifier et organiser une grande quantité de données composées de plusieurs variables (Mather et Doornkamp, 1970; Baeza et Corominas, 2001). Les manipulations précédentes ont permis d'identifier individuellement certaines variables clés. Il s'agit alors de les regrouper afin de comprendre leur contribution relative sur l'évolution des talus de la Gaspésie septentrionale. Puisque les

variables utilisées ne sont pas toutes de même dimension, les données ont été centrées et réduites afin de pouvoir les comparer (Gotelli et Ellison, 2004).

L'analyse en composantes principales (ACP) permet d'illustrer des patrons dans l'agencement des données et ainsi identifier des groupes de variables (Mather et Doornkamp, 1970; Baeza et Corominas, 2001; Gotelli et Ellison, 2004). Cela permet, pour les analyses subséquentes, d'éliminer les redondances et de conserver uniquement les variables influentes sur la covariance des données.

À l'aide des variables clés identifiées dans les analyses précédentes, nous avons classifié les talus et comparer les résultats à la variable *type.t*, c'est-à-dire le processus géomorphologique jugé comme moteur principal actuel de l'évolution des talus. Pour ce faire, deux méthodes différentes ont été utilisées, soit par une analyse de groupement et une analyse de discrimination.

L'analyse par groupement consiste à regrouper les observations comportant des données similaires. Dans ce cas-ci, un dendrogramme de classification hiérarchique a été utilisé. Il prend une à une les observations et les regroupe selon la distance euclidienne entre les valeurs la plus faible (Mather et Doornkamp, 1970; Gotelli et Ellison, 2004). Successivement, chacun des groupes de chaque étage (ou branches) est ainsi divisé en deux groupes jusqu'à ce que toutes les observations soient isolées. Il s'agit finalement de « couper » l'arbre de classification à un étage donné selon le nombre de groupes que l'on désire obtenir. Dans notre cas, puisque la variable *type.t* comporte quatre catégories, le dendrogramme a été coupé de sorte que l'on obtienne quatre branches principales. Ensuite, à l'aide de tableaux croisés, les groupes classés peuvent être comparés avec la variable *type.t*.

L'analyse discriminante permet, au contraire, de séparer les données afin de maximiser la variance intergroupe et de minimiser la variance intragroupe (Mather et Doornkamp,

1970; Baeza et Corominas, 2001; Gotelli et Ellison, 2004). Elle sépare les groupes par combinaisons linéaires des variables permettant la meilleure distinction de *type.t*, la variable ordinaire que l'on fournit au modèle (Baeza et Corominas, 2001).

CHAPITRE III

RÉSULTATS

3.1 Portrait général et cartographie

En tout, 43 talus d'éboulis de taille et de clarté suffisante ont été identifiés et cartographiés au sein de sept vallées principales et leurs vallons à partir de photographies aériennes. Pour les talus côtiers tronqués par la route 132, plus de 22 sites ont été mesurés. Les figures 3.1 à 3.3 présentent la région d'étude ainsi que la répartition des talus échantillonnés.

En excluant les talus côtiers, la distribution des processus géomorphologiques dominants sur les talus est la suivante : 6 talus à avalanches de neige, 10 talus à coulées de débris, 12 talus à coulées de pierres glacées et 15 talus à chutes de pierres. Quant à l'exposition des versants, 6 d'entre eux font face au Nord, 11 à l'Est, 10 au Sud et 17 à l'Ouest. La figure 3.4 présente un exemple des différentes sections numérisées du talus lors de la cartographie.

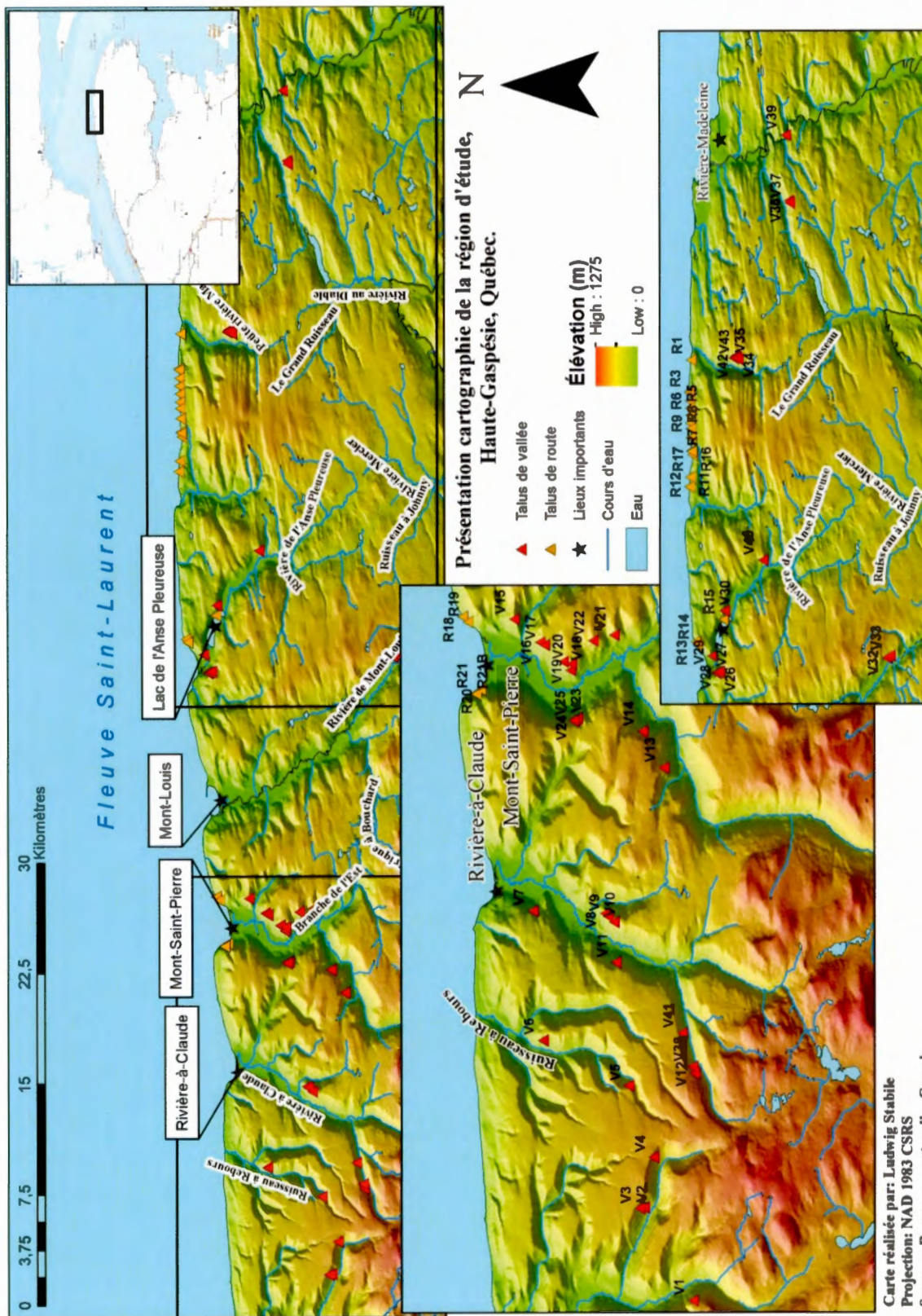


Figure 3.1: Représentation cartographique de la zone d'étude et des talus d'éboullis étudiés en Gaspésie septentrionale, Québec, Canada.

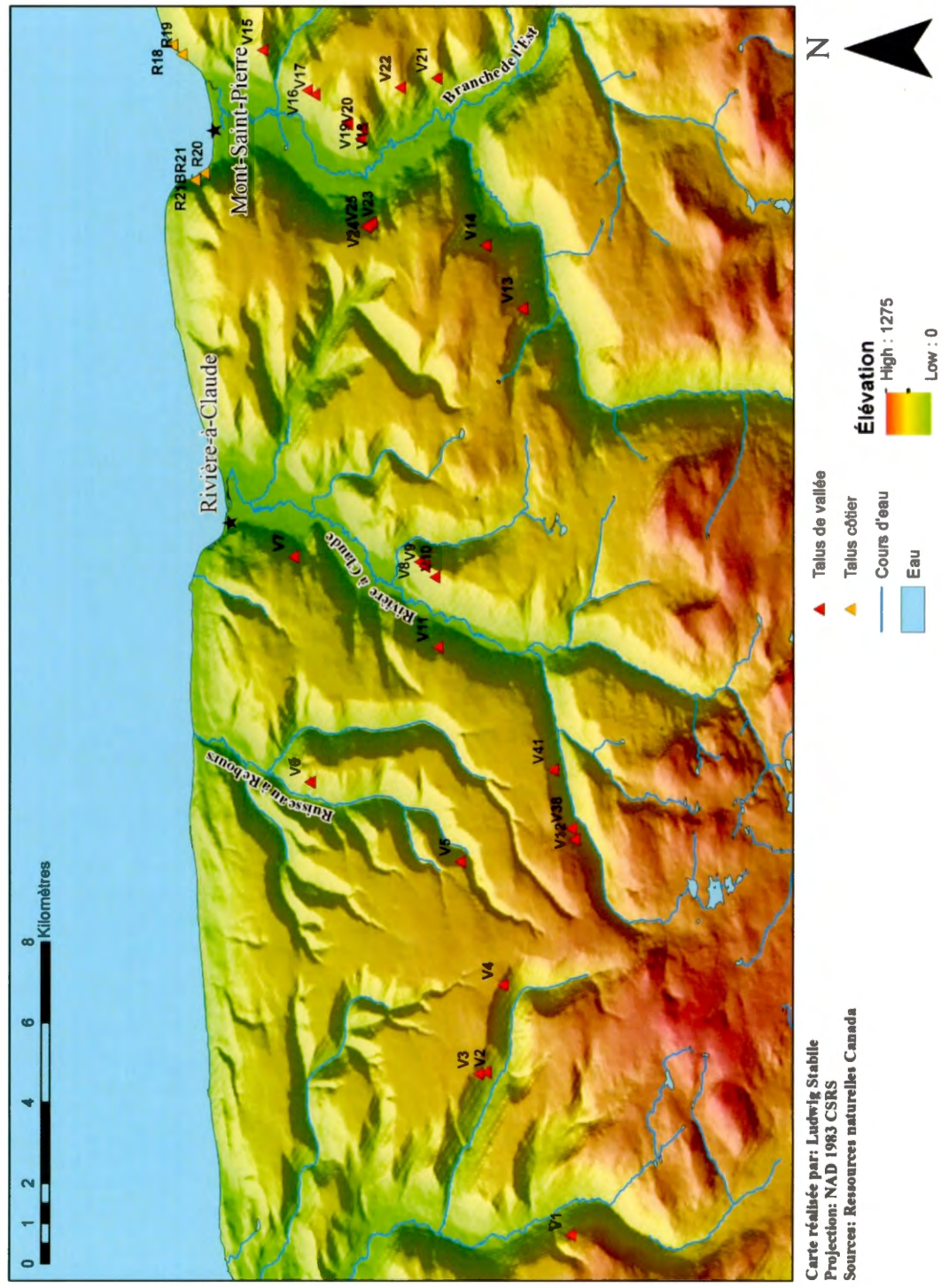


Figure 3.2: Représentation cartographique de l'extension Ouest de la zone d'étude.

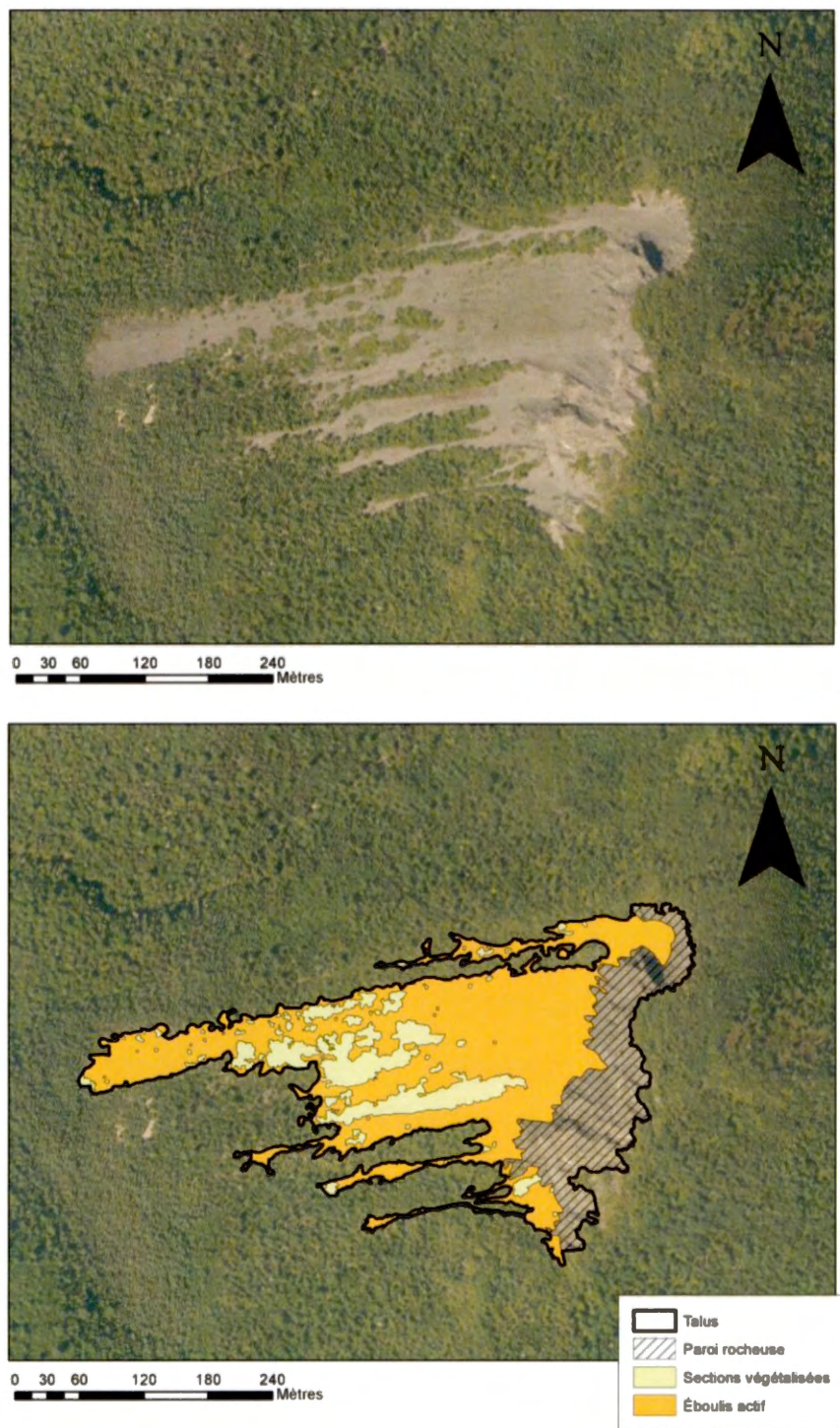


Figure 3.4: Exemple de la numérisation effectuée sur chacun des 43 talus d'éboulis identifiés dans les vallées de la Gaspésie septentrionale (site V21).

3.2 Statistiques descriptives – Variables quantitatives

3.2.1 Talus d'éboulis dans les basses vallées côtières

Les 43 talus d'éboulis échantillonnés font en moyenne 435 ± 41 m de dénivelé depuis le sommet de la paroi rocheuse jusqu'au pied du versant en fond de vallée. La longueur de la section active de l'éboulis mesure en moyenne 208 ± 34 m. Cette section varie toutefois beaucoup d'un talus à l'autre avec des valeurs de 50 m à plus de 450 m. La hauteur de la paroi rocheuse à l'amont des talus varie grandement elle aussi. D'une moyenne de 41 ± 10 m, elle peut atteindre plus d'une centaine de mètres de hauteur, soit près du quart du dénivelé moyen des versants. Le tableau 3.1 présente le sommaire des statistiques descriptives pour les 12 variables quantitatives mesurées pour les talus de vallées. À noter que seules la pente et la limite végétalisée présentent des distributions qui satisfont aux critères de normalité. L'annexe A contient l'entièreté des données échantillonnées pour ces talus.

Tableau 3.1: Statistiques descriptives et normalité pour les variables géométriques mesurées sur les talus d'éboulis de vallées étudiés.

	Moyenne	Écart-type	Minimum	Maximum	Normalité ¹
H _o /H _i	0.9	0.07	0.66	1	non
hp	41	31	0	141	non
larT	168	249	11	1 444	non
pente	38	3	30	46	oui
lonMoy	208	108	50	455	non
lonTot	436	132	137	719	oui
supP	7 510	10 087	0	42 641	non
supT	12 300	22 757	1 278	136 631	non
limiteV	0.51	0.23	0	0.86	oui
propV	0.28	0.23	0	0.78	non
propT	0.22	0.14	0.01	0.63	non
elongation	4.56	5.93	0.07	25	non

¹Normalité déterminée à partir du test de Shapiro-Wilk et d'un seuil de signification $\alpha = 0.05$

Les figures 3.5 et 3.6 présentent la distribution statistique de chacune des variables sous la forme d'un graphique de densité de probabilité. À cet effet, la majorité des variables (2, 3, 5, 7, 9, 10, 11, 12) suivent une distribution de Poisson ou de valeurs extrêmes. Cette asymétrie vers la gauche est peu étonnante puisque, selon la manière dont les talus ont été sélectionnés, on s'attend à avoir peu de valeurs de dimensions significativement sous la moyenne puisque les très petits talus d'éboulis ont été exclus de cette étude.

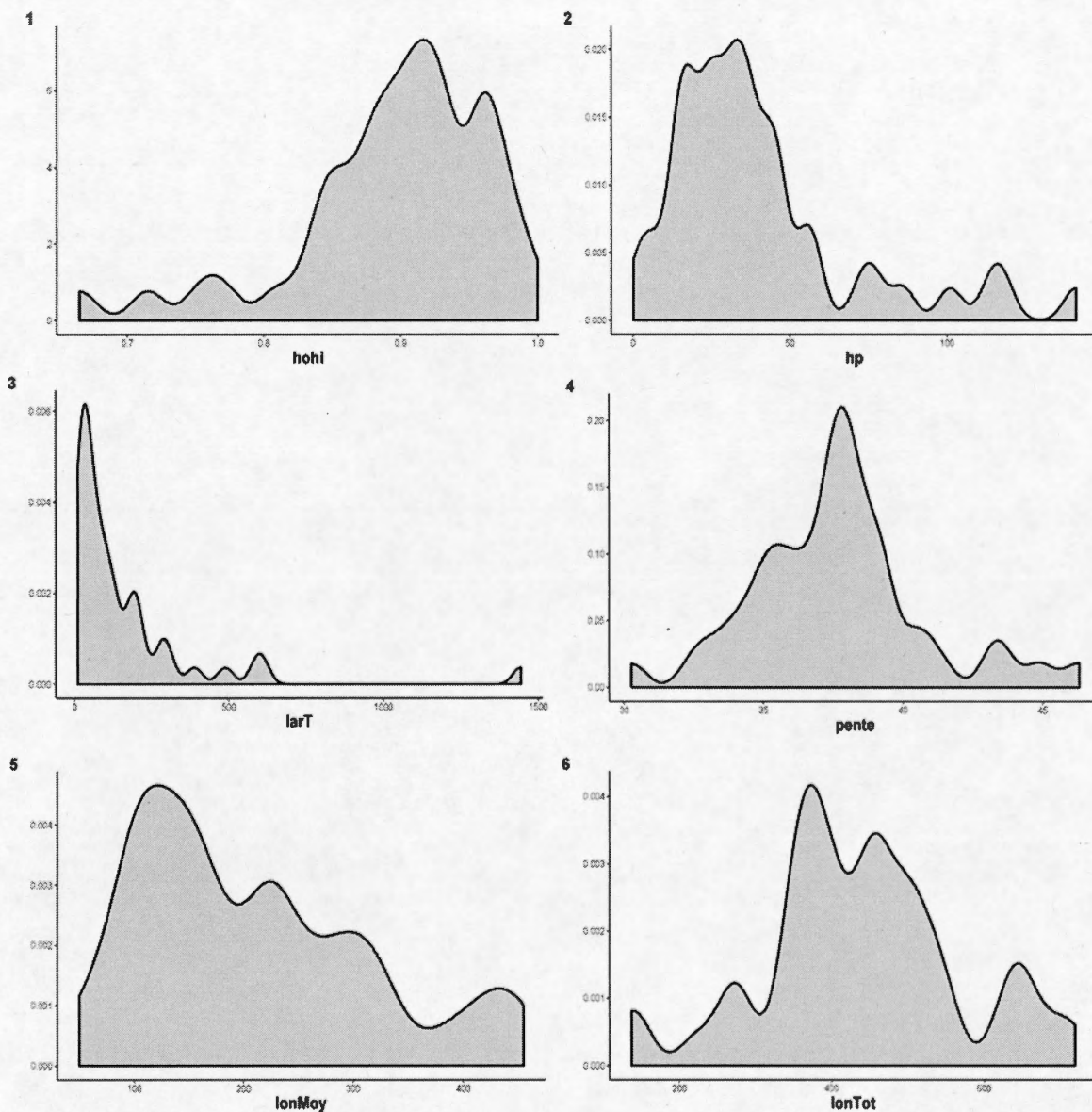


Figure 3.5 : Distribution statistique des variables morphométriques numérotées de 1 à 6 : 1) H_0/H_i ; 2) hp ; 3) $larT$; 4) $pente$; 5) $lonMoy$; 6) $supP$.

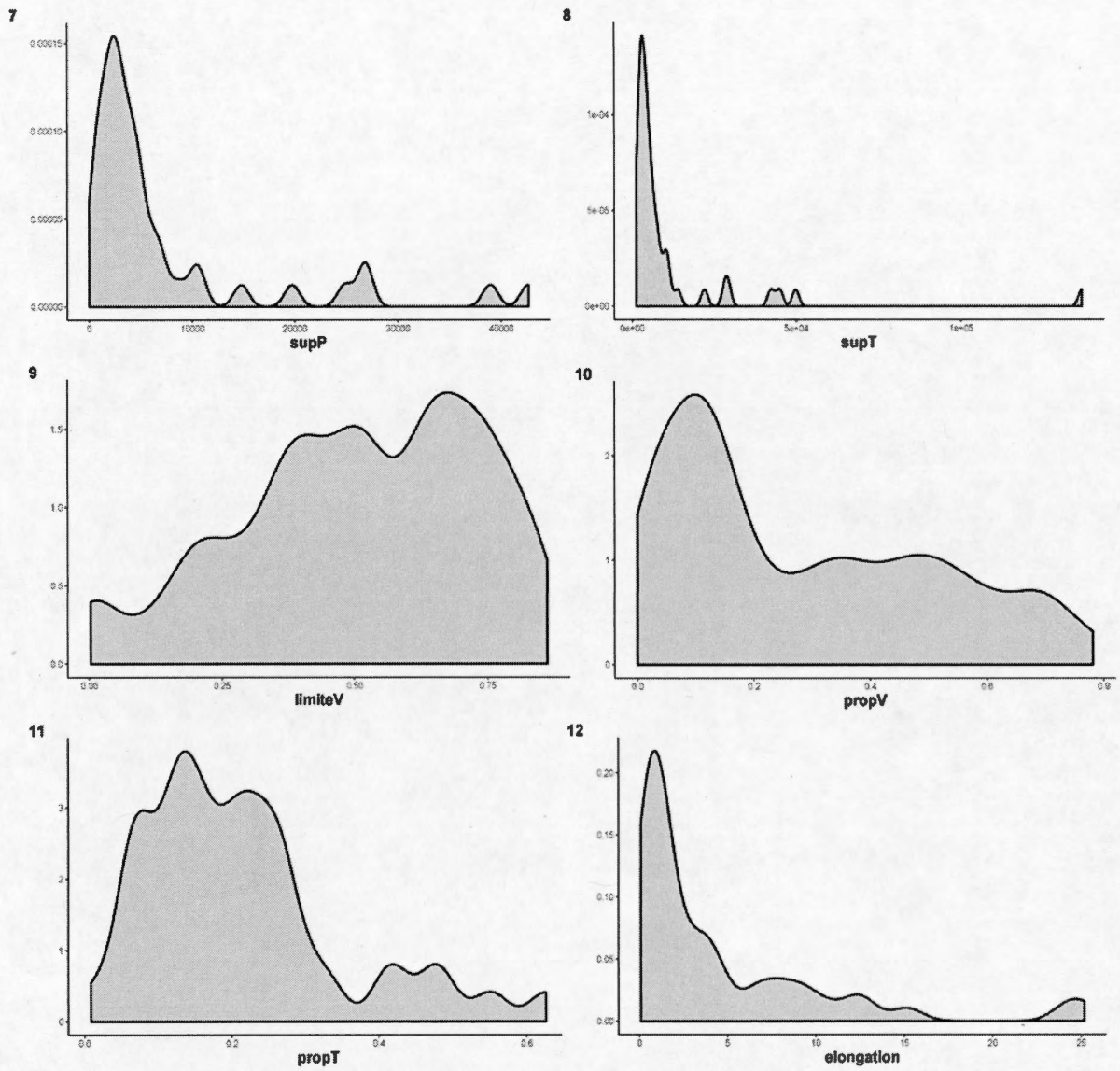


Figure 3.6 : Distribution statistique des variables morphométriques numérotées de 7 à 12 : 7) supP; 8) supT; 9) limiteV; 10) propV; 11) propT; 12) elongation.

3.2.2 Talus d'éboulis côtiers

Les talus côtiers sont actifs sur la totalité de l'éboulis, soit une longueur moyenne de 69 ± 16 m. Les parois rocheuses qui surplombent ces talus font en moyenne 98 ± 18 m de hauteur (hp). Le sommaire statistique de ces talus ($N = 22$) est présenté au tableau 3.2. Seules trois variables communes (H_o/H_i , pente, hp et longueur) sont présentes entre les talus côtiers et de vallées du fait de leur mauvaise visibilité sur les photographies aériennes (ombrage des parois rocheuses et inclinaisons se situant dans l'angle mort des photographies aériennes). De plus, en raison de la route 132 à la base des talus côtiers, la longueur du talus a également été exclue de l'analyse de différence de moyenne. L'annexe B contient l'entièreté des données échantillonnées sur ces talus.

Tableau 3.2 : Statistiques descriptives et normalité pour les variables géométriques mesurées sur les talus d'éboulis côtiers étudiés.

	Moyenne	Écart-type	Minimum	Maximum	Normalité
longueur (m)	62	35	28	181	non
pente (°)	37	2	30	42	non
H_o/H_i	0.34	0.14	0.17	0.76	oui
hp	89	40	45	169	non

Les résultats du test de Wilcoxon montrent que le rapport H_o/H_i et la hauteur de la paroi ont une différence de moyenne significative entre les deux groupes, avec des p-values de $2,2 \times 10^{-16}$, $2,146 \times 10^{-07}$. Les pentes n'ont pas de moyenne statistiquement différentes démontrées par le p-value de 0,44. On peut d'ailleurs voir la différence entre les distributions statistiques des deux variables dont les tests-t ont démontré une différence de moyenne à la figure 3.7.

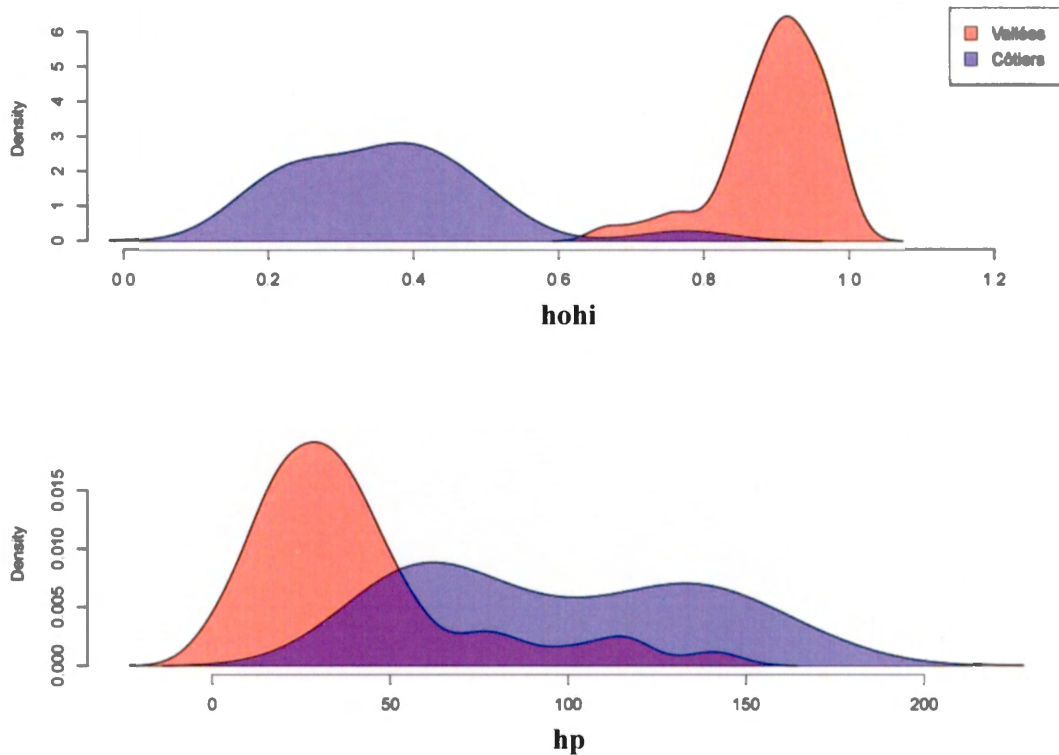


Figure 3.7: Graphiques de densité de probabilité des variables H_0/H_i et hp pour les talus situés dans les vallées (rouge) et les talus côtiers (bleu).

3.2.3 Bilan sédimentaire du début de l'Holocène (10 500 à 7 250 ans AA)

Le bilan sédimentaire de la période la plus active au niveau géomorphologique a été estimé à l'aide du volume des glaciers rocheux identifiés au pied de certains talus d'éboulis. Au total, sept glaciers rocheux ont été échantillonnés et mesurés (Tableau 3.3). En moyenne, les parois rocheuses ont reculé d'environ 30 m pour permettre un volume sédimentaire suffisant à la construction des ces glaciers rocheux, ce qui correspond à un flux sédimentaire de plus de $400 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$. Échelonné sur la période d'activité des glaciers rocheux, estimée entre 10 500 à 7 250 ans AA (Hétu et Gray, 2000a), le taux de retrait moyen des parois rocheuses est de l'ordre de $8\,000 \text{ mm ka}^{-1}$. Une analyse de la variance a été effectuée, mais n'a pas permis de corroborer un effet

significatif de l'orientation des versants sur le retrait des parois pour la période concernée (p-value = 0,81).

Tableau 3.3: Volume des glaciers rocheux, flux sédimentaire et taux de retrait des parois rocheuses pour la période périglaciaire estimée de 10 500 à 7 250 ans AA.

	Volume ¹ (m ³)	Retrait (m)	Flux sédimentaire (m ³ a ⁻¹)	Taux de retrait (mm ka ⁻¹)	Orientation -
1	1 919 119	19	590	5 705	W
2	2 836 821	56	873	17 115	W
3	1 166 500	33	359	10 255	E
4	422 162	8	130	2 379	W
5	1 733 047	31	533	9 522	E
6	903 327	29	278	8 909	E
7	531 898	30	164	5 246	E
Moyenne	1 358 982	29	418	8 447	

¹Les volumes sont corrigés selon un indice de porosité de 30 %.

3.3 Analyse des données catégoriques

Le projet de recherche comporte trois variables ordinales, soit le processus dominant sur le talus (type.t), l'orientation de la pente (orientation) et l'index de végétalisation de la partie active du talus (indexV). Ces variables ont potentiellement des effets non seulement entre elles, mais également sur les variables quantitatives décrites précédemment.

3.3.1 Test du chi-carré

Les tableaux de contingence (Tableau 3.4) sont supportés par les tests du chi-carré. À la lumière des résultats obtenus, les couples orientation/indexV et orientation/type.t ont une relation d'interdépendance. En observant les tableaux, on note que les niveaux faibles de végétalisation se concentrent sur les versants exposés à l'Ouest et au Nord, tandis que la plus forte végétalisation concerne les versants exposés à l'Est et au Sud.

Quant aux niveaux moyens de végétation, la démarcation est plus négligeable. Le même phénomène se produit lorsque l'on observe le tableau de contingence entre le type.t et l'orientation. La grande majorité des avalanches de neige et des coulées de débris se retrouvent sur les versants exposés au Nord et à l'Est, tandis que les coulées de pierres glacées et les chutes de pierres se concentrent sur les versants exposés au Sud et à l'Ouest. Il n'y a cependant pas de lien démontré entre le type de processus dominant et le niveau de végétation (p-value de 0,39).

Tableau 3.4: Tableaux de contingence des variables ordinales que sont l'orientation des talus, l'indice de végétalisation et le type de processus géomorphologique dominant.

1	orientation				2	orientation				3	type.t			
	indexV	E	N	S		W	type.t	E	N		S	W	indexV	E
faible	2	4	0	8	av	2	3	0	1	faible	4	4	2	4
moyen	4	0	3	7	cpg	0	1	4	7	moyen	0	5	3	6
fort	5	1	7	2	df	7	1	0	2	fort	2	3	5	5
					rf	2	0	6	7					
p-value ¹	0,008				p-value ¹	0,0004				p-value ¹	0,39			

¹La p-value fait référence au test du chi-carré.

3.3.2 Effets des variables catégoriques sur les données

3.3.2.1 Séparation des données selon les variables catégoriques

Les données ont été divisées selon les variables catégoriques type.t, indexV et orientation. Le tableau 3.5 compile les moyennes des variables quantitatives selon les différentes catégories. Certaines d'entre elles, telles que la superficie des parois et des talus, varient grandement d'une catégorie à l'autre.

Tableau 3.5: Valeurs moyennes des variables géométriques selon les différentes catégories.

	type.t				indexV			Orientation			
	rf	cpg	av	df	faible	moyen	fort	N	E	S	W
Ho/Hi	0.91	0.86	0.89	0.93	0.88	0.91	0.90	0.9	0.93	0.89	0.87
hp	35	60	34	32	48	42	34	29	30	41	52
larT	135	225	284	78	227	150	130	333	75	126	205
penne	38	37	40	36	40	37	37	39	38	36	38
lonMoy	140	269	151	272	177	219	228	136	244	179	224
supP	5 042	15 236	2 860	4 730	10 065	7 651	4 994	2 665	4 218	4 373	1 2911
supT	5 746	27 925	3 912	8 416	15 095	14 022	8 085	4 306	7 628	7 911	20 256
limiteV	0.6	0.42	0.58	0.44	0.62	0.53	0.38	0.65	0.47	0.44	0.54
propV	0.28	0.24	0.19	0.39	0.06	0.21	0.56	0.12	0.36	0.45	0.19
propT	0.14	0.25	0.2	0.29	0.18	0.23	0.23	0.16	0.26	0.24	0.19
ratioPT	1.3	1.47	1.51	2.8	1.86	1.74	1.58	0.95	2.51	1.38	1.65
elongation	1.77	3.04	3.55	11.15	3.98	3.51	6.08	2.5	8.57	3.02	3.47

3.3.2.2 Analyse de la variance

Le tableau 3.6 présente l'effet des variables catégoriques sur les données et les p-values associés à la MANOVA. Les trois variables catégoriques ont un effet sur la variance des données puisque les p-values du test statistique sont inférieurs au seuil de signification ($\alpha = 0.1$) choisi. La MANOVA a été décortiquée afin d'obtenir individuellement la contribution de chacune des catégories sur les variables quantitatives. Les valeurs de p-value indiquant un effet significatif des variables catégoriques sur les données ont été identifiées à l'intérieur du tableau.

Sept variables quantitatives sont statistiquement affectées par le processus dominant du talus (type t), présentées à la figure 3.8. On aperçoit qu'avec supP, supT et elongation, la différence significative est essentiellement portée par un seul groupe. Les coulées de pierres glacées ont des parois et des éboulis actifs d'une plus grande superficie et une dispersion des données beaucoup plus importante que les autres types

de talus. Les talus à coulées de débris ont une forme beaucoup plus allongée (élongation) que les autres talus d'éboulis, avec un étalement des valeurs également beaucoup plus grand.

Tableau 3.6: Résultats (p-value) des tests statistiques de la variance simple (variables quantitatives individuelles) et multiple (variables quantitatives combinées). Les variables clés sont identifiées en gris.

	type.t	indexV	orientation
Ho/Hi	0.12	0.45	0.22
hp	0.11	0.48	0.24
larT	0.33	0.56	0.22
pen	0.03	0.019	0.43
lonMoy	0.0006	0.41	0.22
supP	0.013	0.41	0.036
supT	0.039	0.68	0.33
limiteV	0.10	0.012	0.32
propV	0.33	-	0.004
propT	0.039	0.50	0.42
ratioPT	0.11	0.90	0.23
elongation	0.0002	0.47	0.071
MANOVA	0.087	0.006	0.071

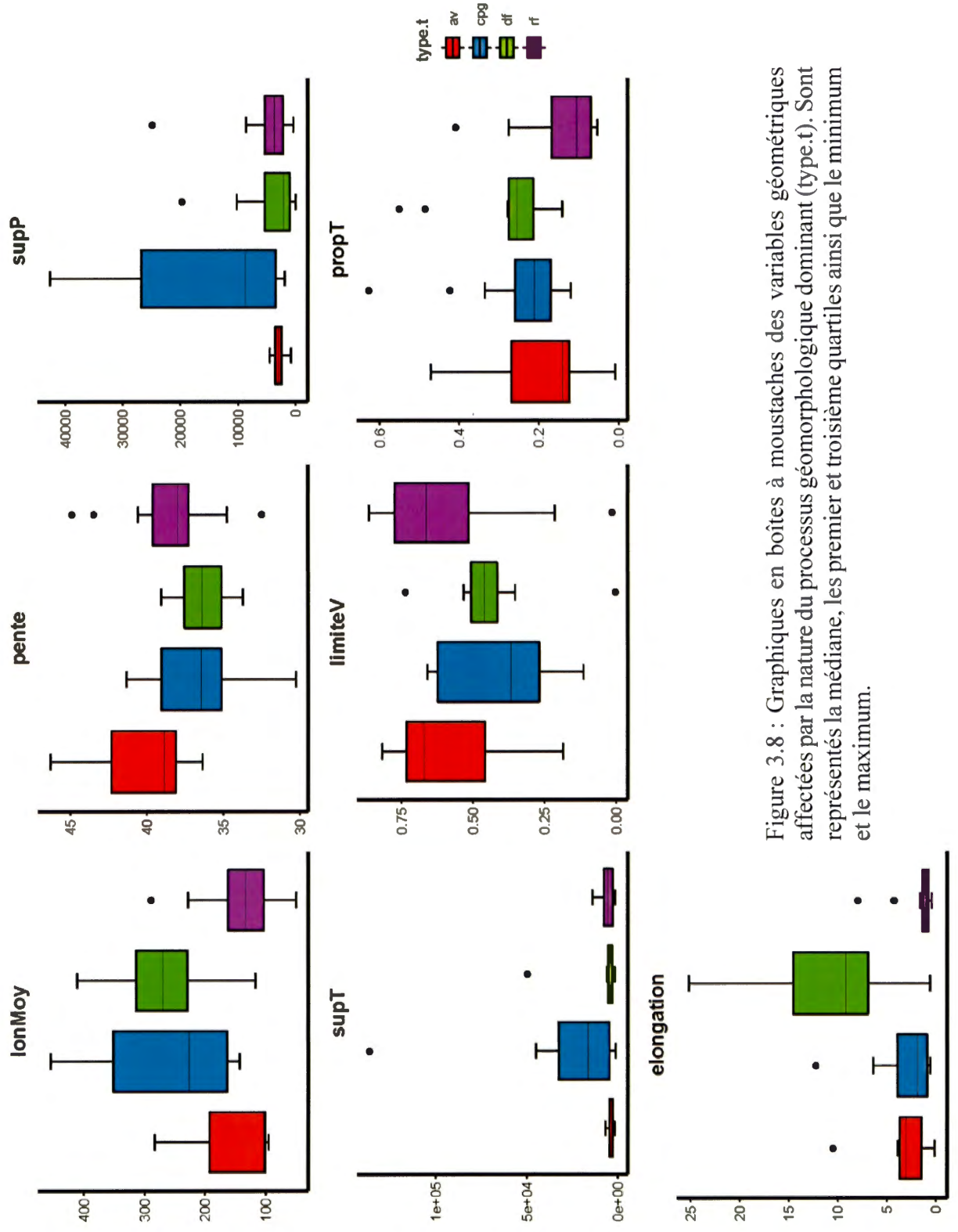


Figure 3.8 : Graphiques en boîtes à moustaches des variables géométriques affectées par la nature du processus géomorphologique dominant (type.t). Sont représentés la médiane, les premier et troisième quartiles ainsi que le minimum et le maximum.

Deux variables quantitatives sont influencées par le niveau de végétation (indexV) du talus (Figure 3.9). Les graphiques indiquent une pente moyenne plus forte pour le niveau de végétation le plus faible, mais aucune différence marquante pour les niveaux plus élevés. Quant à la limite forestière, ce sont les talus où les sections actives les plus végétalisées qui ont les fronts forestiers beaucoup plus haut (limiteV plus faible), bien entendu.

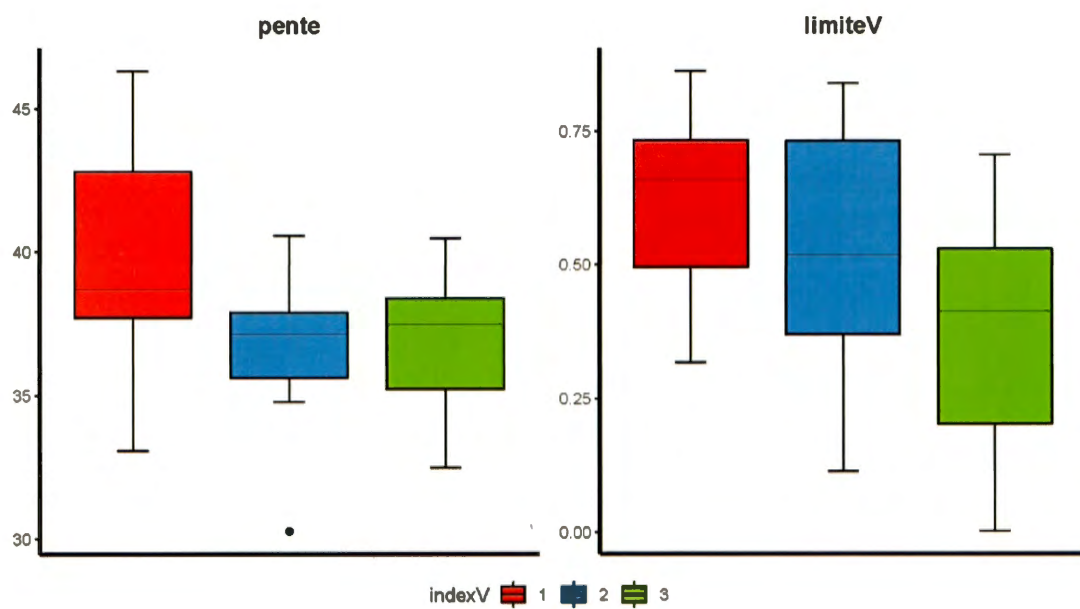


Figure 3.9: Graphiques en boîtes à moustaches des variables géométriques affectées par l'indice de végétalisation (indexV). Sont représentés la médiane, les premier et troisième quartiles ainsi que le minimum et le maximum.

L'orientation des versants illustre des différences plus marquées chez certaines variables, comme celles présentes à la figure 3.10. La proportion de la section active végétalisée est nettement plus élevée pour les versants exposés à l'Est et au Sud. Les talus les plus allongés sont concentrés sur les versants exposés à l'Est tandis que les parois rocheuses les plus massives se retrouvent sur les versants exposés à l'Ouest.

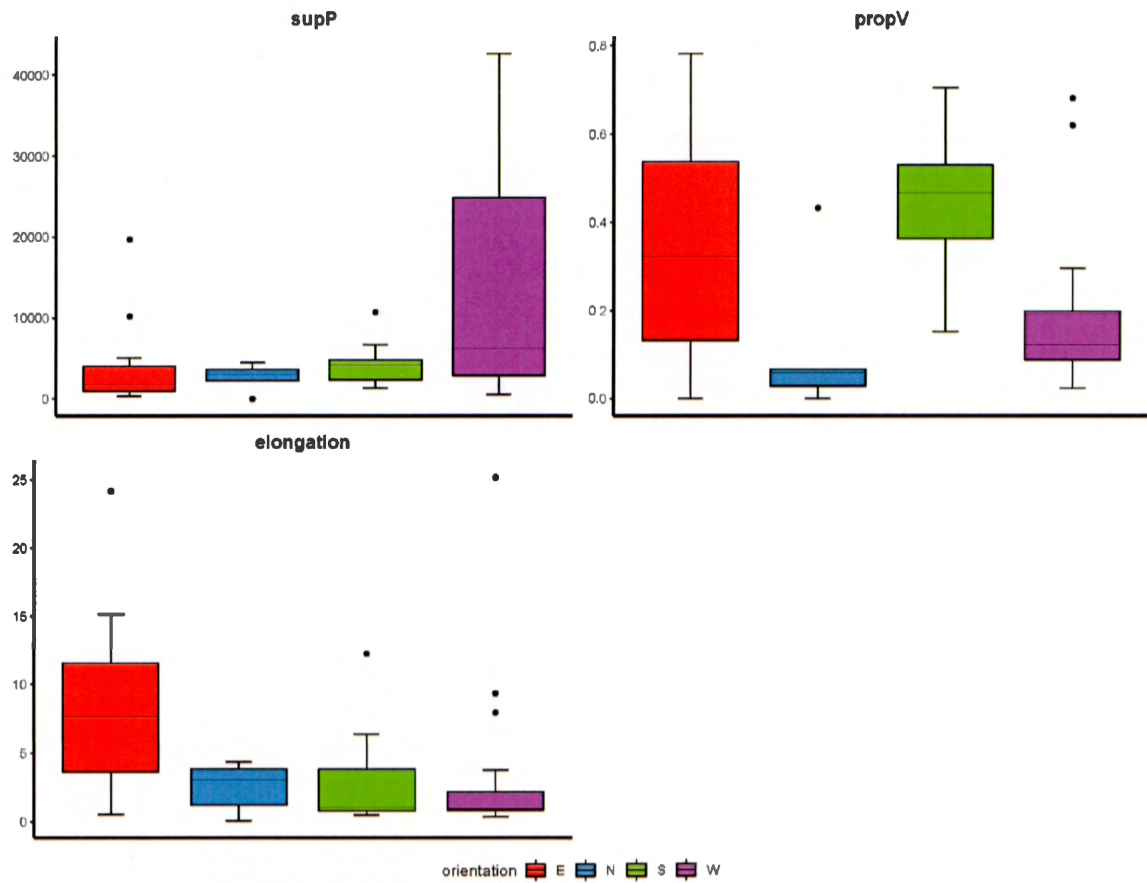


Figure 3.10 : Graphiques en boîtes à moustaches des variables géométriques affectées par l'orientation. Sont représentés la médiane, les premier et troisième quartiles ainsi que le minimum et le maximum.

3.4 Relation entre les variables quantitatives

3.4.1 Matrice de corrélation

La figure 3.11 présente la matrice de corrélations de Spearman. Il est à noter que les variables transformées ont été exclues de la matrice de corrélation puisque celles-ci sont statistiquement dépendantes des variables mesurées directement, ce qui fournit artificiellement de fortes corrélations. On observe dans l'ensemble que les variables offrent un bon nombre de corrélations significatives. Outre certaines corrélations

évidentes, on retient notamment les binômes supP-supT, pente-supV, pente-lonMoy, hp-lonMoy.

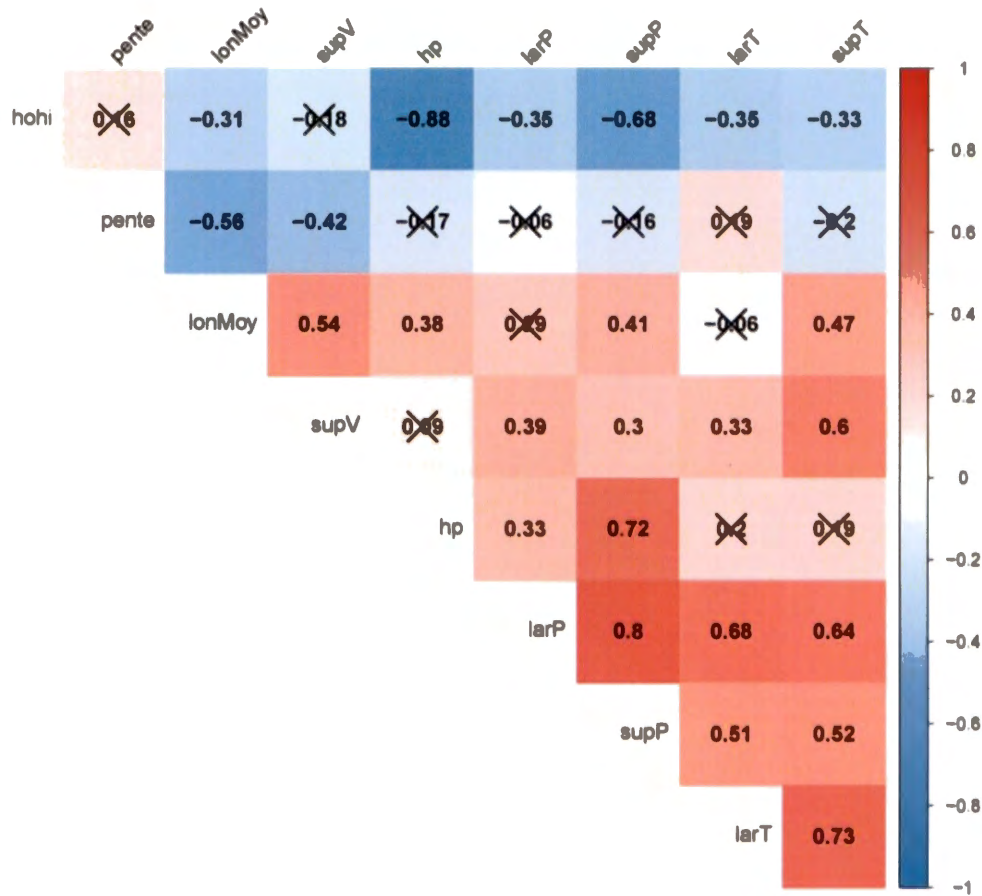


Figure 3.11: Matrice de corrélation avec les coefficients de Spearman. Les valeurs rayées représentent les corrélations non significatives selon un seuil de $\alpha = 0,05$.

3.4.2 Modèles de régressions linéaires

3.4.2.1 Relation entre la superficie de la paroi rocheuse et de l'éboulis actif

La relation entre la superficie de la paroi (supP) et de l'éboulis actif (supT) est caractérisée par un coefficient de corrélation de Spearman de 0,52 (figure 3.12). Le modèle linéaire est statistiquement significatif ($p\text{-value} < \alpha$) et le r^2 est de 0,65. La

corrélation varie toutefois en fonction des processus dominants (rf, cpg, df et av) avec des valeurs de 0,43, 0,92, -0,05 et 0,086, respectivement.

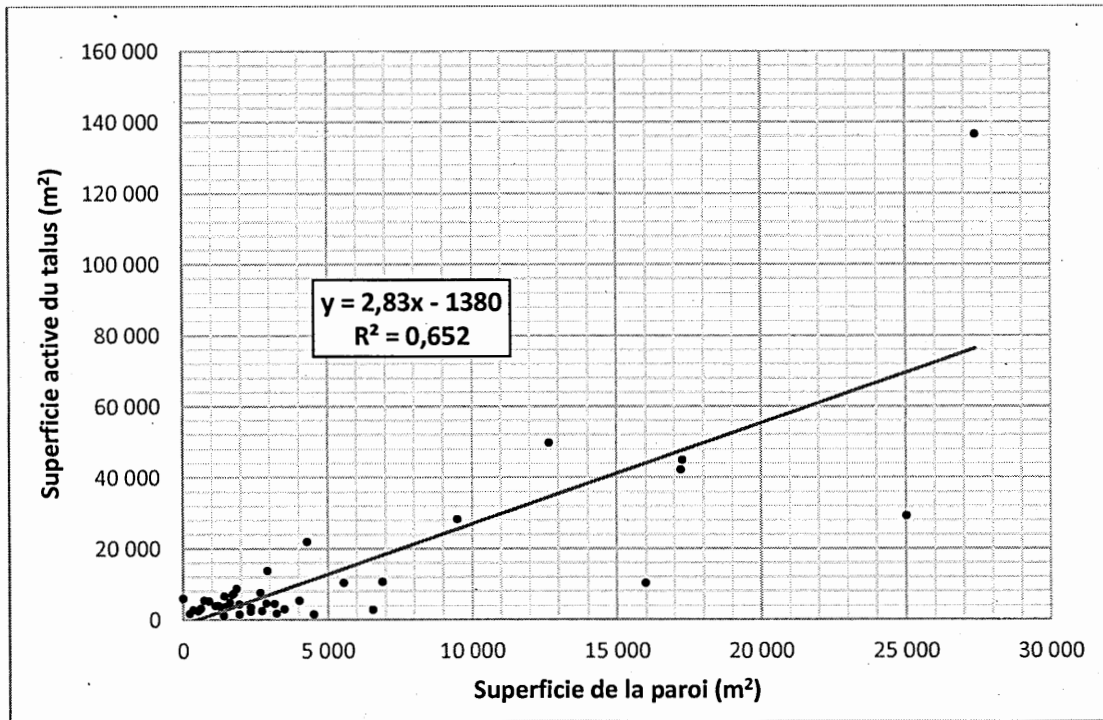


Figure 3.12: Relation entre la superficie de la paroi rocheuse et la superficie active du talus.

3.4.2.2 Relation entre la pente et la superficie végétalisée de la partie active du talus

Le coefficient de corrélation de Spearman est de -0,42 entre la pente et la surface végétalisée (supV) (Figure 3.13). Malgré la forte corrélation, le modèle de régression linéaire n'est pas statistiquement significatif avec un r^2 de 0,003 et une p-value de 0,73, ce qui n'indique aucune relation entre les deux variables et reflète la différence possible entre le coefficient de Spearman et la régression pour certaines distributions.

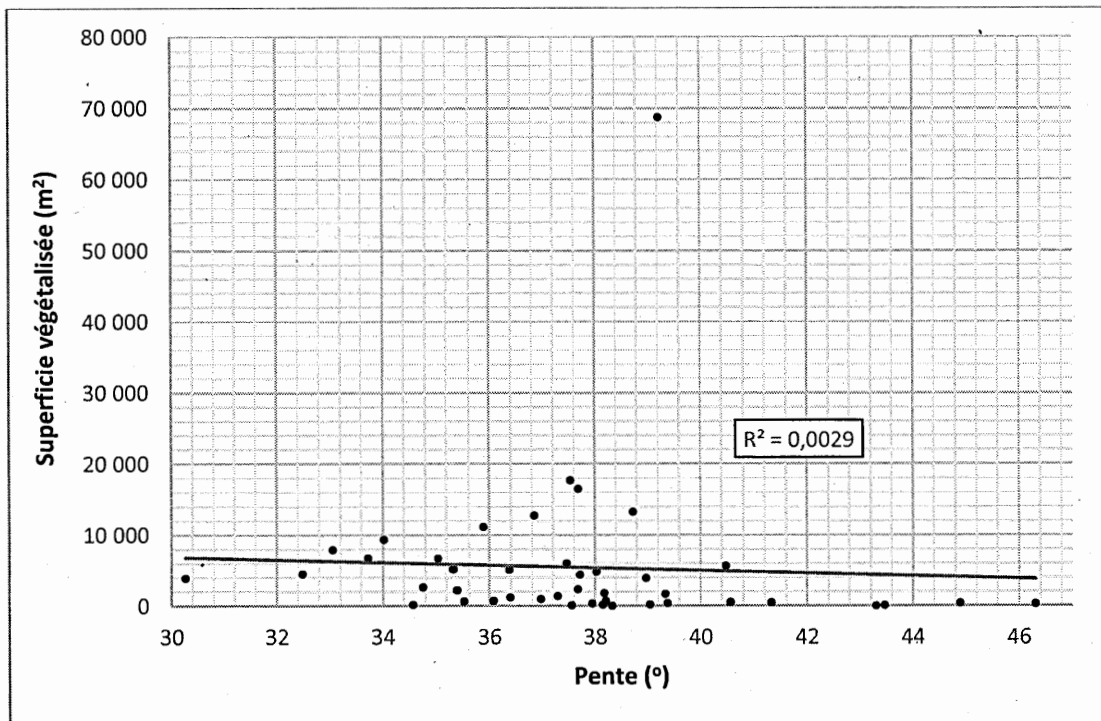


Figure 3.13: Relation entre la pente et la superficie végétalisée.

3.4.2.3 Relation entre la pente et la longueur moyenne de la section active du talus

Le coefficient de corrélation de Spearman entre la pente et la longueur de la section active du talus (lonMoy) est de - 0,56 (Figure 3.14). Le modèle illustre une relation inverse significative entre la pente et la longueur moyenne de la partie active du versant caractérisée par un r^2 de 0,35.

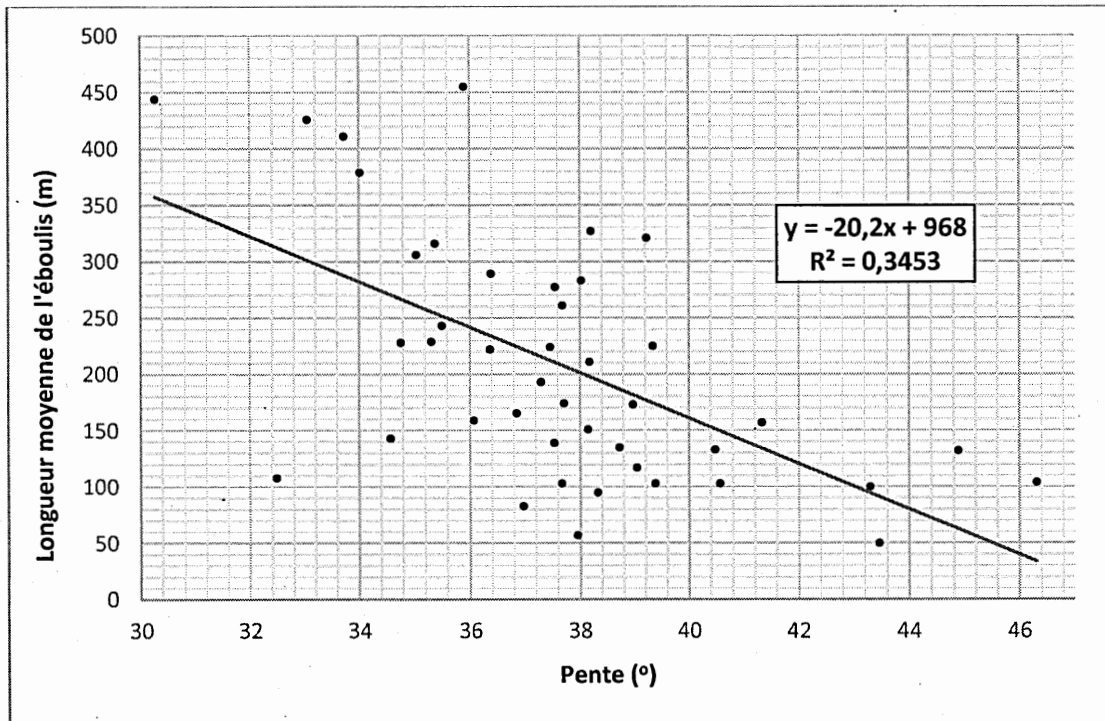


Figure 3.14: Relation entre la pente et la longueur moyenne de l'éboulis.

3.4.2.4 Relation entre la hauteur de la paroi (hp) et la longueur moyenne de l'éboulis

Le coefficient de corrélation de Spearman entre la hauteur de la paroi (hp) et la longueur de l'éboulis (lonMoy) est de 0,38. La figure 3.15 présente le diagramme bivarié avec le modèle de régression linéaire décrivant la relation entre les deux variables. Le modèle ne permet pas d'expliquer avec beaucoup de précision la covariance des données, mais il montre cependant une tendance à l'augmentation de la longueur moyenne de la partie active du talus plus la paroi rocheuse est haute.

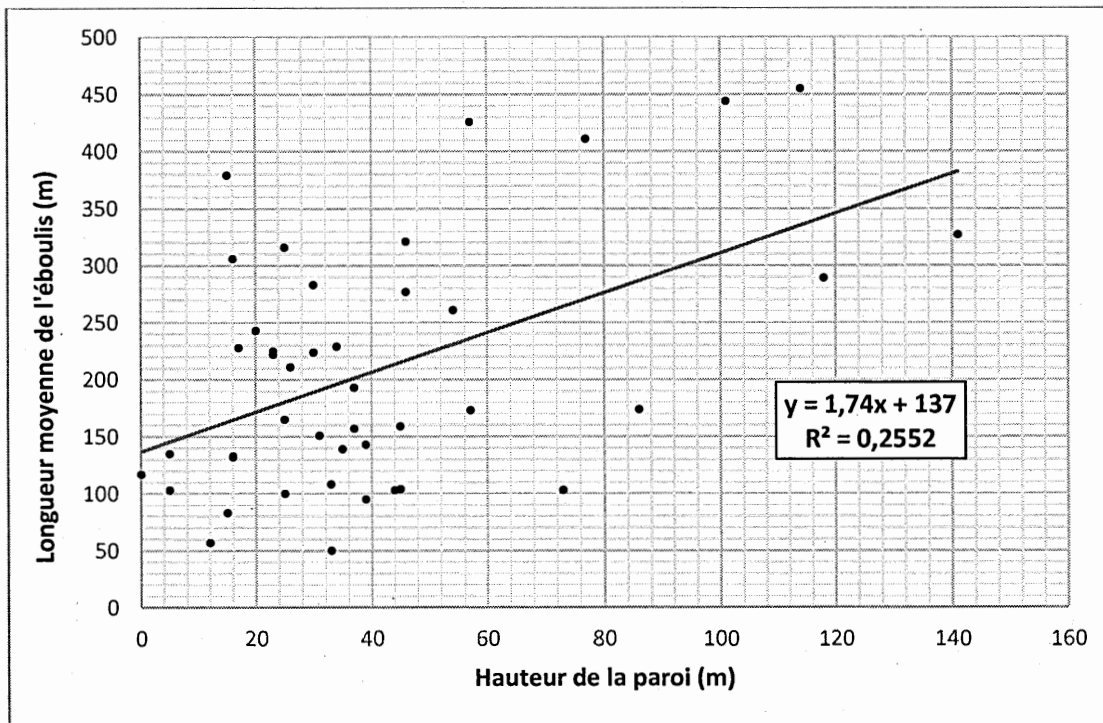


Figure 3.15: Relation entre la hauteur de la paroi rocheuse et la longueur moyenne de l'éboulis.

3.5 Analyses multivariées

3.5.1 Analyse en composantes principales (ACP)

La figure 3.16 illustre les résultats de l'ACP sous forme de diagramme bivarié où les deux axes représentent les deux premières composantes principales. Les ellipsoïdes correspondent à la variable type.t, donc à chacun des processus dominants sur les talus d'éboulis. La première composante principale (PC1) explique 34.3 % de la variance des données, tandis que la deuxième (PC2) en explique 25.3 %, pour un total de 59.6 %. Dans l'axe de la PC1 (axe des x), les variables ayant une plus grande importance sont dans l'ordre : lonMoy, limiteV, supP, hp, H_o/H_i et supT. Pour la PC2, les variables les plus influentes sont : elongation, propT, larT et propV.

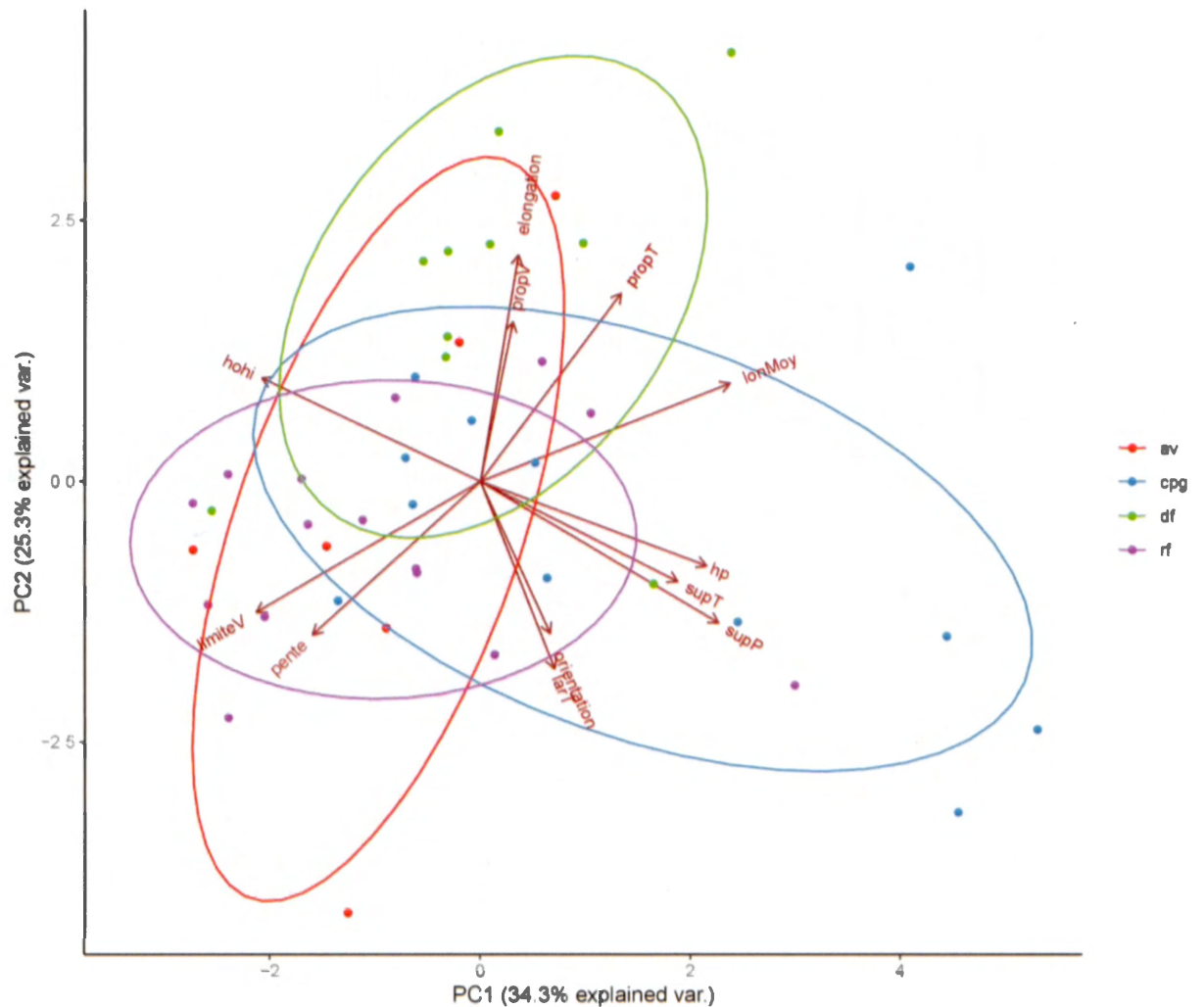


Figure 3.16: Analyse en composantes principales présentée sous forme de diagramme bivarié. Les ellipses représentent les processus géomorphologiques dominants, à savoir : les avalanches de neige (av), les coulées de pierres glacées (cpg), les coulées de débris (df) et les chutes de pierres (rf).

3.5.2 Classification

À la lumière des précédents résultats (tests de différences de moyennes, chi-carré, MANOVA, corrélations), les variables pertinentes ont été identifiées, soit celles donnant des résultats concluants. Il a été décidé d'utiliser les variables suivantes pour les classifications : hp, supP, supT, lonMoy, pente, orientation et elongation.

3.5.2.1 Classification hiérarchique

Les résultats de la classification hiérarchique sont présentés à la figure 3.17. Les groupes correspondant à la classification selon les quatre processus géomorphologiques dominants sont numérotés sous leurs rectangles respectifs. Les groupes créés sont composés de 3, 8, 24 et 8 talus chacun. La répartition des groupes a été confrontée au type de talus (Tableau 3.7) afin de voir si la division des talus selon les données mesurées correspond au type de processus dominant.

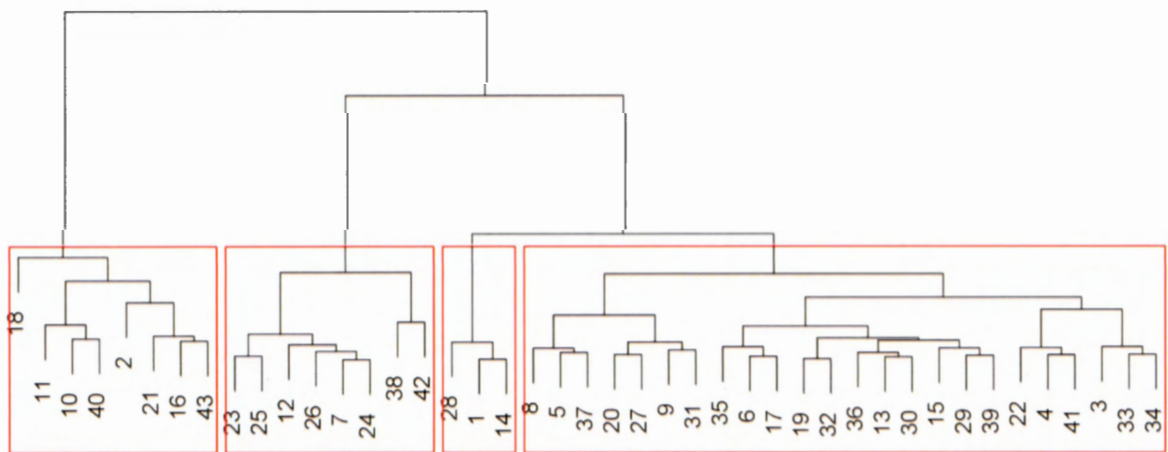


Figure 3.17: Dendrogramme de classification où les talus sont numérotés de 1 à 43. Les différents groupes, au nombre de quatre, sont délimités par les rectangles rouges et représentent les talus partageant des valeurs similaires.

On remarque que dans l'ensemble, les groupes permettent de distinguer les types de processus, en particulier les groupes 2 et 4. Afin de valider cette observation, un test du chi-carré a été produit afin de corroborer le lien de dépendance entre les groupes modélisés et la variable type.t. La relation est significative avec une p-value de $5,6 \times 10^{-6}$.

Tableau 3.7: Répartition du processus géomorphologique dominant (type.t) parmi les groupes créés à partir du dendrogramme. Les données sont présentées en fréquence absolue (1) et fréquence relative (2).

Groupe	type.t (1)				type.t (2)			
	av	cpg	df	rf	av	cpg	df	rf
1	2	0	0	1	0,667	0	0	0,33
2	0	6	1	1	0	0,75	0,125	0,125
3	3	6	2	13	0,125	0,25	0,08	0,541
4	1	0	7	0	0,125	0	0,875	0

av = avalanche de neige; cpg = coulées de pierres glacées; df = coulées de débris; rf = chutes de pierres

Les processus qui se distinguent le mieux par la classification sont les coulées de débris (df) et les talus à chutes de pierres (rf), avec plus de 70 et 87 % des talus répartis dans le même groupe. Les coulées de pierres glacées sont réparties à 50 % dans les groupes 2 et 3 (celui où les rf dominant). Les avalanches de neige (av) sont moins bien classifiées par le dendrogramme avec le tiers dans le groupe 1, la moitié dans le groupe 3 et le sixième dans le groupe 4. Numériquement, rf et cpg partagent certaines caractéristiques communes, sauf pour les coulées de pierres glacées classées dans le groupe 2.

Le tableau 3.8 permet de décrire les caractéristiques géométriques des différents groupes identifiés par le dendrogramme. On parvient ainsi à identifier le ou les variable(s) les plus influentes dans chacun des groupes. Le test TukeyHSD (Tukey Honest Significant Differences) permet l'analyse de variance et d'analyser chacune des paires de groupes afin de voir lesquelles d'entre elles sont responsables de cette différence par rapport à la moyenne. C'est-à-dire que l'on est capable de démontrer

statistiquement pour la variable hp, par exemple, que le groupe 2 est statistiquement différent des autres groupes, mais que les groupes 1, 3 et 4 ont des moyennes similaires.

Tableau 3.8: Présentation des valeurs moyennes des variables géométriques de la classification selon le groupe déterminé par le dendrogramme. Les variables clés sont identifiées.

Variables	Groupes			
	1	2	3	4
hp	29	83	31	33
supP	2065	25158	3559	3756
supT	3414	45418	5226	3738
lonMoy	112	344	144	301
pente	45	36	38	36
elongation	2	2	3	14

Le groupe 1 se distingue uniquement par la pente, qui est significativement plus élevée que la moyenne des autres groupes. Le groupe 2 se distingue davantage par une grande paroi (en hauteur et en superficie) ainsi qu'une longueur moyenne de la partie active du talus supérieure à tous les autres groupes à l'exception du groupe 4. Le groupe 3 est celui qui se démarque le moins bien statistiquement. Le groupe 4 se démarque par une longueur active plus élevée ainsi que par sa forme très allongée par rapport à la moyenne. Leur faible superficie indique de longs éboulis très étroits surplombés d'une paroi rocheuse d'une hauteur et d'une superficie moyenne.

3.5.2.2 Analyse discriminante

L'analyse discriminante permet la création d'un modèle prédisant la valeur de la variable type.t (Tableau 3.9). La diagonale illustre les talus correctement classifiés. Le tableau peut se lire dans les deux sens, à savoir : à l'horizontale pour obtenir la répartition des valeurs prédites parmi les valeurs réelles et à la verticale pour visualiser dans quel groupe les valeurs réelles ont été classifiées.

Tableau 3.9: Tableau de contingence entre les processus prédits par le modèle versus les valeurs réelles.

Prédit	type.t			
	av	cpg	df	rf
av	2	0	1	1
cpg	0	6	1	1
df	1	0	7	0
rf	3	6	2	13

av = avalanche de neige; cpg = coulées de pierres glacées; df = coulées de débris; rf = chutes de pierres

Le tableau de contingence montre la répartition des processus prédits par comparaison à la réalité (axe vertical) et l'efficacité des prédictions par processus (axe horizontal). À titre d'exemple pour les avalanches de neige, le modèle en prédit correctement 33 % (2/6, vertical) du total réel, cependant 50 % (2/4, horizontal) des talus classifiés avec avalanche de neige (av) se retrouve à être bien classé. Seulement 50 % (6/12, vertical) du nombre total de talus à coulées de pierres glacées (cpg) est classifié correctement, l'autre moitié étant confondue avec les talus à chutes de pierres (rf). Cependant, lorsque le modèle prédit un talus à coulées de pierres glacées (cpg), le taux de réussite est de 75 % (6/8, horizontal). Pour les coulées de débris (df), la classification est juste à 63,6 % (7/11, vertical). En revanche, lorsque le modèle le prédit, l'analyse discriminante fait un meilleur travail avec un taux de réussite à 87,5 % (7/8, horizontal). Finalement, 86,7 % (13/15, vertical) des talus à chutes de pierres (rf) ont été classifiés dans le bon groupe. Le modèle sur-représente toutefois les rf, comme démontré par les 11 talus sur 24 (lecture horizontale) incorrectement prédits.

Ces résultats ne sont pas surprenants si l'on observe la projection des données sur les deux axes de discrimination linéaires (LD1 et LD2), présenté à la figure 3.18. Les deux combinaisons linéaires créées par le modèle expliquent 92,5 % de la variance dans les données d'entrée, soient respectivement 65,4 % et 27,1 %. Le groupe est facilement

classifié si le nuage de point qui y est associé est aisément isolable par une droite verticale et horizontale. On voit sur la figure que c'est effectivement le cas pour les df (bleu) qui sont relativement bien distingués. Pour les coulées de pierres glacées (vert), on comprend pourquoi le modèle les confond avec les chutes de pierres (mauve), puisque les deux groupes ne se distinguent que par l'axe des y, et qu'il y a chevauchement des deux distributions. Les talus à avalanches de neige, quant à eux, ne semblent pas former de nuages de points, ce qui indique que le modèle n'arrive pas à les regrouper selon les variables en entrée.

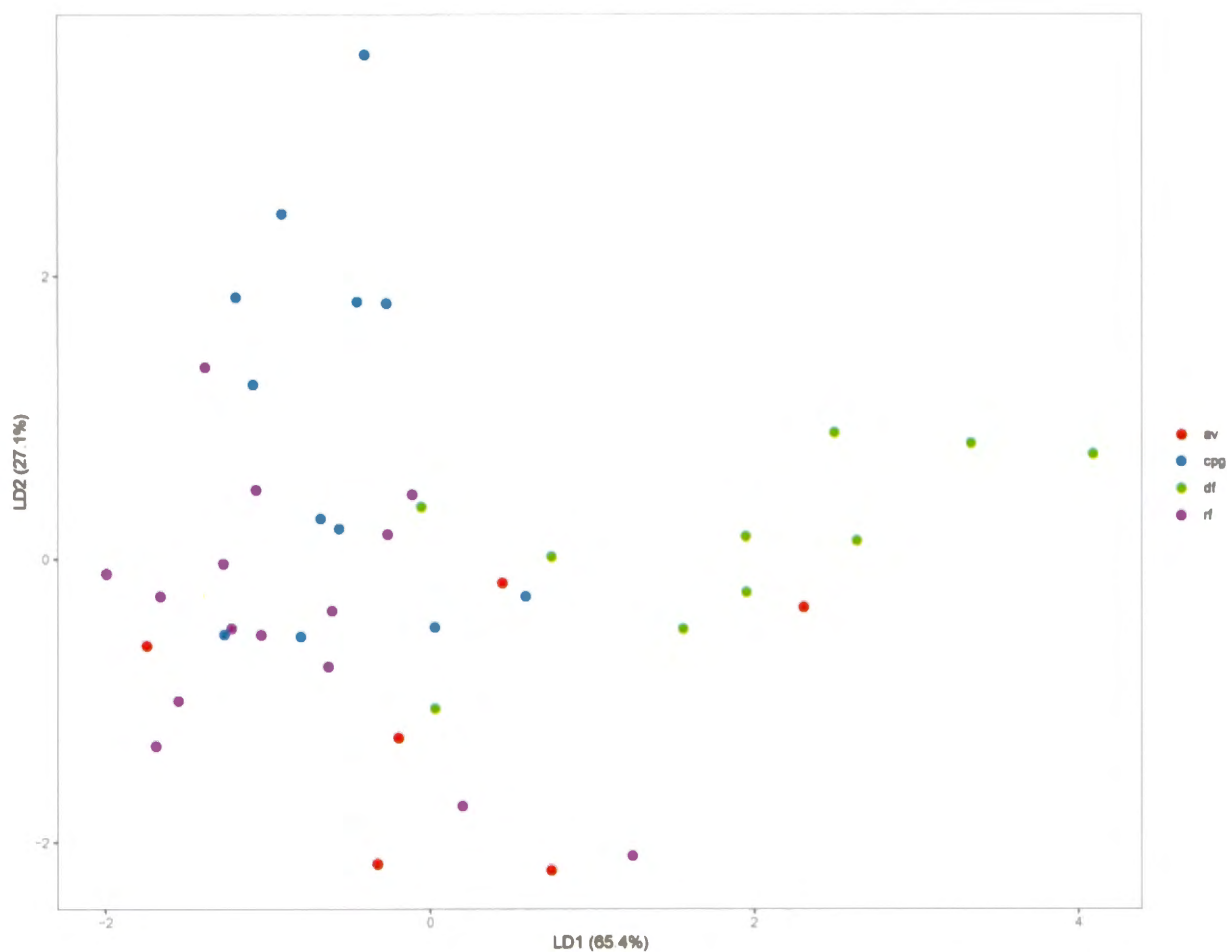


Figure 3.18: Représentation des données selon les deux discriminants linéaires principales (LD1 et LD2).

CHAPITRE IV

DISCUSSION

4.1 Activité géomorphologique des versants de la Gaspésie septentrionale

Dans cette section il sera question des principales variables ayant une incidence sur la dynamique géomorphologique des versants, à savoir la longueur (lon_{Moy}) et la superficie ($supT$) de l'éboulis actif, le ratio H_o/H_i , le processus dominant ($type.t$) et l'orientation du versant. Ensuite la classification des talus en fonction des variables précédemment mentionnées par analyse multivariée sera discutée.

4.1.1 Longueur de la section dénudée de végétation

La position du contact entre la forêt et la partie active du talus d'éboulis dépend de l'intensité de l'activité géomorphologique sur le versant (Lafortune *et al.*, 1997). L'apport de matériel perturbant la colonisation végétale provient essentiellement de la paroi rocheuse qui surplombe le talus. Il existe donc une relation étroite entre la production de débris issue de la paroi rocheuse et la colonisation forestière sur le versant (Héту et Gray, 2000a).

La hauteur de chute des particules provenant de la paroi détermine l'énergie potentielle et donc la distance parcourue sur le talus lors de la chute (Kirkby et Statham, 1976). Sachant que la limite forestière est fonction de l'activité géomorphologique sur le versant et que la hauteur de chute est une variable importante sur la distribution du

matériel sur le talus, on est en droit de s'attendre à une bonne corrélation entre la hauteur de la paroi rocheuse et la longueur de la partie dénudée de végétation sur le talus. Pourtant, la corrélation obtenue n'est pas très forte, avec un coefficient de Spearman de 0,38 et un r^2 de 0,26, mais elle indique tout de même un lien entre les deux variables puisque la régression est significative. Héту et Gray (2000a) avaient obtenu une meilleure régression, avec un r^2 de 0,47. En superposant la droite de régression obtenue par ces derniers (Figure 4.1), on constate que les deux régressions ont pratiquement les mêmes pentes, ce qui indique que la hauteur de la paroi affecte la longueur de la section dépourvue de végétation selon les mêmes proportions. L'ordonnée à l'origine des deux modèles est cependant très différente. Dans le cadre de notre étude, la longueur de la section active du talus est de 137 m pour une hauteur de paroi nulle. L'imprécision du modèle numérique d'altitude (+/- 10 m; MERN, 2016) par rapport aux prises de mesures directes et la méthode d'échantillonnage en sont probablement la cause. Pour la présente étude, une seule hauteur de la paroi et de la longueur de la section active du talus ont été prises, ce qui réduit le caractère irrégulier du front forestier à un seul point, diminuant également la précision des données et la force de la relation.

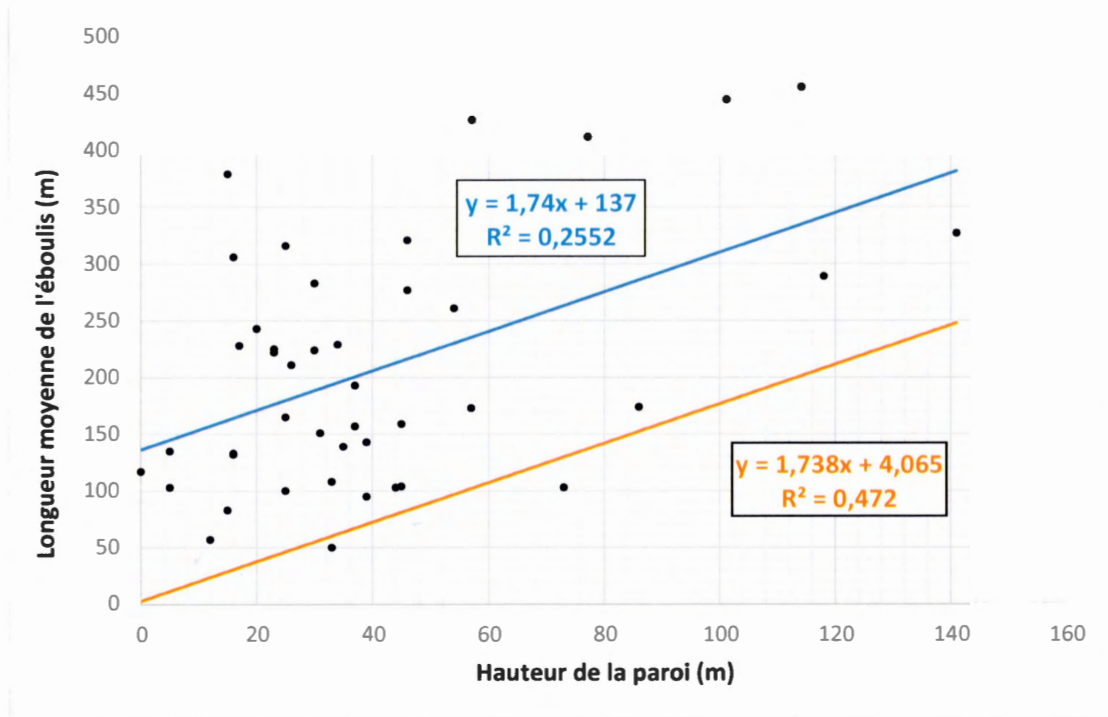


Figure 4.1: Régression linéaire entre la hauteur de la paroi rocheuse et de la longueur de la partie active de l'éboulis (bleu). La seconde droite de régression (orange) est celle obtenue par Héту et Gray (2000a).

La limite altitudinale de la forêt (limiteV) est affectée par le processus géomorphologique dominant (typeT), démontré par les résultats du tableau 3.6. Les coulées de pierres glacées et les coulées de débris sont associées à une longueur moyenne de la section active plus importante. Les coulées de pierres glacées sont fortement soupçonnées d'être responsable de la régression forestière sur les grands talus exposés à l'Ouest, corroborant ainsi les résultats d'autres travaux (Lafortune *et al.*, 1997; Héту et Gray, 2000a; Germain et Héту, 2016). La forte valeur de la longueur moyenne de l'éboulis actif pour les talus à coulées de débris serait causée par la concentration du travail géomorphologique dans un chenal d'écoulement. Cette particularité lui donne un aspect longiforme, mais très étroit, avec peu d'étalement latéral. Donc, pour les coulées de débris, la longueur de la section active du talus ne

serait pas un bon indicateur de l'activité géomorphologique puisqu'il s'agit en soi d'une caractéristique du processus.

4.1.2 Superficie de la section active du talus

L'activité géomorphologique sur le versant peut également être représentée par la superficie de la partie active du talus. Cette mesure demeure un bon indicateur de l'étendue spatiale de l'activité géomorphologique sur le talus et de l'aire d'influence de la paroi rocheuse. La variable non redondante la mieux corrélée avec l'aire de la partie active du talus est la superficie de la paroi rocheuse. Les résultats indiquent une relation linéaire positive entre ces deux variables avec un R^2 de 0,652 (Figure 3.12).

La relation n'est pas parfaite puisque la (re)mobilisation secondaire des particules par d'autres processus géomorphologiques change le profil de la pente avec le déplacement du matériel vers le pied du versant (Caine, 1969; Kirkby et Statham, 1975; Francou, 1988; Ballantyne et Eckford, 1984), souvent démontré par une absence de granoclassement longitudinal (Francou, 1988; Héту et Gray, 2000a). Le matériel peut également être transporté latéralement en dehors de la zone active de l'éboulis par les forts vents balayant les vallées (Héту, 1992; Héту et Gray, 2000a). Or, contrairement aux études en hautes montagnes (Francou, 1988; Francou et Manté, 1990; Jomelli et Francou, 2000; Luckman, 1977; Caine, 1969) et en régions froides et tempérées froides (Curry et Morris, 2004; Ballantyne et Eckford, 1984; Hinchliffe et Ballantyne, 1999; Hinchliffe et Ballantyne, 2009; André, 1997), les talus de la Gaspésie septentrionale représentent des enclaves en milieu forestier. Les débris transportés de l'amont vers l'aval et latéralement peuvent donc se déposer dans la forêt, dont la canopée en cache l'accumulation d'un point de vue aérien. Cela entraîne une sous-estimation probable de la surface dite active du talus mesurée lors de la photo-interprétation, laquelle pourrait expliquer que l'ordonnée à l'origine de la régression soit négative (Figure 3.12).

Lorsqu'on examine la relation entre la superficie de la section active du talus et la superficie de la paroi rocheuse en fonction du type de processus géomorphologique dominant sur le talus, on obtient différents coefficients de corrélation. Pour les coulées de pierres glacées et les chutes de pierres, les corrélations sont bonnes avec des coefficients de Spearman de 0,92 et 0,43 (section 3.4.2.1). En revanche, les coulées de débris et les avalanches de neige ont des corrélations presque nulles, soit des coefficients de Spearman de -0,05 et 0,086. Il semble donc que l'activité géomorphologique de ces processus ne soit pas intimement liée à la superficie de la paroi rocheuse. Ces résultats ne sont toutefois pas très étonnants dans la mesure où ces processus sont davantage redevables à la morphologie de la paroi rocheuse, pour les coulées de débris, et à la taille de la section proximale du talus pour les avalanches de neige, sans oublier de mentionner les variables climatiques comme élément déclencheur (Luckmann, 1977; Dubé *et al.*, 2004). Les talus à coulées de pierres glacées sont les mieux corrélés à la taille de la paroi rocheuse d'où le fait que le processus est capable de mobiliser une impressionnante quantité de débris très rapidement (Hétu *et al.*, 1994; Hétu et Vandelac, 1989), et la provenance de ces derniers étant liée à l'apport de matériel depuis la paroi rocheuse. La corrélation plus faible des talus à chutes de pierres par rapport aux coulées de pierres glacées s'explique, en partie du moins, par le fait qu'il y ait une limite à la distance parcourue par les particules individuelles sur le talus. Cette limite est d'ailleurs fonction de la taille ou la granulométrie des fragments laquelle dépend notamment de la lithologie (Kirkby et Statham, 1975). Les fragments rocheux allant au-delà du pic de probabilité d'arrêt des particules sont plutôt rares à cause de la décroissance rapide de l'énergie cinétique, ce qui diminue fortement la capacité de destruction des chutes de pierres, accentuée par leur petite taille. La seule exception étant la chute occasionnelle de blocs de grauwacke.

4.1.3 Ratio H_o/H_i

Les résultats de la section 3.2.2 illustrent une différence significative entre les talus côtiers et les talus de vallées en ce qui concerne la hauteur de la paroi rocheuse et le ratio H_o/H_i . En effet, les talus côtiers possèdent, en moyenne, une paroi plus massive et un ratio H_o/H_i inférieur aux talus de vallées. Ces données suggèrent un stade moins avancé des talus côtiers, dont l'évolution naturelle est aussi perturbée par la route 132, laquelle tronque le pied des versants. Des merlons installés au pied des talus, et déblayés lorsque nécessaire, servent de barrière aux débris afin d'empêcher qu'ils atteignent la chaussée. En résulte un pied de pente constamment en déséquilibre puisque l'inclinaison des versants ne correspond pas à l'angle de repos, ce qui provoque une augmentation de l'activité géomorphologique liée aux mouvements de masse (Statham, 1976; Krikby et Statham, 1975). Les versants côtiers de la région sont aussi exposés à de forts vents en provenance de l'Estuaire du Saint-Laurent, lesquels agissent comme agent d'érosion et de transport sur les parois rocheuses et les talus éboulis (Hétu, 1992; Hétu et Gray, 2000a; Germain et Hétu, 2016). Les processus éoliens sont souvent sous-estimés dans les études géomorphologiques sur les versants, mais ont potentiellement un impact important sur le bilan sédimentaire, particulièrement au sein des régions froides maritimes comme les Highlands dans le nord de l'Écosse (Ballantyne, 1998) et la Gaspésie septentrionale (Hétu, 1992; Hétu et Gray, 2000a; Hétu et Vandelac, 1989). Au sommet du Mont St-Pierre (424 m d'altitude), le suivi d'un seul évènement de blizzard fait mention d'une accumulation estimée à 13 m^3 de matériel provenant de la paroi rocheuse sous-jacente (Hétu, 1992). Bien que la dimension moyenne des fragments déposés soit de la taille des sables et graviers, les échantillons contenaient néanmoins des plaquettes de shale mesurant jusqu'à 10 cm de longueur (Hétu, 1992), ce qui témoigne de la puissance potentielle du vent comme agent de transport. Dans les Highlands, Écosse, une étude sur les hauts plateaux a permis de conclure que les processus éoliens jouent un rôle significatif sur le retrait des parois rocheuses (Ballantyne, 1998). Il est donc probable que le vent joue un rôle

important dans le remaniement des éboulis gaspésiens et contribue ainsi au maintien d'un ratio H_o/H_i plus faible en milieu côtier que pour les talus situés dans les vallées.

Les talus situés dans les vallées de la Gaspésie septentrionale montrent un stade de maturité plus avancé, avec une valeur moyenne de 0,9 pour le ratio H_o/H_i (Tableau 3.1). Le seuil utilisé pour distinguer une paroi rocheuse massive d'une paroi plus effacée est généralement de 0,5 (Jomelli et Francou, 2000; Hinchliffe et Ballantyne, 2009; Francou et Manté, 1990). Même la valeur minimale mesurée, soit 0,66, est supérieure à ce seuil. La corrélation linéaire entre le ratio H_o/H_i et la superficie active du talus a un coefficient de Spearman relativement important à -0,33 (Figure 3.11). Cependant, la régression n'a un R^2 de seulement 0,18. Cette faible relation s'explique probablement par la faible variance des données et leur distribution peu représentative de l'ensemble des valeurs possiblement observables. S'ajoute à cela l'imprécision relative des données de hauteur par rapport à celles des superficies. Cette relation montre tout de même une diminution de la superficie active des talus au fur et à mesure de l'évolution en maturité des talus. Ceci concorde avec les modèles d'évolution des talus réalisés dans les Alpes françaises (Jomelli et Francou, 2000; Francou et Manté, 1991; Francou, 1991) et dans les Îles Britanniques (Curry et Morris, 2004; Hinchliffe et Ballantyne, 2009).

Toutefois, ce qui est étonnant c'est que contrairement aux autres formations d'éboulis sous climat tempéré froid (Hinchliffe et Ballantyne, 1999; Ballantyne et Eckford, 1984; Curry et Morris, 2004; Curry et Black, 2002), les talus de la Gaspésie septentrionale maintiennent une activité géomorphologique importante et ce, malgré leur stade avancé d'évolution illustré par un ratio H_o/H_i beaucoup plus grand que dans les études préalablement citées. Cela est dû à la diversité des processus gravitaires susceptibles de remobiliser vers le bas de la pente les débris accumulés à proximité de la paroi rocheuse suite à des chutes de pierres. Ces processus géomorphologiques sont d'une intensité suffisante pour perturber localement la colonisation végétale malgré la maturité avancée des talus dans les vallées. Les coulées de pierres glacées, processus

reconnu et décrit pour la première fois dans la région (Hétu *et al.*, 1994), sont considérées comme le transit sédimentaire le plus important sur les talus surtout exposés au Sud et à l'Ouest (Germain et Hétu, 2016; Lafortune *et al.*, 1997; Hétu et Gray, 2000a). Les résultats montrent d'ailleurs que la superficie active des talus (supT) où l'on retrouve les coulées de pierres glacées est nettement supérieure à celle associée aux autres processus géomorphologiques (Tableau 3.5). C'est également le processus où la moyenne du ratio H_o/H_i est la plus basse (Tableau 3.6). Selon Jomelli et Francou (2000), plus un talus est mature, plus l'impact des chutes de pierres sur l'évolution du profil s'amointrit, laissant place aux processus secondaires de remaniement du matériel vers le pied du versant. Malgré la moyenne globale élevée du ratio H_o/H_i des talus de la région, le processus géomorphologique le plus fréquemment identifié lors de la photo-interprétation demeure tout de même les chutes de pierres (15 sur 43). Ce processus aurait cependant un effet actuel limité sur la colonisation végétale puisqu'il agit essentiellement sur la partie proximale du talus (Jomelli et Francou, 2000) en raison de la taille restreinte et la forme en plaquette des fragments rocheux se détachant de la paroi, à l'exception de quelques rares blocs de grauwacke qui peuvent atteindre une taille décimétrique (Hétu et Gray, 2000a; Germain et Hétu, 2016). Cela se reflète d'ailleurs par une longueur ($lonMoy$) et une superficie moyenne (supT) de la section active du talus parmi les plus faibles des quatre groupes. Les talus où l'on retrouve des coulées de pierres glacées maintiennent quant à eux un ratio H_o/H_i plus faible (Tableau 3.5), puisque le transfert de débris vers le pied du talus est beaucoup plus important que sur les talus où l'on retrouve uniquement des chutes de pierres, ce qui empêche du même coup l'ensevelissement de la paroi rocheuse.

4.1.4 Processus géomorphologiques dominants et orientation des talus

Les processus géomorphologiques varient grandement selon l'orientation des versants (Tableau 3.4). Les versants exposés à l'Est et au Nord sont dominés (> 80 %) par les talus à avalanches de neige et les talus à coulées de débris. Les talus exposés au Sud et

à l'Ouest sont largement dominés (~ 90 %) par les coulées de pierres glacées et les chutes de pierres. Germain et Héту (2016) expliquent cette répartition des processus comme étant la résultante de la différence du niveau d'insolation et d'exposition aux vents dominants. Les versants exposés au NE sont protégés des vents et sont donc assujettis à de fortes accumulations de neige durant l'hiver, favorisant ainsi les processus géomorphologiques liés à la neige et aux eaux de fontes, comme les avalanches et les coulées de débris (Germain et Héту, 2016; Héту et Gray, 2000a). En raison des forts balayant la neige vers les franges forestières sur les versants exposés au SW, ceux-ci sont plutôt favorables aux coulées de pierres glacées le long des sections actives de l'éboulis (Germain et Héту, 2016; Héту *et al.*, 1994). Les chutes de pierres dominant 13 des 15 talus répartis quasi également entre les versants exposés à l'Ouest et au Sud (Tableau 3.4). L'orientation n'a pas d'effet significatif sur la hauteur des parois rocheuses. Cependant, lorsqu'on regroupe les versants exposés au Nord/Est et ceux au Sud/Ouest, la différence de moyenne dans la hauteur des parois rocheuses devient alors significative (p-value de 0,03). En revanche, cela n'explique pas pourquoi les talus à chutes de pierres s'y retrouvent préférentiellement, puisque la différence est essentiellement causée par les talus à coulées de pierres glacées qui possèdent une hauteur moyenne supérieure et se retrouvent sur les mêmes versants que les talus à chutes de pierres. La plus simple explication plausible serait que ces talus ne possèdent pas une combinaison de caractéristiques nécessaires (i.e. hauteur de la paroi, longueur, orientation, séquence de processus) à la mise en place d'un processus géomorphologique efficace de remaniement secondaire du matériel dans la partie active du talus. Les chutes de pierres deviennent donc le processus dominant par défaut.

4.1.5 Analyses multivariées

Les résultats des analyses multicritères permettent d'observer le comportement des données sous plusieurs variables quantitatives simultanément et d'en illustrer des patrons généraux. L'ACP a permis d'identifier des processus ayant un comportement

similaire. Les couples avalanches de neige/coulées de débris et coulées de pierres glacées/chutes de pierres sont encore soulignés par l'orientation des grands axes de leur ellipsoïde (Figure 3.16). Bien que le second groupe partage la même direction générale, la relation est beaucoup moins claire que dans le cas de l'exposition des versants, puisque les chutes de pierres se distinguent très mal des autres groupes compte tenu de leur dispersion. Le couple avalanche/coulée de débris semble être davantage influencé par les variables de ratios et de proportions, telles que l'élongation et la proportion végétalisée. Les coulées de pierres glacées et les chutes de pierres sont plutôt influencées par les variables de dimensions absolues comme la hauteur et la superficie de la paroi rocheuse ainsi que la superficie de l'éboulis.

L'analyse hiérarchique classe près de la moitié des talus à coulées de pierres glacées dans le groupe où les chutes de pierres dominent (Tableau 3.7). En fait, près de la moitié des talus à coulées de pierres glacées sont indistinguables des talus à chutes de pierres au niveau des variables quantitatives. Les avalanches ne s'associent cependant pas aux coulées de débris telle qu'avec l'exposition des versants. Les coulées de débris sont raisonnablement bien classifiées, tandis que les avalanches se retrouvent éparpillées dans trois des quatre groupes.

L'analyse discriminante propose des résultats similaires à celle de la classification hiérarchique. Les avalanches de neige sont moins bien identifiées, et surtout confondues avec les chutes de pierres tout comme c'est le cas pour les coulées de pierres glacées. Les coulées de débris ont quant à elles un bien meilleur taux de réussite (7/9).

Dans la classification hiérarchique (Tableau 3.8), le groupe 3, qui est surreprésenté par les talus à chutes de pierres, ne possède aucune variable quantitative qui se distingue de la moyenne. Les trois autres groupes possèdent au moins une variable « clé » qui les distingue. Cela semble corroborer l'idée à l'effet que les talus à chutes de pierres

dominant et sont simplement ceux où les conditions locales n'ont pas permis la mise en place d'autres processus dominants. Les chutes de pierres sont donc le processus par défaut, d'où les valeurs moyennes dans la plupart des variables quantitatives étudiées. Cela explique aussi le fait qu'autant de processus aient été mal identifiés dans les analyses de classification. Les analyses multivariées ne semblent donc pas être efficaces pour prédire avec justesse les processus géomorphologiques dominants sur les talus, mais permettent néanmoins d'identifier certains patrons et variables clés.

Le fait que les avalanches soient difficiles à classifier à partir des variables mesurées reflète l'importance des variables climatiques, météorologiques et de la microtopographie sur la localisation et l'intensité de celles-ci (Luckman, 1977). Les facteurs topographiques contrôlant la distribution des avalanches sont celles qui permettent une accumulation de neige adéquate à l'échelle locale (combe ou dépression topographique) et une pente entre 25 et 50° (Luckman, 1977). Or, les variables utilisées ne rendent pas compte de ces facteurs, considérant que la seule variable représentée est la pente et que la totalité des talus mesurés présente une pente favorable à l'occurrence des avalanches de neige.

Les coulées de débris ont aisément été classifiées en raison de la variable d'élongation, laquelle représente le ratio longueur/largeur de la section active du talus. Le niveau d'élongation moyen des sections actives est nettement supérieur aux autres talus en raison de la nature même du processus. En effet, les coulées de débris sont très concentrées et s'incisent sous la forme d'un ou plusieurs chenaux d'écoulement, avec possibilité de débordements latéraux créant des levées et des lobes de déposition marginale de part et d'autre de l'écoulement (Jobin, 2019). Il n'est donc pas étonnant que les analyses multivariées soient capables de distinguer les coulées de débris puisqu'il s'agit du seul processus étudié possédant une élongation aussi marquée.

Un grand nombre de talus à coulées de pierres glacées (~ 50 %) est confondu avec les talus à chutes de pierres. Ces talus sont ceux ayant une paroi rocheuse de faible superficie de même qu'une section active limitée spatialement, ce qui laisse croire que les petits talus dont l'activité géomorphologique est dominée par les coulées de pierres glacées ont des caractéristiques très similaires aux talus à chutes de pierres. Ces talus incorrectement classifiés n'ont d'ailleurs pas d'exposition préférentielle. Il est tout à fait plausible que les coulées de pierres glacées aient un impact géomorphologique beaucoup plus limité lorsqu'elles sont confinées dans un espace restreint, d'où l'importance de la contingence des processus sur les talus d'éboulis de la région. On entend par contingence la synchronicité, la séquence et la localisation des processus qui jouent un rôle important sur la réponse du milieu face à ceux-ci (Phillips, 2009). Les talus d'éboulis les plus actifs présentement le sont probablement en raison d'une ou plusieurs combinaisons d'événements ponctuels (avalanches à haute magnitude, coulées de débris, activité importante de coulées de pierres glacées) qui, en raison de leur synchronicité spatiotemporelle, ont pu maintenir une superficie active suffisante durant la colonisation forestière régionale.

4.2 Évolution des talus de la Gaspésie septentrionale

Hinchliffe et Ballantyne (2009) ont proposé un modèle d'évolution des talus d'éboulis basé sur des travaux antérieurs (Salt and Ballantyne, 1997; Hinchliffe *et al.*, 1998; Curry et Black, 2002) issus de l'étude stratigraphique des talus du nord de la Grande-Bretagne. Selon ces auteurs, la figure 4.2 présente les différentes phases de l'évolution d'un talus d'éboulis comme suit : (A) les parois rocheuses exposées à la suite du retrait des glaciers sont soumises aux conditions paraglaciales, principalement la décompression postglaciaire et une forte cryoclastie liée au climat périglaciaire. Il en résulte un fort taux de retrait des parois rocheuses et donc une accumulation rapide des sédiments sous forme de talus d'éboulis. (B) Après un certain laps de temps, quelques millénaires dans ce cas-ci, les parois se réajustent aux conditions postglaciaires.

S'ensuit une diminution importante des apports en sédiments provenant de la paroi. La végétation colonise alors graduellement le talus qui atteint sa maturité et se stabilise. (C) Lors de fortes précipitations, ces dernières se concentrent à certains endroits dus à la forme des parois rocheuses, ce qui cause localement des ruptures de pente souvent sous forme de coulées de débris. (D) Les processus de remaniement du matériel et le ruissèlement des précipitations se concentrent dans les incisions créées par les coulées de débris et ravinent le haut des talus et redéposent les sédiments vers le pied du versant sous la forme de cônes de débris.

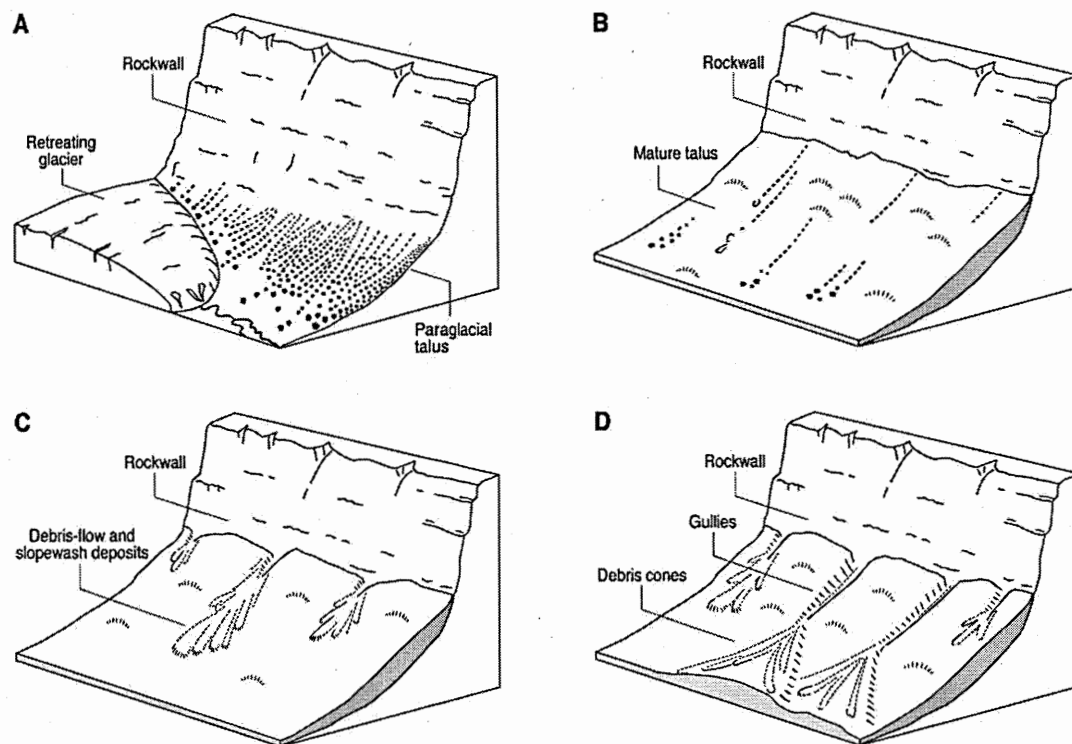


Figure 4.2: Modèle d'évolution des talus d'éboulis selon Hinchliffe et Ballantyne (2009).

L'évolution des talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale présente plusieurs similarités à celle décrite précédemment. Les deux régions ont été englacées, puis sont entrées en phase paraglaciale et sous climat périglaciaire durant quelques millénaires

suivant la déglaciation (Hinchliffe et Ballantyne, 2009; Hétu et Gray, 2000a) pour finalement évoluer aujourd'hui sous un climat maritime froid. Cependant, l'évolution diffère puisque le rééquilibrage des parois rocheuses aux conditions postglaciaires pour les talus nord-gaspésiens semble toujours en cours (Martin et Germain, 2016) malgré d'une part, la colonisation végétale régionale et, d'autre part, une hauteur relative moindre des parois en Gaspésie par comparaison à la Grande-Bretagne (Hinchliffe et Ballantyne, 1999; Ballantyne et Eckford, 1984; Curry et Morris, 2004; Curry et Black, 2002). La lithologie différente qui compose les parois rocheuses, et par conséquent les éboulis des deux régions, pourrait expliquer cette variabilité dans l'évolution à long terme des talus. En effet, les sites étudiés sur les Îles Britanniques sont essentiellement composés de grès (Hinchliffe et Ballantyne, 2009), alors que les sites gaspésiens sont majoritairement composés de *mudrock* (schiste sédimentaire; MERN, 2012). Ces parois rocheuses sont beaucoup plus friables étant donné leur agencement en schiste, laquelle favorise la météorisation physique, particulièrement la cryoclastie.

La figure 4.3 présente un modèle schématique de l'évolution des versants de la Gaspésie septentrionale avec les processus géomorphologiques dominants aujourd'hui, inspiré et adapté du modèle de Hinchliffe et Ballantyne (2009). Suivant la déglaciation, les parois rocheuses nouvellement exposées sont soumises aux conditions paraglaciales (relèvement isostatique et décompression postglaciaire) et périglaciaires (forte activité des cycles gel/dégel) qui, combinées à la lithologie fissile du *mudrock*, engendrent des taux de recul important des faciès rocheux tels que rapportés dans la littérature (Church et Ryder, 1972; Ballantyne, 2002).

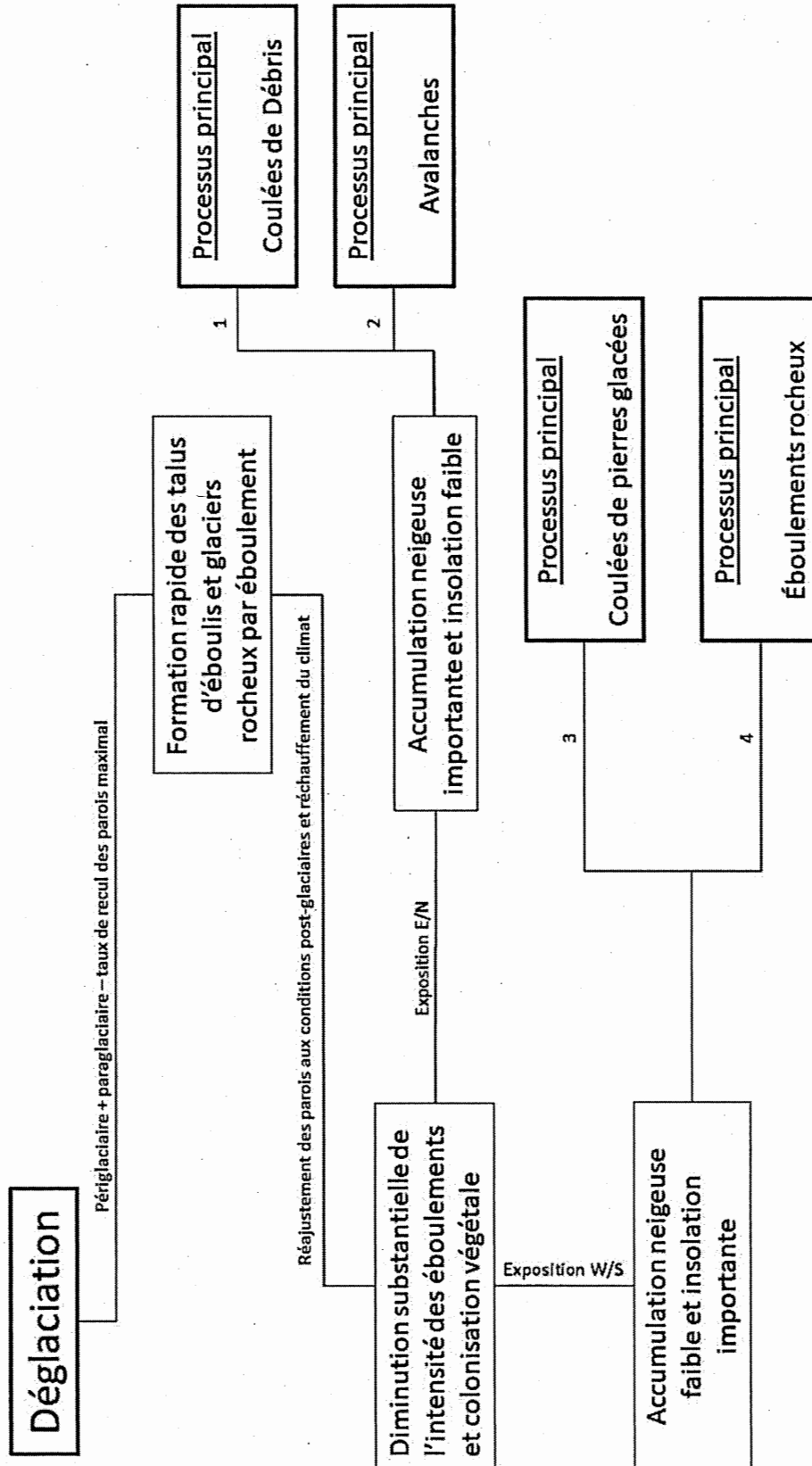


Figure 4.3: Modèle schématique de l'évolution des talus de la Gaspésie septentrionale.

Entre 15 000 et 12 500 ans AA, le matériel érodé s'accumule rapidement à la base des versants, alors encore submergée par la Mer de Goldthwait (Germain et Héту, 2016). Durant le Dryas récent (~ 12 500 ans AA) jusqu'au début de l'Holocène (~ 9 000 ans AA), le relèvement glacio-isostatique permet aux lobes frontaux des talus d'éboulis d'évoluer rapidement sous forme de glaciers rocheux sur les terrasses marines nouvellement émergées (Héту et Gray, 2000a).

La durée de la phase d'évolution des glaciers rocheux est difficile à déterminer, mais il est improbable qu'elle ait perduré après 7 250 ans AA en raison du réchauffement climatique (Héту et Gray, 2000a). Graduellement, les parois rocheuses se rééquilibrent aux conditions postglaciaires et l'érosion de celle-ci diminue. En résulte une baisse notable de l'activité géomorphologique liée aux chutes de pierres. Parallèlement, le réchauffement du climat facilite la colonisation végétale qui commence à interférer avec les processus géomorphologiques sur les versants. Le développement d'un couvert forestier sur les versants se concrétise entre 5 000 et 2 500 ans AA où les talus devaient avoir plus ou moins leur aspect actuel (Lafortune *et al.*, 1997).

Il a été possible d'estimer les taux de recul des parois rocheuses durant cette période en rapportant le volume des glaciers rocheux à la superficie des parois rocheuses. Les taux de recul obtenus avoisinent les 8 000 mm ka⁻¹, soit un à deux ordre(s) de grandeur supérieurs aux taux actuels dans divers milieux rapportés dans la littérature scientifique (Curry et Morris, 2004; Ballantyne et Harris, 1994). Lorsque l'on compare les résultats obtenus aux taux de retrait de la période la plus active de l'Holocène, on obtient des valeurs cette fois dans le même ordre de grandeur, soit du mètre par millier d'années (ou ~ 1 000 à 10 000 mm ka⁻¹) (André, 1997; Barsch 2012; Berthling et Etzelmüller, 2007; Curry et Morris, 2004; Hinchliffe et Ballantyne, 1999; Humlum, 2000). Bien que les estimations soient grossières, ces résultats indiquent néanmoins une intensité élevée de l'activité géomorphologique durant cette période de formation très rapide des

glaciers rocheux et des talus d'éboulis dès l'exposition des faciès rocheux suivant la déglaciation (Hétu et Gray 2000a; Germain et Hétu, 2016).

L'évolution des talus d'éboulis après cette période devient alors très complexe puisqu'elle interagit désormais de manière importante avec le couvert forestier environnant. L'orientation des versants apparaît comme une variable clé quant à l'occurrence et la diversité des processus géomorphologiques. Elle contrôle notamment l'insolation et l'accumulation de neige sur la section active du talus. Les versants des vallées côtières exposées à l'Est et au Nord reçoivent moins d'insolation, sont plutôt protégés des vents dominants et se caractérisent par des accumulations de neige plus substantielles que les versants exposés à l'Ouest et au Sud (Germain et Hétu, 2016; Hétu et Gray, 2000a). Le patron d'enneigement-déneigement des versants change de manière importante la dynamique géomorphologique des talus, particulièrement à la fin de l'hiver et au printemps, la période d'activité géomorphologique la plus importante (Hétu et Vandelac, 1989; Hétu *et al.*, 1994), puisque les processus géomorphologiques répondent différemment à l'épaisseur du couvert de neige. Les coulées de pierres glacées requièrent l'absence d'un couvert de neige alors que les avalanches et les coulées de débris sont favorisées par une quantité abondante de neige surtout à l'amont des versants (Hétu et Vandelac, 1989; Hétu et Gray, 2000a). Les deux processus géomorphologiques ayant un impact visible sur l'évolution des talus exposés à l'Est et au Nord sont : (1) les coulées de débris et (2) les avalanches de neige.

(1) Les coulées de débris requièrent une paroi rocheuse en forme d'entonnoir, laquelle permet la concentration des précipitations. L'accumulation importante de neige favorise aussi ce type de processus avec une énorme quantité d'eau lors de la fonte printanière (Hétu et Gray, 2000a). Les versants où l'on retrouve des coulées de débris s'apparentent beaucoup à l'étape finale du modèle d'évolution des talus selon Hinchliffe et Ballantyne (2009). Un exemple est présenté à la figure 4.4, où les différents éléments du modèle sont identifiés. Le ravinement important suite à

l'évènement de forte pluie de juillet 2014 et la formation d'un cône de débris au pied du talus (Jobin, 2019) sont clairement visibles et disposés selon la même configuration qu'à la figure 4.2. Ce processus représente les phénomènes à forte intensité et à basse fréquence. Les coulées de débris de forte amplitude ont un impact géomorphologique et écologique très marqué, mais également très concentré dans l'espace et le temps, ce qui en fait un processus négligeable sur le bilan sédimentaire à l'échelle de l'Holocène (Germain et Héту, 2016).

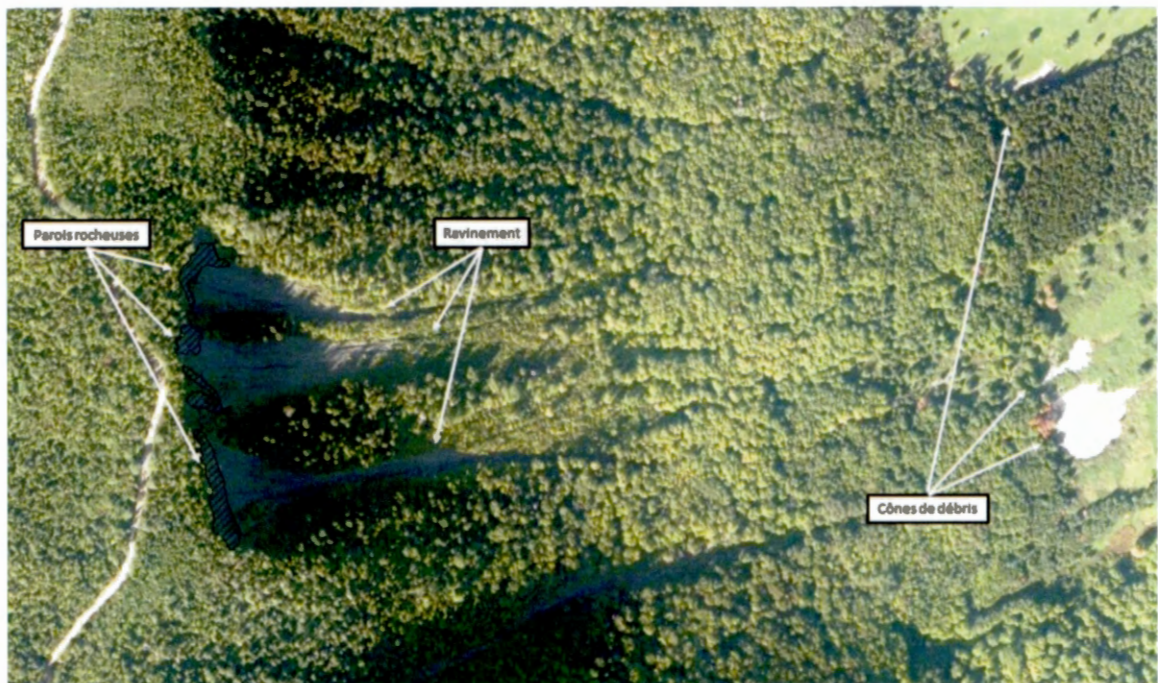


Figure 4.4: Présentation des différentes composantes d'un talus d'éboulis affecté principalement par les coulées de débris (sites V23, V24, V25).

(2) Les avalanches de neige sont essentiellement contrôlées par les caractéristiques du couvert de neige, lesquels varient en fonction de la topographie et du climat (Luckman, 1977). Les avalanches sont communes sur les sections actives des talus d'éboulis du nord de la Gaspésie (Dubé *et al.*, 2004 ; Gratton *et al.*, 2019) et ont une forte capacité de destruction du couvert végétal (Luckman, 1977; Dubé *et al.*, 2004). Cependant, les avalanches de neige sur les talus d'éboulis de la région gaspésienne ont peu, voire pas

d'impact géomorphologique direct sur le bilan sédimentaire des talus (Gratton *et al.*, 2019; Dubé *et al.*, 2004) contrairement à d'autres régions de montagnes comme les Rocheuses canadiennes où les avalanches de neige sont l'un des principaux agents de transport et de déposition sur les talus (Luckman, 1977, 1978). Les avalanches façonnent le versant d'une manière similaire aux coulées de débris, sans le ravinement de l'éboulis et le cône de débris puisque la plupart d'entre elles sont des avalanches dites superficielles (Lafortune *et al.*, 1997). La figure 4.5 présente un exemple de talus d'éboulis affecté par les avalanches de neige. Ces dernières perturbent la végétation de manière significative sur une portion du versant et ce, particulièrement à la base de la section active du talus où l'on peut voir des échancrures longitudinales dans le couvert forestier. En effet, les avalanches d'une forte amplitude ont généralement un effet dévastateur sur la végétation, les espèces ligneuses en particulier, dont un seul évènement peut causer une récession significative du front forestier (Dubé *et al.*, 2004 ; Héту et Vandelac, 1989). Elles n'incisent toutefois pas le talus d'éboulis par comparaison aux coulées de débris compte tenu de l'absence d'impact géomorphologique.

Les versants exposés à l'Ouest et au Sud sont plutôt favorables aux coulées de pierres glacées et aux chutes de pierres. Sur certains talus, la colonisation végétale semble très lente, voire même en régression depuis environ 1950 (Lafortune *et al.*, 1997; Héту et Gray, 2000a). L'évolution de ces talus est néanmoins très complexe avec une variété de processus géomorphologiques dont la dynamique diffère dans le temps et l'espace. Leur aspect actuel est donc redevable à une histoire spécifique propre à chacun d'eux ce qui rend les généralisations plus difficiles.

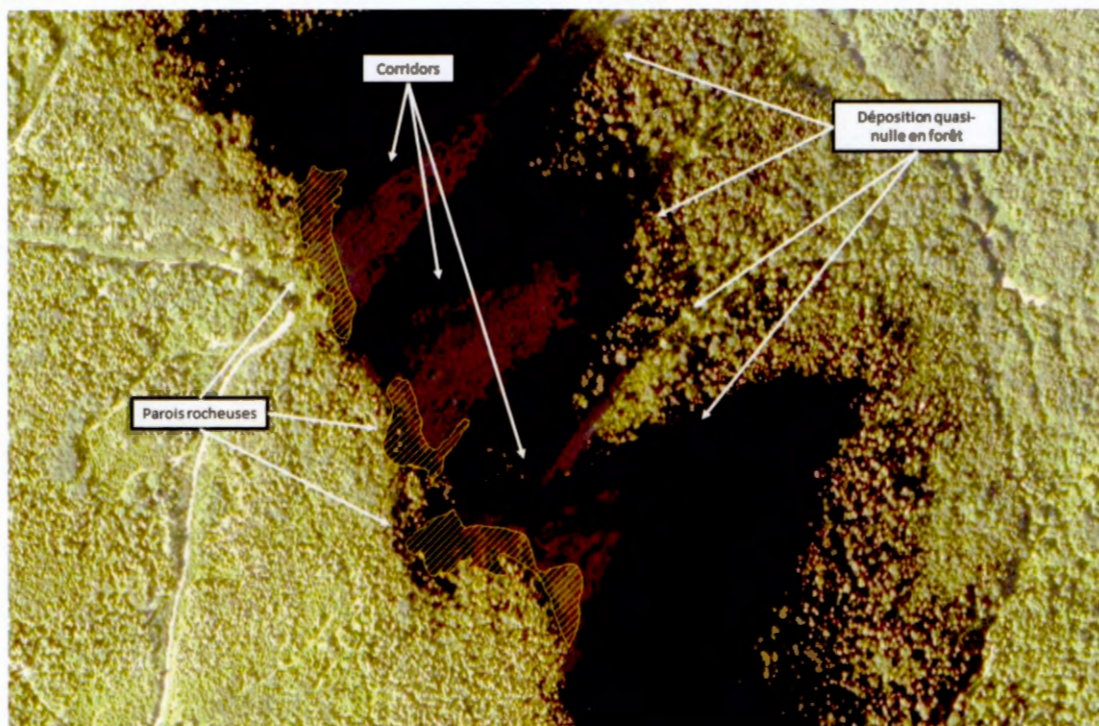


Figure 4.5: Présentation d'un talus d'éboulis affecté par les avalanches de neige (sites V26, V27, V28).

(3) La figure 4.6 présente un exemple de talus d'éboulis dont le front forestier est principalement affecté par les coulées de pierres glacées. Ce talus diverge grandement du modèle de Hinchliffe et Ballantyne (2009), notamment en raison du démantèlement toujours important de la paroi rocheuse, laquelle génère de nombreux fragments aisément remaniables par processus gravitaires. Plusieurs chenaux superficiels sont visibles et associés aux coulées de pierres glacées un processus de haute fréquence et de faible intensité. Elles ne semblent pas à première vue dévastatrices puisqu'il s'agit d'un écoulement superficiel localisé et étroit – de l'ordre centimétrique en épaisseur et métrique en largeur – et composé de matériel non consolidé voyageant de 2 à 6 m/s (Hétu et Gray, 2000a). Cependant, lorsqu'elles disposent de suffisamment d'espace leur permettant d'accumuler un *momentum* important, ces coulées peuvent pénétrer au-delà d'une centaine de mètres le front forestier. Les coulées de pierres glacées ont le potentiel de mobiliser rapidement une quantité considérable de matériel et contribuent

de manière significative au bilan sédimentaire des talus d'éboulis, surtout à moyen et long termes (Hétu et Vandelac, 1989; Germain et Hétu, 2016). Sur ces talus, on peut observer également des processus de haute intensité (i.e. les coulées de débris) incisant temporairement et localement l'éboulis, mais ceux-ci sont peu fréquents et n'atteignent que rarement la marge forestière (Lafortune *et al.*, 1997). À long terme, leur impact sur le bilan sédimentaire total semble négligeable (Germain et Hétu, 2016), et l'apport constant de matériel remaniable provenant de la paroi en efface les impacts relativement rapidement. Ceci étant dit, il n'est pas exclu que des événements extrêmes puissent avoir un fort impact géomorphologique à court terme et une incidence écologique marquée sur le front forestier local sur ce type de talus.

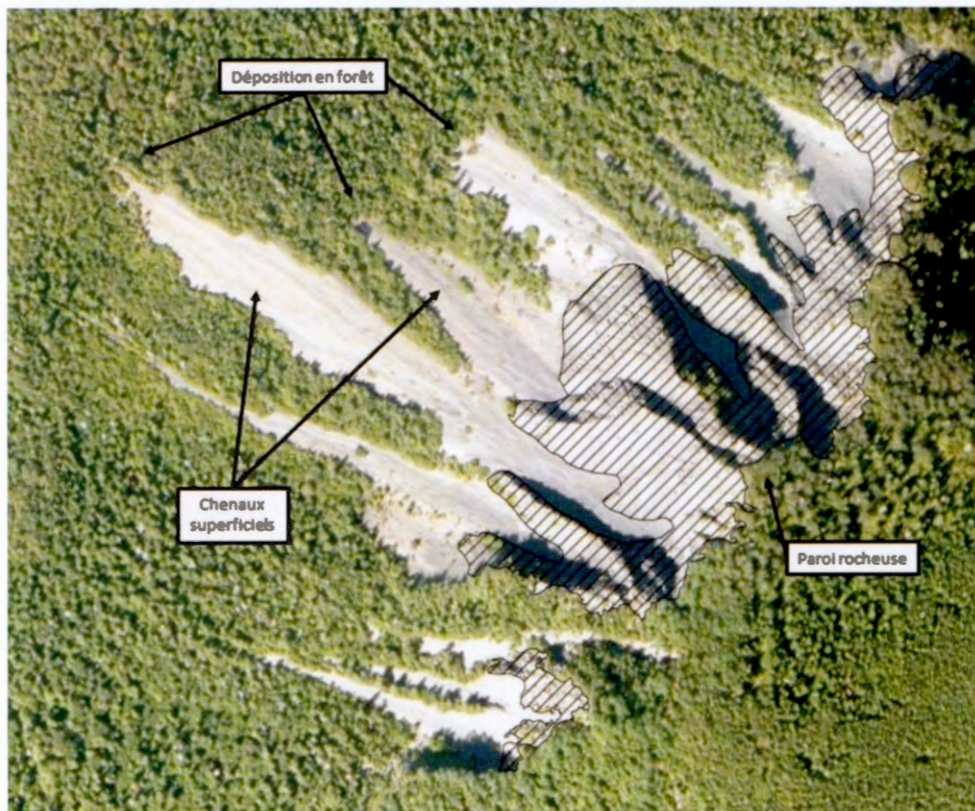


Figure 4.6: Présentation d'un talus d'éboulis dominé par les coulées de pierres glacées (site V16).

(4) Les talus à chutes de pierres sont similaires aux talus à coulées de pierres glacées, mais en moyenne beaucoup moins massifs et sans la présence d'échancrures dans le milieu forestier comme présenté à la figure 4.7. On note généralement l'absence de ravinement si ce n'est que suite à l'activité ponctuelle dans le temps et l'espace d'autres processus. La limite forestière est plutôt située près de la base de la paroi rocheuse, la végétation ayant colonisé une grande partie du versant. Seule la surface proximale du talus par rapport à la paroi rocheuse reçoit encore suffisamment de matériel pour être totalement dénudée de végétation.



Figure 4.7: Présentation d'un talus d'éboulis principalement affecté par les chutes de pierres (site V41).

Il est difficile de déterminer avec précision et certitude la ou les raisons pour lesquelles ces talus d'éboulis ont évolué de manière différente. L'explication est vraisemblablement unique à chacun des talus. Cependant, l'hypothèse la plus plausible et corroborée par nos résultats, consiste au fait que les talus exposés à l'Ouest et au Sud ont développé une activité importante et soutenue des coulées de pierres glacées. À

l'origine, les parois rocheuses étaient peut-être plus massives lors du réajustement postglaciaire. Celles-ci ont ainsi pu nourrir la section active du talus sous-jacent avec davantage de débris, et donc maintenir une activité géomorphologique suffisante au ralentissement de la colonisation végétale. Par la suite, la surface dénudée et active du talus étant de taille suffisante, cela a sans doute permis le maintien d'une activité géomorphologique capable de perturber et d'ouvrir le milieu forestier en contrebas et ce, même à travers un processus à faible intensité comme les coulées de pierres glacées (Germain et Héту, 2016). Les avalanches de neige de forte intensité ont sans contredit joué un rôle en synergie avec les coulées de pierres glacées et ce, notamment après 1950 avec une fréquence élevée des deux processus (Dubé *et al.*, 2004; Lafortune *et al.*, 1997). Une avalanche extrême aurait d'ailleurs causé un recul local du front forestier sur environ 200 m (Dubé *et al.*, 2004; Lafortune *et al.*, 1997). La contingence des processus est donc un concept à prendre en compte dans l'étude des talus d'éboulis, particulièrement lorsque les interactions sont aussi complexes que ceux mentionnés ci-dessus. Le tableau 4.1 présente une synthèse des caractéristiques des différents processus géomorphologiques recensés sur les talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale.

Enfin, l'évolution des talus d'éboulis en milieux forestier demeure extrêmement complexe dû au fait des composantes multiscalaires qui affectent leur évolution à court, moyen et long termes. À une échelle globale, les grandes oscillations climatiques postglaciaires ont certainement eu des répercussions significatives comme la mise en place des glaciers rocheux au cours de la phase périglaciaire. À l'échelle régionale, la nature lithologique des escarpements rocheux, les patrons et modalités de déglaciation et l'évolution vers un régime morphoclimatique tempéré froid en contexte maritime influencent sans doute encore aujourd'hui la dynamique géomorphologique des talus d'éboulis en Gaspésie septentrionale. À l'échelle locale, l'orientation Sud-Nord des principales vallées côtières influe sur l'insolation et l'exposition aux vents dominants, lesquels influencent le régime d'enneigement et l'occurrence des cycles gel-dégel. À

l'échelle du site, la géométrie et la morphologie de la paroi rocheuse couplées à la contingence des processus géomorphologiques et la colonisation végétale sont des éléments à prendre en considération.

Tableau 4.1: Tableau synthèse des différents processus géomorphologiques sur les talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale.

Processus	Fréquence	Intensité	Impact géomorphologique	Impact écologique
Coulées de débris	Faible	Élevée	Faible	Faible
Avalanche	Variable	Élevée (avalanche à haute magnitude)	Presque nul	Élevé
		Moyenne (avalanche superficielle)		
Coulées de pierres glacées	Élevée	Faible à moyenne	Élevé	Moyen à élevé
Chutes de pierres	Élevée	Faible	Faible	Faible
Coulées de débris	Variable	Faible à moyenne	Élevé	Moyen
Avalanche	Variable	Élevée (avalanche à haute magnitude)	Nul	Élevé
		Moyenne (avalanche superficielle)		

4.3 Utilité relative des variables et paramètres inexplorés

Les variables mesurées dans cette recherche ne se sont pas toutes avérées efficaces dans la caractérisation de l'activité géomorphologique des talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale. L'inclinaison du versant, l'un des principaux paramètres dans l'étude des mouvements de masses, offre des résultats mitigés considérant les corrélations et modèles obtenus. La variable possède deux relations significatives, soit avec la superficie végétalisée et de la longueur moyenne de la section active des talus. Les variables de la hauteur de la paroi rocheuse et du ratio H_o/H_i n'offrent pas des résultats aussi concluants qu'espérés. Ces variables souffrent d'une relative imprécision causée par la faible résolution spatiale du MNA par rapport aux données de superficie et de longueur. De plus, la méthode choisie réduit la paroi rocheuse et la pente à une seule valeur moyenne. Les corrélations, surtout celle entre la hauteur de la paroi rocheuse et la longueur de la section active du talus, auraient sans doute été meilleures avec plusieurs mesures pour chacun des talus afin de mieux rendre compte de la variabilité spatiale des parois rocheuses et des talus de la région. Un accès aux données LiDAR, dont la disponibilité est prévue pour 2022, permettra sans doute la création d'un MNA d'une résolution spatiale d'un mètre et l'amélioration des résultats. Cela aurait également permis le calcul de la courbure (*curvature*) du terrain afin d'obtenir des informations quant à l'allure du profil. La longueur du segment rectilinéaire et l'indice de concavité basale d'un versant fournissent des indices quant à la nature des processus et la maturité du talus (Ballantyne et Eckford, 1984; Francou et Manté, 1990; Jomelli et Francou, 2000). Une tentative a été faite à partir du MNA, mais la résolution spatiale n'étant pas suffisante cette dernière n'a pas été considérée dans les analyses.

La variable de la superficie végétalisée présente, elle, un problème d'exactitude. C'est-à-dire que la superficie obtenue est suffisamment précise, mais que la délimitation de la végétation elle-même est inexacte. Le prolongement de la partie active du talus dans la forêt est difficile à déterminer par photo-interprétation puisque des transits

sédimentaires, même sous couvert forestier, ont lieu. Cela rend la délimitation entre les sections affectées et inaffectées de la forêt très difficile à déterminer. Une cartographie produite par délimitation sur le terrain à partir d'un GPS aurait permis d'améliorer les résultats, mais nécessiterait un travail exhaustif sur le terrain compte tenu de l'accessibilité difficile de plusieurs des 43 talus investigués.

CONCLUSION

La combinaison des caractéristiques biophysiques de la Gaspésie septentrionale favorise une importante diversité des processus géomorphologiques gravitaires (Héty et Gray, 2000a). Cela se traduit par des talus d'éboulis toujours actifs malgré la colonisation végétale régionale (Lafortune *et al.*, 1997). Ceux-ci sont assujettis à une multitude de processus géomorphologiques dont les interactions sont multiples et complexes. Les processus gravitaires répondent généralement à des événements météorologiques ponctuels (Cruden et Varnes, 1996), particulièrement les épisodes intenses de précipitation ou la fonte rapide du couvert neigeux lors de redoux hivernaux et printaniers. Or, les changements climatiques provoquent une augmentation de l'instabilité du climat, ce qui a pour effet d'augmenter l'occurrence des événements météorologiques extrêmes (Easterling *et al.*, 2000), eux-mêmes favorables à l'augmentation de l'occurrence et l'intensité des processus gravitaire (Evans et Clague, 1994; Soldati *et al.*, 2004; Crozier, 2010; Pavlova *et al.*, 2014; Stoffel *et al.*, 2014). Ces aléas posent un risque notamment aux infrastructures routières, aux skieurs et aux randonneurs de la région (Fortin *et al.*, 2011; Graveline et Germain, 2016; Gratton, 2016). La Gaspésie septentrionale constitue donc un terrain de jeu idéal pour l'étude des interactions entre les processus géomorphologiques gravitaires sur les versants raides, puisque ceux-ci sont très diversifiés et spatialement concentrés sur les talus enclavés dans le milieu forestier.

L'objectif principal de cette présente étude visait à caractériser l'activité géomorphologique par l'entremise de données géomorphométriques afin d'élaborer un modèle schématique de l'évolution des talus d'éboulis à l'échelle de l'Holocène. L'approche régionale visait à lier les recherches extensives réalisées à l'échelle du talus

d'éboulis afin de mieux comprendre les interactions entre les différents processus géomorphologiques et les variables géomorphométriques des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Afin d'y répondre, trois objectifs secondaires ont été élaborés, soit : (1) établir une cartographie des talus d'éboulis de la région, y compris la partie végétalisée et les parois rocheuses; (2) effectuer la mesure et l'extraction de diverses variables géométriques à partir de la cartographie réalisée; (3) identifier et quantifier les interactions entre les variables géométriques et les processus géomorphologiques par le biais d'analyses statistiques et les confronter aux connaissances empiriques afin d'élaborer un modèle schématique d'évolution des talus d'éboulis de la région au cours de l'Holocène.

La cartographie produite à partir de photographies aériennes précises (30 cm de résolution) a permis la délimitation des différentes sections des talus (N = 43), soit la paroi rocheuse, l'éboulis actif et la végétation se trouvant sur la section active. Un processus dominant jugé comme agent géomorphologique principal sur chacun des talus d'éboulis a été octroyé suite à une photo-interprétation couplée aux connaissances acquises des travaux antérieurs et reconnaissance sur le terrain. Ces éléments couplés au MNA ont rendu possible l'extraction de variables géométriques des talus d'éboulis. Les analyses statistiques, en particulier les analyses de la variance et multicritères, ont réussi non seulement à illustrer les tendances, mais à identifier les variables clés permettant de caractériser l'activité géomorphologique actuelle sur les talus d'éboulis.

Les conclusions générales découlant des résultats et de leur interprétation sont les suivantes : en tout, quatre processus géomorphologiques principaux ayant des effets notables sur les talus d'éboulis actifs se distinguent, à savoir les avalanches de neige, les coulées de pierres glacées, les coulées de débris et les chutes de pierres. Leur présence et leur contribution relative aux flux sédimentaires sur les versants sont très hétérogènes et ce, autant spatialement que temporellement à l'échelle d'un talus qu'entre les différents talus et vallées de la région (Germain et Héту, 2016; Héту et

Gray, 2000a; Lafortune *et al.*, 1997). Comme suggéré par Hétu et Gray (2000a) et Germain et Hétu (2016), l'orientation des versants joue un rôle notable dans la répartition des processus gravitaires et l'intensité de l'activité géomorphologique, notamment l'exposition aux forts vents et le régime d'enneigement-déneigement sur la section active des talus. Se faisant, l'orientation des versants discrimine deux groupes parmi les processus identifiés : (1) les avalanches de neige et les coulées de débris, et (2) les coulées de pierres glacées et les chutes de pierres. Le premier groupe se retrouve majoritairement sur les versants exposés à l'Est et au Nord alors que le deuxième se situe en majorité sur les flancs exposés à l'Ouest et au Sud. Les variables indicatrices d'une forte activité géomorphologique, soit la superficie active, la longueur de la section active du talus (ou la limite altitudinale des arbres) et, dans une moindre mesure, le ratio H_o/H_i proposent tous une activité géomorphologique accrue sur les versants exposés à l'Ouest et au Sud. Toujours selon les mêmes indicateurs, cette activité accrue serait essentiellement portée par les coulées de pierres glacées, en accord avec les études précédentes (Germain et Hétu, 2016; Lafortune *et al.*, 1997; Hétu et Gray, 2000a).

De ces conclusions, un modèle schématique inspiré de Hinchliffe et Balantyne (2009) a été réalisé, lequel vise à résumer l'évolution des versants de la région depuis la déglaciation. Les versants exposés à l'Est et au Nord suivent assez bien le modèle de Hinchliffe et Balantyne (2009), avec des talus en grande partie stabilisés, mais perturbés ponctuellement par des chenaux de coulées de débris et des corridors d'avalanches. La localisation et l'intensité de ces perturbations dépendent essentiellement de la morphologie de la paroi rocheuse et de la pente, en plus des paramètres climatiques bien entendu. L'évolution des versants exposés à l'Ouest et au Sud, où l'on retrouve les coulées de pierres glacées et les chutes de pierres est plus complexe puisque les processus géomorphologiques ont continué à perturber la colonisation végétale sur les versants où les parois rocheuses sont encore actives. Cependant, les raisons de la présence ou l'absence des coulées de pierres glacées ayant

un impact notable sur le bilan sédimentaire et la limite forestière restent floues. Nous avançons que l'explication réside dans les effets de synergie complexe entre les processus géomorphologiques sur ces talus, où à titre d'exemple un événement extrême telle une grosse avalanche de neige peut ouvrir la voie aux coulées de pierres glacées subséquentes qui, jusqu'alors ne pouvaient pénétrer la limite forestière faute d'un manque d'énergie cinétique. Cette étude ne permet pas de corroborer ou infirmer cette hypothèse, mais des recherches futures sont souhaitables en ce sens.

Malgré la possibilité d'améliorer la précision des données et d'ajouter des variables potentiellement pertinentes à l'étude, les objectifs du présent mémoire ont été réalisés en fonction des moyens et données disponibles. La grande résolution des photographies aérienne a permis une cartographie complète et détaillée des talus d'éboulis qui constitue en soi un inventaire des processus géomorphologiques gravitaires sur les talus d'éboulis de la Gaspésie septentrionale. Il serait cependant intéressant d'aborder les facteurs historiques favorisant les coulées de pierres glacées sur certains talus exposés à l'ouest et au sud plutôt que les talus à chutes de pierres caractérisés par une maturité plus avancée. Bien qu'une telle étude nécessite un travail sur le terrain beaucoup plus extensif que ce qui a été fait dans le présent mémoire, il apparaît pertinent de le mentionner tout comme la quantification des processus et flux sédimentaires dans le modèle schématique d'évolution des versants proposé dans ce mémoire. Enfin, il apparaît aussi qu'à travers cette recherche l'utilisation de données géomorphométriques peut servir, au même titre que l'analyse classique sur le terrain, d'outil permettant la généralisation d'hypothèses et de modèles d'évolution pour une meilleure compréhension de l'évolution des formes et des processus géomorphologiques et ce, à diverses échelles spatiotemporelles.

ANNEXE A

TABLEAU DE DONNÉES DES TALUS D'ÉBOULIS DANS LES VALLÉES

1 ^{ère} partie des données							
ID	Hi (m)	Ho (m)	Hp (m)	HoHi	LarP (m)	LarT (m)	LongMoy (m)
V1	530	505	25	0,95283	52	34	100
V2	528	427	101	0,808712	114	70	444
V3	494	449	45	0,908907	66	13	159
V4	628	571	57	0,909236	77	69	173
V5	493	481	12	0,975659	59	79	57
V6	294	250	44	0,85034	88	111	103
V7	280	260	20	0,928571	85	27	243
V8	325	286	39	0,88	61	31	95
V9	359	320	39	0,891365	54	33	143
V10	424	390	34	0,919811	275	279	229
V11	389	335	54	0,861183	537	489	261
V12	580	543	37	0,936207	140	29	193
V13	508	492	16	0,968504	127	125	133
V14	437	421	16	0,963387	47	31	132
V15	388	373	15	0,96134	201	209	83
V16	421	280	141	0,665083	382	389	327
V17	393	356	37	0,905852	66	73	157
V18	452	395	57	0,873894	660	590	426
V19	314	288	26	0,917197	223	197	211
V20	390	373	17	0,95641	38	54	228
V21	463	349	114	0,75378	353	305	455
V22	546	460	86	0,842491	114	184	174
V23	390	375	15	0,961538	95	25	379
V24	401	385	16	0,9601	66	40	306
V25	390	365	25	0,935897	48	25	316
V26	270	240	30	0,888889	97	27	283

V27	271	248	23	0,915129	63	58	222
V28	270	225	45	0,833333	122	1444	104
V29	173	148	25	0,855491	177	208	165
V30	251	246	5	0,98008	318	287	135
V31	313	280	33	0,894569	156	137	108
V32	341	318	23	0,932551	84	60	225
V33	392	362	30	0,923469	16	24	224
V34	431	400	31	0,928074	121	19	151
V35	347	314	33	0,904899	84	129	50
V36	398	393	5	0,987437	101	108	103
V37	355	355	0	1	0	97	117
V38	633	556	77	0,878357	65	17	411
V39	153	118	35	0,771242	59	191	139
V40	367	321	46	0,874659	510	610	321
V41	476	403	73	0,846639	82	102	103
V42	431	385	46	0,893271	78	11	277
V43	414	296	118	0,714976	255	179	289

2^e partie des données

ID	LongTot (m)	Pente (°)	Azimuth	Direction	supT (m ²)	supV (m ²)	Tarea (m ²)	Lat	Lon
V1	547	43,30	46,20	E	521,20	0,00	2481,20	49,14	-66,06
V2	501	30,26	219,99	S	4293,84	3935,95	21972,30	49,16	-66,02
V3	456	36,07	222,11	S	1392,36	719,82	1277,72	49,16	-66,02
V4	455	38,98	215,96	S	3160,53	3932,28	4561,93	49,16	-66,00
V5	272	37,95	93,44	E	227,38	311,61	1771,48	49,17	-65,97
V6	268	39,38	271,84	W	2337,10	390,39	3528,34	49,20	-65,95
V7	375	35,51	97,40	E	1613,73	635,70	4919,05	49,20	-65,90
V8	359	38,33	326,68	N	1941,43	0,00	1644,03	49,18	-65,90
V9	391	34,57	319,67	N	2326,96	171,32	2416,64	49,18	-65,91
V10	493	35,31	298,89	W	9477,83	5189,82	28297,10	49,17	-65,91
V11	450	37,68	64,04	E	12679,70	16493,90	49782,00	49,17	-65,92
V12	361	37,29	117,47	E	6562,50	1388,86	2914,55	49,14	-65,97
V13	282	40,48	159,61	S	1433,64	5633,91	3718,71	49,15	-65,85
V14	386	44,89	101,89	E	586,28	379,32	3050,10	49,16	-65,83
V15	517	36,97	301,89	W	1697,30	982,87	7121,92	49,21	-65,79
V16	479	38,21	307,07	W	25026,80	704,03	29243,30	49,20	-65,80
V17	461	41,33	287,75	W	1208,46	488,99	4058,26	49,20	-65,80
V18	691	33,06	287,66	W	27409,00	7889,16	136631,00	49,19	-65,81
V19	421	38,18	265,28	W	4017,57	1776,86	5471,67	49,19	-65,81

V20	548	34,76	224,23	S	891,76	2653,96	5304,95	49,19	-65,81
V21	624	35,89	266,94	W	17274,80	11143,30	44879,40	49,17	-65,80
V22	719	37,71	253,25	W	5548,78	4401,79	10480,30	49,18	-65,80
V23	645	34,02	78,79	E	1117,08	9348,19	3997,32	49,19	-65,83
V24	653	35,04	84,15	E	732,56	6709,91	5446,27	49,19	-65,83
V25	644	35,38	90,37	E	618,60	2211,92	3255,32	49,19	-65,83
V26	347	38,03	45,64	E	1933,73	4821,37	4419,48	49,24	-65,65
V27	373	36,37	43,37	N	1420,39	5099,50	6690,50	49,24	-65,65
V28	377	46,31	40,41	N	2874,91	285,45	4709,20	49,23	-65,65
V29	223	36,85	224,33	S	6889,70	12746,80	10737,80	49,24	-65,64
V30	400	38,73	192,61	S	2912,65	13248,30	13828,10	49,23	-65,61
V31	137	32,48	168,79	S	2668,66	4509,54	7679,56	49,14	-65,72
V32	347	39,34	239,89	W	1840,50	1670,73	8811,78	49,12	-65,64
V33	446	37,46	241,62	W	346,59	5998,22	2816,60	49,12	-65,64
V34	533	38,15	243,49	W	4519,76	155,44	1603,55	49,22	-65,44
V35	363	43,46	284,07	W	2332,17	83,37	2480,58	49,22	-65,44
V36	502	40,56	314,38	W	1331,33	525,75	3310,14	49,19	-65,34
V37	444	39,05	327,50	N	0,00	180,93	6069,75	49,19	-65,34
V38	412	33,73	126,55	E	3233,89	6711,19	1874,03	49,14	-65,96
V39	141	37,53	213,32	S	1745,21	17690,40	7435,14	49,19	-65,30
V40	398	39,23	262,62	W	17224,10	68762,90	42212,70	49,21	-65,58
V41	350	37,67	164,22	S	2717,70	2316,38	2598,66	49,15	-65,95
V42	508	37,56	290,52	W	3501,61	86,74	3081,59	49,22	-65,44
V43	466	36,39	272,45	W	15986,00	1210,87	10328,20	49,22	-65,44

ANNEXE B

TABLEAU DE DONNÉES DES TALUS D'ÉBOULIS CÔTIERS

ID	Hi (m)	Ho (m)	Longueur (m)	Pente (°)	Ho/Hi	Hauteur paroi (m)
R1	89	35	39	37,2	0,39325843	54
R2	97	38	40	37,4	0,39175258	59
R3	96	38	33	36,9	0,39583333	58
R4	130	59	60	39	0,45384615	71
R5	147	27	35	37,6	0,18367347	120
R6	177	37	61	36,1	0,20903955	140
R7	220	75	98	39	0,34090909	145
R8	160	27	40	36	0,16875	133
R9	217	57	71	37,5	0,26267281	160
R10	232	96	114	36,7	0,4137931	136
R11	71,7	16,5	28,2	29,8	0,23012552	55,2
R12	113	26	41	37,9	0,2300885	87
R13	163	43	57	36	0,26380368	120
R14	166	57	79	35	0,34337349	109
R15	209	162	181	38	0,77511962	47
R16	221	82	92	39,5	0,37104072	139
R17	234	65	97	36,3	0,27777778	169
R18	93	48	62	37,5	0,51612903	45
R19	124	63	74	37,5	0,50806452	61
R20	139	46	56	36,8	0,33093525	93
R21	117	54	69	41,6	0,46153846	63
R21B	149	66	88	36,2	0,44295302	83

RÉFÉRENCES

- André, M.-F. (1997). Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple-rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(5), 423-440.
- Baeza, C., & Corominas, J. (2001). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(12), 1251-1263.
- Ballantyne, C.K. (1998). Aeolian deposits on a Scottish mountain summit: characteristics, provenance, history and significance. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(7), 625-641.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., & Eckford, J.D. (1984). Characteristics and evolution of two relict talus slopes in Scotland. *The Scottish Geographical Magazine*, 100(1), 20-33.
- Ballantyne, C.K., & Harris, C. (1994). *The Periglaciation of Great Britain*. CUP Archive.
- Barsch, D. (2012). *Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments* (Vol. 16). Springer Science & Business Media.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2007). Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 89(1), 83-93.
- Bithell, M., Richards, K.S., & Bithell, E.G. (2014). Simulation of scree slope dynamics: investigating the distribution of debris avalanche events in an idealized two dimensional model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(12), 1601-1610.

- Borgatti, L., & Soldati, M. (2005). Geomorphological hazard and human impact in mountain environments: An introduction.
- Budetta, P. (2004). Assessment of rockfall risk along roads. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(1), 71-81.
- Butler, D.R., Malanson, G.P., Walsh, S.J., & Fagre, D.B. (2007). Influences of geomorphology and geology on alpine treeline in the American West—More important than climatic influences?, *Physical Geography*, 28(5), 434-450.
- Caine, N. (1969). A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *The Journal of Geology*, 92-100.
- Carson, M.A. (1969). Models of hillslope development under mass failure. *Geographical Analysis*, 1(1), 76-100.
- Carson, M.A. (1977). Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. *Earth Surface Processes*, 2(4), 363-380.
- Chandler, R.J. (1973). The inclination of talus, arctic talus terraces, and other slopes composed of granular materials. *The Journal of Geology*, 1-14.
- Church, M., & Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3059-3072.
- Church, M., Stock, R.F., & Ryder, J.M. (1979). Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, NWT, Canada: debris slope accumulations. *Arctic and Alpine Research*, 371-401.
- Cossart, E., Mercier, D., Decaulne, A., Feuillet, T., Jónsson, H.P., & Sæmundsson, Þ. (2014). Impacts of post-glacial rebound on landslide spatial distribution at a regional scale in northern Iceland (Skagafjörður). *Earth surface processes and landforms*, 39(3), 336-350.
- Crozier, M.J. (1986). *Landslides: causes, consequences & environment*. Taylor & Francis.

- Crozier, M.J. (2010). Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, 124(3-4), 260-267.
- Cruden, D.M., & Fell, R. (Eds.). (1997). *Landslide risk assessment*. Rotterdam: AA Balkema.
- Cruden, D.M., & Varnes, D.J. (1996). Landslides investigation and mitigation, transportation research board. *Landslide types and process, National Research Council, National Academy Press, Special Report, 247*, 36-75.
- Curry, A.M., & Black, R. (2003). Structure, sedimentology and evolution of rockfall talus, Mynydd Du, south Wales. *Proceedings of the Geologists' Association*, 114(1), 49-64.
- Curry, A.M., & Morris, C.J. (2004). Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology*, 58(1), 85-106.
- Davis, W.M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14(5), 481-504.
- Dubé, S., Filion, L., & Héту, B. (2004). Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(4), 555-564.
- De Koninck, R. (2001). Du terrain à l'amphi : le mandat des géographes. Dans S. Laurin, J.-L. Klein et C. Tardif (eds.). *Géographie et société : vers une géographie citoyenne* (p. 123-138). Sainte-Foy : Presses de l'Université du Québec.
- Dikau, R. (2004) Factor of safety. In A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology* (Vol. 1). London, Routledge.
- Dorren, L., Berger, F., Jonsson, M., Krautblatter, M., Mölk, M., Stoffel, M., & Wehrli, A. (2007). State of the art in rockfall-forest interactions. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 158(6), 128-141.
- Dowling, C.A., & Santi, P.M. (2014). Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. *Natural hazards*, 71(1), 203-227.

- Easterling, D.R., Meehl, G.A., Parmesan, C., Changnon, S.A., Karl, T.R., & Mearns, L.O. (2000). Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, 289(5487), 2068-2074.
- Environnement Canada (2010). *Données des stations pour les normales climatiques au Canada de 1981 à 2010 – Ste Anne des Monts*. [En ligne]. Ottawa : Environnement et ressources naturelles. (http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_f.html?searchType=stnName&txtStationName=mont&searchMethod=contains&txtCentralLatMin=0&txtCentralLatSec=0&txtCentralLongMin=0&txtCentralLongSec=0&stnID=5843&dispBack=0). Page consultée le 10 avril 2019.
- Ellison, G.N., & Gotelli, N.J. (2004). A primer of ecological statistics. *Sinauer, Sunderland, Massachusetts, USA*.
- Evans, I.S. (2012). Geomorphometry and landform mapping: What is a landform?. *Geomorphology*, 137(1), 94-106.
- Evans, S.G., & Clague, J.J. (1994). Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. In *Geomorphology and Natural Hazards* (pp. 107-128).
- Fortin, G., Héту, B., & Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). *Climatologie*, 8, 9-25.
- Francou, B. (1988). *L'ébouilisation en haute montagne Andes & Alpes: Six contributions à la étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire*. Paris: Centre de Geomorphologie.
- Francou, B. (1991). Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(3), 175-186.
- Francou, B., & Manté, C. (1990). Analysis of the segmentation in the profile of Alpine talus slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(1), 53-60.
- Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D., & Meloche, F. (2018). *Statistical analysis and operational avalanche forecasting on the roads of Northern Gaspésie, Québec, Canada: Proceedings, International Snow Science Workshop, ISSW 2018* (p. 1126-1130). Innsbruck, Austria.

- Germain, D., & Héту, B. (2016). Hillslope processes and related sediment fluxes on a fine-grained scree slope of Eastern Canada. In. Beylich, A., Dixon, J. C., & Zwolinski, Z. (Eds) *Source-to-Sink fluxes in undisturbed cold environments*, 79-95. Cambridge Press.
- Goudie, A.S. (2004) Scree. In A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology* (Vol. 1). London, Routledge.
- Graveline, M.-H., & Germain, D. (2016). Ice-block fall and snow avalanche hazards in northern Gaspésie (eastern Canada): Triggering weather scenarios and process interactions. *Cold Regions Science and Technology*, 123, 81-90.
- Gratton, M. (2016). *Conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige élaborées à partir d'analyses dendrochronologiques et statistiques, Gaspésie septentrionale, Québec*, mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de Géographie. [En ligne]. (<https://archipel.uqam.ca/9378/1/M14771.pdf>). Page consultée le 4 avril 2019.
- Gratton, M., Germain, D., & Boucher, É. (2019). Meteorological triggering scenarios of tree-ring-based snow avalanche occurrence on scree slopes in a maritime climate, Eastern Canada. *Physical Geography*, 1-18.
- Gude, M., Dietrich, S., Mäusbacher, R., Hauck, C., Molenda, R., Ruzicka, V., & Zacharda, M. (2003, July). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. In. *Proceedings 8th International Conference on Permafrost* (Vol. 1, pp. 331-336). Zürich.
- Gutiérrez, M. (2013). *Geomorphology*. London, CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Hales, T.C., & Roering, J.J. (2005). Climate-controlled variations in scree production, Southern Alps, New Zealand. *Geology*, 33(9), 701-704.
- Harsch, M.A., Hulme, P.E., McGlone, M.S., & Duncan, R.P. (2009). Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology Letters*, 12(10), 1040-1049.
- Héту, B. (1990). Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 199-215.

- Hétu, B. (1992). Coarse cliff-top aeolian sedimentation in northern Gaspésie, Québec (Canada). *Earth surface processes and Landforms*, 17 (1), 95–108.
- Hétu, B., Brown, K., & Germain, D. (2011). Les victimes d'avalanche au Québec entre 1825 et 2009. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, 55(3), 273-287.
- Hétu, B., & Gray, J.T. (1985). Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 (1), 47-66.
- Hétu, B., & Gray, J.T. (2000a). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. *Geomorphology*, 32(3), 335-355.
- Hétu, B. & Gray, J.T. (2000b). Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec): les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54(1), 5-40.
- Hétu, B. & Vandelac, P. (1989). La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (3), 389-406.
- Hétu, B., Van Steijn, H., & Vandelac, P. (1994). Les coulées de pierres glacées: un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. *Géographie physique et Quaternaire*, 48(1), 3-22.
- Hinchliffe, S., Ballantyne, C.K., & Walden, J. (1998). The structure and sedimentology of relict talus, Trotternish, northern Skye, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(6), 545-560.
- Hinchliffe, S., & Ballantyne, C.K. (1999). Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. *The Scottish Geographical Magazine*, 115(1), 53-70.
- Hinchliffe, S., & Ballantyne, C.K. (2009). Talus structure and evolution on sandstone mountains in NW Scotland. *The Holocene*, 19(3), 477-486.

- Humlum, O. (2000). The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35(1-2), 41-67.
- IPCC (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jakob, M., Stein, D., & Ulmi, M. (2012). Vulnerability of buildings to debris flow impact. *Natural Hazards*, 60(2), 241-261.
- Jobin, A. (2019). *Impacts géomorphologiques de la tempête post-tropicale de juillet 2014 sur un versant raide de la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec*, mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de Géographie
- Jomelli, V., & Francou, B. (2000). Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. *Geomorphology*, 35(3), 181-192.
- Jutras, P., & Schroeder, J. (1999). Geomorphology of an exhumed Carboniferous paleosurface in the southern Gaspé Peninsula, Québec: paleoenvironmental and tectonic implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(2), 249-263.
- Kirkby, M.J., & Statham, I. (1975). Surface stone movement and scree formation. *The Journal of Geology*, 349-362.
- Kirkby, M.J. (1996). A Role for Theoretical Models in Geomorphology? In *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, Held 27-29 September, 1996 (Vol. 27, p. 257)*. John Wiley & Sons.
- Lafortune, M., Filion, L., & Héту, B. (1997). Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 51(1), 67-80.

- Leonelli, G., Pelflni, M., Cella, U.M.D., & Garavaglia, V. (2011). Climate warming and the recent treeline shift in the European Alps: the role of geomorphological factors in high-altitude sites. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 40(3), 264-273.
- Liang, E., Wang, Y., Eckstein, D., & Luo, T. (2011). Little change in the fir tree-line position on the southeastern Tibetan Plateau after 200 years of warming. *New Phytologist*, 190(3), 760-769.
- Luckman, B.H. (1977). The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 59(1-2), 31-48.
- Luckman, B.H. (1978). Geomorphic Work of Snow Avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, 10(2), 261-276.
- Martin, J.-P., & Germain, D. (2016). Late-glacial and Holocene evolution as a driver of diversity and complexity of the northeastern North American alpine landscapes: A synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(5), 494-505.
- Mather, P.M., & Doornkamp, J.C. (1970). Multivariate analysis in geography with particular reference to drainage-basin morphometry. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 163-187.
- Messenzehl, K., Viles, H., Otto, J.C., Ewald, A., & Dikau, R. (2018). Linking rock weathering, rockwall instability and rockfall supply on talus slopes in glaciated hanging valleys. (Swiss Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 29(3), 135-151.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, (2012). Carte géologique du Québec 2012 – Version interactive, Direction générale de géologie du Québec, Gouvernement du Québec, [En ligne]. (http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr).
- Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, (2016). Le modèle numérique d'altitude (MNA) à l'échelle de 1/20 000 – Fiche technique, Direction générale de l'information géographique, Gouvernement du Québec.

- Ministère des forêts, de la faune et des parcs, (2019). LiDAR – Produits dérivés (Page consultée le 8 Mars 2019), Données Québec, [En ligne]. (<https://www.donneesquebec.ca/recherche/fr/dataset/produits-derives-de-base-du-lidar>)
- Morin, A. & Payette, S. (1984). Expansion récente du mélèze à la limite des forêts (Québec nordique). *Canadian Journal of Botany*, 62(7), 1404-1408.
- Moen, J., Aune, K., Edenius, L., & Angerbjörn, A. (2004). Potential effects of climate change on treeline position in the Swedish mountains. *Ecology and Society*, 9(1).
- Moore, I. D., Grayson, R.B., & Ladson, A.R. (1991). Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological processes*, 5(1), 3-30.
- Moos, C., Bebi, P., Schwarz, M., Stoffel, M., Sudmeier-Rieux, K., & Dorren, L. (2018). Ecosystem-based disaster risk reduction in mountains. *Earth-Science Reviews*, 177, 497-513.
- Naylor, L. (2004) Shear and shear surface, In. A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology* (Vol. 1). London, Routledge.
- Obanawa, H., & Matsukura, Y. (2006). Mathematical modeling of talus development. *Computers & Geosciences*, 32(9), 1461-1478.
- Olejczyk, P., & Gray, J.T. (2007). The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(11), 1603-1625.
- Ohlmacher, G.C. (2007). Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, 91(2), 117-134.
- Pavlova, I., Jomelli, V., Brunstein, D., Grancher, D., Martin, E., & Déqué, M. (2014). Debris flow activity related to recent climate conditions in the French Alps: A regional investigation. *Geomorphology*, 219, 248-259.

- Payette, S. (2007). Contrasted dynamics of northern Labrador tree lines caused by climate change and migrational lag. *Ecology*, 88(3), 770-780.
- Peulvast, J.P., Bouchard, M., Jolicoeur, S., Pierre, G., & Schroeder, J. (1996). Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada). *Geomorphology*, 16(1), 5-32.
- Phillips, J.D. (2009). Changes, perturbations, and responses in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography*, 33(1), 17-30.
- Popper, K.R. (1972). *The Logic of Scientific Discovery*, 6th revised impression, Hutchinson, London.
- Richard, P., Veillette, J., Larouche, A., Héту, B., Gray, J., & Gangloff, P. (1997). Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), 163-184.
- Salt, K.E., & Ballantyne, C.K. (1997). The structure and sedimentology of relict talus, Knockan, Assynt, NW Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 113(2), 82-89.
- Shapiro, S.S., & Wilk, M.B. (1965). An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3/4), 591-611.
- Siewert, M.B., Krautblatter, M., Christiansen, H.H., & Eckerstorfer, M. (2012). Arctic rockwall retreat rates estimated using laboratory-calibrated ERT measurements of talus cones in Longyeardalen, Svalbard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(14), 1542-1555.
- Statham, I. (1976). A scree slope rockfall model. *Earth Surface Processes*, 1(1), 43-62.
- Stoffel, M., Mendlik, T., Schneuwly-Bollschweiler, M., & Gobiet, A. (2014). Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps. *Climatic Change*, 122(1-2), 141-155.
- Soldati, M., Corsini, A., & Pasuto, A. (2004). Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55(2), 141-161.

- Thapa, P., Martin, Y.E., & Johnson, E.A. (2017). Quantification of controls on regional rockfall activity and talus deposition, Kananaskis, Canadian Rockies. *Geomorphology*, 299, 107-123.
- Trenhaile, A.S., & Rudakas, P.A. (1981). Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 (2), 171-181.
- Utili, S., & Crosta, G.B. (2011). Modeling the evolution of natural cliffs subject to weathering: 1. Limit analysis approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F1).
- van Steijn, H. (2002). Long-term landform evolution: evidence from talus studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(11), 1189-1199.
- Venables, W.N. & Ripley, B.D. (2002) Modern Applied Statistics with S. Fourth Edition. *Springer*, New York.
- Ward, W.H. (1945). The stability of natural slopes. *The Geographical Journal*, 105(5/6), 170-191.
- Wei, T. & Simko, V. (2017). R package "corrplot": Visualization of a Correlation Matrix (Version 0.84).
- Wilson, J. P. (2012). Digital terrain modeling. *Geomorphology*, 137(1), 107-121.
- Wickham, H. (2016). ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis. *Springer-Verlag New York*.
- Wolman, M.G., & Miller, J.P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology*, 68(1), 54-74.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., & Fifield, L.K. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406(6797), 713.
- Zevenbergen, L.W., & Thorne, C.R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth surface processes and landforms*, 12(1), 47-56.