

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

IMPACTS GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA TEMPÊTE POST-TROPICALE DE
JUILLET 2014 SUR UN VERSANT RAIDE DE LA VALLÉE DE MONT-SAINT-
PIERRE, GASPÉSIE, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

ARIANE JOBIN

MARS 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 à remercier tout d'abord mon directeur Daniel Germain pour sa patience, ses connaissances, son aide, sa motivation, son temps et surtout pour ta personne! Malgré la distance, nous avons réussi à mener à terme ce petit (énorme) projet. Je suis reconnaissante que tu aies cru en moi pendant tout ce temps ! Un merci tout spécial aussi, sans toi je ne serais peut-être pas où je suis présentement, avec cet emploi idéal, dans un décor parfait.

Viens ensuite, mes collègues et amies de l'UQAM pour leurs précieux conseils et encouragements et pour ces belles années de folies ! Merci particulièrement à JP, tu as été comme un co-directeur pour moi dans mes tous débuts de cette grande aventure. Merci aussi à mes boys qui m'ont accompagnée sur le terrain ; Math Gratt, Lulu, Barbe et évidemment, M. Germain aussi ! Vos yeux de géomorphologues ont grandement aidés.

Je ne pouvais passer à côté de mes collègues et amies de l'UQAR et du LDGIZC aussi, qui depuis la dernière année n'ont pas arrêté de me mettre une pression (invisible mais si présente) pour que je termine enfin cette maîtrise, malgré toutes ces aventures, cet emploi et ces nombreux terrains. C'est aussi grâce à vous que je me serai forcée à écrire par-ci par-là, entre deux marées, au travers de cette dernière année chargée à plusieurs niveaux.

Bien sûr ma famille et mes amies qui m'ont soutenu d'une quelconque manière au cours de ces longues dernières années ! Sans vous tous, je n'y serais sûrement pas arrivée et l'aventure n'aurait pas été la même ! Je peux maintenant être fière de pouvoir dire, mission accomplie !

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|------|
| TABLE DES MATIÈRES | ii |
| LISTE DES FIGURES..... | iv |
| LISTE DES TABLEAUX..... | viii |
| RÉSUMÉ | x |
| INTRODUCTION | 1 |
| CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE | 5 |
| 1.1 Mise en contexte | 5 |
| 1.2 Les coulées de débris | 8 |
| 1.2.1 Caractéristiques des dépôts | 11 |
| 1.3 Les écoulements hyperconcentrés..... | 14 |
| 1.3.1 Caractéristique des dépôts..... | 16 |
| 1.4 Les écoulements fluviaux..... | 16 |
| 1.4.1 Caractéristique des dépôts..... | 17 |
| 1.5 Distinction entre les différents processus..... | 18 |
| 1.5.1 Paramètres morphométriques..... | 22 |
| 1.6 Continuum de processus | 24 |
| 1.7 Conclusion | 31 |
| CHAPITRE 2 RÉGION ET SITE D'ÉTUDE | 33 |
| 2.1 Caractéristique de la région d'étude..... | 33 |
| 2.1.1 Contexte géologique..... | 34 |
| 2.1.2 Contexte géomorphologique | 35 |
| 2.1.3 Climat..... | 37 |
| 2.1.4 Végétation | 37 |
| 2.2 Caractéristique du site d'étude..... | 38 |
| CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE | 41 |
| 3.1 Choix du site d'étude | 41 |
| 3.2 Approche géomorphologique..... | 42 |

| | |
|---|----|
| 3.2.1 Cartographie des formes | 43 |
| 3.2.2 Quantification des transits sédimentaires | 44 |
| 3.2.3 Sédimentologie | 44 |
| CHAPITRE 4 RÉSULTATS | 47 |
| 4.1 Caractéristiques des couloirs | 47 |
| 4.2 Transferts sédimentaires | 51 |
| 4.3 Géomorphologie de la coulée C2 | 53 |
| 4.3.1 Analyse sédimentologique | 59 |
| CHAPITRE 5 DISCUSSION | 65 |
| 5.1 Géomorphologie des chenaux et identification des processus | 65 |
| 5.1.1 Coulée C2 et cône | 70 |
| 5.2 Continuum de processus | 73 |
| 5.3 Dynamique géomorphologique à l'échelle du versant et risques associés | 74 |
| CONCLUSION | 77 |
| RÉFÉRENCES | 81 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Figure 1.1 Lobes (gauche) et levées parallèles (droite) suite à une coulée de débris en juillet 2014, Gaspésie, Québec (photos personnelles, 2015). | 12 |
| Figure 1.2 Différents impacts suite au passage d'une coulée de débris : (A) cicatrice d'impact; (B) courbure du tronc infligée par la pression exercée par la coulée; (C) ensevelissement du collet suite à la déposition de sédiments; et (D) mise à nu des racines causées par l'érosion associée à une coulée (Bollschweiller et Stoffel, 2010: p. 628). | 13 |
| Figure 1.3 Texture de différents types de dépôts. 1) Coulées de débris; 2) Lahars; 3) Écoulements hyperconcentrés; et 4) Écoulements fluviatiles. | 21 |
| Figure 1.4 Comparaison de deux types de combinaison coulée de débris – écoulement hyperconcentré. En (a) est illustré un écoulement hyperconcentré créé par la dilution d'une coulée de débris entrant dans une vallée fluviale. La sédimentation laissée par l'écoulement est illustrée en (b). En (c) une organisation autre est montrée lorsqu'une coulée de débris précède un écoulement hyperconcentré et un écoulement fluvial. Les dépôts relevant de cette deuxième combinaison sont illustrés en (d) (Sohn <i>et al.</i> , 1999). | 27 |
| Figure 1.5 Modèle d'une coulée de débris alpine : (a) distribution spatiale des dépôts sédimentaires et leurs relations stratigraphiques (b), ainsi que de leur écoulement dominant (c) (Matthews <i>et al.</i> , 1999). | 30 |
| Figure 2.1 Localisation de la région et du site d'étude dans la vallée de Mont-Saint-Pierre en Gaspésie septentrionale. | 34 |
| Figure 2.2 Contexte géomorphologique de la vallée de Mont-Saint-Pierre. (1) Cirque glaciaire de la Coulée du Bonhomme-François ; (2) Cirque glaciaire de la Coulée de la Cabane; (3a,b) Cirques nord et sud de la Coulée du Pain de Sucre; (4) Cirque de la Coulée à Alphonse; (5) Cirque de la Coulée de la Dam; (6) Cirque de la coulée du Bonhomme Octave; (6) Cirque (7) Coulée à McKenville. La flèche de couleur noire indique la position approximative des couloirs de la présente étude (Modifié d'après Héту et Gray, 2000b). | 36 |

- Figure 2.3 Vue en direction sud de l'ensemble de la vallée de Mont-Saint-Pierre avec la localisation des couloirs à l'étude, illustrée par la flèche (photo personnelle, octobre 2018). 38
- Figure 3.1 Différentes vues du site d'étude : (A) Les quatre couloirs, C1, C2, C3 et C4 de gauche à droite; (B) Le cône de déposition relié au couloir C2, depuis le haut du chenal; (C) L'aspect sous forme d'impluvium de la paroi rocheuse du C2 et; (D) La roche mère visible dans la partie aval du C1. 42
- Figure 4.1 Différentes sections du site d'étude : (A) Zone de départ de la C2, dénudée de végétation et l'incision part directement au pied de la paroi rocheuse; (B) Zone d'érosion de la C2, bordée par de la végétation plutôt arbustive avec quelques débris dans le chenal; (C) Section en érosion, semi-végétalisée par des arbustes sur la C3; (D) Zone forestière à la hauteur d'un chemin forestier où la déposition commence dans la C2; (E) Le front érodé du glacier rocheux suite au passage de la coulée dans la C2; (F) Vue vers l'est du cône sédimentaire déposé par la C2. 50
- Figure 4.2 Cartographie du site d'étude illustrant les différents points d'échantillonnages du couloir C2 (C2-tr1 à C2-tr9) et les 518 lobes déposés au sein des quatre couloirs (C1 à C4). La zone grise sous forme d'éventail à la base du versant représente le cône mis en place au débouché du couloir C2 suite à la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014. 54
- Figure 4.3 Diagrammes de Zingg. En A sont présentés les échantillons mesurés au sein des différentes coupes stratigraphiques (tr1 à tr9). En B les données sont issues des 10 plus gros cailloux mesurés sur 19 lobes situés dans la partie basse et forestière du versant. 56
- Figure 4.4 Géomorphologie du chenal et de l'environnement du couloir C2 : (A) débris ligneux au travers du chenal dans la partie amont; (B) levées parallèles au long du chenal; (C) lobes en milieu forestier; (D) morphologie en seuils et cuvettes du chenal traversant le glacier rocheux en bas de pente. 58
- Figure 4.5 Granulométrie de la coulée C2 depuis l'amont vers l'aval. Dans la partie amont du chenal, les neuf sites d'échantillonnage sont représentés par les lettres tr1 à tr9. Dans la partie basale, l'échantillonnage sur le cône a été réalisé à l'aide de trois transects (A, B et C), chacun d'eux ayant été subdivisé entre 8 et 10 stations. 60
- Figure 4.6 Estimation du volume des 10 plus gros cailloux présents dans chacune des stations d'échantillonnage de l'amont vers l'aval. Les chiffres de 1 à 9 correspondent aux coupes stratigraphiques tr1 à tr9. Le trait rouge représente la médiane et les boîtes les 25 et 75^{ème} percentiles, alors que les extrêmes correspondent aux valeurs minimales et maximales. 62

- Figure 4.7 Stéréogrammes illustrant l'orientation et l'inclinaison des 30 plus gros cailloux présent par faciès et coupes stratigraphiques (C2-TR1 à C2-TR2). L'arc de cercle illustre l'angle de la pente à chacun des sites. Le sens de l'écoulement est illustré par une flèche. 63
- Figure 5.1 Distribution du ratio hauteur/largeur en fonction de l'écart-type des lobes cartographiés et mesurés dans le couloir C2 en comparaison aux 30 lobes hyperconcentrés..... 66
- Figure 5.2 Cartographie des lobes issus des quatre coulées. L'analyse discriminante a permis de diviser les lobes en deux groupes (A et B) selon leurs paramètres morphométriques..... 67
- Figure 5.3 Exemples d'obstacles présents sur le terrain agissant comme barrière pour l'écoulement (photos personnelles, 2015). 68
- Figure 5.4 Éléments géomorphologiques et sédimentologiques de six principaux types de faciès: D1 (coulée de débris visqueuse), D2 (coulée de débris diluée), T1 (dépôts transitionnels), S1 et S2 (barres fluviales) et S3 (dépôt fluvial graveleux) (Wells et Harvey, 1987). 69
- Figure 5.5 (A) Différentes textures de dépôts, inspiré de Bertrand *et al.* (1998) : (1) coulées de débris; (2) lahars; (3) écoulements hyperconcentrés; et (4) écoulements fluviaux. S : sable, L : limon, A : argile. (B) Les différentes textures présentes sur le cône de la coulée C2: A : argile, B : limon, C : sable. 73

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|---|----|
| Tableau 1.1 Caractéristiques géomorphologiques, sédimentologiques et rhéologiques des coulées de débris, des écoulements hyperconcentrés et des écoulements fluviaux..... | 20 |
| Tableau 1.2 Caractéristiques des bassins versants selon les processus hydrogéomorphiques (Modifié d'après Wilford <i>et al.</i> , 2004)..... | 24 |
| Tableau 4.1 Caractéristiques morphologiques des différents couloirs C1 à C4. | 48 |
| Tableau 4.2 Données morphométriques des lobes cartographiés au sein des quatre couloir | 52 |

RÉSUMÉ

Les talus d'éboulis des basses vallées côtières du nord de la Gaspésie sont très actifs et sensibles aux changements environnementaux qui, entre autres, ont pour conséquence d'augmenter la fréquence et l'intensité des épisodes de pluies. Jumelée à la lithologie friable et aux nombreux cycles de gel-dégel, permettant une forte disponibilité sédimentaire, les versants raides sont donc propices à plusieurs processus géomorphologiques tels que le ruissèlement, les chutes de pierres, les avalanches de neiges ainsi que les coulées de débris. En juillet 2014, la tempête post-tropicale Arthur a laissé plus de 70 mm de pluie dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, déclenchant une intense activité hydrogéomorphologique au sein de quatre couloirs sur un versant raide forestier exposé à l'Est. La présente étude constitue l'analyse, en réponse à une forte pluie, des écoulements hydrogéomorphologiques extrêmes survenus, vraisemblablement les plus intenses depuis les 35 dernières années dans cette vallée. Cette recherche a donc pour objectifs de : (1) faire une revue de la littérature scientifique des connaissances actuelles sur les coulées de débris, les écoulements hyperconcentrés, ainsi que les écoulements fluviatiles; (2) caractériser d'un point de vue géomorphologique plusieurs couloirs actifs lors de cette tempête post-tropicale avec notamment une cartographie détaillée des formes sur le terrain; (3) quantifier le bilan sédimentaire associé à cet événement extrême; (4) étudier la nature transitionnelle de l'écoulement survenue au sein de la coulée 2. Les résultats indiquent que l'écoulement dans le couloir C2 répond aux critères d'une coulée de débris. Cependant, le cône sédimentaire déposé en bas de versant serait plutôt une réponse à un écoulement hyperconcentré ou fluviatile. La nature transitionnelle de l'écoulement n'est pourtant pas perceptible au sein du chenal.

Mots clés : Coulée de débris – continuum de processus – écoulement hyperconcentré – événement extrême - Gaspésie

INTRODUCTION

Les processus hydrogéomorphologiques tels que les coulées de débris, les coulées hyperconcentrées et les écoulements fluviaux à forte charge sédimentaire sont des mouvements rapides, causant une déformation continue et irréversible du substrat, en réponse à une force ou une contrainte, dont la gravité (Pierson et Costa, 1987). Bien que ces processus soient grandement étudiés comme en témoigne l'abondante littérature scientifique qui leur est consacrée, des lacunes existent néanmoins quant à leur définition et leur classification (Borga *et al.*, 2014). Plusieurs auteurs ont néanmoins tenté d'en faire une classification à partir de différentes caractérisations (Pierson et Costa, 1987; Costa, 1988; Hungr *et al.*, 2001; Lavigne et Suwa, 2004; Germain et Ouellet, 2013). De ces lacunes découlent aussi des problématiques au niveau de l'identification sur le terrain, de la gestion des risques et des solutions de mitigation, lesquelles doivent être adaptées spécifiquement pour chacun de ces processus. La reconnaissance sur le terrain reste complexe vu le grand éventail de conditions environnementales dans lesquelles ces processus surviennent, les multiples déclencheurs, ainsi que la concentration sédimentaire propre à chacun de ces écoulements.

Les écoulements hydrogéomorphologiques se déclenchent habituellement suite à des précipitations de forte intensité ou de longue durée, parfois jumelées à la fonte de la neige au printemps (Iverson dans Goudie, 2004; Lavigne et Suwa, 2004; Glade, 2005, Jomelli *et al.*, 2007; Ouellet et Germain, 2014; Budi Wibowo *et al.*, 2015). Dans le contexte des changements globaux en cours, la dynamique spatiotemporelle de ces phénomènes hydrogéomorphologiques risque d'être perturbée. D'ailleurs, les changements climatiques récents se sont notamment traduits par une augmentation de la fréquence et l'intensité des précipitations au cours des 60 dernières années dans plusieurs régions du globe (Fowler et Hennessy, 1995; Schneider *et al.*, 2010; IPCC, 2013). Cette tendance devrait se poursuivre et, couplée à des extrêmes météorologiques de plus en plus fréquents (IPCC, 2012), risquent d'affecter la fréquence et l'intensité des mouvements de masse, voire même leur période d'occurrence (Van Asch et Van Steijn, 1991; Rebetez *et al.*, 1997; Jomelli *et al.*, 2007, Stoffel *et al.*, 2014).

Au début juillet 2014, la tempête post-tropicale Arthur a frappé la Gaspésie générant des pluies abondantes totalisant à tout le moins un cumul de plus de 70 mm en trois jours. Ces fortes pluies ont déclenché une activité hydrogéomorphologique extrême sur plusieurs versants végétalisés de la vallée de Mont-Saint-Pierre. Pourtant, les coulées de débris dans les milieux forestiers demeurent encore peu documentées (Van Steijn, 1996; Decaulne, 2005; Glade, 2005). En Gaspésie septentrionale, Jacob (2001) a étudié la dynamique des coulées de débris sur un versant forestier adjacent à plusieurs couloirs réactivés lors du passage de la tempête Arthur. Dans ses recherches, elle a déterminé sur la base de caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques que les processus affectant le couloir étudié étaient, pour l'essentiel, des coulées de débris. Cependant, d'autres processus secondaires tels que le ruissellement, l'activité torrentielle, les chutes de blocs de glace et les avalanches

de neige peuvent survenir à différentes périodes de l'année sur ce même versant. À l'aide de la dendrochronologie, elle a aussi démontré que les évènements reconstitués, dans ce secteur de la vallée de Mont-Saint-Pierre, semblent plus fréquents que ceux rapportés dans la littérature, soit un évènement à tous les 3 à 10 ans par comparaison à un évènement à tous les 10 à 40 ans selon Van Steijn *et al.* (1988) et Van Steijn (1989). De plus, Jacob (2001) suggère que ce ne sont pas que les pluies extrêmes qui déclenchent les coulées de débris, mais plutôt l'atteinte d'un seuil minimal évalué à 25 mm de pluie en 24 h. Une forte saturation en eau du sol est cependant déterminante, voire primordiale dans l'amorce des coulées de débris.

Les coulées de débris représentent aussi un risque naturel important dans la région de Mont-Saint-Pierre, puisqu'elles surviennent à proximité des infrastructures et peuvent ainsi avoir un impact sur les activités humaines. En période estivale, suite à des pluies torrentielles, les coulées de débris peuvent transporter beaucoup de sédiments et, à l'occasion, obstruer momentanément certaines voies de circulation. Certains couloirs favorables aux coulées de débris peuvent aussi générer des avalanches de neige et des chutes de blocs de glace accentuant les risques et ce, notamment au long de la route nationale 132 (Héту, 2007; Fortin *et al.*, 2011; Graveline et Germain, 2016; Gauthier *et al.*, 2017).

Dans cette perspective, la présente étude constitue une analyse des écoulements hydrogéomorphologiques survenus suite à la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014, soit une réponse extrême, vraisemblablement la plus intense depuis les 35 dernières années. Cette recherche a donc pour objectifs de : (1) faire une revue de la littérature scientifique des connaissances actuelles sur les coulées de débris, les écoulements hyperconcentrés, ainsi que sur les écoulements fluviaux; (2)

caractériser d'un point de vue géomorphologique plusieurs couloirs actifs lors de cette tempête post-tropicale avec notamment une cartographie détaillée des formes sur le terrain; (3) quantifier le bilan sédimentaire associé à cet événement extrême et; (4) étudier la nature transitionnelle de l'écoulement survenue au sein de la coulée 2.

L'intérêt de ce travail est donc d'acquérir une meilleure connaissance qualitative et quantitative des processus gravitaires sur les versants raides de la vallée de Mont-Saint-Pierre dans la perspective d'une meilleure gestion des risques naturels. Dans un contexte de réchauffement climatique planétaire, les climats s'en trouvent modifiés : hausse des températures, changements dans l'occurrence et la fréquence des précipitations, fonte importante des calottes et banquises polaires, amplification des extrêmes météorologiques, etc. (Giorgi *et al.*, 2011; IPCC, 2014). Une recrudescence des processus gravitaires sur les versants raides est donc probable en réponse à la multiplication des événements climatiques extrêmes (Stoffel et Huggel, 2012; IPCC, 2014). Ces événements climatiques de forte intensité sont une conséquence de l'intensification du cycle hydrologique global en réponse à l'augmentation de la vapeur d'eau et de l'énergie dans l'atmosphère (Borga *et al.*, 2014). La probabilité d'occurrence des mouvements de masse comme les coulées de débris et, par conséquent, le risque associé en seront donc augmentés. Des études ont déjà démontré l'impact de la fluctuation récente du climat, principalement en regard des précipitations, sur l'occurrence des coulées débris (Van Asch et Van Steijn, 1991; Jommeli *et al.*, 2007; Ritter *et al.*, 2011; Stoffel *et al.*, 2014). Couplé à l'augmentation de la population et à la densification des infrastructures dans les milieux de montagne, le risque devrait s'intensifier. Il est donc important de mieux comprendre la dynamique des mouvements gravitaires et d'être bien préparé à une recrudescence des aléas géomorphologiques comme les coulées de débris et les écoulements hyperconcentrés.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

1.1 Mise en contexte

Les mouvements gravitaires présentent une terminologie, voire une classification complexe et parfois difficile compte tenu notamment de la grande variabilité des conditions environnementales dans lesquelles ils surviennent (Blair et McPherson, 1994; Matthews *et al.*, 1999; Ouellet et Germain, 2014). Il est difficile de décrire précisément les différents types de mouvements gravitaires, dus entre autres aux nombreux déclencheurs. Par exemple, les pluies favorisent une majorité de mouvements de masses, allant des coulées aux écoulements, en passant par les inondations et les glissements de terrain. En somme, les pluies agissent principalement sur l'instabilité de la pente et du sol (Ritter *et al.*, 2011). D'autres facteurs, tels que la disponibilité sédimentaire, participent aussi à la spécificité des mouvements de masse, puisque les sédiments déterminent bien souvent le caractère du fluide (Pierson et Scott, 1985; Costa, 1988; Bertran *et al.*, 1998; Jacob et Hungr, 2005; Ritter *et al.*, 2011). Des mouvements de masses peuvent aussi être déclenchés

suite à des séismes, des éruptions volcaniques ou dans des couloirs volcaniques ce qui engendre d'autres phénomènes, puisqu'il y a peu, voire absence d'eau dans ces types de mouvements (Iverson, 1997; Lavigne et Suwa, 2004). La végétation influence aussi, soit en contraignant les coulées et les écoulements sur les versants, soit comme facteur accentuant la stabilité des sols (Selby, 1982; Van Steijn, 1996). Généralement, en milieu forestier les mouvements de masses sont plus modestes et la végétation peut masquer certains évènements, ce qui rend difficile l'identification ou même la recension de ceux-ci.

En ce qui concerne les coulées et les écoulements, l'appellation peut varier en fonction de la concentration en sédiments. Ce type de mouvements de masse fait référence à une déformation continue et irréversible des matériaux transportés suite à une contrainte appliquée, dont la force de gravité (Pierson et Costa, 1987). Il est donc important de bien identifier le ou les processus géomorphologiques en cause et ce, pour plusieurs raisons. Tout d'abord, une mauvaise identification du ou des processus peut entraîner une prise de décisions erronées pour l'implantation de mesures de mitigation afin de prévenir ou d'atténuer les conséquences qui découlent de l'occurrence de ces évènements, caractérisés par une forte capacité de destruction. Par exemple, une coulée de débris a une concentration volumique de sédiments oscillant entre 47 et 77% par comparaison à un écoulement hyperconcentré dont la teneur varie de 20 à 47% (Pierson et Scott, 1985; Costa, 1988; Hungr *et al.*, 2001; Lafortune, 2003; Ritter *et al.*, 2011). Cela pourrait aussi se répercuter sur les connaissances scientifiques (Costa, 1988). En effet, lorsque des chercheurs travaillent sur les mouvements gravitaires, ils s'appuient généralement sur la littérature pour obtenir des valeurs et des seuils de références permettant ainsi de discriminer les processus entre eux. Cependant, si ces valeurs de référence (*i.e.* concentration

sédimentaire) sont erronées ou non transposables à différents sites, il est possible que de futures études identifient mal un type d'écoulement.

La distinction des processus géomorphologiques sur les versants repose sur plusieurs critères, généralement classés en trois catégories dans la littérature scientifique : 1) la rhéologie; 2) la géomorphologie et; 3) la sédimentologie (Costa 1988; Bertran *et al.*, 1998; Jacob et Hungr, 2005; Germain et Ouellet, 2013). La rhéologie fait référence à l'étude de la déformation et de l'écoulement de la matière sous l'effet d'une contrainte appliquée, comme par exemple, la force de gravité (Pierson, 2005). Les critères rhéologiques sont déduits par la vitesse et la concentration en sédiments (Germain et Ouellet, 2013). La géomorphologie est l'étude des formes, des processus et de l'évolution des reliefs et des paysages à la surface de la Terre (Bauer, 2004; Ritter *et al.*, 2011). C'est à l'aide des dépôts de surface qu'il est possible d'identifier la nature des processus ayant contribué à leur mise en place et la formation du relief. La sédimentologie fait référence à l'étude des sédiments et de leur mode de déposition dans l'environnement (Evans, 2004; Jauzein *et al.*, s.d.). Plusieurs analyses peuvent être réalisées quant à la texture (granulométrie) et la structure (stratification, orientation et inclinaison des fragments, etc.) des sédiments déposés suite à l'occurrence d'un événement. Les coulées de débris et leurs propriétés rhéologiques, géomorphologiques et sédimentologiques sont généralement bien décrites dans la littérature scientifique (Johnson et Sitar, 1990; Van Steijn, 1996; Bertran *et al.*, 1997; Iverson, 1997; Hungr *et al.*, 2001; Jacob, 2001; Glade, 2005; Jakob *et al.*, 2005; Stoffel, 2010; Ritter *et al.*, 2011; Meyer *et al.*, 2012; Borga *et al.*, 2014). En revanche, les études portant sur des phénomènes semblables tels que les écoulements hyperconcentrés et les écoulements fluviaux sont moins nombreuses (Rickenmann, 1991; Sohn *et al.*, 1999; Pierson, 2005; Ouellet, 2010; Ouellet et Germain, 2014). En effet, peu d'études se sont attardées à la

comparaison de ces types d'écoulements (Costa, 1988; Hungr *et al.*, 2001; Lavigne et Suwa, 2004; Germain et Ouellet, 2013). En ce qui concerne l'éventualité d'un continuum entre les différents types d'écoulements précédemment mentionnés, et ce lors d'un seul évènement, cela semble n'avoir reçu que très peu d'attention de la part des chercheurs (Pierson et Scott, 1985; Matthews *et al.*, 1999; Sohn *et al.*, 1999; Pierson, 2005; Borga *et al.*, 2014).

Ce chapitre se veut donc une revue de la littérature scientifique en ce qui a trait à la définition d'une coulée de débris, d'un écoulement hyperconcentré et d'un écoulement fluviatile, ainsi que de leurs caractéristiques distinctives. De plus, une synthèse des caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques favorables à leur identification sur le terrain est présentée. Enfin, la possibilité d'un continuum de processus au sein d'un même évènement est également discutée.

1.2 Les coulées de débris

Mouvements de masse rapides, intermédiaires entre les inondations et les glissements de terrain, les coulées de débris sont un mélange de sédiments et de débris, d'une granulométrie variant des argiles aux blocs, avec une variation de la teneur en eau (Iverson, 2004; Ritter *et al.*, 2011). En général, les sédiments sont en plus grande quantité que l'eau. En effet, la concentration sédimentaire en volume est comprise entre 47 et 77% (70-90% du poids) (Costa, 1988; Lafortune, 2003; Pierson, 2005; Ritter *et al.*, 2011). Selon la classification de Varnes (1958), un mouvement de masse est considéré comme une coulée de débris lorsque les matériaux grossiers (>2 mm) représentent plus de la moitié des débris. Certains auteurs définissent plutôt la coulée

de débris à partir d'une concentration sédimentaire de plus de 60% par volume (Sohn *et al.*, 1999; Lavigne et Suwa, 2004). D'autres auteurs considèrent les coulées de débris comme étant constituées à parts égales d'eau et de sédiments (Iverson, 2004 ; Borga *et al.*, 2014). À noter qu'en milieu forestier, il est aussi possible que 80% du volume des matériaux soit de nature organique (Hungri *et al.*, 2001).

La teneur en argile des coulées semble être un facteur important à considérer afin de déterminer le comportement rhéologique du processus. En effet, la force de l'écoulement est caractérisée par la fraction argileuse (Selby, 1982; Vallance et Scott, 1997). Une faible teneur en argile ou une forte teneur en eau se traduit par une faible capacité à transporter des blocs. En revanche, une coulée riche en argile, avec une concentration supérieure à 30%, possède la capacité de transporter des blocs par flottaison (Johnson, 1970). On note donc une distinction entre une coulée dite cohésive et une coulée non cohésive, laquelle peut être faite à l'aide du ratio de la teneur en argile sur le total des sédiments sableux, limoneux et argileux. La coulée est alors considérée cohésive avec un ratio supérieur à 0,5 et non cohésive lorsque la valeur est inférieure à 0,5 (Vallance et Scott, 1997). Généralement, les coulées non cohésives débutent comme un écoulement fluvial dans laquelle la concentration sédimentaire augmente avec l'érosion, ce qui entraîne une transformation en coulée de débris vers l'aval.

Un apport en eau important en provenance d'une pluie de forte intensité ou de longue durée, cumulé parfois à une fonte des neiges, sont les principaux facteurs de déclenchement des coulées de débris pourvu que ceux-ci soient en quantité suffisante (Caine, 1980; Van Asch et Van Steijn, 1991; Thenhaile, 2004; Decaulne, 2005; Jomelli *et al.*, 2007; Meyer *et al.*, 2012; Hungri, 2013; Borga *et al.*, 2014). L'apport en

eau favorise la saturation du sol, ce qui entraîne une augmentation rapide de la pression interstitielle, une diminution de la force de cisaillement des sédiments et le seuil de déclenchement initial est ensuite généralement atteint (Meyer *et al.*, 2012).

Les coulées de débris peuvent avoir plusieurs vagues lors d'un même événement (Pierson et Scott, 1985; Rickenmann, 1991; Lavigne et Suwa, 2004; Ritter *et al.*, 2011). Lavigne et Suwa (2004) ont comptabilisé en moyenne de deux à trois vagues lors d'un même événement en Indonésie. Ceci peut être le reflet de plusieurs facteurs, à savoir : 1) l'instabilité de la coulée; 2) un endiguement transitoire suivi d'une libération rapide; 3) une variation de l'intensité des précipitations durant l'événement; ou 4) la fluctuation spatiale des précipitations dans le bassin de drainage (Lavigne et Suwa, 2004).

Les coulées de débris peuvent avoir de profondes implications dans l'évolution morphologique des versants. Ce sont à la fois des agents d'érosion et d'accumulation. Les impacts géomorphologiques, soient les traces et les cicatrices laissées sur le terrain suite au passage de l'événement, varient d'une coulée à une autre en fonction notamment de la taille des particules mises en mouvement. Lorsqu'une coulée atteint une vitesse comprise entre 0,05 et 10 m/s (Hungr *et al.*, 2001; Iverson, 2004; Hungr, 2013), elle incise un chenal à moins d'emprunter un chenal déjà existant. Ainsi, au fil des ans, les coulées de débris empruntent généralement le même chenal (Selby, 1982; Hungr *et al.*, 2001; Ritter *et al.*, 2011).

Les coulées de débris peuvent avoir de graves conséquences à plusieurs niveaux. Elles participent en effet à modifier l'environnement (*i.e.* modification du tracé des

chenaux, changement de la morphologie de la pente, dénudation des versants), ce qui entraîne une vulnérabilité accrue du milieu environnant. Cet aléa peut également endommager les infrastructures (*i.e.* routes, habitations) et représenter un danger pour l'homme (Johnson et Sitar, 1990; Iverson, 2004; Meyer *et al.*, 2012; Nikolopoulos *et al.*, 2014). Certaines coulées peuvent être meurtrières, comme au Japon, où en moyenne 90 personnes décèdent annuellement suite à des coulées de débris (Takahashi, 1981). Au Nicaragua, c'est plus de 2000 personnes qui sont décédées ensevelies sous une coulée de débris en 1998 (Negri *et al.*, 2005). Au Canada, plus de 600 décès ont été dénombrés depuis 1840 à la suite à des mouvements de masse (*i.e.* coulées de débris, avalanches de neige, glissements de terrain, etc.) (Evans, 2001). Le phénomène des coulées de débris est donc un risque naturel majeur dont il faut tenir compte vu sa forte capacité de destruction et son déclenchement rapide.

1.2.1 Caractéristiques des dépôts

Les coulées de débris laissent des formes typiques sur le terrain telles que des levées parallèles ainsi que des lobes frontaux et terminaux (figure 1.1) (Costa, 1988; Van Steijn, 1996; Matthews *et al.*, 1999; Sohn *et al.*, 1999; Hungr *et al.*, 2001; Iverson, 2004; Ritter *et al.*, 2011; Germain et Ouellet, 2013).



Figure 1.1 Lobes (gauche) et levées parallèles (droite) suite à une coulée de débris en juillet 2014, Gaspésie, Québec (photos personnelles, 2015).

Les coulées de débris peuvent aussi former de large cônes à la base des versants (Selby, 1982; Blair et McPherson, 1994; Trenhaile, 2004; Glade, 2005; Ritter *et al.*, 2011). La largeur du cône est une indication de l'énergie et de la force de l'évènement (Glade, 2005). L'absence ou l'endommagement de la végétation sur le cône indique généralement une activité récente (Glade, 2005). La dendrogéomorphologie, soit l'étude des cernes de croissance des arbres, peut alors aider à obtenir un historique des évènements passés (Winchester, 2004). Plusieurs dommages peuvent être infligés à la végétation lors d'une coulée de débris, tels qu'illustrés à la figure 1.2.



Figure 1.2 Différents impacts suite au passage d'une coulée de débris : (A) cicatrice d'impact; (B) courbure du tronc infligée par la pression exercée par la coulée; (C) ensevelissement du collet suite à la déposition de sédiments; et (D) mise à nu des racines causées par l'érosion associée à une coulée (Bollschweiller et Stoffel, 2010: p. 628).

Sur le terrain, les coulées de débris sont identifiables par des dépôts sédimentaires peu ou pas triés, avec des particules grossières dans une matrice généralement boueuse (Pierson et Scott, 1985; Costa, 1988; Sohn *et al.*, 1999; Jacob, 2001; Iverson, 2004; Ritter *et al.*, 2011; Germain et Ouellet, 2013). Cette dernière caractéristique est un indicateur de la très grande énergie déployée durant l'évènement même si la concentration en sédiments tend à diminuer de l'amont vers l'aval (Pierson et Scott, 1985; Sohn *et al.*, 1999). Lors de la sédimentation, les débris sont déposés aléatoirement et un granoclassement inverse peut être observé (Pierson et Scott, 1985; Blair, 1999; Sohn *et al.*, 1999; Hungr *et al.*, 2001). Il est dit inverse lorsque les éléments grossiers se retrouvent à la surface et que les particules fines sont à la base du lit (Jauzein *et al.*, s.d.). Il n'est toutefois pas impossible d'observer un granoclassement normal, voire l'absence de granoclassement (Vallence et Scott, 1997; Iverson, 2005; Borga *et al.*, 2014). La déposition a tendance à suivre les différentes vagues de transit sédimentaire (Matthews *et al.*, 1999; Sohn *et al.*, 1999). Cela s'observe autant dans les coulées cohésives que non cohésives. Les vagues sont généralement assez rapprochées, ce qui ne laisse pas suffisamment de temps aux

vagues précédentes de se consolider avant l'arrivée des vagues subséquentes. L'accumulation des dépôts peut d'ailleurs excéder l'épaisseur moyenne de la coulée. Un amalgame de plusieurs lits représentant les différentes vagues est alors observable sur le terrain comme une seule couche massive (Major, 1997). Une alternance entre des couches de sables stratifiés et de galets peut aussi être un indicateur d'une coulée de débris ayant eu plusieurs vagues (Matthews *et al.*, 1999).

L'orientation et l'inclinaison des sédiments peuvent être de bons indicateurs pour l'identification d'une coulée de débris (Selby, 1982; Costa, 1988; Bertan *et al.*, 1997; Sohn *et al.*, 1999; Lafortune, 2003; Germain et Ouellet, 2013). La fabrique fait référence aux possibles imbrications et configurations spatiales des cailloux suite à la sédimentation (Selby, 1982; Bertran *et al.*, 1997). Les cailloux ont généralement une orientation parallèle à la pente. L'orientation peut cependant être oblique ou transversale au sens de l'écoulement. Le premier cas s'observe généralement dans les lobes et levées, tandis que dans les lobes frontaux, les clastes sont habituellement en position transversale avec une forte imbrication (Bertran *et al.*, 1997).

1.3 Les écoulements hyperconcentrés

Un écoulement hyperconcentré, soit un mouvement de masse mélangeant eau et sédiments, est souvent identifié et interprété comme un processus transitoire entre une coulée de débris et un écoulement fluvial (Sohn *et al.*, 1999; Lafortune, 2003; Neall, 2004; Jacob et Hungr, 2005). Ce mouvement de masse rapide emprunte habituellement un chenal déjà existant et contient une forte charge sédimentaire. Dans la littérature, on note deux écoles de pensées en ce qui a trait à la concentration

sédimentaire des écoulements hyperconcentrés. Selon Costa (1988), Lafortune (2003) et Ritter *et al.*, (2011), la concentration sédimentaire par volume est comprise entre 20 et 47%. Cependant, il est possible d'observer des concentrations plus fortes, allant de 20 à 60% (Vallance et Scott, 1997; Sohn *et al.*, 1999; Lavigne et Suwa, 2004). Un éventail de noms et de synonymes sont aussi utilisés pour désigner un écoulement hyperconcentré dont notamment *debris flood* (Hungr *et al.*, 2001; Pierson, 2005), *mudflood* (Pierson, 2005), écoulement intermédiaire, coulée boueuse non cohésive ou turbulente (Costa, 1988).

Ce type d'écoulement peut survenir au sein d'environnements divers, cependant, il semble être particulièrement commun dans les milieux volcaniques (Pierson et Scott, 1985; Lavigne et Suwa, 2004; Jacob et Hungr, 2005). Il y a généralement deux phases lors d'un écoulement hyperconcentré, puisque les fluides (*i.e.* eau, limons et argiles) et les sédiments (*i.e.* sables et graviers) se comportent de manière indépendante (Costa, 1988; Sohn *et al.*, 1999; Lafortune, 2003; Jacob et Hungr, 2005). Une grande quantité de sable en suspension semble typique des écoulements hyperconcentrés. La quantité de particules fines, telles que les argiles et limons, contrôle la rhéologie et les caractéristiques du fluide (Costa, 1988).

L'écoulement hyperconcentré a des caractéristiques communes aux coulées de débris et aux écoulements fluviaux. Par conséquent, il est souvent mal identifié sur le terrain, principalement dû à son caractère transitoire (Costa, 1988; Lafortune, 2003). Pierson (2005) relève cependant la nécessité de l'étudier comme une entité singulière et non comme un processus de transition.

1.3.1 Caractéristique des dépôts

La sédimentation se fait à une grande vitesse, généralement à la base et en marge de l'écoulement. La forme des dépôts peut sembler massive et avoir une stratification subhorizontale plus ou moins développée (Pierson et Scott, 1985; Costa, 1988; Neall, 2004). La partie basale de la coulée est plutôt dense avec une concentration en sédiments grossiers, tandis que la partie supérieure est plus diluée, composée de sédiments plus fins (Sohn *et al.*, 1999). Elle fait généralement référence à des dépôts massifs de sables silteux et de silts sableux. On note une imbrication légère des sédiments dans une matrice généralement sableuse (Ouellet, 2010). Ces dépôts peuvent s'observer sur une longue distance, soit plusieurs dizaines de mètres (Germain et Ouellet, 2013). Il peut aussi y avoir un manque de tri granulométrique de l'amont vers l'aval (Hungry *et al.*, 2001).

Le passage répété des écoulements hyperconcentrés peut mettre en place un cône de déjection. Ces cônes sont construits dans 20 à 50% des cas par des écoulements hyperconcentrés par comparaison à 50 à 80% par des coulées de débris (Ouellet, 2010).

1.4 Les écoulements fluviaux

Les écoulements fluviaux à forte charge sédimentaire sont rarement comparés, dans la littérature scientifique, aux mouvements de masse mentionnés et décrits précédemment. Cependant, il est possible de décrire ce type d'écoulement comme un

mouvement de masse rapide, constitué d'une plus grande quantité d'eau que de sédiments. Ces derniers sont généralement fins et leur concentration volumique oscille entre 0,4 et 20% (Costa, 1988; Lafortune, 2003). Les sédiments et l'eau constituent deux phases distinctes et séparées. Les sédiments se déplacent par suspension, saltation et charriage. L'écoulement est considéré comme un fluide plastique, mais tout de même newtonien, donc qui s'écoule indépendamment des forces externes.

1.4.1 Caractéristique des dépôts

On retrouve lors d'un écoulement fluvial une dynamique de seuils et de lobes, semblable aux coulées de débris. Ce type d'écoulement participe, tout comme les coulées de débris et les écoulements hyperconcentrés, à l'édification de cônes de déjection. Les formes laissées suite au passage d'un écoulement fluvial varient d'une barre alluviale, à un cône, à une nappe alluviale. Toutefois, un triage longitudinal des dépôts, soit de l'amont vers l'aval, s'observe généralement dans le chenal (Lafortune, 2003). La déposition peut aussi se faire sur une base de particules individuels, ce qui par conséquent donne un dépôt bien trié et stratifié, souvent de manière horizontale ou inclinée (Costa, 1988; Sohn *et al.*, 1999). De plus, même si la sédimentation peut se produire à grande vitesse, cela laisse généralement des dépôts d'une allure massive ayant néanmoins un bon triage sédimentaire (Costa, 1988).

1.5 Distinction entre les différents processus

La distinction géomorphologique entre les coulées de débris, les écoulements hyperconcentrés et les écoulements fluviaux peut s'avérer difficile à faire et ce, particulièrement dans certains environnements. À titre d'exemple, dans un bassin versant de type torrentiel, plusieurs de ces processus peuvent survenir de manière successive ou concomitante lors d'un seul événement de pluie (Scheidl et Rickenmann, 2010). Un chenal avec des caractéristiques morphosédimentologiques propices aux coulées de débris peut tout de même avoir été affecté par d'autres processus gravitaires par le passé. En effet, pour des événements de pluie d'une intensité comparable, les processus qui en découlent seront variables selon la quantité et le type de sédiments disponibles. Si les sédiments ne sont pas en quantité suffisante pour un seuil donné de précipitations, il se pourrait alors que la coulée de débris normalement déclenchée par ces précipitations laisse place à un écoulement hyperconcentré. Or, ce type d'écoulement n'a pas la même capacité de destruction qu'une coulée de débris (Glade, 2005).

La recharge sédimentaire à la tête des chenaux peut se faire suite à l'apport de matériel par l'altération mécanique des affleurements rocheux situés en amont. On parle alors d'un bassin limité par l'érosion (*weathering-limited basins*). Dans ce cas, la recharge sédimentaire est normalement lente. Un bassin peut aussi être limité par le transport (*transport-limited basins*). Dans ce cas, la recharge sédimentaire est suffisamment rapide pour permettre une mise en mouvement des sédiments, dans la mesure où l'apport en eau est suffisant pour qu'il y ait déclenchement (Jakob *et al.*, 2005). La prise en considération de la vitesse de la recharge sédimentaire des chenaux est donc primordiale afin de mieux anticiper les seuils de déclenchements des coulées

de débris pour une meilleure gestion des risques (Glade, 2005; Jakob *et al.*, 2005; Budi Wibowo *et al.*, 2015).

Il est possible de faire la distinction entre les trois types d'écoulements selon la concentration en sédiments (tableau 1.1) et la nature des sédiments mis en mouvement (figure 1.3). Cependant, ces deux critères ne peuvent servir de seule référence pour déterminer le type d'écoulement. Comme mentionné précédemment, la concentration sédimentaire des différents types d'écoulements varie selon les auteurs. Dans le cadre de ce travail, la classification de Costa (1988) a été retenue, puisqu'elle semble a priori, la plus citée et appliquée au sein de la littérature scientifique.

Tableau 1.1 Caractéristiques géomorphologiques, sédimentologiques et rhéologiques des coulées de débris, des écoulements hyperconcentrés et des écoulements fluviaux.

| Matériel | Concentration en sédiment | Morphologie | Structure sédimentaire | Texture | Caractère du fluide | Type de fluide |
|----------------------------------|-----------------------------------|--|--|--|---------------------------------|------------------------------|
| Coulée de débris | 47-77% (volume) 70-90% (poids) | Levées parallèles et lobes Lobes terminaux Cônes Marges distinctes Chenal trapézoïdal ou en forme de U Coefficient de Melton > 0,6 (Morphologie du bassin versant) | Absence de stratification Granoclasement inverse, absent ou normal Imbrication faible à forte Axe a généralement parallèle au sens de l'écoulement (dans les lobes, la fabrique est perpendiculaire à l'écoulement) | Très faiblement trié (3,0-5,0 ϕ) a_{max} ~30-500 cm | Turbulent Plusieurs poussées | Viscoplastique non-newtonien |
| Écoulement hyperconcentré | 20-47% (volume) 40-70% (poids) | Similaire aux écoulements fluviaux Lobes et cône Marges modérément distinctes Chenal rectangulaire Coefficient de Melton 0.3-0.6 (Morphologie du bassin versant) | Stratification grossière et subhorizontale Faible imbrication Granoclasement inverse ou normal | Faiblement trié (0,9-1,6 ϕ) a_{max} ~30-60 cm | Turbulent laminaire | Non-newtonien |
| Écoulement fluvial | 0.4-20% (volume) 1-40% (poids) | Seuils et lobes Chenaux d'érosion Barre alluviale, nappes et cônes Marges diffuses Coefficient de Melton <0.3 (Morphologie du bassin versant) | Stratification entrecroisées, horizontale ou inclinée Granoclasement inverse Imbrication faible à absente Axe a habituellement perpendiculaire au sens de l'écoulement | Faiblement à bien trié (1,8-2,7 ϕ) Triage longitudinal de l'amont vers l'aval a_{max} ~40 cm | Laminaire | Newtonien |

Adapté de Costa (1988), Laforune (2003), Ritter *et al.* (2011) et Germain et Ouellet (2013).

¹ Cette valeur est limitative puisqu'elle prend en compte seulement 50% des données se trouvant au milieu de la distribution.

La concentration sédimentaire des différents processus se reflète aussi sur les formes et dépôts mis en place suite à un évènement. La figure 1.3 illustre la composition granulométrique d'une coulée de débris (1), d'un lahar (2), d'un écoulement hyperconcentré (3) et d'un écoulement fluvial (4). Les coulées de débris présentent une plus grande variété granulométrique par comparaison aux autres types d'écoulements. Par conséquent, les dépôts associés aux coulées de débris sont aussi moins bien triés et ce, notamment par comparaison aux écoulements fluviaux à dominance sableuse.

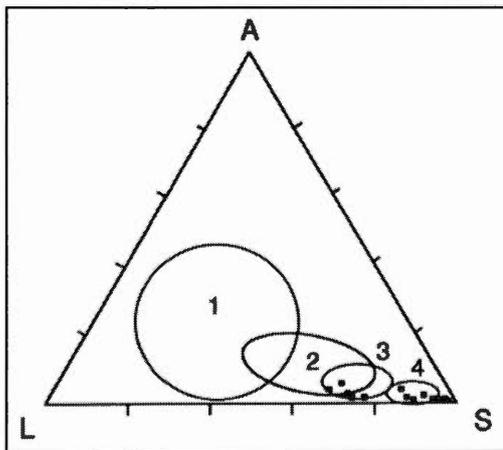


Figure 1.3 Texture de différents types de dépôts : (1) Coulées de débris; (2) Lahars; (3) Écoulements hyperconcentrés; et (4) Écoulements fluviaux.

S: Sable, L: Limon, A: Argile. Les points illustrent des échantillons d'un cône de déjection à Vaise (France) (Bertran *et al.*, 1998).

Le seuil délimitant les écoulements fluviaux et les écoulements hyperconcentrés est atteint lorsqu'il y a une variation de la concentration en sable par rapport aux sédiments fins (Pierson et Costa, 1987; Rickenman, 1991; Pierson, 2005). Cette variation est causée entre autre par la capacité d'érosion dans le chenal, ce qui peut entraîner une augmentation des particules fines en suspension lors d'un écoulement fluvial. Ainsi, un changement dans la nature du fluide est observé, soit le passage d'un écoulement newtonien vers un écoulement non newtonien et par conséquent, la transition entre un écoulement fluvial vers un écoulement hyperconcentré (Pierson, 2005). Il est d'ailleurs possible de faire une distinction

rhéologique entre ces deux types de fluide. Un fluide newtonien a généralement un triage vertical et horizontal durant le transport, comme c'est le cas lors d'un écoulement fluvial. Par comparaison, un fluide non newtonien a plutôt tendance à avoir un support matriciel lors du transport et une absence de triage lors de la déposition, telle qu'observée pour les coulées de débris (Preston, 2004). Ces dernières correspondent à un écoulement viscoplastique et non newtonien, de manière rapide et turbulente, donc plus violente et irrégulière qu'un fluide newtonien, ce qui laisse généralement des dépôts très faiblement triés dus à la forte énergie déployée durant le transport. À l'opposé, un écoulement fluvial s'exprime d'une manière plus douce, avec un débit de crue moins élevé et une vitesse plus faible qu'un écoulement viscoplastique (Lavigne et Suwa, 2004; Germain et Ouellet, 2013).

1.5.1 Paramètres morphométriques

La morphologie et la sédimentologie des dépôts servent généralement de critères de distinction entre les différents mouvements gravitaires. Les coulées de débris et les écoulements hyperconcentrés se ressemblent en plusieurs points : granoclassement inverse ou normal, faible triage, etc. Cependant, les formes typiques des coulées de débris permettent de les différencier des écoulements hyperconcentrés (Hungar *et al.*, 2001; Germain et Ouellet, 2013). En effet, ces derniers n'ont généralement pas de levées parallèles au long du chenal, formes caractéristiques des coulées de débris. Les dépôts associés aux écoulements hyperconcentrés sont plutôt similaires aux écoulements fluviaux. Ces deux types d'écoulements laissent donc sur le terrain des formes relevant davantage du domaine fluvial, comme les cônes.

Il est aussi possible de discriminer les environnements dans lesquels ces écoulements se produisent à l'aide de paramètres morphométriques issus des caractéristiques des bassins versants concernés. Ces données fournissent des indications sur le type d'écoulement dominant dans ces bassins. Wilford *et al.* (2004) ont exploré plusieurs combinaisons d'attributs afin de caractériser les différents bassins versants (tableau 1.2). Le coefficient de Melton, soit le dénivelé du bassin versant divisé par la racine carrée de la superficie, semble être le plus approprié et le plus adéquat. En effet, en jumelant ce coefficient avec la longueur du bassin versant, il est possible de différencier les bassins propices aux coulées de débris de ceux dominés par des écoulements hyperconcentrés et fluviaux. Ce calcul est relativement simple à effectuer et l'efficacité du coefficient de Melton a été démontrée dans plusieurs études (Jackson *et al.*, 1987; Bovis et Jakob, 1999; Ouellet, 2010; Borga *et al.*, 2014).

Tableau 1.2 Caractéristiques des bassins versants selon les processus hydrogéomorphiques (Modifié d'après Wilford *et al.*, 2004).

| Caractéristique du bassin versant | Écoulement fluvial | Écoulement hyperconcentré | Coulée de débris |
|-----------------------------------|--------------------------|---------------------------|-------------------------|
| Coefficient de Melton | | | |
| Moyenne | 0,23 | 0,57 | 0,95 |
| Intervalle | 0,08-0,49 | 0,26-1,21 | 0,66-1,21 |
| Longueur | | | |
| Moyenne | 8,90 km | 4,40km | 2,06km |
| Intervalle | 2,27-18,46 km | 1,68-10,73 km | 0,28-4,68 km |
| Coefficient de relief | | | |
| Moyenne | 0,12 | 0,30 | 0,49 |
| Intervalle | 0,04-0,25 | 0,13-0,52 | 0,3-0,49 |
| Superficie | | | |
| Moyenne | 34,3 km ² | 7,0 km ² | 1,3 km ² |
| Intervalle | 1,4-99,3 km ² | 0,7-31,4 km ² | 0,2-4,1 km ² |
| Relief | | | |
| Moyenne | 1,1 km | 1,2 km | 1,0 km |
| Intervalle | 0,6 km | 0,3 km | 0,4 km |

Un bassin versant est donc propice aux écoulements fluviaux s'il a un ratio de Melton inférieur à 0,3 et, à l'inverse, avec un ratio supérieur à 0,6 le bassin semble plutôt favorable aux coulées de débris (Wilford *et al.*, 2004; Germain et Ouellet, 2013).

1.6 Continuum de processus

Certains auteurs mentionnent la possibilité d'avoir un continuum entre les différents types d'écoulements mentionnés précédemment (Pierson et Scott, 1985; Matthews *et al.*, 1999; Sohn *et al.*, 1999; Pierson, 2005; Ritter *et al.*, 2011; Borga *et al.*, 2014). En général, pour avoir un changement du type d'écoulement, la concentration

sédimentaire doit varier en fonction de la distance parcourue. D'autres paramètres environnementaux peuvent aussi influencer (*i.e.* morphologie du chenal, quantité de précipitation, etc.). La concentration sédimentaire d'une coulée peut augmenter au fur et à mesure que celle-ci progresse, suite à l'incorporation du matériel érodé sur son passage. Inversement, la concentration peut diminuer suite à la dilution ou la déposition des sédiments. Un évènement peut donc s'amorcer comme un écoulement fluvial et devenir progressivement une coulée de débris suite à une augmentation de la concentration des sédiments en suspension (Pierson et Scott, 1985; Sohn *et al.*, 1999; Pierson, 2005; Ritter *et al.*, 2011; Borga *et al.*, 2014). L'inverse est aussi possible, une coulée de débris dont la concentration sédimentaire diminue peut devenir peu à peu un écoulement hyperconcentré ou fluvial (Pierson et Scott, 1985; Pierson, 2005).

Deux conditions préalables sont nécessaires pour un changement de phase d'une coulée de débris vers un écoulement hyperconcentré : (1) le chenal doit avoir une largeur et une longueur assez importantes pour permettre cette modification et; (2) l'écoulement doit être pauvre en particules fines pour favoriser la transition. Pour Ritter *et al.* (2011), une coulée de débris semble généralement commencer par un *debris-laden slurry* ou un *shallow landslide*, où l'on observe une constante augmentation ou diminution de la concentration sédimentaire. Selon les critères rhéologiques, pour la transition d'un écoulement hyperconcentré vers un écoulement fluvial, le fluide doit passer d'un état newtonien vers un état non newtonien, puisqu'une augmentation importante des particules fines comme les argiles se produit dans un écoulement fluvial, rendant ainsi le fluide plus sensible à la viscosité de son environnement (Pierson, 2005).

Pierson et Scott (1985) ont fait l'étude d'un cas survenu suite à une explosion volcanique au Mont St-Helens (Washington, États-Unis). Cette explosion a créé une coulée de débris volcanique, un lahar, qui s'est transformée avec la distance en écoulement hyperconcentré. Cette dilution est perceptible dans une section de l'écoulement qui ne correspond ni aux dépôts typiques d'un écoulement hyperconcentré, ni à ceux d'une coulée de débris. La vitesse serait un facteur important de la dilution des écoulements. On remarque habituellement un front turbulent, puisque la vitesse est relativement élevée au début de l'évènement, et puis elle tend à diminuer en aval avec la distance parcourue et sans doute aussi un adoucissement de la pente. Cette subdivision se reflète dans le flot par une coulée de débris en amont et par un écoulement hyperconcentré en aval. Durant l'évènement, le seuil tend à migrer vers l'arrière de l'écoulement avec la distance jusqu'à l'obtention d'un écoulement complet en phase hyperconcentrée. La transformation s'amorce donc du front de l'écoulement jusqu'à l'extrémité basale de celui-ci, suite à une dilution progressive et ce, sur 16 km de distance. La transformation aurait eu lieu avec une concentration sédimentaire avoisinant 78% du poids. La limite supérieure d'un écoulement hyperconcentré est de 80% selon Pierson et Scott (1985), soit très près des observations réalisées sur le terrain.

Dans le même ordre d'idée, au Mont Semeru en Indonésie, Lavigne et Suwa (2004) ont montré que la majorité des lahars à l'étude n'étaient pas des coulées de débris. Après l'atteinte du débit de pointe et le dépassement du front, la concentration sédimentaire décroît rapidement pour atteindre un écoulement de type hyperconcentré, voire fluvatile. Sohn *et al.* (1999) ont aussi étudié ce type de phénomène, soit un front typique d'une coulée de débris, avec un écoulement plus dilué à l'arrière et correspondant aux critères d'un écoulement hyperconcentré. Le front de la coulée, qui consomme plus d'énergie cinétique que le corps, a ainsi une

densité plus élevée de sédiments en suspension et les plus grosses particules en mouvement. Le corps de la coulée est plus fluide que le front et fait donc office de zone intermédiaire avec des caractéristiques propres aux écoulements hyperconcentrés. La figure 1.4 schématise les deux types de combinaison coulée de débris – écoulement hyperconcentré discuté ci-haut.

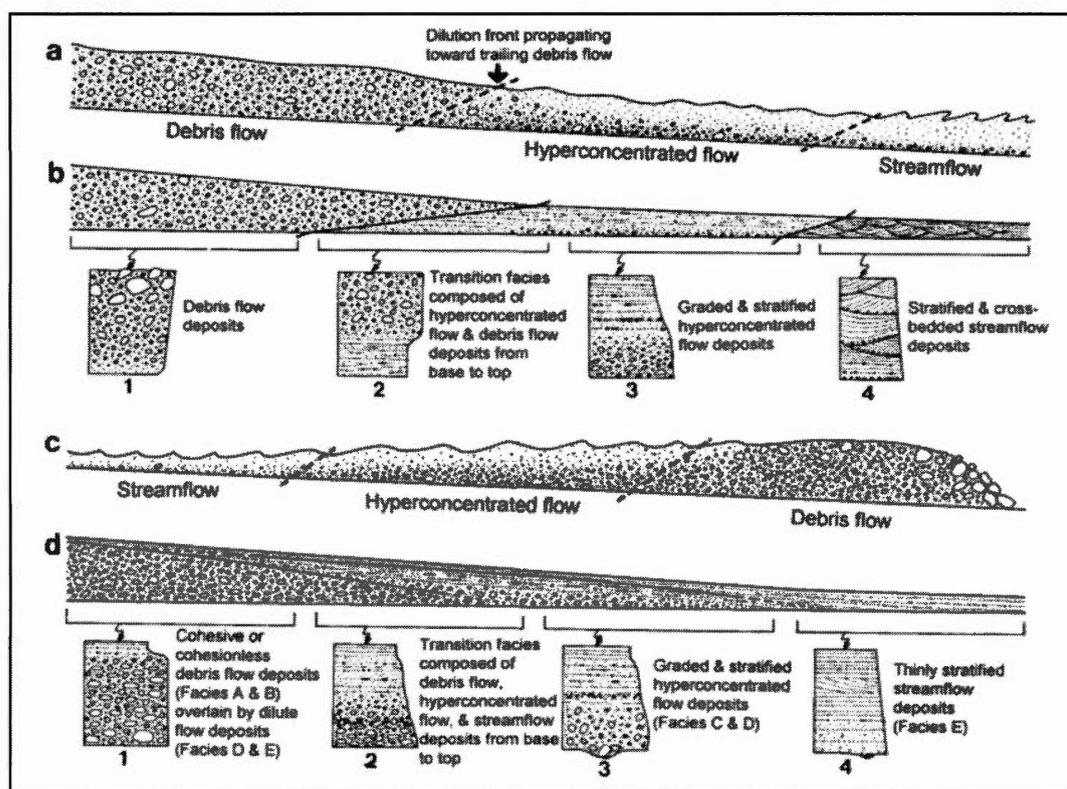


Figure 1.4 Comparaison de deux types de combinaison coulée de débris – écoulement hyperconcentré. En (a) est illustré un écoulement hyperconcentré créé par la dilution d'une coulée de débris entrant dans une vallée fluviale. La sédimentation laissée par l'écoulement est illustrée en (b). En (c) une organisation autre est montrée lorsqu'une coulée de débris précède un écoulement hyperconcentré et un écoulement fluviale. Les dépôts relevant de cette deuxième combinaison sont illustrés en (d) (Sohn *et al.*, 1999).

La matrice caractérisant les coulées semble être un facteur déterminant dans la transformation des types d'écoulements. La cohésion des coulées de débris a un impact sur leur comportement, principalement sur leur facilité ou non à se diluer. Généralement, une coulée non cohésive est plus facile à diluer, tandis qu'une coulée cohésive reste davantage sous la forme d'une coulée de débris du début à la fin (Vallance et Scott, 1997; Sohn *et al.*, 1999). La fraction argileuse sert généralement de critère de séparation empirique entre des coulées dites cohésives et des coulées non cohésives (Vallance et Scott, 1997). Elle influence donc le comportement des coulées. Une matrice sableuse a d'ailleurs tendance à se transformer plus facilement en écoulement hyperconcentré (Sohn *et al.*, 1999). En effet, Lavigne et Suwa (2004) ont relevé une concentration argileuse moyenne de 7% dans les lahars du Mont Sumeru, en Indonésie, ce qui expliquerait leur propension à se produire davantage sous forme d'écoulements hyperconcentrés plutôt que de coulées de débris, avec notamment une diminution draconienne de la concentration sédimentaire après le front de la coulée.

En guise de synthèse, la figure 1.5 illustre le modèle élaboré par Matthews *et al.* (1999) basé sur des observations en milieu alpin en Norvège. Ces coulées, non conformes aux observations précédentes et mentionnées dans la littérature scientifique, ont déposé des levées parallèles, mais aussi des dépôts relativement homogènes et bien triés en aval. Ces dépôts ont dépassé les levées typiques des coulées de débris pour ainsi s'accumuler sous la forme de cônes à faible pente. Cette étude de cas est, à notre connaissance, l'un des rares travaux produit sur le continuum de processus lors d'un évènement. Il est possible de distinguer les différentes vagues dans la coulée qui font d'elle une coulée de débris complète (*complete debris flow phenomenon*). Quatre phases différentes ont été distinguées comme illustrées à la figure 1.5 : (1) le décrochement initial, qui se transforme peu à peu; (2) en coulée de

débris. Avec le changement de pente et la variation de la teneur en eau et de sédiments, une zone de transition apparaît et s'observe par (3) un *wet mudflow* ou une coulée hyperconcentrée, avec un stade final relevant d'un (4) *muddy waterflow*, soit un écoulement fluvatile boueux. Ces coulées de débris dites complètes illustrent bien la complexité d'un seul évènement et la difficulté de classification qui peut en découler suite aux observations sur le terrain.

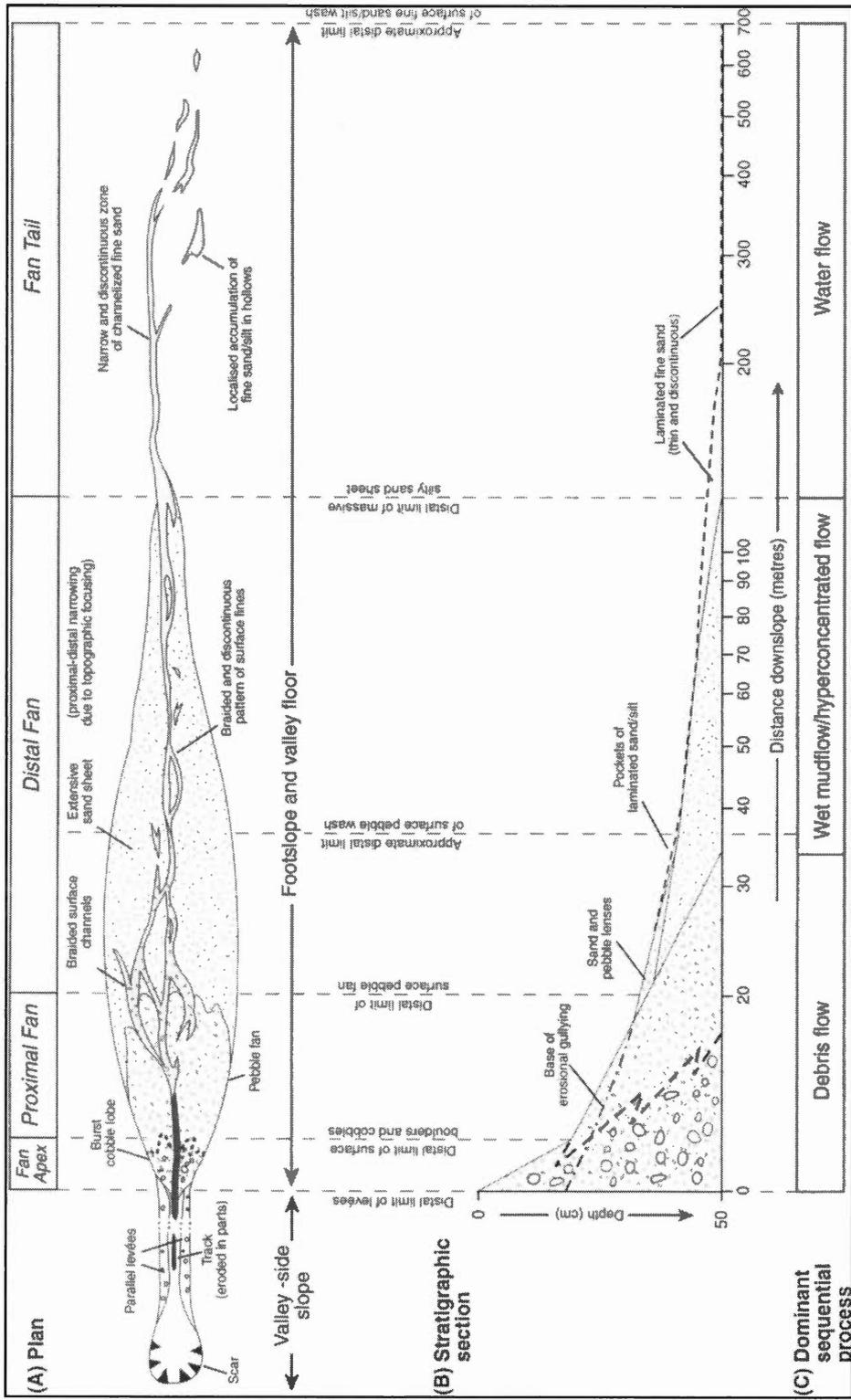


Figure 1.5 Modèle d'une coulée de débris alpine : (a) distribution spatiale des dépôts sédimentaires et leurs relations stratigraphiques (b), ainsi que de leur écoulement dominant (c) (Matthews *et al.*, 1999).

1.7 Conclusion

Il est impératif lors de l'étude des mouvements de masse, plus précisément des écoulements fluviatiles, hyperconcentrés et des coulées de débris, de bien identifier le processus en cause, minimalement en distinguant les écoulements à dominance aqueuse des écoulements à dominance sédimentaire. Cette distinction se doit d'être la plus exacte possible puisqu'elle influencera les prises de mesures et les analyses produites sur le terrain, ainsi que les méthodes de mitigation à employer pour enrayer ou diminuer l'occurrence de ces écoulements à forte capacité de destruction. Par exemple, la canalisation des coulées de débris est inefficace sur le terrain puisqu'un blocage dans le chenal risque de se former rapidement en raison de la taille des sédiments transportés. Dans ce contexte, il en résulte généralement un débordement de la coulée dans différentes directions (Costa, 1988). De plus, une coulée de débris peut avoir de 15 à 20 fois le débit maximal d'un écoulement hyperconcentré (Wilford *et al.*, 2004; Budi Wibowo *et al.*, 2015), d'où la nécessité de bien identifier les processus en cause sur le terrain afin d'éviter des mesures de mitigation inadéquates.

Ces mouvements de masse ne peuvent être distingués qu'en observant seulement les concentrations sédimentaires, puisque d'autres variables influencent aussi le caractère des écoulements. Les critères rhéologiques, géomorphologiques et sédimentologiques permettent cette distinction entre un écoulement fluviatile, un écoulement hyperconcentré et une coulée de débris. De ce fait, il est aussi de plus en plus accepté dans la communauté scientifique qu'un événement unique puisse être caractérisé par plusieurs types d'écoulements entre le haut et le bas du versant selon la longueur du chenal et la concentration sédimentaire. Ce continuum de processus

lors d'un même évènement rend toutefois plus difficile la reconnaissance et l'identification sur le terrain.

Bien qu'il puisse y avoir plusieurs processus lors d'un seul évènement, Hungr *et al.* (2014) dans leur mise à jour de la classification de Varnes (1958), mentionnent néanmoins l'importance d'attribuer un seul nom à l'ensemble du scénario, en se basant sur le caractère principal de l'évènement. La lecture scientifique qui en est faite doit être claire et ne doit pas nécessiter une subdivision du scénario principal en plusieurs phénomènes distincts. Le terme donné à l'évènement doit être révélateur de l'objet d'étude. Par exemple, si l'on se concentre davantage sur la coulée de débris que le décrochement initial, on nommera alors l'évènement comme étant une coulée de débris et non comme un continuum de processus débutant par un décrochement rocheux évoluant ensuite vers une coulée de débris. Il revient alors au chercheur de donner de l'importance seulement au phénomène à l'étude qui pour lui à la plus grande valeur.

CHAPITRE 2

RÉGION ET SITE D'ÉTUDE

2.1 Caractéristique de la région d'étude

La vallée de Mont-Saint-Pierre, située en Gaspésie septentrionale, fait partie des Appalaches, chaîne montagneuse qui traverse l'Est des États-Unis jusqu'à Terre-Neuve (figure 2.1) (Brisebois et Brun, 1994). Les versants de cette ancienne vallée glaciaire sont très dynamique, ce qui en fait un endroit de prédilection pour les géomorphologues (Hétu et Gray, 1980, 2000b; Hétu, 1986). En effet, plusieurs processus gravitaires peuvent être observés compte tenu de la présence d'escarpements rocheux dans la partie supérieure des versants, et des grands talus d'éboulis sous-jacents. Parmi les processus, on note entre autres des chutes de blocs, de la reptation nivale, des coulées de pierres glacées, des avalanches superficielles et des coulées de débris (Hétu et Gray, 2000a; Germain et Hétu, 2016).

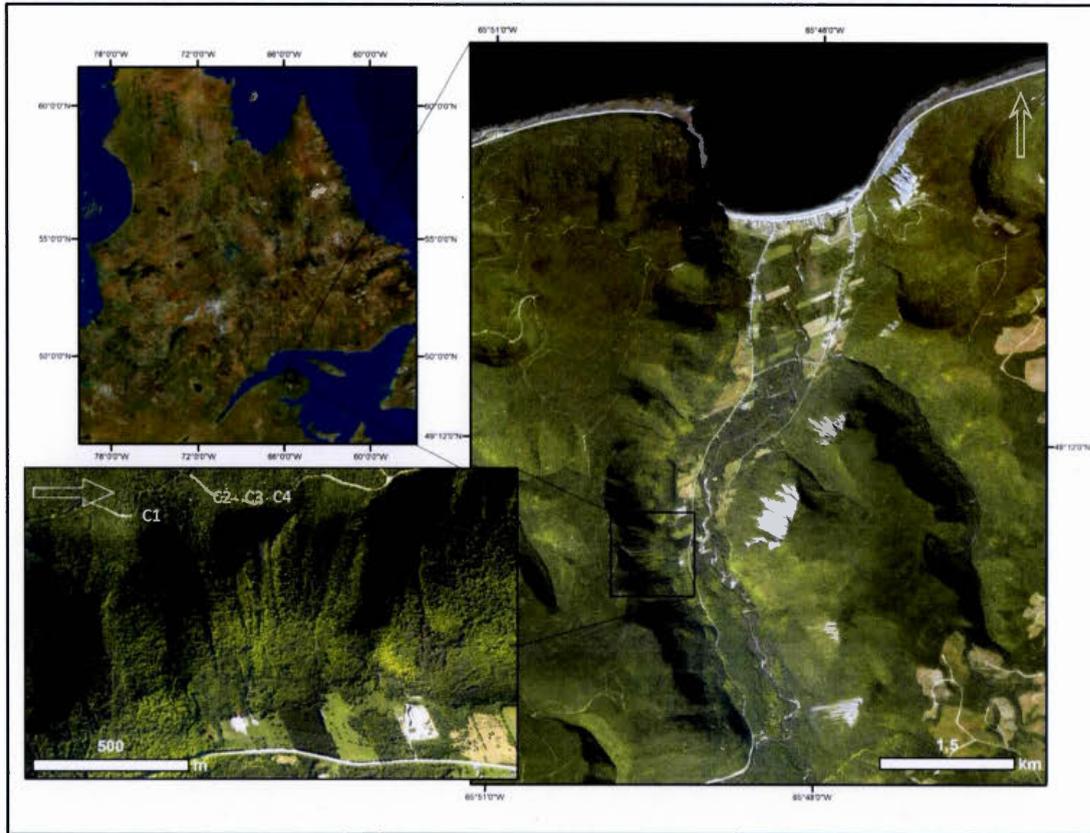


Figure 2.1 Localisation de la région et du site d'étude dans la vallée de Mont-Saint-Pierre en Gaspésie septentrionale.

2.1.1 Contexte géologique

Le secteur fait partie du domaine géologique des Appalaches, plus spécifiquement de la Formation de Cloridorme et du Groupe de Québec (Brisebois et Brun, 1994). L'orogénèse taconienne, datant de la fin de l'Ordovicien, a déformé et plissé le matériel rocheux (Enos, 1969). La géologie de la vallée de Mont-Saint-Pierre est principalement constituée de schistes, d'argilites, de grauweekes, de calcaires et de conglomérats. Ces roches, finement litées et très fortement diaclasées sont très sensibles aux cycles gel-dégel (Hétu, 2008). Ces roches friables et très peu résistantes, permettent donc une bonne recharge en sédiments et favorisent ainsi

l'occurrence de nombreux processus gravitaires sur les flancs de la vallée de Mont-Saint-Pierre.

2.1.2 Contexte géomorphologique

La topographie de la Gaspésie se caractérise par trois niveaux de plateaux, à savoir le plateau gaspésien (400 à 600 m a.s.l.), le plateau des Chic-Chocs (750 à 900 m a.s.l.) et le plateau des monts McGerrigles et Albert (1000-1100 m a.s.l.) (Hétu et Gray, 1985). La vallée du Mont-Saint-Pierre est incisée dans le plateau gaspésien et présente un profil glaciaire typique en auge. La dernière glaciation, dont les glaces ont recouvert l'ensemble du massif des Chic-Chocs, a laissé de nombreux héritages dans le paysage et des dépôts variés (figure 2.2). Le retrait des glaces s'est amorcé dès 12 500 ans AA, suivi d'une submersion marine qui, dans les basses vallées côtières, a atteint une altitude approximative de 50 m (Hétu et Gray, 1985; Richard *et al.*, 1997). Les eaux de la mer de Goldthwait se sont retirées avec le réajustement isostatique. La période actuelle est dite paraglaciale (Martin et Germain, 2017), soit une période à forte activité géomorphologique suite au retrait des glaces (i.e. Ballantyne, 2002), qui s'explique encore aujourd'hui par des pentes raides, dénudées de végétation et donc plus favorables aux phénomènes géomorphologiques telles que les coulées de débris.

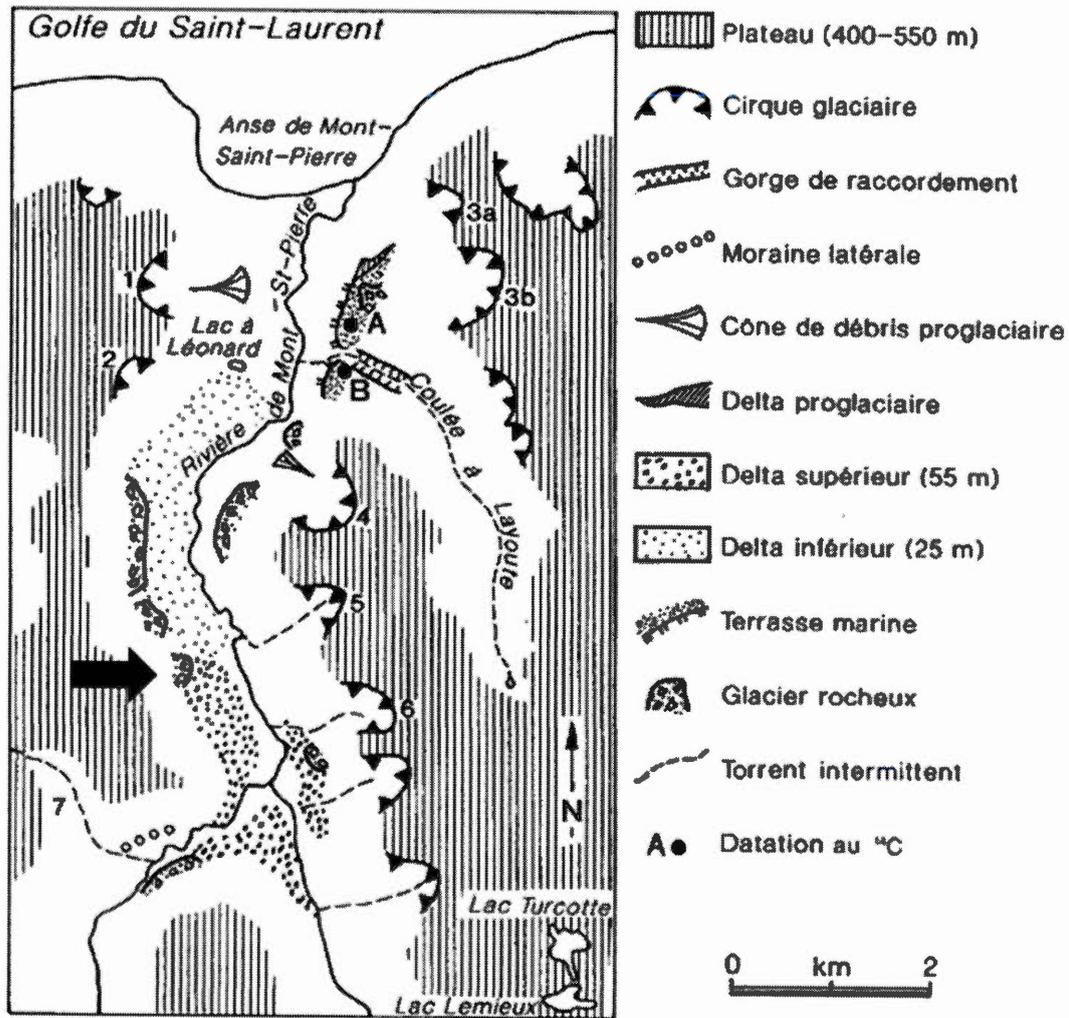


Figure 2.2 Contexte géomorphologique de la vallée de Mont-Saint-Pierre. (1) Cirque glaciaire de la Coulée du Bonhomme-François ; (2) Cirque glaciaire de la Coulée de la Cabane; (3a, b) Cirques nord et sud de la Coulée du Pain de Sucre; (4) Cirque de la Coulée à Alphonse; (5) Cirque de la Coulée de la Dam; (6) Cirque de la coulée du Bonhomme Octave; (7) Coulée à McKenville. La flèche de couleur noire indique la position approximative des couloirs de la présente étude (Modifié d'après Héту et Gray, 2000b).

2.1.3 Climat

Selon la classification de Köppen, la Gaspésie est caractérisée par un climat continental de type froid et humide. Les températures sont néanmoins influencées par le relief très accidenté et la proximité de masses d'eaux importantes (*i.e.* le Golfe du Saint-Laurent et l'océan Atlantique). Au niveau de la mer, à la station météorologique de Cap-Madeleine située à 37 km de Mont-Saint-Pierre, la température annuelle moyenne avoisine 4,2°C, soit 20,2°C pour le mois de juillet et -12,5°C pour le mois de janvier, correspondant au mois le plus chaud et le plus froid (Environnement Canada, 2016). Les précipitations sont abondantes tout au long de l'année avec un total de 887,5 mm, dont 30 à 35 % tombent sous forme de neige. Compte tenu de l'influence maritime il est possible d'observer quelques épisodes de redoux durant l'hiver, ce qui occasionne de 10 à 200 mm de pluie par mois (Germain *et al.*, 2009; Environnement Canada, 2016).

2.1.4 Végétation

On observe un gradient de végétation selon l'altitude, depuis une forêt de feuillus dans les fonds de vallées à une forêt de conifères sur les hauts plateaux. Dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, on observe l'érable à sucre (*Acer saccharum* Marsh) dans les basses altitudes (<60-80 m), la sapinière à bouleau jaune (*Abies balsamea* (L.) Mill et *Betula alleghaniensis* Britton) aux altitudes comprises entre 80 et 300 m et finalement la sapinière à bouleau blanc (*Abies balsamea* (L.) Mill et *Betula papyrifera* Marsh) entre 300 et 600 m d'altitude. Sur plusieurs talus d'éboulis, le cèdre (*Thuja occidentalis* L.) est l'espèce dominante dû à sa capacité d'adaptation à des conditions extrêmes (Germain *et al.*, 2005).

2.2 Caractéristique du site d'étude

Suite aux fortes pluies survenues du 4 au 6 juillet 2014, la tempête post-tropicale Arthur a laissé entre 14,7 et 71,0 mm de pluie (stations météorologiques de Cap-Madeleine et de Cap-Chat, respectivement) en moins de 24 heures, ce qui a déclenché au moins quatre évènements au sein de quatre couloirs distincts dans la vallée de Mont-Saint-Pierre (figure 2.3). La sédimentation importante issue de ces mouvements de masse a dépassé les glaciers rocheux situés au pied du versant (figure 2.2 et figure 2.3).



Figure 2.3 Vue en direction sud de l'ensemble de la vallée de Mont-Saint-Pierre avec la localisation des couloirs à l'étude, illustrée par la flèche (photo personnelle, octobre 2018).

Les quatre couloirs ayant été actifs à l'été 2014 se situent à environ quatre kilomètres de la côte (figure 2.2). Le site à l'étude fait partie du domaine de la

sapinière à bouleau jaune et à bouleau blanc. Sur les grands talus d'éboulis avoisinants, les études dendrogéomorphologiques réalisées au cours des dernières décennies ont montré que les fronts forestiers tendent à régresser, en réponse aux processus géomorphologiques qui favorisent leur enfouissement sous des apports sédimentaires répétés (Hétu, 1990; Lafortune *et al.*, 1997; Germain et Hétu, 2016). Cette dynamique particulière illustre l'importance de connaître et d'étudier les milieux d'interface que représentent les versants raides de la vallée de Mont-Saint-Pierre en Gaspésie septentrionale.

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE

3.1 Choix du site d'étude

Suite à l'évènement torrentiel du 4 au 6 juillet 2014, quatre couloirs (C1 à C4) ont présenté une activité dans la vallée de Mont-Saint-Pierre (figure 2.1). Des visites sur le terrain avant et après le mois de juillet 2014, le suivi de la couverture médiatique et l'absence de végétation sur le cône de débris en bas de versant — illustrant l'aspect récent de l'évènement — ont permis de confirmer l'activité géomorphologique de ces quatre couloirs. La rareté des évènements géomorphologiques de forte amplitude dans cette zone (Jacob, 2001), ainsi que l'ampleur des mouvements gravitaires survenus en juillet 2014, nous porte à étudier et analyser ceux-ci. En effet, la coulée C2 (figure 3.1A) représente une activité particulièrement extrême, de par la taille et les types de dépôts retrouvés en bas de pente (*i.e.* cône de déjection; figure 3.1B). Une analyse plus détaillée a donc été réalisée pour ce couloir (C2). Dans le cadre de la présente recherche, les relevés sur le terrain ont débutés en août 2015 et la dernière visite remonte à août 2016.

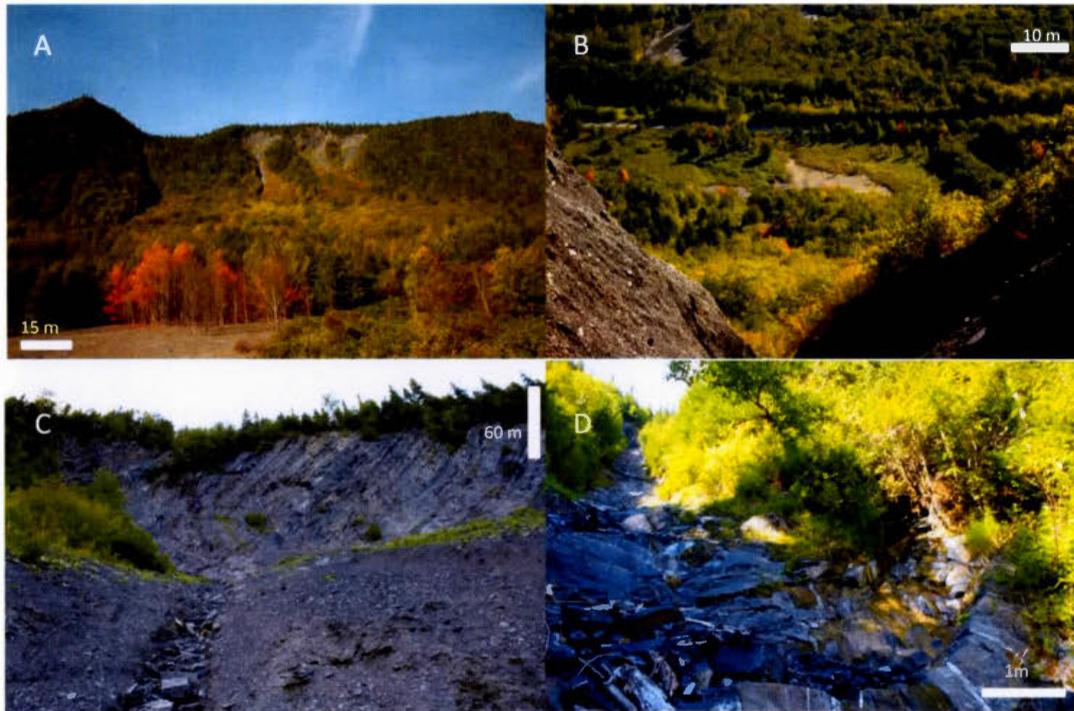


Figure 3.1 Différentes vues du site d'étude : (A) Les quatre couloirs, C1, C2, C3 et C4 de gauche à droite; (B) Le cône de déposition relié au couloir C2, depuis le haut du chenal; (C) L'aspect sous forme d'impluvium de la paroi rocheuse du C2 et; (D) La roche mère visible dans la partie aval du C1.

3.2 Approche géomorphologique

La géomorphologie consiste à l'étude des formes et des dépôts de surface ainsi que l'évolution du paysage. Pour la présente étude, l'analyse des impacts géomorphologiques issus des écoulements sur le territoire de la vallée de Mont-Saint-Pierre permet de mieux comprendre et inter-relier les formes laissées dans le paysage avec la nature exacte des processus gravitaires.

3.2.1 Cartographie des formes

Les couloirs ont été parcourus dans leur entièreté afin de les décrire d'un point de vue géomorphologique et de les cartographier. Dans l'optique de discriminer les processus responsables de l'important apport sédimentaire à l'aval des quatre coulées, une attention particulière a été apportée à cette zone. La largeur et la hauteur des lobes et bourrelets ont été mesurées ainsi que l'angle de la partie aval de la forme de déposition. Chacun des lobes a été géoréférencé à l'aide d'un GPS *Garmin* et une courte description de leur forme et des obstacles limitant leur mouvement (*i.e.* arbres, branches, racines) ont aussi été notés afin de cartographier la zone de déposition. Les informations recueillies ont été intégrées au logiciel ArcGIS 10.3.1 afin d'identifier plusieurs paramètres et données tels que l'élévation, la distance, le dénivelé, la pente et la superficie. Une analyse discriminante, à l'aide du logiciel R a aussi été produite. Le ratio hauteur/largeur calculée sur chacun des lobes a servi de valeur discriminante et les résultats ont été comparés avec 30 lobes issus de coulées hyperconcentrées identifiées sur le terrain. Ces lobes provenant de coulées hyperconcentrées sont situés entre la base du glacier rocheux et le début du cône de la coulée C2.

Le volume du cône de la coulée C2 a aussi été estimé par photo-interprétation à l'aide du logiciel ArcGIS, ainsi que par des mesures de profondeurs prises à l'apex et à la base du cône. Trois points d'élévation ont été créés à l'aide des mesures recueillies sur le terrain et situées au centre et aux extrémités du cône. À l'aide d'une interpolation, le volume minimal du cône a ensuite été calculé.

3.2.2 Quantification des transits sédimentaires

Plus de 30 transects perpendiculaires au chenal d'écoulement ont été réalisés dans les zones d'érosion et de transport des différents couloirs. La longueur, la largeur, la profondeur et la pente ont été mesurées à l'aide d'un télémètre laser True Pulse, d'un ruban à mesurer, d'un GPS *Garmin* et d'une boussole. Une description de la forme du chenal a aussi été notée. Ces profils transversaux permettent ainsi d'estimer l'ampleur des sédiments érodés et transportés lors de l'évènement de juillet 2014

3.2.3 Sédimentologie

Dans le but d'étudier la rhéologie des écoulements dans le couloir C2, neuf coupes stratigraphiques ont été réalisées à une distance de 60 m au long des chenaux principaux. Ces coupes exposent le ou les faciès de transport et de déposition, tant par l'orientation et l'inclinaison des graviers et des cailloux que par leur granulométrie. Des échantillons ont été pris dans chacune des coupes et des faciès. Pour analyser et comparer ces différents faciès, des mesures morphométriques ont été prises, soit en mesurant les axes a (longueur), b (largeur) et c (épaisseur) des 10 plus gros cailloux. Les rapports largeur/longueur (b/a) et épaisseur/largeur (c/b) ont également été calculés afin de représenter la forme des clastes à l'aide du diagramme de Zingg (Zingg, 1935). Ces mesures permettent aussi d'estimer la capacité maximale de transport à différents endroits dans le chenal via le volume des plus gros blocs. L'orientation et l'inclinaison de l'axe a de 30 cailloux pour chacune des coupes stratigraphiques ont aussi été mesurées à l'aide d'une boussole et représentées à l'aide du logiciel Stereonet 10.0 (Allmandinger, 2011).

L'analyse granulométrique a été effectuée à l'aide de deux méthodes. Tout d'abord, les échantillons ont été séchés à l'étuve à 150°C pendant 15 heures. Ils ont ensuite été broyés à l'aide d'un mortier et d'un pilon pour désagréger les agglomérations en réponse au séchage. La fraction grossière (>0.063 mm) a été tamisée selon le protocole de Sheldrick (1984) à l'aide des tamis de 4, 2, 1, 0.5, 0.25 et 0.063 mm. La fraction fine (<0.063 mm) a été analysée par diffraction laser (*Analysette 22*). Les deux méthodes ont ensuite été couplées à l'aide des pourcentages obtenus pour chacune des fractions granulométriques et l'échelle granulométrique utilisée est celle de Wentworth (1922).

CHAPITRE 4

RÉSULTATS

4.1 Caractéristiques des couloirs

Dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, le versant étudié, exposé à l'Est, a une longueur variant de 610 à 683 m. La pente moyenne est de $37,8^\circ$, rendant ainsi possible le déclenchement et l'occurrence de plusieurs processus gravitaires, tels que les avalanches de neige et les coulées de débris. Les parois rocheuses situées dans la partie supérieure des quatre couloirs (C1 à C4) sont très sensibles aux cycles de gel-dégel. En effet, compte tenu de la nature géologique de la roche, composée pour l'essentiel de schistes, friables et peu résistants, ces parois contribuent ainsi à un apport sédimentaire important pour les versants sous-jacents.

L'évènement pluviométrique de juillet 2014 a déclenché une activité géomorphologique au sein de ces quatre couloirs, mobilisant entre 850 et plus de $6\,400\text{ m}^3$ de sédiments dans chacun des couloirs. L'érosion a débuté directement au

pied de la paroi rocheuse subverticale pour le couloir C2, à 11 et 13,5 m pour les couloirs C3 et C4 et, à une distance de 155 m pour le couloir C1. La zone d'érosion s'étire sur une longueur comprise entre 155 et 480 m. Le tableau 4.1 présente les différentes caractéristiques des quatre couloirs à l'étude. Ce sont plus de 518 lobes qui ont été cartographiés sur le terrain. Ceux-ci sont tous situés dans la partie forestière correspondant à la partie inférieure du talus. En plus des lobes, à la base du couloir C2, on note un dépôt sédimentaire en forme de cône alluvial ayant un volume supérieur à 1500 m³. Plusieurs débris ligneux sont aussi présents dans les couloirs et leur confèrent une morphologie en seuils et en cuvette (*step pool*).

Tableau 4.1 Caractéristiques morphologiques des différents couloirs C1 à C4.

| Couloir | | | Zone d'érosion | | | | Zone d'accumulation |
|-----------|-----------|--------------|----------------|------------------------------|------------------------|--------------------------|---------------------|
| | Pente (°) | Longueur (m) | Longueur (m) | Distance depuis la paroi (m) | Altitude de départ (m) | Volume (m ³) | Nombre de lobes |
| C1 | 26,06 | 614 | 236 | 155 | 222,82 | 3789,79 | 45 |
| C2 | 29,74 | 645 | 478 | 0 | 346,55 | 5843,87 | 156 |
| C3 | 34,89 | 650 | 155 | 11 | 395,64 | 852,5 | 5 |
| C4 | 32,49 | 683 | 399 | 13.5 | 402,12 | 6464,42 | 312 |

Les talus d'éboulis de la vallée de Mont-Saint-Pierre sont très actifs. Les nombreuses chutes de pierres liées à la nature friable de la roche et les contextes météorologiques contrastés qui se succèdent favorisent une activité géomorphologique intense dans la partie supérieure du versant. Cette activité géomorphologique maintient l'absence de végétation sur plus d'une centaine de

mètres (115 à 135 m) depuis le pied des parois rocheuses (figure 4.1A). À titre d'exemple, le profil longitudinal du couloir C3 se décrit comme suit depuis l'amont vers l'aval: depuis la paroi rocheuse sommitale on note une zone de départ dénudée de végétation sur plus de 125 m, suivie d'une section caractérisée d'une végétation arbustive sur environ 115 m (figure 4.1B et C). Cette zone est aussi très érodée avec l'incision profonde du chenal principal. Ensuite, on parvient graduellement à une zone forestière, où la déposition s'est fait de manière beaucoup plus importante que dans la zone précédente (figure 4.1D). Dans l'ensemble, cette section présente une pente moins prononcée ($<25^\circ$), un chenal principal plus étroit (entre un et deux mètres) et moins incisé. On y retrouve la plupart des lobes de déposition. Quelques lobes reliques sont visibles près des couloirs C3 et C4 et ce, compte tenu de l'épaisseur de la litière qui les recouvre. Cependant, ces derniers n'ont pas été cartographiés et analysés puisqu'ils ne sont pas reliés à l'évènement de 2014.

Le couloir C2 est particulier puisque le transport et la sédimentation se sont poursuivis au-delà du glacier rocheux présent en bas de versant. Manifeste de par son replat sommital faiblement incliné et son front à pente forte, ce dernier a d'ailleurs été cartographié et étudié par Héту et Gray (2000a, b). Plusieurs chenaux ont incisé le front du glacier rocheux (figure 4.1E) et l'écoulement s'est ensuite poursuivi dans le fond de la vallée correspondant à une zone ouverte en pente douce (3°) et dépourvue de végétation (figure 4.1F).



Figure 4.1 Différentes sections du site d'étude : (A) Zone de départ de la C2, dénudée de végétation et l'incision part directement au pied de la paroi rocheuse; (B) Zone d'érosion de la C2, bordée par de la végétation plutôt arbustive avec quelques débris dans le chenal; (C) Section en érosion, semi-végétalisée par des arbustes sur la C3; (D) Zone forestière à la hauteur d'un chemin forestier où la déposition commence dans la C2; (E) Le front érodé du glacier rocheux suite au passage de la coulée dans la C2; (F) Vue vers l'est du cône sédimentaire déposé par la C2.

4.2 Transferts sédimentaires

Les sédiments mobilisés lors de l'évènement de juillet 2014, au sein des quatre couloirs (C1 à C4), représentent plus de 16 950 m³, ce qui est particulièrement significatif en regard de la taille, la longueur et le dénivelé du versant. L'érosion, encore visible aujourd'hui, est manifeste à travers l'incision de chenaux en forme de V ou trapézoïdale. Les ratios largeur/profondeur pour les chenaux principaux dans les quatre couloirs sont de : 2,72, 1,97, 2,73 et 2,11. D'ailleurs, on note une très forte corrélation (0,91) entre la longueur des chenaux incisés et le volume de sédiment déplacé. Il va s'en dire que plus la longueur de l'incision est importante, plus le volume mobilisé de sédiments est grand. Ceci est d'ailleurs bien illustré par le couloir C4 qui présente la plus longue incision et le plus gros volume sédimentaire (excluant les données du couloir C3). Par comparaison, le couloir C1 a la plus courte incision et le plus petit volume de matériel déplacé. Le volume sédimentaire est aussi bien corrélé (0,87) avec le nombre de lobes déposés. Plus le volume est élevé, plus le nombre de lobes est grand.

Le tableau 4.2 présente les données morphométriques des lobes cartographiés au sein des quatre couloirs (figure 4.2). Les données issues des couloirs C3 et C4 ont été jumelées puisqu'il était difficile sur le terrain de différencier leur déposition respective, étant donné que les deux couloirs convergent vers un seul exutoire après 155 m. À noter que les couloirs C3 et C4 présentent une distribution légèrement différente de celles obtenues pour les couloirs C1 et C2 ainsi que les mesures effectuées sur les 30 lobes situés juste en amont du cône de la coulée C2.

Tableau 4.2 Données morphométriques des lobes cartographiés au sein des quatre couloirs.

| Couloir | Lobes (nombre) | Hauteur (H) (cm) | | | | Longueur (L) (cm) | | | | Ratio H/L | | | |
|------------|-------------------|---------------------|-------|------|------|----------------------|--------|------|------|-----------|------|------|------|
| | | Moy. | ET | Min. | Max. | Moy. | ET | Min. | Max. | Moy. | ET | Min. | Max. |
| C1 | 45 | 50,82 | 32,53 | 16 | 190 | 219,18 | 103,43 | 31 | 500 | 0,26 | 0,18 | 0,13 | 1,06 |
| C2 | 156 | 54,75 | 33,91 | 14 | 205 | 220,49 | 112,56 | 26 | 662 | 0,27 | 0,16 | 0,05 | 0,88 |
| C3 | 317 | 35,66 | 14,84 | 13 | 126 | 199,97 | 102,75 | 46 | 1174 | 0,20 | 0,11 | 0,04 | 1,25 |
| C4 | | | | | | | | | | | | | |
| HF* | 30 | 21 | 8,03 | 10 | 40 | 154,17 | 48,94 | 80 | 260 | 0,15 | 0,07 | 0,04 | 0,35 |

* Lobes mesurés et situés juste à l'amont du cône à la base de la coulée C2.
Moy = moyenne, ET = écart-type, Min = minimum, Max = maximum.

4.3 Géomorphologie de la coulée C2

Une attention particulière a été portée au couloir C2 puisqu'il présentait sur le terrain des caractéristiques plus chaotiques et extrêmes que les couloirs voisins, de par la taille et le volume déplacé de sédiments. On y retrouve de plus un cône de sédiments récents au pied du versant. La figure 4.2 illustre le couloir C2 avec la position des neuf coupes stratigraphiques échantillonnées (c2-tr1 à c2-tr9) et la totalité des 518 lobes cartographiés dans les quatre couloirs.

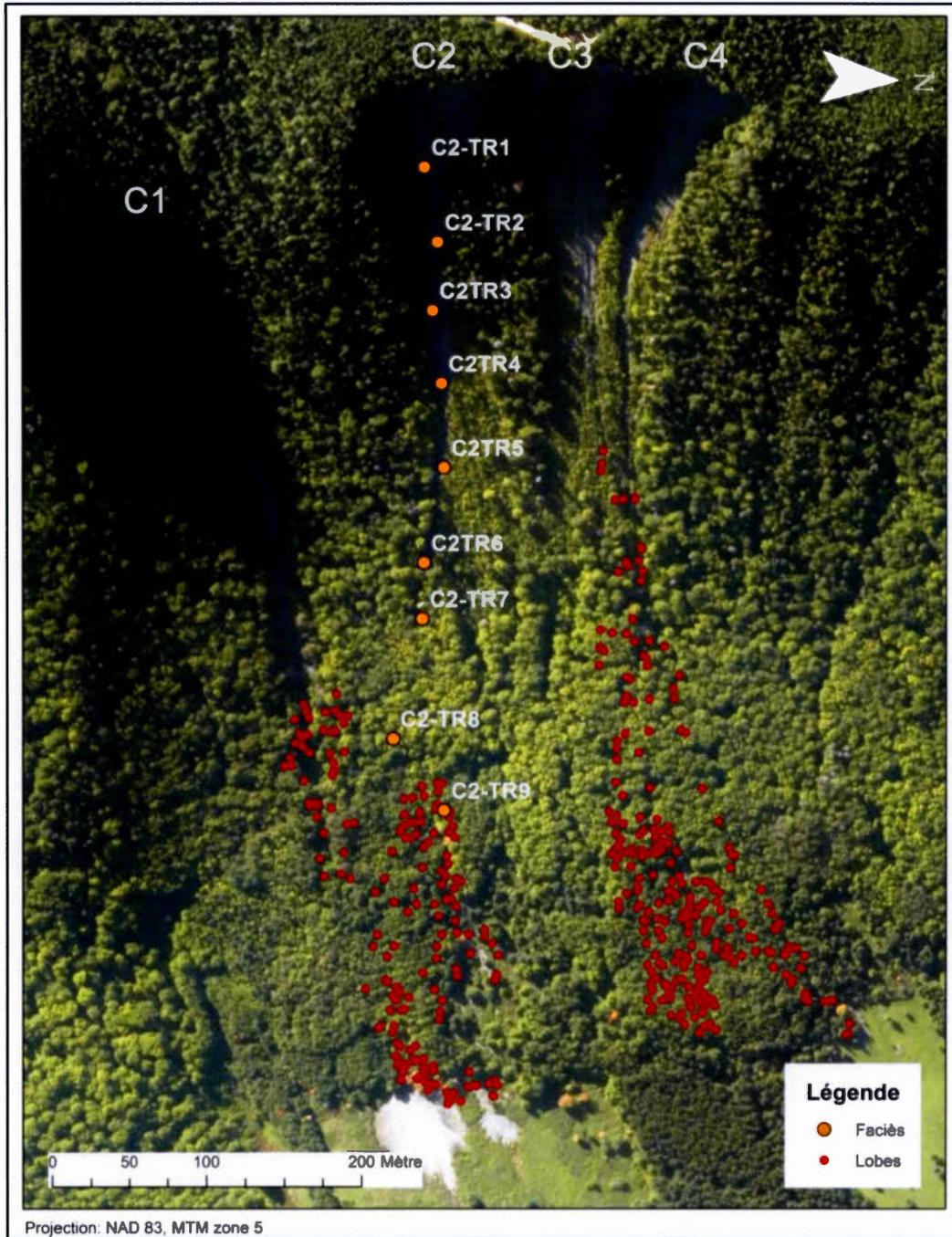


Figure 4.2 Cartographie du site d'étude illustrant les différents points d'échantillonnages du couloir C2 (C2-tr1 à C2-tr9) et les 518 lobes déposés au sein des quatre couloirs (C1 à C4). La zone grise sous forme d'éventail à la base du versant représente le cône mis en place au débouché du couloir C2 suite à la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014.

La paroi rocheuse en amont du couloir présente un aspect en forme d'impluvium. Cette morphologie favorise la concentration des eaux de pluie, accentuant ainsi le système de ravinement déjà présent sur le talus d'éboulis en contrebas de la paroi rocheuse. Les nombreux cycles de gel-dégel, particulièrement à l'automne et au printemps, favorisent une forte disponibilité sédimentaire dont les fragments anguleux sont surtout en forme de disques et de lames (figure 4.3). L'altitude maximale du bassin versant est de 400 m.

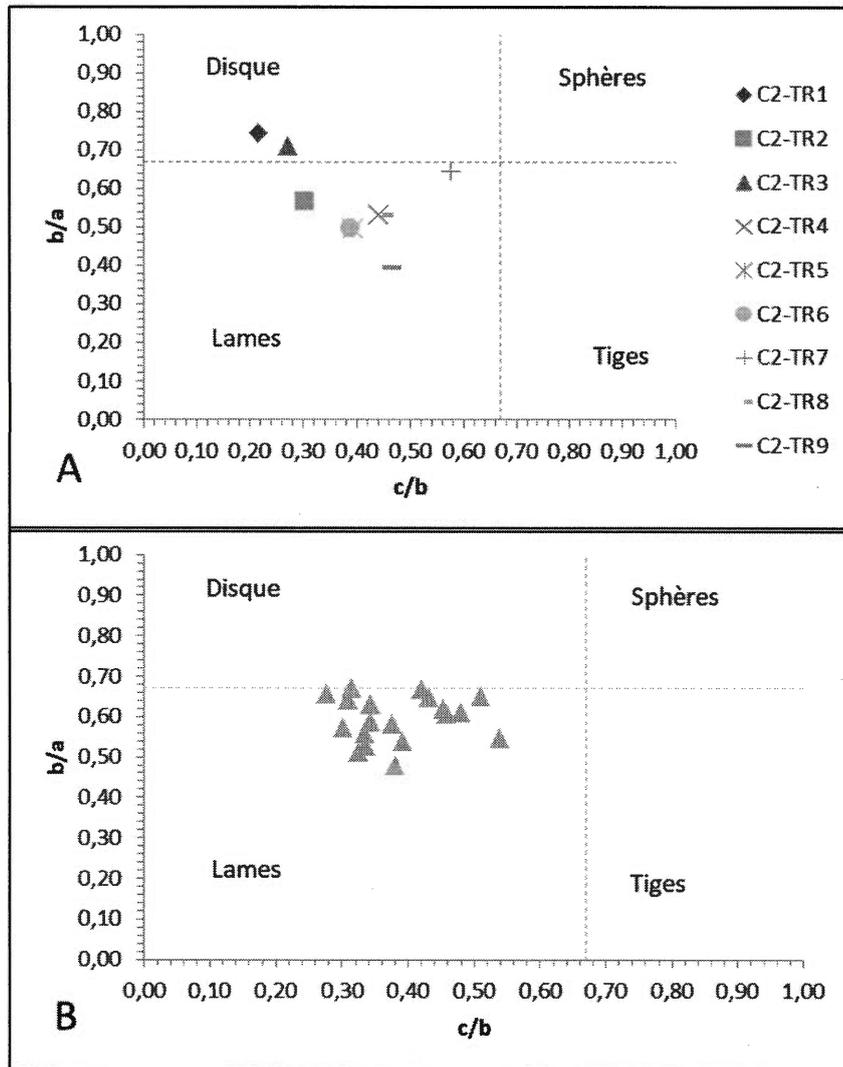


Figure 4.3 Diagrammes de Zingg. En A sont présentés les échantillons mesurés au sein des différentes coupes stratigraphiques (tr1 à tr9). En B les données sont issues des 10 plus gros cailloux mesurés sur 19 lobes situés dans la partie basse et forestière du versant.

Le chenal principal se caractérise par une pente moyenne de 29°, qui varie de 40,0 à 15,5° depuis l'amont vers l'aval. Le chenal a une largeur moyenne de 6,8 m (variant de 1,2 à 15,8 m) et une profondeur moyenne de 3,25 m (variant de 0,85 à 7,0 m). La section érosive du chenal s'étend sur plus de 480 m, débutant directement à la

base de la paroi rocheuse, à environ 360 m d'altitude. Le chenal présente généralement une forme en V, voire trapézoïdale à certains endroits (figure 4.4A), avec un ratio moyen largeur/profondeur de 1,09. Le ou les transits sédimentaires associés à la pluie de juillet 2014 ont parcouru l'entièreté du versant, incluant la zone forestière et le glacier rocheux présent en pied de versant, jusqu'au fond de la vallée. Les dépôts accumulés à cet endroit se présentent sous la forme d'un large cône de 60 m de largeur et 60 m de longueur. L'écoulement a mobilisé plus de 5 800 m³ de sédiments, en plus de déposer environ 150 lobes, pour l'essentiel, dans la partie basse et forestière du talus (figure 4.4). Des levées parallèles sont présentes en marge du chenal principal ainsi qu'aux abords des chenaux secondaires de plus petite taille (figure 4.4B). L'abondance des débris ligneux, des branches jusqu'à des arbres matures, semble avoir fortement contribué à une morphologie du chenal où se succèdent des seuils et des cuvettes (figure 4.4D). Cette morphologie du chenal et la présence de débris ligneux sont des éléments propices à l'accumulation de sédiments, à une échelle localisée, modifiant ainsi le profil en long du chenal.



Figure 4.4 Géomorphologie du chenal et de l'environnement du couloir C2 : (A) débris ligneux au travers du chenal dans la partie amont; (B) levées parallèles au long du chenal; (C) lobes en milieu forestier; (D) morphologie en seuils et cuvettes du chenal traversant le glacier rocheux en bas de pente.

Les dommages à la végétation ligneuse avoisinant le chenal sont clairement visibles et considérables. L'incision du chenal sur plusieurs mètres, par endroits, a aussi permis d'observer et de recueillir des couches organiques enfouies et des morceaux de bois, illustrant ainsi le caractère extrême de l'évènement de 2014. On note aussi l'absence de lobes terminaux bien définis et circonscrits, à l'exception du cône en fond de vallée, et de certains lobes d'une plus grande taille, situés juste en aval du glacier rocheux relique.

En fond de vallée au pied du versant, le couloir C2 a laissé un cône de sédiments qui recouvre la végétation herbacée et arbustive. Le cône a une pente douce de $3,5^\circ$.

L'épaisseur des sédiments a été estimée à 1,5 m à l'apex et 0,3 m dans la portion distale, correspondant à un volume de 1500 m³. La végétation n'avait toujours pas recolonisé le cône lors des visites sur le terrain, illustrant l'aspect récent de l'évènement. Constituée principalement de sédiments fins, la surface du cône laisse néanmoins entrevoir des petits chenaux anastomosés d'ordre centimétrique et dont la capacité de transport semble s'être limitée à des petits graviers et gravillons.

4.3.1 Analyse sédimentologique

Les neuf coupes stratigraphiques du couloir C2 présentent des similarités tant au niveau granulométrique qu'au niveau des paramètres morphométriques. Les graviers (>2 mm) dominant (moyenne de 72,1%) par comparaison aux sables (21,1%) et à la fraction fine (limons et argiles; 6,7%). Il n'y a pas de variabilité longitudinale significative dans la taille des sédiments au sein du chenal (figure 4.5; C2-tr1 à C2-tr9). En effet, l'absence d'un granoclassement depuis l'amont vers l'aval confirme le rôle important d'autres processus géomorphologiques que les chutes de pierres (*i.e. gravity-induced rock fall*) dans l'édification de ces grands talus d'éboulis. De plus, les diagrammes de Zingg (figure 4.3B) montrent une forme similaire des fragments et ce, autant au niveau des différentes coupes stratigraphiques réalisées en bordure du chenal principal qu'au sein des lobes déposés plus en aval. La compétence maximale de l'écoulement, basée sur la taille des plus gros fragments observés, demeure sensiblement la même tout au long du chenal (figure 4.6), jusqu'au début de la zone de déposition (*i.e. stations 7, 8 et 9*) où la végétation est plus dense.

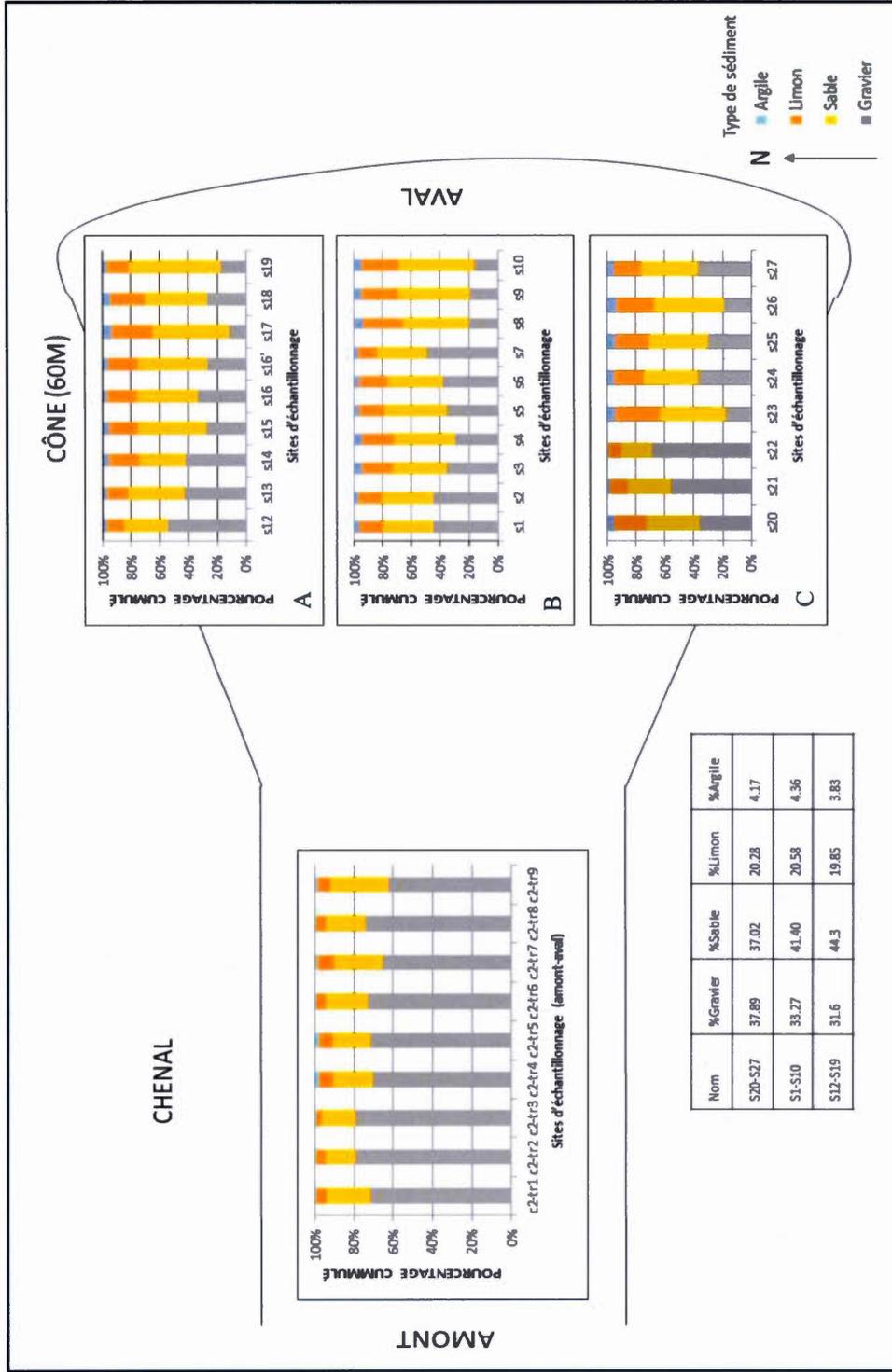


Figure 4.5 Granulométrie de la coulée C2 depuis l'amont vers l'aval. Dans la partie amont du chenal, les neuf sites d'échantillonnage sont représentés par les lettres tr1 à tr9. Dans la partie basale, l'échantillonnage sur le cône a été réalisé à l'aide de trois transects (A, B et C), chacun d'eux ayant été subdivisé entre 8 et 10 stations.

4.3.1.1 Zone de départ

Dans la zone de départ du couloir, débutant au pied de la paroi rocheuse jusqu'à environ 120 m, deux coupes stratigraphiques ont été réalisées (Tr1-tr2). L'absence de végétation caractérise ce segment en pente forte. Les fragments observés, encore très pointus et coupants, n'ont subis que très peu de transport, illustré par leur morphologie en forme de disques (Tr1) et de lames (Tr2) (figure 4.3A). Les fabriques réalisées au sein de ces deux coupes illustrent des cailloux peu inclinés par comparaison à la pente moyenne du versant. Cependant, ils semblent orientés dans le sens de l'écoulement (NE-E) (figure 4.7; Tr1-tr2).

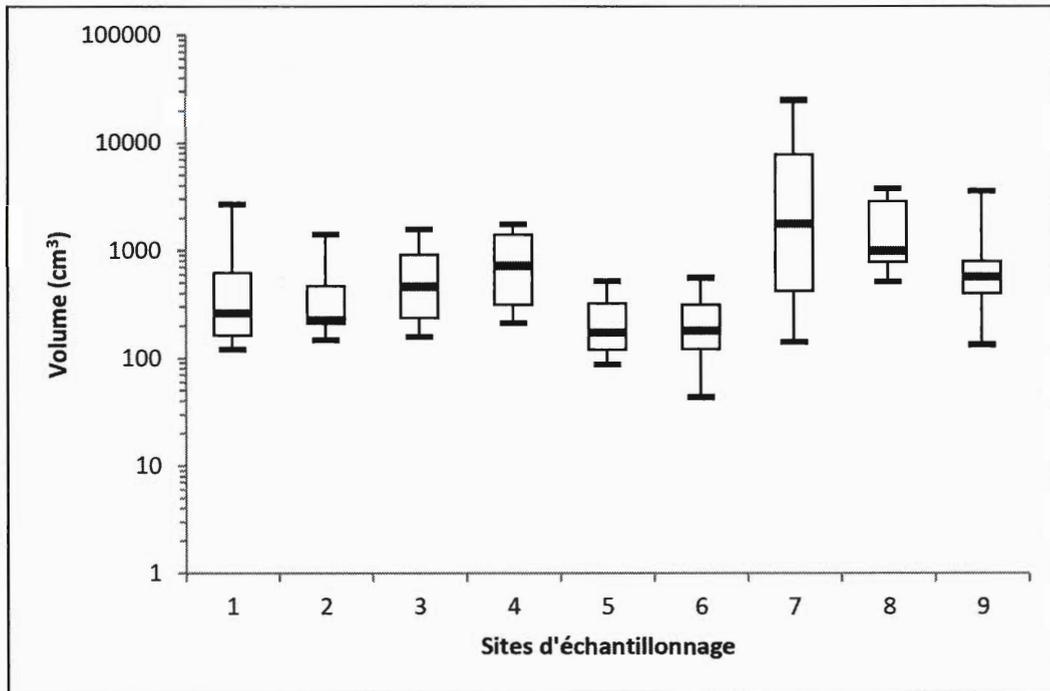


Figure 4.6 Estimation du volume des 10 plus gros cailloux présents dans chacune des stations d'échantillonnage de l'amont vers l'aval. Les chiffres de 1 à 9 correspondent aux coupes stratigraphiques tr1 à tr9. Le trait rouge représente la médiane et les boîtes les 25 et 75^{ème} percentiles, alors que les extrêmes correspondent aux valeurs minimales et maximales.

4.3.1.2 Zone de transit

La zone d'érosion, transitoire vers la zone forestière du talus, correspond aux coupes C2-Tr3 à Tr6 (distance d'environ 180 m). À partir de C2-Tr3, le chenal se confine sous la végétation et plusieurs racines se mélangent à la matrice des parois du chenal. La coupe plus en amont, soit Tr3 montre des fragments rocheux en forme de plaquettes et de disques par comparaison à Tr4, Tr5 et Tr6 qui, ayant subis plus de transport, ont des fragments davantage sous formes de lames (figure 4.3A). Les cailloux sont d'ailleurs plus inclinés, en lien avec l'angle de la pente et l'orientation

est semblable à celle de l'écoulement (figure 4.7). À partir de Tr5, le chenal se confine et devient moins profond. On retrouve là d'ailleurs les plus faibles valeurs concernant la taille maximale des roches déplacées (*i.e.* moyenne de 231,3 et 239,6 cm³ dans les coupes Tr5 et Tr6), par comparaison à toutes les autres coupes (figure 4.6).

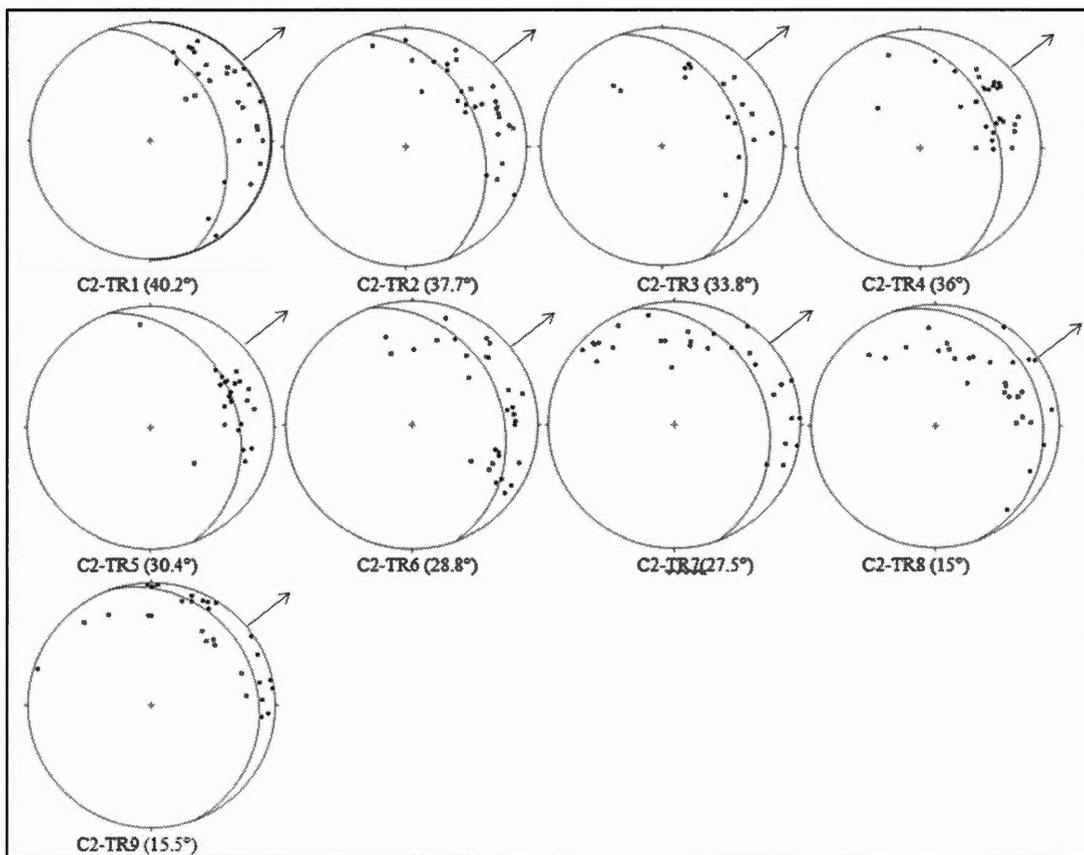


Figure 4.7 Stéréogrammes illustrant l'orientation et l'inclinaison des 30 plus gros cailloux présent par faciès et coupes stratigraphiques (C2-TR1 à C2-TR9). L'arc de cercle illustre l'angle de la pente à chacun des sites. Le sens de l'écoulement est illustré par une flèche.

4.3.1.3 Zone forestière d'érosion et de déposition

Dans la zone forestière (Tr7 à Tr9), encore en érosion avec l'incision du chenal, on note cependant quelques lobes ici et là. Un chemin forestier (figure 4.1D) traverse la zone tout juste après la station Tr7. À partir de ce point, le caractère dominant de l'écoulement passe d'un système d'érosion à un système de déposition. Plusieurs lobes sont présents dans la section forestière, puisque la présence d'arbres, de racines et de divers débris agit comme barrière et obstacle à l'écoulement. C'est aussi à cet endroit (Tr7) que l'on retrouve les plus gros cailloux (*i.e.* moyenne de 5402,2 cm³; figure 4.6). L'orientation des cailloux dans ces coupes semble plus chaotique que dans les coupes situées plus en amont (figure 4.7). L'inclinaison de l'axe *a* concorde avec l'angle de la pente. Après cette station, le volume des plus gros cailloux diminue avec des valeurs de 1727,6 et 889,9 cm³, correspondant aux stations 8 et 9 (figure 4.6).

4.3.1.4 Cône sédimentaire

Au sein du cône, on note une diminution des graviers et une augmentation des sables et des sédiments fins de l'apex jusqu'à la partie distale. Ce granoclassement est plus manifeste au sein des transects B et C (figure 4.5). Le transect A montre une plus grande variabilité granulométrique. Le cône reste toutefois caractérisé par une matrice légèrement argileuse, voire silto-sableuse. (*i.e. slightly clayey silty sand*). Une distinction entre le chenal et le cône est clairement visible sur la figure 4.5, où le chenal est dominé à plus de 60% par les graviers (*i.e. slightly muddy sandy gravel*), par comparaison à une plus faible (moins de 30%) teneur en graviers pour l'ensemble du cône.

CHAPITRE 5

DISCUSSION

5.1 Géomorphologie des chenaux et identification des processus

L'analyse discriminante, dans l'optique d'identifier et de spatialiser la transition des processus hydrogéomorphologiques à l'origine des formes laissées sur le terrain, notamment les lobes et le cône en bas de versant, n'a pas eu les résultats escomptés. Bien que l'arbre de classification obtenu avec l'analyse discriminante selon la morphologie des lobes ait permis de distinguer les données en deux groupes distincts (figure 5.1), correspondant vraisemblablement à des coulées de débris et des écoulements hyperconcentrés, leur répartition spatiale semble plutôt aléatoire.

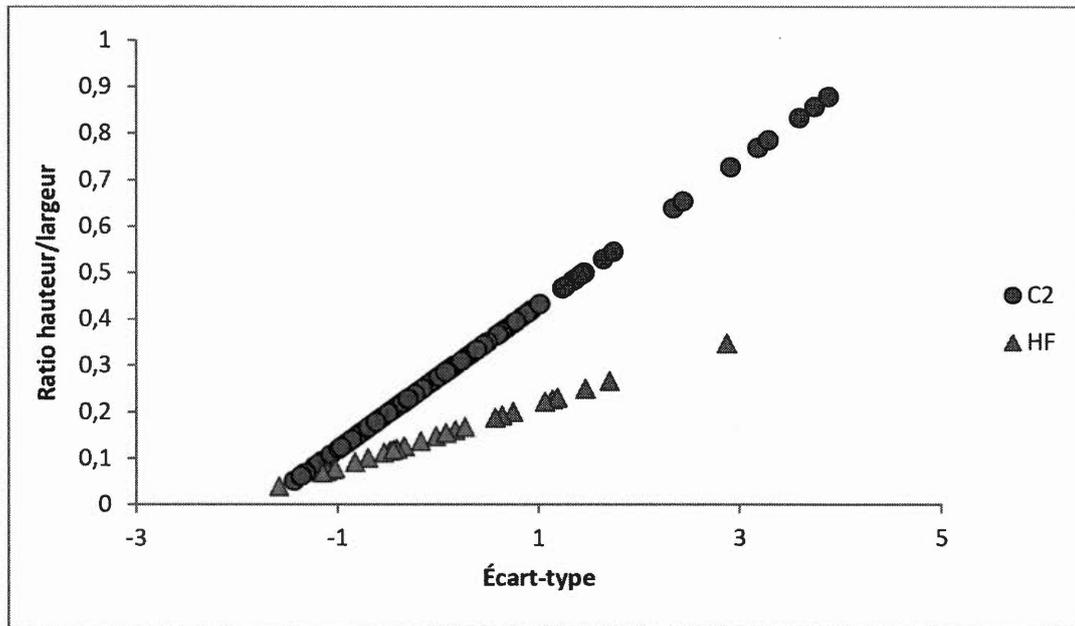


Figure 5.1 Distribution du ratio hauteur/largeur en fonction de l'écart-type des lobes cartographiés et mesurés dans le couloir C2 par comparaison aux 30 lobes issus d'une coulée hyperconcentrée.

En effet, le ratio hauteur/largeur plus faible indiquant une forme plus évasée pour les écoulements hyperconcentrés ne correspond pas à l'ensemble des lobes cartographiés en bas de pente. Inversement, les lobes caractérisés par un ratio hauteur/largeur plus élevé pour les coulées de débris ne sont pas tous situés dans la partie amont des couloirs. En fait, aucun patron de répartition spatiale n'apparaît depuis l'amont vers l'aval (figure 5.2).

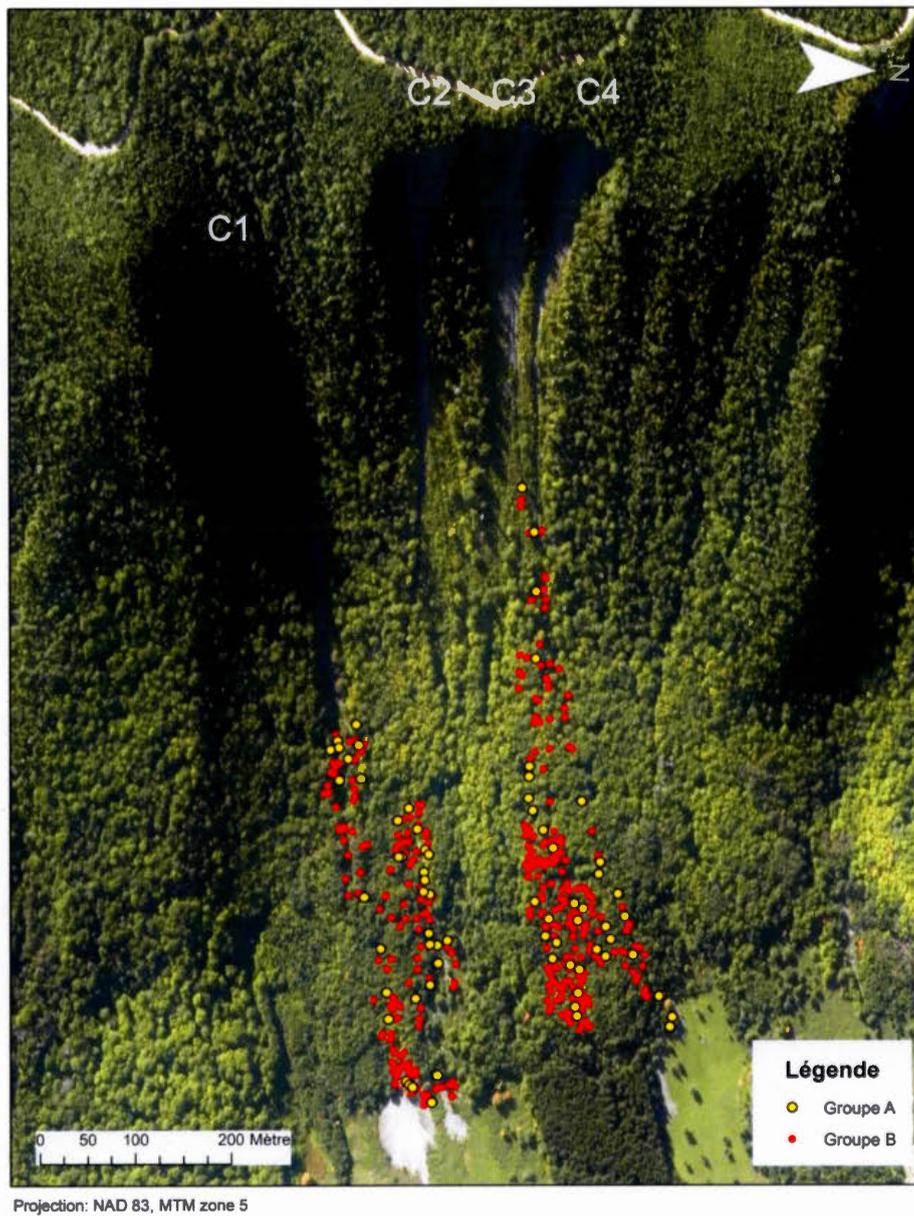


Figure 5.2 Cartographie des lobes issus des quatre coulées. L'analyse discriminante a permis de diviser les lobes en deux groupes (A et B) selon leurs paramètres morphométriques.

Cette variabilité est d'ailleurs difficile à expliquer avec seulement les critères recueillis sur le terrain, soit la largeur et la hauteur de chacun des lobes. Les résultats

escomptés ne sont peut-être pas visibles avec cette analyse, mais la complexité du terrain et des processus en causes peuvent venir expliquer cette grande variabilité spatiale. En milieu forestier, plusieurs obstacles sont présents, soit des arbres, des branches, des gros blocs, ce qui a sans doute freiné certains lobes (figure 5.3).



Figure 5.3 Exemples d'obstacles présents sur le terrain agissant comme barrière pour l'écoulement (photos personnelles, 2015).

De plus, comme mentionné au chapitre 1, les coulées de débris et les coulées hyperconcentrées peuvent avoir plusieurs vagues lors d'un même événement (Pierson et Scott, 1985; Rickenmann, 1991; Lavigne et Suwa, 2004; Ritter *et al.*, 2011). Ceci pourrait avoir comme répercussion de remanier les lobes mis en place lors d'une première vague et ainsi effacer les indices des vagues précédentes. Il n'est alors pas possible, avec certitude du moins, de discriminer le type d'écoulement uniquement par la morphologie (*i.e.* largeur, hauteur) des lobes laissés sur le terrain. À l'inverse, la discrimination difficile des lobes est peut-être représentative de la complexité des formes dans un couloir à multiples processus. La figure 5.4 illustre d'ailleurs la complexité et la variabilité des faciès de déposition en fonction des différents types d'écoulements.

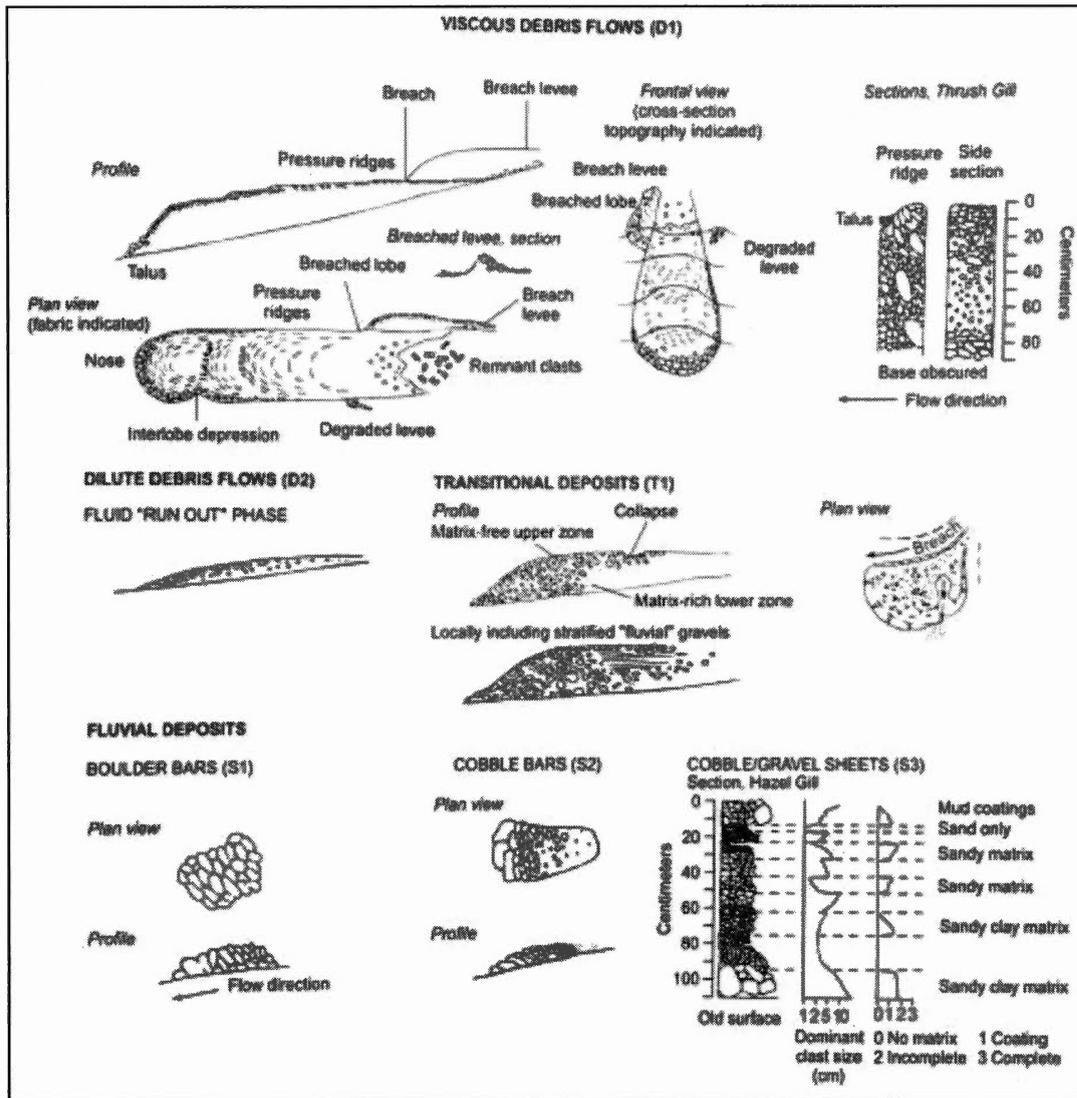


Figure 5.4 Éléments géomorphologiques et sédimentologiques de six principaux types de faciès: D1 (coulée de débris visqueuse), D2 (coulée de débris diluée), T1 (dépôts transitionnels), S1 et S2 (barres fluviales) et S3 (dépôt fluvial graveleux) (Wells et Harvey, 1987).

5.1.1 Coulée C2 et cône

Plusieurs caractéristiques relevées sur le terrain indiquent que l'activité géomorphologique associée au passage de la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014 peut être classifiée comme une coulée de débris dans le couloir C2. En effet, la présence de lobes et de levées parallèles (figure 4.4C-B), l'absence de stratification et de triage des dépôts, la forme du chenal et son faible ratio largeur/profondeur (figure 4.4A), sont toutes des caractéristiques typiques des coulées de débris (Costa, 1988; Lafortune, 2003; Ritter *et al.*, 2011; Germain et Ouellet, 2013). Selon plusieurs auteurs (Sharp et Nobles, 1953; Varnes, 1958), pour l'occurrence d'une coulée de débris la fraction grossière (>2 mm) doit être deux fois plus importante que la fraction fine. L'analyse granulométrique dans le couloir C2 montre effectivement un transport sédimentaire composé à 70% de graviers et 21% de sable. Le faible ratio de la teneur en argile sur la fraction fine (*i.e.* argile, limon et sable) en fait une coulée de débris dite non-cohésive (Valence et Scott, 1997). De plus, l'orientation des clastes (axe *a*) est parallèle à l'écoulement dans le chenal et perpendiculaire à ce dernier dans les lobes, une organisation typique des coulées de débris (Bertran *et al.*, 1997).

Les sédiments mobilisés lors de l'évènement étaient disponibles puisque l'altération des parois rocheuses en amont du couloir a favorisé, sur le long terme, la mise en place d'un grand talus d'éboulis, dépourvu de végétation sur environ 115 à 135 m. Les coulées de débris d'une grande taille parcourent généralement une longue distance d'écoulement et tendent parfois à former un large cône à la base du versant lors d'un changement important dans la pente (Glade, 2005). Toutefois, la présence de débris ligneux dans le couloir étudié empêche, en partie du moins, le libre écoulement des flux, d'où la présence de nombreux lobes dans la moitié inférieure du versant (figure 4.2). Ces débris organiques sont aussi caractéristiques d'une coulée de

débris en milieu forestier, puisque dans un écoulement hyperconcentré ou torrentiel, les débris ligneux auraient probablement flottés et été transportés plus loin en aval. L'absence de lobes terminaux en bas de pente, caractérisés par un front très raide, est toutefois assez inhabituelle pour les coulées de débris. Cela pourrait s'expliquer par un écoulement plus fluide, dû à une forte teneur en eau, la présence d'une matrice fine et la pente raide du versant, comme rapporté par Matthews *et al.* (1999) en Norvège. Ces caractéristiques pourraient aussi expliquer les lobes avec un ratio hauteur/largeur plus faible et situés notamment juste en amont du cône, lesquels représentent vraisemblablement des formes transitoires entre une coulée de débris et des écoulements plus liquides (hyperconcentrés ou fluviatiles).

Dans la littérature scientifique, on rapporte que le cône en bas de pente peut être mis en place selon trois processus géomorphologiques, à savoir un écoulement fluviatile, un écoulement hyperconcentré ou une coulée de débris. Ces cônes sont construits dans 20 à 50% des cas par des coulées hyperconcentrées par comparaison à 50 à 80% par les coulées de débris (Ouellet, 2010). Plusieurs auteurs (Selby, 1982; Blair et McPherson, 1994; Trenhail, 2004; Glade, 2005; Ritter *et al.*, 2011) ont d'ailleurs illustré et documenté des coulées de débris ayant édifié des cônes, sous la forme d'éventail, en bas de versant sur des pentes faibles. L'augmentation de la partie sableuse, au dépend de la fraction plus grossière au sein du cône, résulterait en une matrice à dominante sableuse qui favorise le passage d'une coulée de débris vers un écoulement hyperconcentré (Sohn *et al.*, 1999). Les cônes issus de coulée de débris sont habituellement accompagnés de la présence de blocs anguleux, de débris ligneux enfouis, de l'absence de triage et d'imbrication des sédiments, ainsi que d'une pente relativement forte (Rickenmann, 1991; Jakob, 2005; Budi Widbowo *et al.*, 2015).

Au débouché de la C2, le cône présente une pente faible de 3°, une matrice fine et similaire sur toute sa longueur, l'absence de débris ligneux grossiers et de bloc, ce qui confirme sa mise en place par une ou des coulées hyperconcentrées (Pierson, 2005). En effet, un écoulement hyperconcentré est caractérisé par une matrice plus fine qu'une coulée de débris (Rickenmann, 1991; Budi Widbowo *et al.*, 2015). Par ailleurs, en comparant la granulométrie du cône étudié avec la littérature scientifique (Bertran *et al.*, 1998) (figure 5.5A), celui-ci correspond à un lahar ou un écoulement hyperconcentré (figure 5.5B). Selon Lavigne et Suwa (2004), les lahars sont des écoulements hyperconcentrés spécifiques aux terrains volcaniques. Enfin, il convient de noter qu'aucun échantillon du cône relié au couloir C2 ne correspond à une coulée de débris. L'hypothèse d'avoir plusieurs types d'écoulements au sein d'un même chenal lors d'un même évènement pourrait être plausible dans ce cas-ci; les caractéristiques du chenal correspondant davantage à celles d'une coulée de débris, alors que l'édification du cône relève plutôt d'un ou plusieurs écoulements hyperconcentrés comme en témoignent d'ailleurs les chenaux anastomosés de faible profondeur et visibles à la surface du cône (figure 4.1F). Il est toutefois difficile d'attribuer le nom de coulée hyperconcentrée à un évènement, puisque la plupart des études la décrivent plutôt comme un processus transitionnel entre une coulée de débris et un écoulement fluvial (Sohn *et al.*, 1999; Lafortune, 2003; Pierson, 2005).

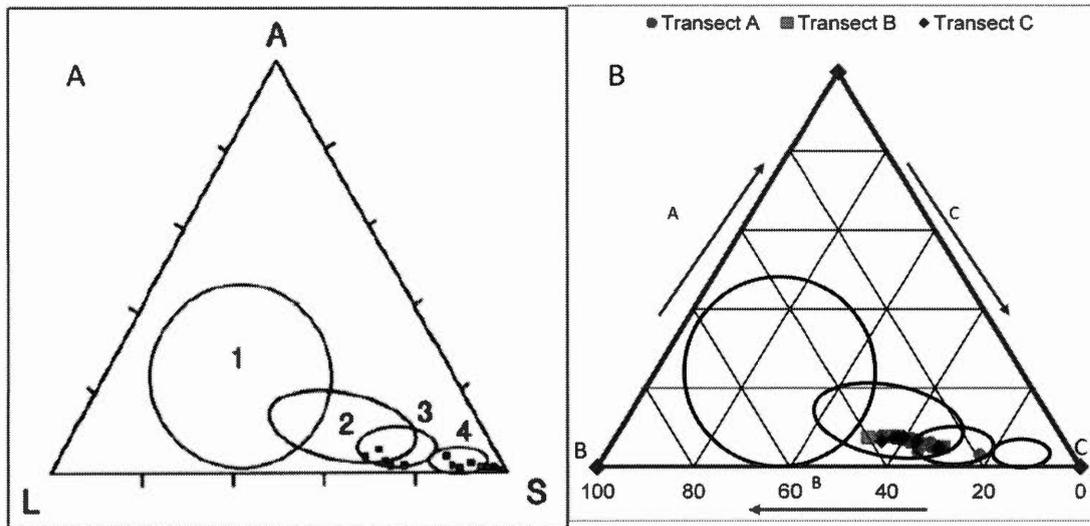


Figure 5.5 (A) Différentes textures de dépôts, inspiré de Bertrand *et al.* (1998) : (1) coulées de débris; (2) lahars; (3) écoulements hyperconcentrés; et (4) écoulements fluviaux. S : sable, L : limon, A : argile. (B) Les différentes textures présentes sur le cône de la coulée C2 : A : argile, B : limon, C : sable.

5.2 Continuum de processus

Les conditions relevées par Pierson (2005) lors d'un changement de phase depuis une coulée de débris vers un écoulement hyperconcentré ou fluvial, sont rencontrées dans la présente étude. Ces deux conditions étant : (1) que le chenal soit d'une largeur et d'une longueur assez importante pour permettre ce changement de phase et; (2) que l'écoulement soit pauvre en particules fines pour ainsi favoriser la transition. D'autres critères peuvent toutefois contribuer à cette transition, soit la concentration sédimentaire, le changement d'un écoulement newtonien vers un écoulement non newtonien (Pierson, 2005) et le coefficient de Melton (Wilford *et al.*, 2004). Cependant, ces caractéristiques sont difficiles à évaluer post-événement.

L'absence d'un changement graduel dans la granulométrie des dépôts depuis l'amont du chenal vers l'aval où se trouve le cône est révélateur d'une dynamique contrastée. En effet, ces deux zones (chenal sur le versant raide et cône à la base en fond de vallée) présentent une matrice sédimentaire distincte, soit un diamicton compact et riche en cailloux pour le chenal et une matrice sableuse et uniforme pour le cône. Ceci pourrait être le résultat d'une déposition systématique se produisant tout au long du chenal, en laissant les plus gros cailloux en amont, dans les levées et, dans une moindre mesure sous forme de lobes au contact de la végétation ligneuse, permettant ainsi aux sédiments fins de s'écouler sur une plus longue distance. Au contact versant-fond de vallée, la faible inclinaison favorise alors une perte de vitesse, un étalement latéral et une déposition rapide des sédiments (Matthews *et al.*, 1999). Les échantillons Tr1 à Tr9 ayant été recueillis uniquement dans la partie érodée du couloir, ces derniers peuvent masquer un continuum de processus s'étant produit plus en aval. Le caractère transitoire de l'écoulement n'est certes pas perceptible dans chacune des sections de l'écoulement (*i.e.* zone de départ, érosion et déposition). Cependant, en regardant l'ensemble du versant, il est possible de voir des distinctions entre les différentes zones, notamment le chenal et le cône en pied de versant, et donc le caractère transitionnel de l'écoulement.

5.3 Dynamique géomorphologique à l'échelle du versant et risques associés

Il est difficile de déterminer la période de retour de tels événements, puisqu'il faut prendre en compte le taux de recharge sédimentaire des chenaux. En effet, l'activité dans un couloir peut être limitée soit par la recharge sédimentaire qui est insuffisante, soit par un agent de transport insuffisamment compétent, l'eau dans ce cas-ci (Jakob *et al.*, 2005). De plus, l'intensité de l'évènement n'est pas à négliger, puisqu'un

évènement de faible intensité peut survenir plus fréquemment *versus* un évènement extrême, tel que celui rapporté ici suite aux fortes pluies survenues au début du mois de juillet 2014. En l'absence de datation d'évènements antérieurs, aucune chronologie n'a donc été produite. Un historique et des périodes de retour ne peuvent donc être calculés pour un évènement de cette intensité. Néanmoins, l'édification d'un cône volumineux à la base du couloir C2 et l'incision profonde du chenal principal depuis l'amont vers l'aval suggèrent une faible fréquence des évènements similaires. L'important volume de sédiments transportés lors du seul évènement de 2014, et ce en dépit de la faible taille des versants (dénivelé inférieure à 400 m), illustre bien l'importance de l'activité géomorphologique sur les versants raides de la vallée de Mont-Saint-Pierre.

En Gaspésie, les processus géomorphologiques sur les pentes raides peuvent favoriser la régression et la mortalité des fronts forestiers par ensevelissement (Hétu, 1990; Germain et Hétu, 2016). Les talus d'éboulis gaspésiens, alimentés par les roches friables qui composent les parois rocheuses à l'amont, sont très actifs et permettent une recharge sédimentaire rapide des chenaux. Les différents couloirs et talus d'éboulis de la vallée de Mont-Saint-Pierre sont d'ailleurs exposés à de multiples aléas (Hétu et Gray, 2000; Hétu, 2007; Fortin *et al.*, 2011; Graveline et Germain 2016; Gauthier *et al.*, 2017). En effet, des visites hivernales en 2017-18 au pied des couloirs étudiés ont permis d'observer des dépôts d'avalanches de neige. Ces évènements peuvent ainsi contribuer au maintien de l'ouverture du milieu, voire perturber les dépôts mis en place par les coulées de débris à l'été 2014. L'inclinaison de la pente dans la partie supérieure du versant est d'ailleurs favorable au déclenchement des avalanches de neige ($>25^\circ$) (Luckman 1978; Scherer, 1994).

Enfin, les connaissances développées sur la dynamique spatiotemporelle de ces processus géomorphologiques permettent d'appréhender l'évolution de ces versants raides et actifs dans un contexte plus large (Germain et Héty, 2016). En effet, l'occurrence d'un évènement extrême en juillet 2014, notamment au sein du couloir C2 avec l'édification d'un cône en fond de vallée, montre le caractère peu fréquent de ces évènements avec l'incision du front d'un glacier rocheux relique. D'ailleurs, sur un grand talus d'éboulis situé en face, Germain et Héty (2016) ont rapporté l'absence de coulées de débris au-delà des glaciers rocheux au pied du versant depuis au moins 3500 ans. Dans un contexte de changements climatiques sans précédent, il convient alors de s'interroger sur la réponse géomorphologique de ces géosystèmes de montagne. Les phénomènes extrêmes seront-ils plus fréquents, d'une plus grande taille ? Si c'est le cas, ceux-ci pourraient engendrer de profondes modifications au couvert forestier comme mentionné précédemment. Enfin, dans une perspective d'atténuation des risques naturels, les informations scientifiques rapportées dans la présente étude devraient permettre une meilleure compréhension de la complexité des écoulements hydrogéomorphologiques sur les versants raides et, le cas échéant, la mise en place de moyens d'atténuation efficaces et adaptés.

CONCLUSION

La Gaspésie représente un véritable laboratoire naturel sur le plan géomorphologique de par son héritage glaciaire et les nombreux processus actifs. Les vallées glaciaires de la Gaspésie septentrionale sont caractérisées par de nombreux talus d'éboulis actifs. La route nationale 132, plusieurs infrastructures ainsi que des sentiers de randonnées (*i.e.* sentier international des Appalaches) sont vulnérables aux processus en cours sur ces talus actifs de par leur proximité (Hétu et Gray, 2000a; Jacob, 2001; Hétu, 2007; Fortin *et al.*, 2011; Graveline et Germain 2016; Gauthier *et al.*, 2017). De nombreux processus hydrogéomorphologiques surviennent, année après année, mais ces derniers demeurent peu étudiés et peu compris par les intervenants en gestion des risques. Ceci se reflète notamment dans les mesures de mitigation mises en place, telles que les merlons et les ponceaux servant à confiner les écoulements et les sédiments issus des coulées de débris et des écoulements hyperconcentrés, qui ne répondent d'ailleurs pas très bien à ce genre d'infrastructures rigides (Costa, 1988; Ouellet, 2010). La dynamique et la complexité des processus hydrogéomorphologiques ne sont donc pas encore suffisamment considérées dans l'élaboration et la mise en place de mesures d'interventions.

Les études des processus hydrogéomorphologiques, tels que les coulées de débris, les coulées hyperconcentrées et les écoulements fluviatiles restent à être approfondis en lien avec leur définition et leur classification. Les écoulements hyperconcentrés sont encore vus comme des processus transitoires, entre une coulée de débris et un écoulement fluviatile (Sohn *et al.*, 1999; Lafortune, 2003; Pierson, 2005). Leur distinction sur le terrain reste donc difficile, puisque des critères précis ne sont pas déterminés dans la littérature. Il y a d'ailleurs une moins grande proportion de littérature sur les écoulements hyperconcentrés et fluviatiles que sur les coulées de débris. De plus, des lacunes persistent dans la littérature scientifique à l'égard de l'étude des continuums de processus et ce, bien que quelques auteurs mettent de l'avant qu'un évènement peut engendrer une suite de processus au sein d'un même chenal (Pierson et Scott, 1985; Matthews *et al.*, 1999; Sohn *et al.*, 1999; Pierson, 2005; Borga *et al.*, 2014).

En l'absence de données historiques, la présente étude se veut une analyse de quatre couloirs de la vallée de Mont-Saint-Pierre suite à la tempête post-tropicale Arthur, survenue à l'été 2014. Elle aura permis de mieux comprendre la dynamique dans ces quatre couloirs suite à un évènement de pluie extrême, de par entre autres, leur description géomorphologique. L'analyse de la sédimentologie de la coulée C2 a permis de déterminer l'écoulement principal comme étant une coulée de débris. La forme du chenal, les impacts géomorphologiques sur le paysage (*i.e.* lobes et levées parallèles), le petit ratio largeur/profondeur du couloir et la faible quantité de sédiments fins au sein du chenal sont tous des critères typiques relevant d'une coulée de débris. L'orientation des clastes (axe a) au sein du chenal, parallèle au sens de l'écoulement, et perpendiculaire dans les lobes, supporte aussi cette interprétation. Au débouché de la C2, le cône présente une pente faible de 3° , une matrice fine et similaire sur toute sa longueur, l'absence de débris ligneux et de bloc. Ces

caractéristiques font plutôt références à une plus grande présence d'eau au sein du processus, tel un écoulement hyperconcentré ou fluvatile. Ce cône apparait donc difficilement attribuable à des coulées de débris d'autant plus qu'il est composé à plus de 60% de sédiments fins (<2 mm). La distinction granulométrique entre le chenal et le cône permet donc de supposer un écoulement transitoire au sein du couloir C2. Cependant, la cartographie et les analyses discriminantes produites en fonction de paramètres morphologiques simples sur les lobes de déposition des quatre couloirs n'ont pas permis de faire un discernement entre les processus hydrogéomorphologiques ayant érigé ces différentes formes sur le terrain. Leur répartition spatiale aléatoire au sein de couloirs étudiés ainsi qu'au long d'un même couloir semble plutôt illustrer la complexité d'identifier un continuum de processus sur le terrain. Des analyses plus fines à très haute résolution sont donc souhaitables.

Il serait aussi intéressant de faire une reconstitution des mouvements gravitaires passés au sein des couloirs étudiés afin de mieux anticiper la réponse de ces versants raides à l'impact des changements climatiques, notamment des événements extrêmes de précipitations. Puisque la recharge sédimentaire est importante dans les talus d'éboulis gaspésien, il est attendu que d'autres processus se déclencheront, en réponse aux changements climatiques. Jacob (2001) a d'ailleurs calculé, pour un couloir voisin dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, un intervalle de retour entre 3 et 10 ans par comparaison à 10 à 40 ans pour d'autres coulées de débris dans des environnements similaires (Van Steijn *et al.*, 1988; Van Steijn, 1989). La roche hautement friable de parois rocheuses, la présence de versants raides et la succession de situations météorologiques contrastées confèrent aux versants de la vallée de Mont-Saint-Pierre une dynamique et une réactivité intéressante d'un point de vue géomorphologique. Il est donc des plus pertinents d'en faire un suivi régulier dans le contexte des changements climatiques en cours. De plus, il va de soi qu'une

connaissance approfondie de la dynamique de ces processus gravitaires va certainement contribuer à une meilleure gestion des risques et ce, de manière plus adaptée au contexte géographique. Enfin, cette étude a néanmoins permis d'illustrer la possibilité et la complexité d'un continuum de processus au sein d'un même chenal et lors d'un même évènement.

RÉFÉRENCES

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N. et Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*. Cambridge University Press. 302 p.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology, *Quaternary Science Reviews*, 21(18-19), 1935-2017.
- Bauer, B.O. (2004). Geomorphology, Dans A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology*, London and New-York: Routledge, 428-435.
- Bertran, P., Fabre, L., Franc, O., Limondin-Lozouet, N. et Thiébault, S. (1998). Évolution d'un versant au cours de l'Holocène à Vaise (France), *Géographie Physique et Quaternaire*, 52(1), 69-90.
- Bertran, P., Héty, B., Texier, J-P. et Van Steijn, H. (1997). Fabric characteristics of subaerial slope deposits, *Sedimentology*, 44, 1-16.
- Blair, T.C. (1999). Sedimentology of the debris-flow-dominate Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California, *Sedimentology*, 46(5), 941-965.
- Blair, T.C. et McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages, *Journal of Sedimentary Research*, 64(3), 450-489.
- Bollschweiler, M. et Stoffel, M. (2010). Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss Alps, *The Holocene*, 20(6), 907-916.
- Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F. et Jakob, M. (2014). Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows, *Journal of Hydrology*, 518, 194-205.

- Boudreau, F. (2002). La réserve écologique de Mont-Saint-Pierre en Gaspésie, *Le naturaliste canadien*, 126(1), 78-82
- Bovis, M.J. et Jakob, M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity, *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1039–1054.
- Brisebois, D. et Brun, J. (1994). La plate-forme du St-Laurent et les Appalaches, Dans *Géologie du Québec*, p. 95-120. Québec: Publications du Québec.
- Budi Wibowo, S., Lavigne, F., Mourot, P., Métaxian, J-F., Zeghdoudi, M., Virmoux, C., Bambang Sukatja, C., Sri Hadmoko, D. et Wahyu Mutaqin, B. (2015). Analyse couplée d'images vidéo et de données sismiques pour l'étude de la dynamique d'écoulement des lahars sur le volcan Merapi, Indonésie, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 21(3), 251-266.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows, *Geografiska Annaler*, A62, 23–27
- Cardozo, N. et Allmendinger, R.W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet, *Computers & Geosciences*, 51, 193–205.
- Costa, J.E. (1988). Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, Dans V.R. Baker, R.C. Kochel et P.C. Patton (dir.) *Flood geomorphology*, New York: Wiley-interscience publication, 113-122.
- Decaulne, A. (2005). L'apport des données géomorphologiques et historiques à l'analyse diachronique du couple aléa-vulnérabilité dû aux avalanches et aux coulées de débris dans les fjords d'Islande nord-occidentale, *Norvège*, 194, 59-72.
- Enos, P.C. (1969). Cloridorme Formation, middle Ordovician flysch, Northern Gaspé Peninsula, Quebec, *Geological Society of America*, Special paper 117, 66 p.
- Evans, M.G. (2004). Sedimentation. Dans A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology*, London and New-York: Routledge, 938-941.
- Evans, S.G. (2001). Landslides. Dans G.R. Brook (éd.) *A synthesis of geological hazards in Canada*, Commission géologique du Canada, bulletin 548, 43-79.
- Environnement Canada. (2016). Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000, In Archives nationales d'information et de données climatologiques, [En ligne]. http://www.climat.meteo.gc.ca/climate_normals/index_f.html. Page consultée le 15 mars 2018.
- Fortin, G., Héту, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada), *Climatologie*, 8, 9-25.

- Fowler A.M. et Hennessy, K.J. (1995) Potential impacts of global warming on the frequency and magnitude of heavy precipitation, *Natural Hazards*, 11, 283–303.
- Gauthier, F., Germain, D. et Héту, B. (2017). Logistic model as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada, *Natural Hazards*, 89(1), 201-232
- Germain, D., Filion, L. et Héту, B. (2005). Snow avalanche activity caused by natural and man-made forest disturbances, northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(12), 2103-2116.
- Germain, D., Filion, L. et Héту, B. (2009). Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada, *Climatic Change*, 92(1-2), 141-167.
- Germain, D. et Héту, B. (2016). Hillslope processes and related sediment fluxes on a fine-grained scree slope of Eastern Canada, Dans A.A. Beylich, J.C. Dixon, and Z. Zwolinski. *Source-to-sink fluxes in Undisturbed Cold Environments*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Germain, D. et Ouellet, M.-A. (2013). Subaerial sediment-water flows on hillslopes: Essential research questions and classification challenges, *Progress in Physical Geography*, 37(6), 813-833.
- Giorgi, F., Im, E., Coppola, E., Diffenbaugh, N.S., Gao, K.J., Mariotti, L. et Shi, Y. (2011). Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming, *Journal of Climate*, 24, 5309–5324.
- Glade, T. (2005). Linking debris-flow hazard assessments with geomorphology, *Geomorphology*, 66, 189-213.
- Graveline, M.-H. et 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.
- Héту, B. (1990). Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 199-215.
- Héту, B. (2007). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada, *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 165-180.
- Héту, B. (2008). Paléohydrologie à l'Holocène supérieur dans l'Est du Québec (Canada): l'apport des petits cônes alluviaux, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 14(1), 45-58.
- Héту B. et Gray, J.T. (1985). Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec, *Géographie Physique et Quaternaire*, 39(1), 47–66.

- Hétu, B. et 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(3-4), 335-355.
- Hétu, B. et J.T. Gray. (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.
- Hungr, O. (2013). Debris flow. Dans P.T. Bobrowsky (éd.) *Encyclopedia of natural hazards*, Netherlands : Springer, 149-151.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M. et Hutchinson, J.N. (2001). A review of the classification of landslide of the flow type, *Environmental and Engineering Geoscience*, VII(3), 221-238.
- IPCC. (2012). *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working group I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge UK
- IPCC. (2013). *Summary for Policymakers. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- 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* [Core writing team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151p.
- Iverson, R.M. (1997). The physics of debris flows, *Review of Geophysics*, 35, 245–296.
- Iverson, R.M. (2004). Debris flow. Dans A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology*, London and New-York: Routledge, 225.
- Jackson, L.E., Kostaschuk, R.A. et MacDonald, G.M. (1987). Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. Dans Costa, J.E, Wieczorek, G.F. Debris flows/ avalanches: process, recognition, and mitigation, *Reviews in Engineering Geology*, vol. 7, 115-124.
- Jacob, N. (2001). *Fréquence, intensité et déclenchement des coulées de débris en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec*. Mémoire de maîtrise non-publié. Québec : Université Laval, Département de Géographie.
- Jakob, M., Bovis, M. et Oden, M. (2005). The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 755-766.

- Jakob, M. et Hungr, O. (2005). *Debris-flow Hazards and related Phenomena*. New-York: Springer.
- Jauzein, A., Pinot, J.-P. et Vatan, A. (s.d.) Sédimentologie. Dans *Encyclopedia Universalis*, [En ligne]. (<http://www.universalis.fr/encyclopedie/sedimentologie/>) Page consultée le 03 février 2016.
- Johnson, A.M. (1970). *Physical Processes in Geology*. Dans M.J. Selby (1982). *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press: Oxford.
- Johnson, K.A. et Sitar, N. (1990). Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation, *Canadian Geotechnical Journal*, 27, 789-801.
- Jomelli, V., Déqué, M., Brunstein, D. et Grancher, D. (2007). Occurrence des coulées de débris dans le massif des Écrins (Alpes françaises) au XXI^e siècle : estimation à partir du modèle climatique ARPEGE, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-292.
- Lafortune, M., Fillion, L. et 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.
- Lafortune, V. (2003). *Dynamique sédimentaire des cônes de déjection*. Thèmes d'exploration non-publié. Québec: Université Laval, Département de géographie.
- Lavigne, F. et Suwa, H. (2004). Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia, *Geomorphology*, 61, 41-58.
- Luckman, B.H. (1977). The geomorphic activity of snow avalanches, *Geografiska Annaler*, 59A, 31-48.
- Major, J.J. (1997). Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments, *The Journal of Geology*, 105(3), 345-366.
- Martin, J.-P. et Germain, D. (2017). Large-scale teleconnection patterns and synoptic climatology of major snow-avalanche winters in the Presidential Range (New Hampshire, USA), *International Journal of Climatology*, 37, 109-123.
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A., McEwan, I., Berrisford, M.S., Owen, G. et Bevan, P. (1999). Alpine debris-flows in Leirdalen, Jotunheimen, Norway, with particular reference to distal fans, intermediate-type deposits, and flow types, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(4), 421-435.
- Meyer N.K., Dyrddal, A.V., Frauenfelder, R., Eitzelmüller, B. et Nadim, F. (2012). Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3059-3073.

- Neall, V.E. (2004). Lahar. In A.S. Goudie (Ed.): *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge Ltd, London, 597-599.
- Negri, A., Burkardt, N., Gloden, J.H., Halverson, J.B., Huffman, G.J., Larsen, M.C., McGinley, J.A., Updike, R.G., Verdin, J.P. et Wiczorek, G.F. (2005). The hurricane-flood-landslide continuum, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(9), 1241-1247.
- Nikolopoulos, E.I., Crema, S., Marchi, L., Marra, F., Guzzeti, F. et Borga, M. (2014). Impact of uncertainty in rainfall estimation on the identification of rainfall thresholds for debris flow occurrence, *Geomorphology*, 221, 286-297.
- Ouellet, M.-A. (2010). *Écoulement Hyperconcentré et risque associé: une analyse dendrogéomorphologique d'un cône de déjection en milieu forestier, Gaspésie septentrionale*. Mémoire de maîtrise non-publié. Montréal: Université du Québec à Montréal, Département de Géographie.
- Ouellet, M-A. et Germain, D. (2014). Hyperconcentrated flows on a forested alluvial fan of Estearn Canada: geomorphic characteristics, return period, and triggering scenarios, *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(14), 1876-1887.
- Pierson, T.C. (2005). Hyperconcentrated flow- transitional process between water flow and debris-flow. Dans M. Jakob et O. Hungr (dir.) *Debris-flow Hazards and related Phenomena*. New-York :Springler, 159-202.
- Pierson, T.C. et Costa, J.E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, VII, 1-12.
- Pierson, T.C. et Scott, K. (1985). Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow, *Water Resources Research*, 21, 1511-1524
- Preston, N. (2004) Hillslope process. Dans A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology*, London and New-York: Routledge, 524-527.
- Rebetez, M., Lugon, R. et Baeriswyl, P.A. (1997). Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps), Dans *Climatic Change at High Elevation Sites* (pp. 139-157). Springer, Dordrecht.
- Richard, P.J.H., Veillette, J., Larouche, A., Héту, B., Gray, J.T. et Gangloff, P. (1997). Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications, *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), 163-184.
- Rickenmann, D. (1991). Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes, *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(11), 1419.

- Ritter, D.F., Kochel, C.R. et Miller, J.R. (2011). *Process Geomorphology*. Illinois: Waveland Press Inc. 652 p.
- Scheidl, C. et Rickenmann, D. (2010). Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2), 157–173.
- Scherer, D. (1994). *Slush stream initiation in a high arctic drainage basin in NW-Spitsbergen. An energy balance based approach combining field methods, remote sensing and numerical modeling*. Ph.D. Thesis. University of Basel. 95 p
- Schneider, H., Höfer, D., Irmeler, R., Daut, G. et Mäusbacher, R. (2010). Correlation between climate, man and debris flow events - A palynological approach, *Geomorphology*, 120(1-2), 48-55.
- Selby, M.J. (1982). *Hillslope materials and processes*. Oxford: Oxford University Press.
- Sharp, R.P. et Nobles, L.H. (1953). Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California, *Geological Society of America Bulletin*, 64(5), 547-560.
- Sheldrick, B.H. (1984). *Analytical Methods Manual*. Contribution no. 84-30. Agriculture Canada. Ottawa: Imprimeur de la Reine.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. et Kim, B.C. (1999). Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea, *The Journal of Geology*, 107(1), 111-132.
- Stoffel, M. (2010). Magnitude–frequency relationships of debris flows — A case study based on field surveys and tree-ring records, *Geomorphology*, 116 (1-2), 67-76.
- Stoffel, M. et Huggel, C. (2012). Effects of climate change on mass movements in mountain environments, *Progress in Physical Geography*, 36, 421–439.
- Stoffel, M., Tiranti, D. et Huggel, C. (2014). Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps, *Climate Change*, 122, 141-155.
- Takahashi, T. (1981). Debris flow, *Annual Reviews Fluid Mechanics*, 13, 57-77.
- Trenhaile, A.S. (2004). *Geomorphology, a Canadian perspective*. Oxford: Oxford University Press, 388 p.
- Vallance, J.W. et Scott, K.M. (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow, *Bulletin of the Geological Society of America*, 109(2), 143-163.
- Van Steijn, H. (1989). Étude des «debris flow» à partir de quelques exemples pris dans les Alpes françaises. *Travaux de l'institut de Géographie de Reims*, 69, 55-67.

- Van Steijn, H. (1996). Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe, *Geomorphology*, 15, 259-273
- Van Steijn, H. Coutard, J-P., Filippo, H. et Manderslwt, C. (1988). Simulation expérimentale de laves de ruissellement: mouvement et sédimentation, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 1, 34-40.
- Van Asch, W.J. et Van Steijn, H. (1991). Temporal patterns of mass movements in the French Alps, *Catena*, 18(5), 515-527.
- Varnes, D.J. (1958). Landslide types and processes. Dans E. Eckel (éd.) *Landslides and Processes*. Washington, 29, 20-47.
- Wells, S. et Harvey, A. (1987). Sedimentologic and geomorphologic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. Dans D.F., Ritter, R., Craig Kochel, J.R., Miller (dir.) (2011). *Process Geomorphology*. Illinois: Waveland Press Inc. 652 p.
- Wentworth, C.K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments, *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C. et Bergerud, W.A. (2004). Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics, *Landslides*, 1(1), 61-66.
- Winchester, V. (2004). Dendrogeomorphology. Dans A.S. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology*, London and New-York: Routledge, 239-240.
- Zingg, T. (1935). Beitrage zur Schotteranalyse. *Schweizerisch Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.*, 15(1), 39- 140.