

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉCOULEMENT HYPERCONCENTRÉ ET RISQUE ASSOCIÉ : UNE ANALYSE  
DENDROGÉOMORPHOLOGIQUE D'UN CÔNE DE DÉJECTION EN MILIEU  
FORESTIER, GASPÉSIE SEPTENTRIONALE, QUÉBEC

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR  
MARIE-AUDRAY OUELLET

DÉCEMBRE 2010

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.01-2006). 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

Mes premiers remerciements vont à mon directeur de maîtrise, Daniel Germain. Son intérêt pour ce projet, son expérience et sa grande disponibilité ont grandement contribué au succès de cette maîtrise. Photographe infatigable et athlète de haut niveau, son enthousiasme lors des excursions de terrain était contagieux, tout autant que sa passion pour la géomorphologie dynamique. La confiance qu'il m'a portée au cours des deux dernières années m'a été d'un grand appui.

J'ai été extrêmement chanceuse de disposer d'une équipe d'assistants hors pair lors de mes missions de terrain. À Étienne Dagenais-Dufort, Marie-Hélène Graveline, Marc-André Larose (... et Daniel Germain!), pour vos gros bras, votre endurance envers la voracité des moustiques, votre tolérance à un taux d'humidité des plus élevés et votre esprit de camaraderie toujours présent – même au plus fort du labeur –, un grand merci d'avoir rendu mon travail si plaisant!

Je tiens également à remercier le personnel de soutien du département de géographie de l'UQAM, car le support logistique et technique que j'y ai reçu a été impeccable. Merci à Denise Thiboutot, Carole Leblanc-Tanguay, François Moquin et André Parent.

J'aimerais souligner le soutien financier des organismes subventionnaires (Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie et Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies) qui m'a permis de me concentrer uniquement sur ma maîtrise pendant mes années d'étude.

Finalement, un merci tout spécial à ma famille et à mes amis qui ont toujours cru en ma capacité de mener cette entreprise à terme. Merci pour votre écoute, vos encouragements et vos précieux conseils! Marco, toujours plus...

## TABLE DES MATIÈRES

TABLES DES MATIÈRES .....	iii
LISTE DES FIGURES .....	vi
LISTE DES TABLEAUX .....	ix
RÉSUMÉ.....	x
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
RÉGION ET SITE D'ÉTUDE .....	6
1.1 La région d'étude.....	6
1.1.1 Contexte géologique .....	6
1.1.2 Contexte géomorphologique.....	7
1.1.3 Climat régional .....	8
1.1.4 Végétation.....	9
1.2 Le cône de déjection McKenville.....	9
CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE.....	11
2.1 Choix du site d'étude et cartographie .....	11
2.2 Approche dendrogéomorphologique .....	12
2.2.1 Géomorphologie .....	12
2.2.1.1 Description des coupes stratigraphiques .....	12
2.2.1.2 Analyses sédimentologiques .....	12
2.2.2 Dendrochronologie .....	14
2.2.2.1 Échantillonnage et traitement des échantillons .....	14
2.2.2.2 Datation et recensement des anomalies de croissance .....	16
2.2.2.3 Reconstruction de l'activité du cône à partir des cernes de croissance .....	18
2.2.3 Traitement des données météorologiques.....	22



CHAPITRE IV	
DISCUSSION .....	53
4.1 Fonctionnement hydrogéomorphologique du cône.....	53
4.1.1 Identification du processus hydrogéomorphologique par l'entremise de paramètres morphométriques .....	53
4.1.2 Stratigraphie et sédimentologie des dépôts et dynamique holocène .....	55
4.1.3 Nature et caractérisation des écoulements hyperconcentrés .....	60
4.2 Reconstruction dendrogéomorphologique de l'activité récente du cône .....	62
4.2.1 Considérations méthodologiques .....	63
4.2.1.1 Discrimination des causes d'anomalies de croissance.....	65
4.2.1.2 Taille minimale de l'échantillon .....	65
4.2.1.3 Rejet des cernes de bois juvénile .....	66
4.2.1.4 Pondération des réponses enregistrées et taux de réponse minimal .....	67
4.2.2 Relation fréquence-intensité.....	68
4.2.3 Fonctionnement du cône et conséquences .....	73
4.2.3.1 Déclencheurs météorologiques .....	73
4.2.3.2 Risque associé aux écoulements hyperconcentrés .....	76
CONCLUSION.....	80
RÉFÉRENCES.....	83

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation du site d'étude (N 49°9'39''; O 65°49'21''). (Source : Google Maps, 2010).....	6
1.2 Vue aérienne de l'emplacement du cône de déjection. (Source : Google Maps, 2010) .....	10
2.1 Échantillonnage d'arbres sur le cône .....	15
2.2 Distributions de probabilité de valeurs extrêmes .....	19
2.3 Données $X_1, \dots, X_9$ de l'échantillon et les excès correspondants $Y_1, \dots, Y_5$ au-delà d'un seuil $u$ . (D'après Embrechts, Klüppelberg et Mikosch, 1997).....	20
3.1 Tracé du cône de déjection McKenville et du bassin versant adjacent.....	25
3.2 Tracé du cône de déjection, des principaux chenaux d'écoulement et emplacement des coupes stratigraphiques .....	26
3.3 Impact des débris sur la microtopographie du terrain. A) Débris ligneux tombés dans le chenal principal; B) Fragments minéraux couvrant le lit du chenal principal; C) Cascade à l'apex du cône; D) Embâcle de débris ligneux dans le chenal principal; E) Lit d'un chenal secondaire couvert de débris ligneux et minéraux orientés dans le sens de l'écoulement .....	27
3.4 Schémas de la stratigraphie des coupes 0 à 5. Photographies : A) Coupe 1; B) Lits fins de l'unité 2 de la coupe 1; C) Coupe 2; D) Coupe 4.....	28
3.5 Diagrammes de Zingg (A-D) et diagramme triangulaire (E) présentant la morphologie des dépôts fluviaux et du cône de déjection .....	33
3.6 Relation entre les indices moyens d'émoussé et d'aplatissement (A) et d'aplatissement et de sphéricité (B). Chaque point représente la moyenne de 100 galets .....	34

3.7	Représentation de l'orientation et de l'inclinaison des lots de 50 cailloux (5-10 cm) sous forme de stéréogrammes. Les flèches indiquent l'orientation des sites où ont été effectuées les fabriques et les arcs de cercle leur inclinaison moyenne. Les statistiques des données directionnelles sont présentées dans le tableau ( $E_{1,2,3}$ = <i>eigenvalue</i> 1, 2, 3; K = paramètre de forme; C = paramètre de force.....	36
3.8	Moyenne et indice de triage des échantillons récoltés .....	37
3.9	Courbes granulométriques cumulées des échantillons récoltés. Les courbes sous la forme ombrée représentent les échantillons provenant d'alluvions .....	39
3.10	Diagramme triangulaire des proportions de graviers, sables, limons et argiles dans les échantillons récoltés. (D'après Graham et Midgley, 2000).....	39
3.11	Année de naissance des arbres échantillonnés .....	40
3.12	Âge des échantillons et nombre d'événements enregistrés. Les points ne sont pas à l'échelle des chenaux. ....	41
3.13	Histogramme événement-réponse des événements de forte intensité sur le cône de déjection McKenville. L'année 1934 marque le début de la chronologie réelle qui comprend huit événements extrêmes .....	42
3.14	Anomalies de croissance. A) Tronc incliné; B) Séquences de bois de réaction; C) Cicatrices d'impact .....	43
3.15	Étendue spatiale des événements de forte intensité sur le cône .....	47
3.16	Régression simple entre le taux de fonte (cm/jour) et le taux de réponse des arbres (%). ....	51
3.17	Dendrogramme issu de l'analyse de groupement des années de forte intensité. Les chiffres représentent la distance entre les années ou les grappes d'années .....	52
4.1	Schéma des scénarios pouvant expliquer l'entrelacement des dépôts observé dans la partie distale du cône et aux abords de la rivière Mont-Saint-Pierre. (D'après Florsheim, 2004) .....	58
4.2	Effet de la migration du lit de la rivière Mont-Saint-Pierre sur les dépôts du cône .....	59
4.3	Type d'écoulement selon la courbe résistance-concentration d'un mélange d'eau et de sédiments. (D'après Pierson, 2005) .....	61
4.4	Dynamique superficielle du cône. A) Écoulement limité dans le chenal principal pendant la période estivale; B) Profil longitudinal du chenal principal en seuils	



et en cuvettes ( <i>step pool</i> ); C) Chute d'un arbre qui augmente la rugosité du terrain; D) Tracé d'un chenal secondaire qui s'adapte à la végétation environnante.....	64
4.5 Événements de forte intensité identifiés par la dendrochronologie. Il est avancé que les années 1980, 2000 et 2003 sont associées à des événements érosifs suivis d'événements de recharge de moindre ampleur en 1988, 1996 et 2002 .....	69
4.6 Schéma de la probabilité d'occurrence des événements de forte intensité et de la période de retour en fonction de l'étendue spatiale. (D'après Salm, 1997) .....	70
4.7 Modèle conceptuel des modifications du volume de débris entraîné par divers processus hydrogéomorphologiques avec le temps. (D'après Jakob, Bovis et Oden, 2005).....	71
4.8 Schéma illustrant la dépendance des aléas hydrogéomorphologiques au temps et à l'espace. Le temps est présenté en unités arbitraires sur une échelle logarithmique. La position verticale représente la position transversale sur un cône de déjection en relation avec la largeur de ce dernier. La limite supérieure de la zone affectée se rétrécit plus le processus est récent et l'intensité typique diminue également. Le futur est envisagé en tant que reflet miroir du passé. (D'après Okunishi et Suwa, 2001).....	77
4.9 Effet de la construction de la route et des travaux d'entretien du ponceau sur la morphologie et l'activité du cône McKenville. (D'après Florsheim, Mount et Rutten, 2001).....	79

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Classes d'anomalies de croissance recensées lors de l'analyse des échantillons .....	17
2.2 Données météorologiques .....	22
3.1 Statistiques de triage des fractions inférieures à $-1 \Phi$ .....	38
3.2 Taux de réponse (%) .....	44
3.3 Statistiques de distance (D) et valeurs p des tests Kolmogorov-Smirnov effectués pour déterminer le seuil critique de taux de réponse des arbres échantillonnés.....	45
3.4 Données météorologiques pour les huit années d'écoulements de forte intensité .....	49
3.5 Fonte de la neige en 1969, 1988 et 2003.....	49
3.6 Scénarios météorologiques pour les huit années d'écoulements de forte intensité .....	51
4.1 Une comparaison entre les valeurs publiées par Wilford <i>et al.</i> (2004) et les résultats de la présente étude au niveau d'attributs de bassins versants sujets à des écoulements hyperconcentrés .....	55
4.2 Caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques des processus hydrogéomorphologiques de cône de déjection.....	57

## RÉSUMÉ

La péninsule gaspésienne est composée de petits bassins versants dont la dynamique fluviale est très sensible aux changements climatiques et environnementaux. Dans la perspective des changements climatiques en cours et anticipés, la variabilité des régimes d'écoulement, notamment ceux à charge sédimentaire liés aux cônes de déjection, devient moins prévisible et peut constituer un risque pour la sécurité publique, risque exacerbé par l'emplacement de ces cônes à l'interface versant-vallée.

La présente étude constitue une analyse dendrogéomorphologique d'un petit cône de déjection en milieu forestier dans le but d'en caractériser la dynamique en termes de fréquence et d'intensité. Une démarche rétrospective faisant appel à la dimension historique des événements de forte intensité est privilégiée. La stratigraphie et la sédimentologie des dépôts étudiés indiquent que le développement du cône est associé à l'occurrence d'écoulements hyperconcentrés, processus hydrogéomorphologique encore peu connu au Québec. L'utilisation de méthodes issues de la dendrochronologie retrace la dynamique spatiotemporelle au sein des chenaux d'écoulement avec une résolution annuelle pour la période récente.

Ces données fournissent un portrait précis des écoulements de forte intensité pour l'ensemble du XX<sup>e</sup> siècle et indiquent une récurrence approximative de neuf ans du processus à l'échelle du cône. Les déclencheurs météorologiques probables de ces événements extrêmes incluent des épisodes de pluie torrentielle ou une fonte nivale importante au printemps. Les résultats présentés apportent un éclairage nouveau sur la réponse des hydrosystèmes forestiers en contexte de changements climatiques.

Mots clés : Cône de déjection – dendrogéomorphologie – changements climatiques – écoulement hyperconcentré - risque

## INTRODUCTION

Les cônes de déjection sont des formes d'accumulation qui se retrouvent dans toutes les régions du monde, indépendamment du climat. Bien qu'ils soient largement répandus dans les milieux arides et semi-arides où ils ont été abondamment étudiés (Bull, 1977; Blair et McPherson, 1994a; Harvey, 2002), on en retrouve également dans les régions arctiques (Gustavson et Boothroyd, 1987; Matthews *et al.*, 1999; Kjaer *et al.*, 2004), les milieux alpins (Kostaschuk, MacDonald et Putnam, 1986; Schrott *et al.*, 2003; Crosta et Frattini, 2004), ainsi que dans les zones tempérées humides (Orme, 1989; Kochel, 1990; Ballantyne et Whittington, 1999; Jennings, Beirman et Southon, 2003) et tropicales humides (Kesel et Lowe, 1987; Brierly, Liu et Crook, 1993). Les cônes sont mis en place à l'interface entre les fronts montagneux et les vallées ou piedmonts adjacents, ce qui leur confère des caractéristiques uniques, d'un point de vue hydrologique, notamment une sensibilité accrue aux changements environnementaux (Blair et McPherson, 1994a). Leur développement requiert une source d'eau et de sédiments, un chenal d'écoulement (souvent un torrent de haute montagne) et un point de rupture de pente correspondant à une perte de compétence, laquelle favorise l'épandage de la charge sédimentaire vers le fond de la vallée (Bull, 1977).

Une particularité des cônes de déjection est leur propension à agir comme forme d'accumulation ou comme forme d'érosion (Wells et Harvey, 1987; Blair et McPherson, 1994a). Un cône sur lequel s'effectue de l'accumulation agit en tant que réservoir dans un hydrosystème forestier – constitué d'un bassin versant, d'un cône de déjection et d'un cours d'eau –, emprisonnant et entreposant les sédiments en provenance du bassin et dissociant du même coup les sources de sédiments en amont du drainage en aval. Cependant, si le cône devient encaissé sous l'effet de processus hydrogéomorphologiques érosifs, la continuité est alors rétablie au sein du système, reliant les sources sédimentaires et le réseau de drainage principal (Harvey, 1996). De cette façon, les cônes contrôlent le transport de sédiments dans le système, alors qu'ils sont eux-mêmes régis par la dynamique du même système. Par

conséquent, les cônes de déjection constituent un lieu privilégié de stockage de l'information au sujet de l'évolution des bassins versants (Ryder, 1971; Orme, 1989).

Trois principaux processus d'édification des cônes de déjection en milieu tempéré ont été identifiés: les écoulements fluviaux, les écoulements hyperconcentrés et les coulées de débris. Ces processus hydrogéomorphologiques se distinguent non seulement par leur concentration (pourcentage volumique) en sédiments (écoulements fluviaux : 0,4 à 20 %; écoulements hyperconcentrés : 20 à 50 %; coulées de débris : 50 à 80 %), mais aussi par leurs mécanismes de transport des sédiments (Beverage et Culbertson, 1964; Pierson et Costa, 1987; Costa, 1988; Wan et Wang, 1994). L'occurrence de l'un ou de l'autre de ces processus dépend de plusieurs facteurs, notamment de la lithologie, du régime hydrologique, du taux de recharge sédimentaire du bassin versant, du confinement topographique de la zone d'accumulation et du régime de précipitations (Wells et Harvey, 1987; Kochel, 1990; Blair, 1999). Ces processus laissent dans leur sillage des dépôts distincts qui permettent leur identification. En raison des mécanismes de fonctionnement et des potentiels de destruction variés de ces processus hydrogéomorphologiques, l'étape d'identification est primordiale puisqu'elle dictera les mesures de gestion du risque les mieux adaptées à la dynamique du cône. À titre d'exemple, la hauteur d'eau maximale d'un écoulement hyperconcentré peut atteindre le double de celle d'un écoulement fluvial (Hungry *et al.*, 2001), et ce, pour le même apport en précipitations et malgré l'apparence similaire des deux processus au premier abord. Bien qu'en théorie ils soient généralement appréhendés comme des éléments distincts, ces processus se présentent plutôt comme un *continuum* de caractéristiques d'écoulement et de concentrations de sédiments dans la nature (Johnson et Rodine, 1984; Costa, 1988; Beaty, 1990; Batalla *et al.*, 1999; Matthews *et al.*, 1999). En effet, dans un seul chenal de drainage, les trois processus peuvent survenir de manière successive lors d'un même événement.

Au Québec, la dynamique hydrogéomorphologique des cônes de déjection est particulièrement active en Gaspésie septentrionale où ces derniers peuvent être comptés par dizaines le long des vallées d'origine glaciaire (Hétu, 2008). Cette région est composée de petits et moyens bassins versants où la dynamique hydrogéomorphologique est fortement dépendante du relief accidenté, ce qui leur confère une grande sensibilité aux changements climatiques et environnementaux (Bourdon *et al.*, 2008). Cette sensibilité s'accompagne

parfois de réponses hydrogéomorphologiques rapides et intenses qui peuvent représenter un risque pour la sécurité publique et les infrastructures routières (Boyer *et al.*, 2008). En effet, le dynamisme de ces hydrosystèmes entre parfois en conflit avec les infrastructures routières statiques (ponts, ponceaux, conduits, etc.) qui perdent leur fonction en s'endommageant; d'où l'importance d'adapter la construction et l'installation de ces structures au milieu naturel qui leur est destiné afin d'en assurer l'utilité et la pérennité.

L'aléa hydrogéomorphologique que constitue l'activité des cônes de déjection en milieu forestier a été décrit en détail par VanDine (1985) et Kellerhals et Church (1990). Cependant, il n'existe aucun corpus de recherche concernant les pratiques forestières sur les cônes, pas plus qu'il n'existe une classification de l'aléa qui pourrait faciliter la gestion des cônes en milieu forestier. Ainsi, cet aléa n'est que rarement pris en compte dans la planification forestière (Wilford *et al.*, 2005) et dans d'autres types d'activités humaines en région montagneuse. De plus, en raison de leur pente faible et de leur surface légèrement convexe, les cônes de déjection sont à ce jour peu reconnus par les gestionnaires du territoire comme des sites à risque, porteurs d'un potentiel de destruction important (Zarn et Davies, 1994; Millard *et al.*, 2010). À titre d'exemple, les directives du Ministère des Transports du Québec concernant les dimensions des ponceaux routiers tiennent seulement compte des débits d'écoulements fluviaux dans les calculs de débits de pointe (MRN, 1997), ignorant de ce fait l'éventualité que le site à l'étude représente le chenal d'écoulement d'un cône de déjection plutôt sujet à des écoulements hyperconcentrés ou à des coulées de débris, pouvant entraîner des conséquences toutes autres, et souvent catastrophiques, sur le réseau routier.

Selon certains, la voie du futur de la recherche sur les cônes de déjection prend donc la forme d'études sur les risques associés aux processus hydrogéomorphologiques des cônes (Slaymaker, 1996; Davies et McSaveney, 2008; Giles, Nichols et Wilford, 2010). La variabilité déjà importante des précipitations en milieu montagneux étant appelée à s'accroître dans un contexte de changements climatiques, il est en effet probable que les processus hydrogéomorphologiques contribuant au développement des cônes de déjection répondent par une activité accrue et s'imposent ainsi comme un risque naturel plus présent qu'auparavant. Ces modifications éventuelles pourraient amplifier les tensions déjà existantes entre les infrastructures routières et le dynamisme des hydrosystèmes forestiers.

L'impact de cette variabilité climatique accrue sur les processus hydrogéomorphologiques intéresse de plus en plus de chercheurs. Cela dit, les cônes de déjection en milieu forestier ont reçu jusqu'à présent un intérêt limité de la part de la communauté scientifique (Wilford *et al.*, 2004; 2005). Sans doute attribué au fait que l'activation des cônes est souvent catastrophique, survenant à la suite de pluies torrentielles, d'une fonte rapide de la neige ou du drainage de lacs formés par des barrières naturelles, telles que des moraines ou des débris de glissements de terrain (Wells et Harvey, 1987; Blair, 2001; Lowey, 2002), l'observation directe des événements diachroniques est difficile, voire peu probable. De plus, les caractéristiques hydrogéomorphologiques de tels événements sont souvent masquées par le couvert végétal, rendant leur investigation plus ardue que sur des cônes dénudés en milieu aride. Par conséquent, il existe encore peu de données scientifiques concernant la dynamique de ces formes et des processus qui les modèlent. Dans le but de pallier ces lacunes, certains ont tenté d'établir des relations entre diverses caractéristiques de bassins versants (superficie, lithologie, relief, couvert végétal) – aisément déterminées par voie aérienne ou à l'aide de modèles numériques de terrain – et la dynamique des cônes de déjection associés (Kostaschuk, MacDonald et Putnam, 1986; Wells et Harvey, 1987; Blair, 1999e; Wilford *et al.*, 2004; 2005). Ces travaux ont montré, entre autres, qu'il est possible d'identifier le processus d'édification d'un cône à partir de paramètres simples tels que la longueur du bassin versant et le coefficient de Melton (dénivelé du bassin versant /  $\sqrt{\text{superficie du bassin versant}}$ ).

Dans cette perspective, l'étude proposée dans le cadre de ce mémoire constitue une analyse dendrogéomorphologique dont l'objectif principal est de documenter la dynamique récente d'un petit cône de déjection forestier en Gaspésie septentrionale. L'approche dendrogéomorphologique adoptée allie des techniques provenant de la dendrochronologie – l'étude des cernes de croissance des arbres – et des techniques issues de la géomorphologie – l'étude des formes et des dépôts de surface. Ce travail a pour but de déterminer la nature ou des processus géomorphologique(s) contribuant au développement du cône, avec un intérêt particulier pour les événements de forte intensité couplés à des conditions météorologiques extrêmes, susceptibles d'endommager les infrastructures routières environnantes.

Trois objectifs secondaires sont poursuivis : 1) la caractérisation de la morphométrie du bassin versant et du cône de déjection à l'étude; 2) l'identification du processus hydrogéomorphologique principal contribuant au développement du cône à l'aide de données stratigraphiques et sédimentologiques; 3) la reconstitution de l'activité récente du cône avec la résolution annuelle que permet l'analyse des anomalies de croissance dans les cernes des arbres. Les événements de forte intensité, dans la mesure où ils entravent les activités humaines et/ou endommagent les infrastructures, sont considérés comme un aléa naturel dont la période de retour est calculée à l'aide des données dendrochronologiques.

À ce jour, les études dendrogéomorphologiques sur les cônes de déjection se sont intéressées principalement aux coulées de débris dévastatrices sur des cônes à forte pente (> 10 degrés) (Butler, 1979; Hupp, Osterkamp et Thornton, 1984; Jackson Jr, Kostaschuk et MacDonald, 1987; Marchi, Arattano et Deganutti, 2002 ; Stoffel *et al.*, 2005). L'application de cette approche sur des cônes de déjection à pente faible (2 à 6 degrés), sujets à des écoulements hyperconcentrés ou à d'autres types d'écoulements, en est à ses débuts (Caron Fournier, 2009; Mayer *et al.*, 2010). La présente étude constitue la première du genre au Québec et au Canada.

En l'absence de données historiques sur l'activité hydrogéomorphologique du cône de déjection à l'étude, les résultats obtenus permettent ainsi de reconstruire la chronologie des événements hydrogéomorphologiques de forte intensité pour la période récente et à l'échelle du cône, procurant du même coup un outil de gestion des infrastructures adjacentes. Les conclusions présentées apportent un éclairage nouveau sur la réponse des hydrosystèmes forestiers de petite taille en contexte de changements climatiques.



## CHAPITRE I

### RÉGION ET SITE D'ÉTUDE

#### 1.1 La région d'étude

Cette étude a été menée dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, située dans la partie septentrionale de la péninsule gaspésienne, à quelque 800 km à l'est de Montréal et 600 km de la ville de Québec (fig. 1.1). Le cône de déjection se trouve à 7,5 km de la côte et est alimenté par la coulée à McKenville.

##### 1.1.1 Contexte géologique

La région d'étude se situe à la limite nord-est du complexe physiographique des Appalaches. Les Appalaches sont issues de deux orogénèses : l'orogénèse taconienne (fin de l'Ordovicien) et l'orogénèse acadienne (Dévonien supérieur) qui ont déformé et plissé le



**Figure 1.1** Localisation du site d'étude (N 49°9'39''; O 65°49'21''). (Source : Google Maps, 2010).

matériel rocheux (Enos, 1969). Les roches de la région datent du Cambro-Ordovicien et font partie du groupe de Québec et de la formation de Cloridorme (Landry et Mercier, 1992; Brisebois et Brun, 1994). La pétrographie de cette formation est constituée principalement d'une séquence de flysch légèrement métamorphosé, composée de schiste argileux, de schiste ardoisier, de grauwacke, d'un peu de calcaire et de conglomérat (De Römer, 1977). Finement litées et fortement diaclasées, ces roches s'avèrent très peu résistantes et particulièrement sensibles aux cycles de gel-dégel qui les débitent aisément (Hétu, 2008). La formation superficielle la plus répandue est une altérite caillouteuse, riche en limons, de moins d'un mètre d'épaisseur et plus ou moins remaniée par les processus de versant. Elle est essentiellement le résultat de la météorisation postglaciaire qui s'est produite au niveau des polis glaciaires (Hétu, 2008).

#### 1.1.2 Contexte géomorphologique

La physiographie de la portion septentrionale de la Gaspésie permet de distinguer trois niveaux de plateau d'origine pré-Quaternaire, soit : 1) le plateau gaspésien (400 à 600 m d'altitude); 2) le plateau des Chic-Chocs (790 à 900 m d'altitude); et 3) le plateau des monts McGerrigle et Albert (1 000 à 1 100 m d'altitude) (Hétu et Gray, 1985). La région à l'étude fait partie du plateau gaspésien qui est découpé par plusieurs vallées d'origine glaciaire prenant fin au contact du golfe du Saint-Laurent. La glaciation wisconsinienne a atteint son apogée il y a environ 18 000 ans BP. Vers 16 000 ans BP, le territoire était toujours occupé par une calotte glaciaire dont les contours suivaient de façon générale le tracé des côtes actuelles (Hétu et Gray, 2002; Dyke, Moore et Robertson, 2003). Cette calotte s'est ensuite fractionnée en masses glaciaires résiduelles qui ont fondu à des rythmes variés. La déglaciation totale du secteur remonte à 12 500 ans BP environ pour le littoral et de 10 500 à 10 000 ans BP pour la Gaspésie centrale (Richard *et al.*, 1997). Les traces du passage des glaciers sont nombreuses, les vallées ayant été surcreusées et élargies, favorisant l'apparition d'abrupts d'érosion (Hétu et Gray, 1985). Parallèlement à la déglaciation, la mer de Goldthwait a envahi les basses vallées du nord de la péninsule. La limite atteinte par cette étendue d'eau dans la vallée de Mont-Saint-Pierre se situe entre 55 et 65 m d'altitude (Hétu et Gray, 1980).

Les Appalaches gaspésiennes sont très riches en cônes de déjection postglaciaires (Hétu et Gray, 1980), dont la plupart sont maintenant recouverts de forêt. Ils occupent le fond des vallées et reposent sur des épandages fluvioglaciaires, des terrasses marines ou encore sur des terrasses fluviales (Hétu et Gray, 1980). Le rayon des cônes de déjection varie de quelques dizaines à plus de 550 mètres, tandis que leur pente à l'apex se situe entre 5 et 14 degrés (Hétu et Gray, 1980). On distingue deux types de cônes alluviaux : les cônes caillouteux et les cônes limoneux (Hétu, 2008). Les grands cônes caillouteux sont associés à des reliefs vigoureux et sont alimentés par des écoulements torrentiels compétents susceptibles de transporter des charges très grossières allant des graviers aux blocs pluridécimétriques. Actifs depuis la déglaciation, ces cônes, plutôt monotones d'un point de vue stratigraphique et sédimentologique, présentent peu de variation verticale de faciès (Caron Fournier, 2009). Quant aux petits cônes limoneux, ils sont plutôt associés à des reliefs de collines surbaissées qui atteignent tout au plus quelques dizaines de mètres de dénivelé. Ils sont entretenus par des écoulements de sous-bois à compétence faible qui transportent essentiellement des limons, des débris organiques et un peu de sable (Hétu, 2008).

Au-delà de la recherche effectuée sur l'évolution de la déglaciation de la péninsule gaspésienne et des formes associées, plusieurs processus de versants ont fait l'objet d'études dans la vallée de Mont-Saint-Pierre. Ceux qui ont été étudiés sont les suivants : 1) les chutes de glace de paroi (Groleau, 1994; Gauthier, en cours); 2) les coulées de pierres glacées (Hétu, Van Steijn et Bertran, 1995; Lafortune, Filion et Hétu, 1997); 3) les coulées de débris (Jacob, 2001); et 4) les avalanches de neige (Dubé, Filion et Hétu, 2004; Germain, Filion et Hétu, 2005, 2009; Germain, Hétu et Filion, 2010). Récemment, dans la vallée de l'Anse-Pleureuse, un petit cône alluvial alimenté par des écoulements hyperconcentrés a été étudié. Cette étude constituait la première de la sorte dans la région (Caron Fournier, 2009).

### 1.1.3 Climat régional

Le relief accidenté de la péninsule gaspésienne et la présence d'importantes masses d'eau environnantes façonnent le climat et provoquent des variations climatiques considérables à l'échelle locale. Dans l'ensemble, le climat est de type continental humide, caractérisé par un hiver froid, long et neigeux et par un été court, chaud et légèrement humide

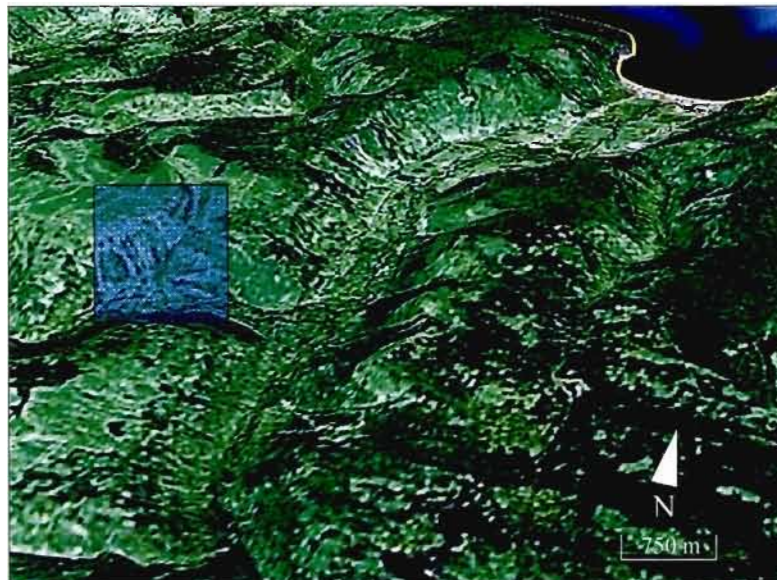
(Landry et Mercier, 2002). La température moyenne annuelle, de l'ordre de 3,5 °C au niveau de la mer, passe à 0 °C vers 600 m d'altitude et à -4 °C au sommet du mont Jacques-Cartier (1 270 m), le point culminant de la Gaspésie (Gagnon, 1970). Les précipitations annuelles, bien réparties sur l'ensemble de l'année et dont environ 40 % tombe sous forme de neige, vont de 800 mm au niveau de la mer à plus de 1 500 mm au sommet des monts Chic-Chocs (Gagnon, 1970). En raison de l'influence maritime, le climat se définit par l'alternance de périodes chaudes et froides, favorisant ainsi de nombreux épisodes de redoux au cours de l'hiver (Germain, Filion et Héту, 2009). L'effet orographique et l'influence des masses d'air océaniques provoquent une variabilité spatiale très marquée des précipitations en terrain montagneux. En l'occurrence, une cellule orageuse déversant des précipitations sur un site donné peut ne laisser aucune trace sur un site à quelques centaines de mètres plus loin.

#### 1.1.4 Végétation

Le gradient climatique altitudinal est responsable de l'étagement de la végétation depuis les forêts de feuillus aux forêts de conifères. Aux plus basses altitudes (< 60 à 80 m), l'érable à sucre (*Acer saccharum* Marsh.) domine les sites mésiques. Au cours du XX<sup>e</sup> siècle, les peuplements d'érable à sucre ont été largement fragmentés par des activités de coupe forestière dans la vallée, les confinant ainsi aux pieds des pentes (Germain, Filion et Héту, 2005). Une forêt mixte de sapin baumier [*Abies balsamea* (L.) Mill.] - bouleau jaune (*Betula alleghaniensis* Britton) couvre les altitudes entre 80 et 300 m, alors que le bouleau jaune est remplacé par le bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marsh.) entre 300 et 600 m (Labelle et Richard, 1984; Payette et Boudreau, 1984). Suit alors la forêt subalpine (600 à 1 000 m) dominée par un assemblage d'épinette blanche [*Picea glauca* (Moench) Voss], d'épinette noire [*Picea mariana* (Mill.) BSP] et de sapin baumier (Richard et Labelle, 1989). La toundra alpine se trouve à une altitude supérieure à 1 000 m (Payette et Boudreau, 1984).

#### 1.2 Le cône de déjection McKenville

Le cône de déjection de la coulée à McKenville est situé à 7,5 km à vol d'oiseau de la rive nord de la péninsule gaspésienne dans la vallée de Mont-Saint-Pierre (N 49°9'39"; O 65°49'21") (fig. 1.2). Le cône est entièrement forestier, colonisé par une forêt mixte de



**Figure 1.2** Vue aérienne de l'emplacement du cône de déjection.  
(Source : Google Earth, 2010).

sapin baumier et de bouleau jaune. Les dernières activités de coupe forestière dans le bassin versant de la coulée à McKenville datent de 1986-1987, comme l'indiquent les photographies aériennes du secteur. Le déboisement du plateau sommital a eu pour conséquence la formation et le déclenchement d'avalanches de neige (Germain, Filion et Hétu, 2005), ce qui a pu contribuer à une dynamique sédimentaire accrue sur le cône.

La partie distale du cône est traversée par la route de la rivière Mont-Saint-Pierre, une route secondaire qualifiée «d'accès aux ressources» par le Ministère des Transports, qui donne accès à divers secteurs de coupe forestière ainsi qu'au Parc National de la Gaspésie. Cette route fait office de délimitation artificielle entre le versant et la rivière Mont-Saint-Pierre qui coule dans le fond de la vallée. Les travaux d'excavation (déblai et remblai) liés à la construction et à l'entretien de la route ont modifié le niveau de base et le profil en long du cône et de ses principaux chenaux d'écoulement, ce qui a pu mener à un encaissement accru des chenaux situés vers l'amont du cône et à une accélération du transit sédimentaire (Florsheim, Mount et Rutten, 2001). Un ponceau doit normalement assurer l'évacuation des sédiments du cône vers le fond de la vallée, cependant des interventions récurrentes du Ministère des Transports sont nécessaires afin de nettoyer les débordements bloquant la route (Luc St-Pierre, communication personnelle, 28 avril 2010). Malgré le fait que plusieurs cônes dans la région présentent un enjeu similaire, très peu d'études ont analysé cette problématique.



## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

#### 2.1. Choix du site d'étude et cartographie

Un écoulement torrentiel de forte intensité survenu en 2000, dont les marques laissées dans le paysage ont été observées quelques mois plus tard, a suscité l'intérêt pour cette recherche. L'analyse faisant l'objet de la présente étude a débuté en 2009.

Le cône de déjection a tout d'abord été parcouru dans sa totalité afin de recenser, cartographier et mesurer les caractéristiques géomorphologiques du site. Cette reconnaissance a offert une vue d'ensemble du terrain à investiguer et a permis de déterminer les emplacements clés pour l'échantillonnage. Le chenal d'écoulement principal ainsi que les chenaux secondaires représentaient les repères majeurs du site et ont donc fait l'objet d'une cartographie détaillée, complétée par des notes sur la présence d'accumulations de débris, sur les caractéristiques sédimentologiques des types de dépôts recouvrant le lit des chenaux et sur l'âge de la végétation environnante. Les mesures au GPS ne fournissant pas la précision désirée en raison des sommets environnants et de la densité du couvert forestier, la cartographie du cône a été effectuée à l'aide d'un galon à mesurer, d'un clinomètre et d'une boussole Brunton (précision  $\pm 1^\circ$ ).

Les informations récoltées ont été intégrées dans le logiciel ArcMap 9.2 (ESRI, 2006) afin d'en tirer divers paramètres et indices morphométriques relatifs au cône et au bassin versant (BV) adjacent tels que la superficie, la longueur, le dénivelé, la pente et le coefficient de Melton (Melton, 1957), obtenu par l'équation suivante :

$$\frac{\text{Dénivelé}(BV)(km / km)}{\sqrt{\text{Superficie}(BV)(km^2)}} \quad (1)$$

## 2.2. Approche dendrogéomorphologique

Afin de procéder à l'analyse du site d'étude, une approche dendrogéomorphologique a été employée. Cette approche allie des techniques issues de la dendrochronologie – l'étude de la morphologie et des cernes de croissance des arbres – et de la géomorphologie – l'étude des formes et des dépôts de surface. La dendrochronologie permet de déterminer la récurrence du processus responsable de l'édification du cône de déjection alors que la géomorphologie permet d'identifier la nature exacte de ce processus.

### 2.2.1. Géomorphologie

#### 2.2.1.1. Description des coupes stratigraphiques

Dans la mesure où l'événement torrentiel de 2000 a incisé un chenal principal d'un à deux mètres de profondeur sur toute la longueur du cône, plusieurs coupes stratigraphiques ont été dégagées. Quatre coupes le long du chenal principal, fournissant une représentation complète des divers faciès du chenal, ont été légèrement nettoyées à l'aide d'une truelle et décrites selon la méthode de Krüger et Kjaer (1999). En vue de comparer la stratigraphie du cône avec celle des dépôts riverains de la rivière Mont-Saint-Pierre – vers laquelle sont acheminés les sédiments du cône – deux coupes supplémentaires ont été décrites, l'une à proximité de l'exutoire du cône où se trouve un ponceau en bordure de la rivière et l'autre à quelque 400 mètres en aval de cette dernière. Pour chacune des coupes, des échantillons de chaque unité stratigraphique décrite ont été prélevés pour fins d'analyses sédimentologiques subséquentes.

#### 2.2.1.2. Analyses sédimentologiques

Les descriptions stratigraphiques ont été complétées par diverses analyses sédimentologiques. L'analyse granulométrique des fractions grossières (0,063 mm à 2 mm) a été effectuée suivant la méthode du tamisage simple de Sheldrick (1984) en utilisant l'échelle granulométrique de Blair et McPherson (1999). Les fractions fines (< 0,063 mm) ont été analysées par diffraction laser à l'aide d'un sédigraphe Analysette 22 (Fritsch GmbH, 2004). Les courbes granulométriques des deux groupes de fractions ont par la suite été greffées l'une

à l'autre et analysées à l'aide du logiciel Analysette 22 (Fritsch GmbH, 2004). Les indices granulométriques ont été calculés sur les fractions dont la taille est comprise entre 0 et 2 mm ( $6,6 \text{ à } -1 \phi$ ), suivant la méthode graphique de Folk et Ward (1957). Ces indices sont calculés selon les formules suivantes :

a) moyenne

$$\frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} ; \quad (2)$$

b) triage

$$\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} . \quad (3)$$

L'analyse morphométrique des cailloux prélevés dans les dépôts du cône et de la rivière a été réalisée par des mesures le long de trois axes ( $a$  : longueur,  $b$  : largeur et  $c$  : épaisseur) sur des lots de 100 galets de 5 à 10 cm de longueur. Ces mesures ont permis de calculer divers indices de forme :

a) émoussé (Cailleux et Tricart, 1959)

$$2r/a \times 1000 \quad (4)$$

où  $r$  représente le plus petit rayon de courbure dans le plan formé par  $a$  et  $b$ , tel que déterminé par une cible d'émoussé;

b) aplatissement (Cailleux et Tricart, 1959)

$$[(a + b) / 2c] ; \quad (5)$$

c) sphéricité (Krumbein, 1941)

$$^3\sqrt{(bc/a^2)} . \quad (6)$$

La forme des cailloux a été représentée à l'aide de diagrammes de Zingg (1935) et de diagrammes triangulaires par l'entremise du programme Tri-Plot (Graham et Midgley, 2000). Afin d'investiguer l'évolution latérale et verticale des écoulements, des mesures d'orientation



(azimut du grand axe  $a$ ) et d'inclinaison (plongée de l'axe  $a$  par rapport à l'horizontale) ont été prises à l'aide d'un clinomètre Brunton sur des lots de 50 cailloux et ont été intégrées pour fins d'analyse dans le logiciel Stereo32 (Iler et Trepmann, 2008).

## 2.2.2. Dendrochronologie

### 2.2.2.1. Échantillonnage et traitement des échantillons

Au total, 165 arbres ont été échantillonnés sur le cône, uniquement du sapin baumier [*Abies balsamea* (L.) Mill.]. Le choix de cette espèce s'est avéré évident en raison de plusieurs caractéristiques inhérentes : son omniprésence sur le site, sa facilité d'échantillonnage par comparaison aux feuillus et sa sensibilité élevée aux forçages mécaniques externes. Pour ces raisons, le sapin baumier est reconnu en tant qu'indicateur de haute résolution dans la reconstitution spatiotemporelle de processus géomorphologiques par l'entremise de méthodes dendrochronologiques (Strunk, 1997). Les échantillons ont été prélevés soit sous forme de galettes (sections transversales du tronc des plus petits arbres) avec une sciote, soit sous forme de carottes (bâtonnets pris dans les rayons d'excentricité maximale des plus gros arbres) avec une sonde de Pressler de 5 mm.

Le choix des arbres à échantillonner a été effectué par l'observation de blessures mécaniques externes (ex. cicatrices d'abrasion, tronc inclinés, systèmes racinaires partiellement exposés) et en fonction de la microtopographie du terrain (fig. 2.1). Une difficulté courante lors de l'analyse des cernes de croissance des arbres endommagés consiste à discriminer les blessures et anomalies de croissance liées au processus à l'étude de celles liées à d'autres types de perturbations. C'est à cet égard que l'observation détaillée des caractéristiques géomorphologiques du site prend toute son importance. Maintes précautions ont été prises afin d'assurer une fiabilité maximale à la relation causale entre la blessure ou l'anomalie observée et le fonctionnement du cône. Par exemple, lorsque la blessure que présentait un arbre semblait avoir été causée par un agent autre que l'écoulement (ex. : un arbre tombé ou les griffes d'un animal), l'arbre était automatiquement rejeté de l'échantillonnage. Le prélèvement de chaque échantillon a été accompagné de sa numérotation, de photographies et de la prise de notes sur la position exacte de l'arbre, sa circonférence, l'emplacement et l'orientation de la blessure, la hauteur de prise de



**Figure 2.1** Échantillonnage d'arbres sur le cône.

l'échantillon ainsi que les caractéristiques spécifiques de la microtopographie environnante. De retour au laboratoire, chaque échantillon a été sablé maintes fois avec une sableuse Delta à des grains de plus en plus fins (80 à 300) afin que tous les cernes soient révélés et que l'on puisse procéder à la datation des échantillons et au recensement des anomalies de croissance visibles.

#### 2.2.2.2. Datation et recensement des anomalies de croissance

De toutes les stratégies d'auto-optimisation mécaniques des arbres, la dendrogéomorphologie prend particulièrement avantage de l'excentricité et du bois de réaction comme indicateurs des conditions environnementales passées (Schweingruber, 1993). L'efficacité de cette méthode découle du fait que tout changement datable dans la croissance d'arbres inclinés indique un type et une intensité d'événement particuliers. À ce jour, les anomalies de croissance ont été largement employées pour recueillir de l'information sur des événements passés et pour compléter des registres historiques (Hupp, Osterkamp et Thornton, 1984; Strunk, 1991; Baumann et Kaiser, 1999), pour reconstruire la fréquence et l'intensité de certains événements (Butler, 1979; Strunk, 1997; May et Gresswell, 2004; Stoffel *et al.*, 2008) et pour en déterminer l'étendue spatiale (Mayer *et al.*, 2010).

Afin de localiser et de dater les anomalies de croissance visibles dans les cernes des arbres, les échantillons ont été examinés à l'aide d'un microscope binoculaire. La datation a été effectuée en dénombrant les cernes de croissance sur deux ou trois rayons. Quant aux anomalies, trois types de blessure ont été relevés : les cicatrices d'impact, les séquences de bois de réaction et les canaux résinifères traumatiques. Ces types d'anomalie ont été démontrés comme étant les meilleurs indicateurs de mouvements gravitaires et d'écoulements sédimentaires (Shroder, 1978; Stoffel et Bollschweiler, 2008; Germain, Filion et Héту, 2009). Les cicatrices se présentent comme des lésions plus ou moins profondes de l'écorce et du bois de l'arbre souvent causées par l'impact d'un projectile (ex. : bloc, branche, etc.) Le bois de réaction est un bois de couleur plus foncée qui est produit à la suite d'un forçage mécanique du tronc d'arbre, comme la déstabilisation de sa position verticale. La réponse de l'arbre est alors de produire du bois de réaction, ou du bois de compression dans le cas des conifères, afin que l'arbre se redresse et retrouve sa position verticale. Les canaux

résinifères traumatiques se forment quant à eux dans le xylème secondaire de certaines espèces résineuses – dont le sapin baumier – suite à une blessure d'impact. Dans la mesure où l'impact survient pendant la période de croissance de l'arbre, la production de résine commence quelques jours après l'événement et l'apparition de canaux suit de quelques semaines (Ruel, Ayers et Lorio, 1998; Luchi *et al.*, 2005), permettant ainsi la reconstruction de la perturbation (Stoffel, 2008).

Puisque certaines blessures sont plus significatives que d'autres, des classes d'indicateurs ont été créées, selon une méthode modifiée de Luckman et Fraser (2001) (tabl. 2.1). Les cicatrices d'impact et les canaux résinifères traumatiques ont été catégorisés comme des indicateurs de classe 1. Les séquences de bois de réaction orientées dans le même sens que l'écoulement (vers l'aval), couvrant au minimum 20 % de la superficie de la section transversale et d'une durée supérieure ou égale à deux ans représentaient également

**Tableau 2.1**  
Classes d'anomalies de croissance recensées lors de l'analyse des échantillons

<b>BOIS DE RÉACTION</b>				
<b>Classe</b>	<b>Critères</b>			
	<b>Durée (ans)</b>	<b>% cerne affecté</b>	<b>Étendue (°)</b>	<b>Orientation*</b>
<b>1</b>	≥ 2	100 % tous les cernes	≥ 60°	M
<b>2</b>	≥ 2	100 % cerne 1 ; 50 % cerne 2	≥ 60°	P
<b>3</b>	≥ 2	50 % cerne 1 ; ≥ 30 % cerne 2	≥ 60°	O
<b>4</b>	≥ 1	min. 50 % 1 seul cerne	≥ 60°	X
<b>CICATRICES</b>				
<b>Classe</b>	<b>Étendue (°)</b>			
<b>1</b>	≥ 90 °			
<b>CANAUX RÉSINIFÈRES TRAUMATIQUES</b>				
<b>Classe</b>	<b>Étendue (°)</b>			
<b>1</b>	≥ 60 °			

\*M : même sens que l'écoulement (vers l'aval); P : perpendiculaire au sens de l'écoulement; O : opposé au sens de l'écoulement (vers l'amont); X : sans égard au sens de l'écoulement.

des indicateurs de classe 1. Les séquences de bois de réaction orientées perpendiculairement au sens de l'écoulement et d'une durée supérieure ou égale à deux ans correspondaient aux indicateurs de classe 2. Les indicateurs de classe 3 incluaient les séquences de bois de réaction d'une durée supérieure ou égale à deux ans et orientées dans le sens opposé à l'écoulement (vers l'amont). Les séquences de bois de réaction n'affectant qu'un seul cerne, sans égard à l'orientation, ont été considérées comme des indicateurs de classe 4. Il est important de noter que puisque les jeunes arbres de petit diamètre sont fortement susceptibles à la déformation (Stoffel et Bollschweiler, 2008), les 10 premiers cernes à partir du cœur n'ont pas été considérés lors de l'analyse du bois de réaction.

### 2.2.2.3. Reconstruction de l'activité du cône à partir des cernes de croissance

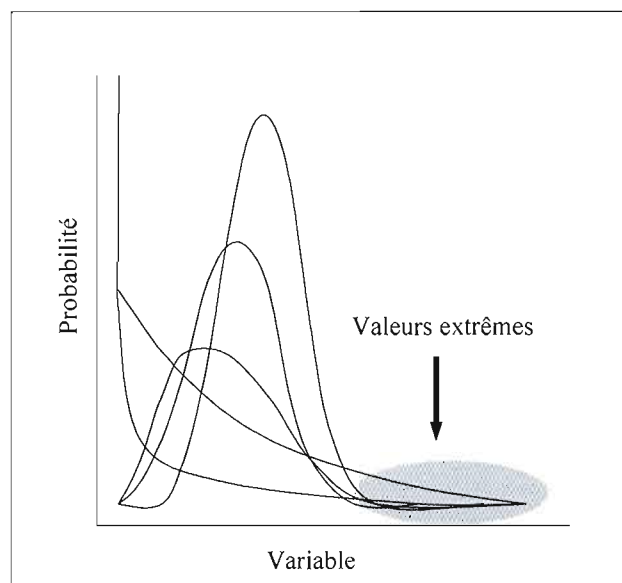
Les étapes détaillées ci-dessus permettent de mettre en évidence les années où les arbres ont été davantage endommagés par rapport aux autres années, indiquant une activité importante du cône. L'identification des événements a été fondée sur une analyse événement-réponse, proposée par Shroder (1978, 1980) et modifiée par Butler et Malanson (1985). Cette méthode consiste en la représentation graphique de la morphologie interne des échantillons afin de déterminer les dates précises des événements survenus dans le passé. Afin d'éviter une surestimation des anomalies de croissance en raison du nombre croissant d'arbres vivants dans la portion récente de la chronologie, un taux de réponse a été évalué. Pour chaque année  $t$ , le taux de réponse (TR; 0 à 100 %) a été calculé en fonction du nombre d'arbres présentant des blessures par rapport au nombre d'arbres vivant à l'année  $t$  :

$$TR = \left( \sum_{i=1}^n Rt \right) / \left( \sum_{i=1}^n Nt \right) \times 100\% \quad (7)$$

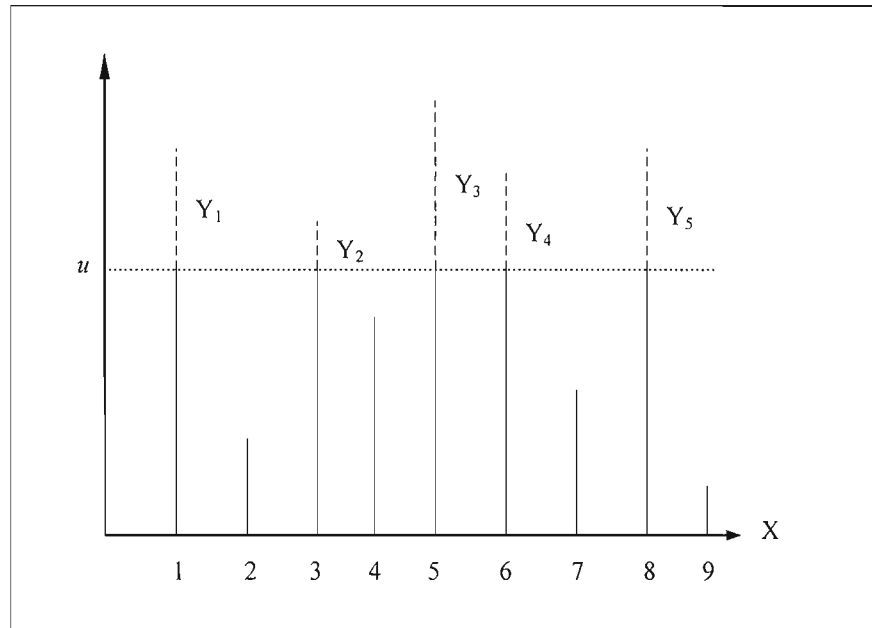
où  $R$  représente la réponse suite à un événement pour l'année  $t$  et  $N$  le nombre d'arbres vivants à l'année  $t$ . Seules les années présentant une taille d'échantillon supérieure ou égale à 10 arbres ont été considérées dans la chronologie afin d'éviter une surestimation du taux de réponse causée par un nombre d'arbres trop restreint.

Un seuil a par la suite été établi afin de départager les années extrêmes des années normales. Les seuils proposés dans des études similaires varient entre 10 % et 40 % (Butler, Malanson et Oelfke, 1987; Stoffel et Bollschweiler, 2008; Germain, Filion et Héту, 2009). D'autres ont plutôt utilisé un seuil variant en fonction de la moyenne du taux de réponse plus un écart type (Larocque, Héту et Filion, 2001; Boucher, Filion et Héту, 2003). Cependant, puisque les taux de réponse ne suivent pas une distribution normale, mais bien une distribution de valeurs extrêmes (Germain et Ouellet, en prép.), l'utilisation de la moyenne et des écarts types traditionnels est malavisée. L'intention est d'ajuster le seuil – adapté à la distribution d'échantillons de l'étude – qui fera la distinction entre les années où un événement de forte intensité est survenu et le reste des années, où la réponse des arbres échantillonnés est trop faible pour l'attribuer à un fonctionnement important du cône.

Dans cette optique, ce sont alors les valeurs extrêmes de la distribution de probabilité d'un événement qui sont d'intérêt (fig. 2.2). Puisque les valeurs extrêmes se comportent différemment du reste des données d'une distribution, les modèles utilisés doivent cibler les valeurs au-delà d'un certain seuil. L'excès  $Y$  de la variable  $X$  au-delà du seuil  $u$  est défini par  $X - u$  quand  $X > u$  (fig. 2.3). La fonction de survie  $\bar{F}_u$  d'un excès au-delà de  $u$  est donnée pour  $y > 0$  par :



**Figure 2.2** Distributions de probabilité de valeurs extrêmes.



**Figure 2.3** Données  $X_1, \dots, X_9$  de l'échantillon et les excès correspondants  $Y_1, \dots, Y_5$  au-delà d'un seuil  $u$ . (D'après Embrechts, Klüppelberg et Mikosch, 1997).

$$\begin{aligned}
 \bar{F}_u(y) &= P(Y > y) \\
 &= P(X - u > y \mid X > u) \\
 &= \frac{P(X - u + y, X > u)}{P(X > u)} \\
 &= \frac{\bar{F}(u + y)}{\bar{F}(u)}.
 \end{aligned} \tag{8}$$

Lorsque le seuil est grand, on peut approcher cette quantité par la fonction de survie d'une loi de Pareto généralisée (GPD). La fonction de survie de la GPD est donnée par :

$$\bar{G}_{\gamma, \sigma}(y) = (1 + \gamma \frac{y}{\sigma})^{-1/\gamma} \quad \text{si } \gamma \neq 0, \tag{9a}$$

$$= \exp(-\frac{y}{\sigma}) \quad \text{sinon.} \tag{9b}$$



Selon le théorème de Pickands (1975), il y a équivalence entre la convergence en loi du maximum vers une distribution de valeurs extrêmes (EVD) et la convergence en loi d'un excès vers une GPD :

$$\lim_{n \rightarrow \infty} P\left(\frac{X_{n:n} - a_n}{b_n} \leq x\right) = H_\gamma(x), \quad (10a)$$

si et seulement si

$$\lim_{u \rightarrow x_F} \sup_{y \in [0, x_F - u]} |\bar{F}_u(y) - \bar{G}_{\gamma, \sigma}(y)| = 0. \quad (10b)$$

La GPD décrit ainsi l'ensemble des distributions pour lesquelles les excès d'un échantillon au-delà d'un seuil  $u$  tendent vers une distribution de valeurs extrêmes – Fréchet, Gumbel ou Weibull (Embrechts, Klüppelberg et Mikosch, 1997). En utilisant le théorème de Pickands, on a alors, pour  $y \geq 0$ ,

$$\frac{\bar{F}(u+y)}{\bar{F}(u)} \cong \bar{G}_{\gamma, \sigma}(y). \quad (11)$$

Avec le changement de variable  $x = u + y$  on obtient l'approximation (valable pour  $x \geq u$ ) :

$$\bar{F}(x) \cong \bar{F}(u) \bar{G}_{\gamma, \sigma}(x - u). \quad (12)$$

Finalement, on introduit la probabilité  $\alpha$  que  $X$  dépasse  $u$ ,  $\alpha = \bar{F}(u)$ , d'où

$$\bar{F}(x) \cong \alpha \bar{G}_{\gamma, \sigma}(x - \bar{F}^{-1}(\alpha)). \quad (13)$$

L'intention est ainsi de dégager les taux de réponses excédant un seuil donné et d'ajuster la GPD à cette distribution d'excès, selon la méthode *Peaks Over Threshold* (POT) (Embrechts, Klüppelberg et Mikosch, 1997). Le seuil générant la distribution d'excès la mieux ajustée à la GPD est alors déterminé comme étant le seuil critique  $u_c$  discriminant les années extrêmes des années normales. Ces manipulations ont été effectuées à l'aide de la version d'essai du logiciel Statistica 9 (StatSoft, 2009). L'ajustement de la GPD aux distributions d'excès a été évalué par le test d'adéquation non paramétrique de Kolmogorov-Smirnov.



La période de retour ( $T$ ) – ou récurrence – des écoulements de forte intensité a été calculée en divisant le nombre d'années prises en compte dans la chronologie par le nombre d'années présentant des taux de réponse supérieurs au seuil critique  $u_c$ . La probabilité annuelle ( $Pa$ ), a été déterminée comme l'inverse de la période de retour, c'est-à-dire,

$$Pa = \frac{1}{T}. \quad (14)$$

### 2.2.3. Traitement des données météorologiques

Les données météorologiques tirées du site web des Archives nationales de l'information et des données climatologiques et provenant de la station d'Environnement Canada à Cap-Madeleine (N 49°15'03"; O 65°19'29"), située à 50 km à l'est de la vallée de Mont-Saint-Pierre, ont été analysées en lien avec les événements d'activité intense du cône. Les analyses ont été basées sur les données de précipitation et de température continues dans les archives (tabl. 2.2). Certaines manipulations ont été nécessaires. Par exemple, les données de précipitations ont été cumulées sur des périodes variant de 3 à 14 jours. De même, les

**Tableau 2.2**  
Données météorologiques

1890-2008
Précipitations totales annuelles (mm)
Pluie totale annuelle (mm)
Neige totale annuelle (cm)
1890-2008*
Pluie cumulée 1 jour (mm)
Pluie cumulée 3 jours (mm)
Pluie cumulée 7 jours (mm)
Pluie cumulée 14 jours (mm)
1940-2008**
Jours de fonte ( $T > 0$ °C)
Taux de fonte (cm/jour de la période de fonte intermittente)

\* Période considérée : 1<sup>er</sup> mars au 30 novembre

\*\* Période considérée : 1<sup>er</sup> décembre au 30 juin

données de température ont été utilisées pour déterminer les degrés-jours de fonte (DJF), c'est-à-dire les jours où la température moyenne a grimpé au-dessus de 0 °C. Les DJF ont été cumulés afin de fournir un indicateur de l'ampleur de la fonte nivale printanière, selon le modèle simple proposé par Rango et Martinec (1995) :

$$M = aT \quad (15)$$

où  $M$  représente l'épaisseur du couvert neigeux fondu en centimètres,  $a$  représente le coefficient de degrés-jours de fonte en cm/degré-jour – une constante évaluée à 1,04 pour les milieux forestiers – et  $T$  représente les DJF en °C/jour. Le taux de fonte a ensuite été calculé en divisant la valeur des précipitations annuelles sous forme de neige par le nombre de jours de la période de fonte intermittente, c'est-à-dire à partir de la première période de trois jours consécutifs où la température s'est élevée au-dessus de 0 °C jusqu'au jour où le nombre de degrés-jours cumulés nécessaire à la fonte complète du couvert neigeux a été atteint.

Une analyse de régression par degrés a été effectuée à partir des facteurs météorologiques et du taux de réponse des arbres pour déterminer si certains facteurs expliquaient davantage l'activité du cône que d'autres. De plus, les années présentant une activité intense du cône ont été classées selon une analyse de groupement des données météorologiques (Germain, Filion et Héту, 2009). Cette technique multivariée a permis de regrouper les années qui présentaient une variance minimale entre elles et a généré un dendrogramme des années extrêmes caractérisées par des conditions météorologiques similaires. Les données météorologiques ont ensuite été examinées de façon détaillée afin d'élaborer des scénarios probables de fonctionnement géomorphologique du cône.

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS

#### 3.1. Morphométrie et microtopographie

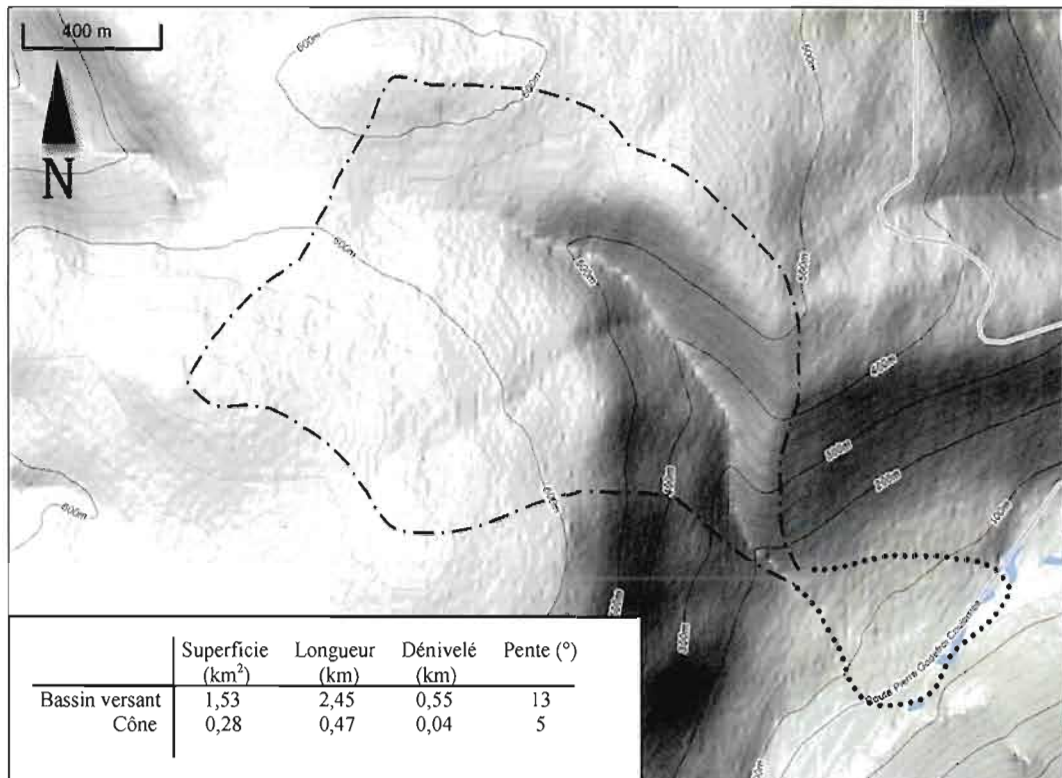
##### 3.1.1. Paramètres morphométriques

Le cône McKenville est alimenté par un bassin versant d'une superficie de 1,53 km<sup>2</sup> (fig. 3.1). Le dénivelé du bassin est de (0,67 km – 0,12 km) 0,55 km. La longueur du bassin versant est de 2,45 km, ce qui lui confère un coefficient de relief de 0,22 et une pente moyenne de 13 degrés. Le coefficient de Melton du bassin se chiffre à 0,44.

Le cône de déjection a une superficie de 0,28 km<sup>2</sup> (ratio de superficie BV : cône = 5,21). Son dénivelé est de (0,12 km – 0,08 km) 0,04 km. Le rayon du cône, de l'apex à la base, est de 0,47 km (ratio de longueur BV : cône = 5,46), ce qui équivaut à un coefficient de relief de 0,09 et une pente moyenne de 5 degrés. Une chute, correspondant à un torrent d'ordre 1 et d'où s'écoulent les eaux du bassin versant tout au long de l'année, se trouve au point de rupture de pente (apex) entre le bassin et le cône. Les nombreux embâcles de débris ligneux parsemant le chenal principal modifient considérablement le profil longitudinal du cône et rendent la pente très variable, entre 2,5 et 11 degrés, selon les tronçons.

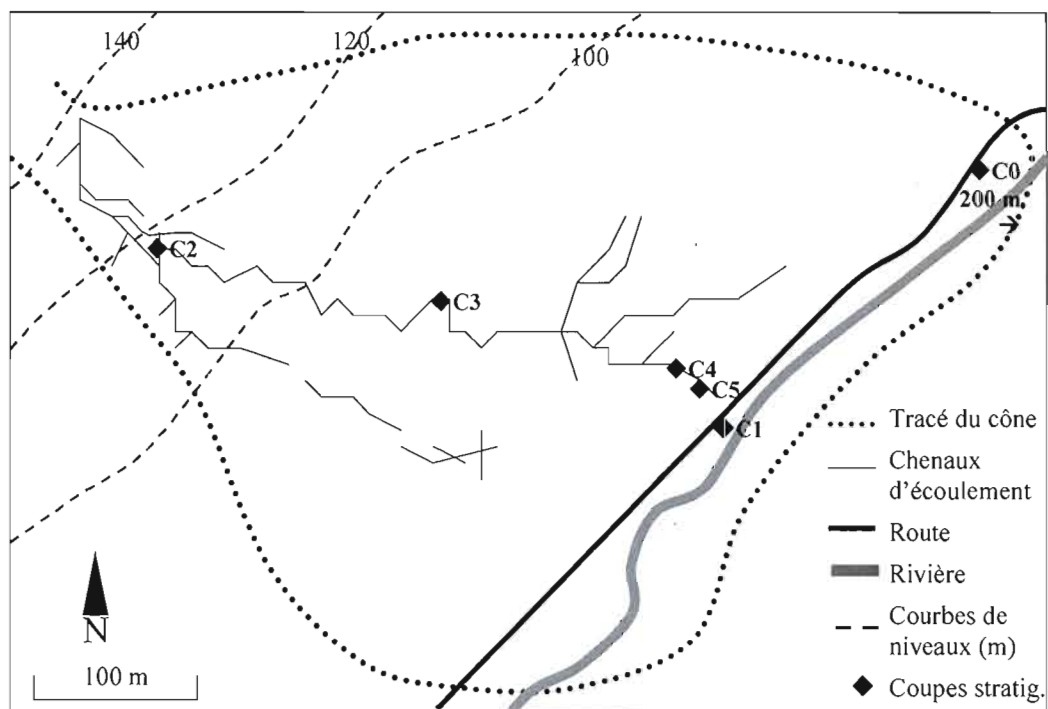
##### 3.1.2. Caractéristiques de surface

Plusieurs chenaux d'écoulement incisent le cône de façon plus ou moins importante (fig. 3.2). Le chenal principal, qui divise le cône en son rayon central, est le plus imposant, présentant une largeur moyenne de 5,26 m (étendue de 2 à 12 m) et une profondeur moyenne de 1,52 m (étendue de 0,5 à 6 m). Aucune végétation n'a été observée dans le chenal principal, mis à part quelques arbres qui se trouvent en position instable en raison de



**Figure 3.1** Tracé du cône de déjection McKenville et du bassin versant adjacent.

l'érosion des berges du chenal. Le fond du chenal est plutôt tapissé d'une épaisse couche de débris minéraux. Les débris ligneux qui ont intégré le chenal créent un profil en seuils et en cuvettes (*step pool*) au sein de plusieurs tronçons. Ces barrages de débris végétaux sont des endroits propices à l'accumulation sédimentaire, qui modifient d'autant plus le profil du chenal (fig. 3.3). Au chenal principal sont associées plusieurs ramifications ou chenaux secondaires. Un total de 16 a été dénombré. Leur ampleur est moindre que celle du chenal principal, avec une profondeur moyenne de 0,5 m (étendue de 0,2 à 2,5 m) et une largeur moyenne de 1,5 m (étendue de 0,5 à 8 m). Le lit de ces chenaux est souvent recouvert d'une couche de mousse, de litière ou de débris organiques grossiers. Il est également parfois recolonisé par de la végétation de sous-bois ou des semis d'érable à épis. Des amoncellements de galets se retrouvent ici et là dans les chenaux et sur leurs bordures, généralement derrière un obstacle tel un tronc d'arbre ou une saillie au niveau du sol. La



**Figure 3.2** Tracé du cône de déjection, des principaux chenaux d'écoulement et emplacement des coupes stratigraphiques.

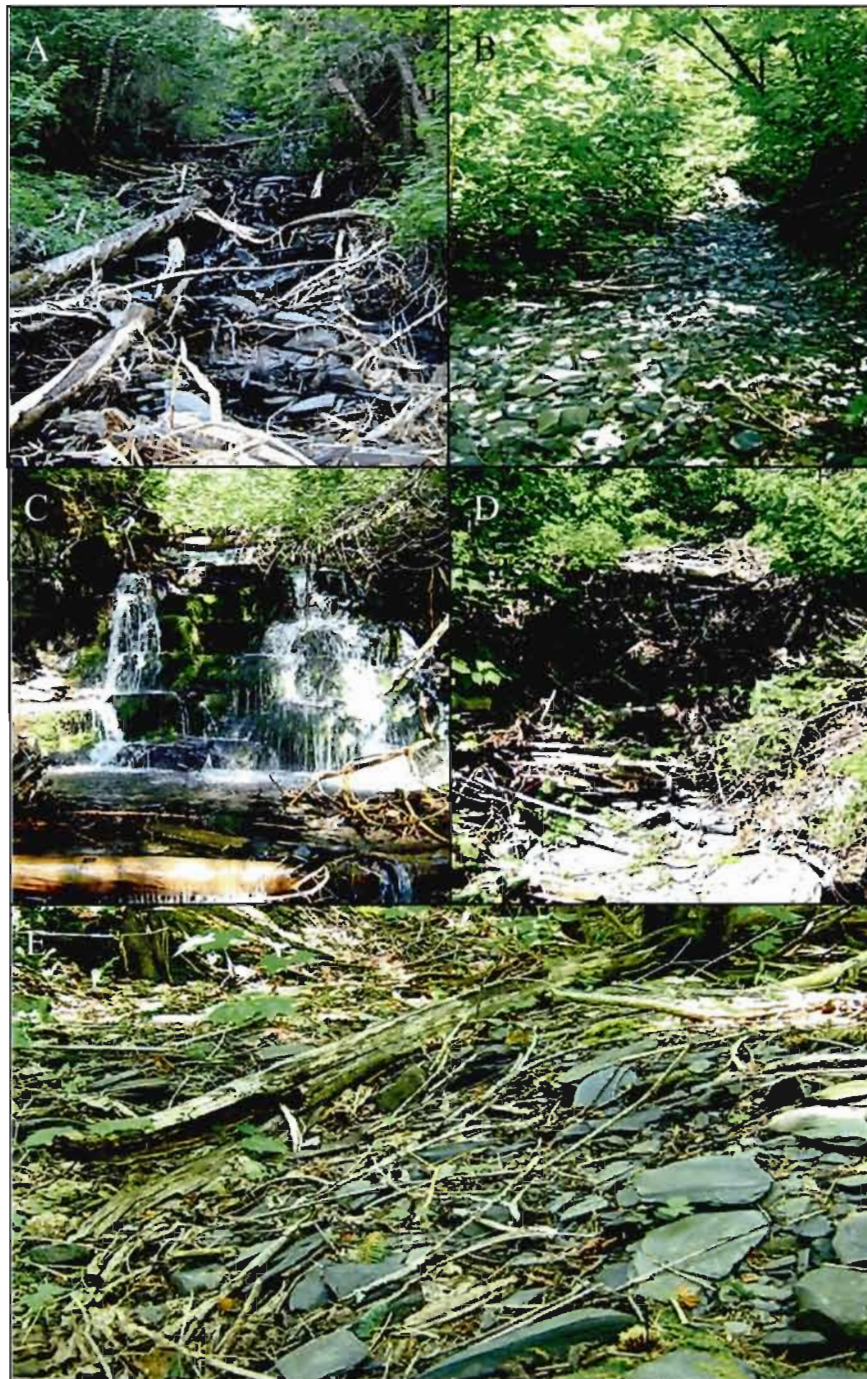
taille des galets composant ces amoncellements diminue légèrement de l'amont vers l'aval des chenaux et une orientation préférentielle des débris vers l'aval (dans le sens de l'écoulement) a été notée à plusieurs endroits. Plusieurs chenaux secondaires se terminent par un épandage de plusieurs petits lobes de débris minéraux dont les emplacements sont conditionnés par la végétation et la microtopographie du terrain.

## 3.2. Stratigraphie et sédimentologie

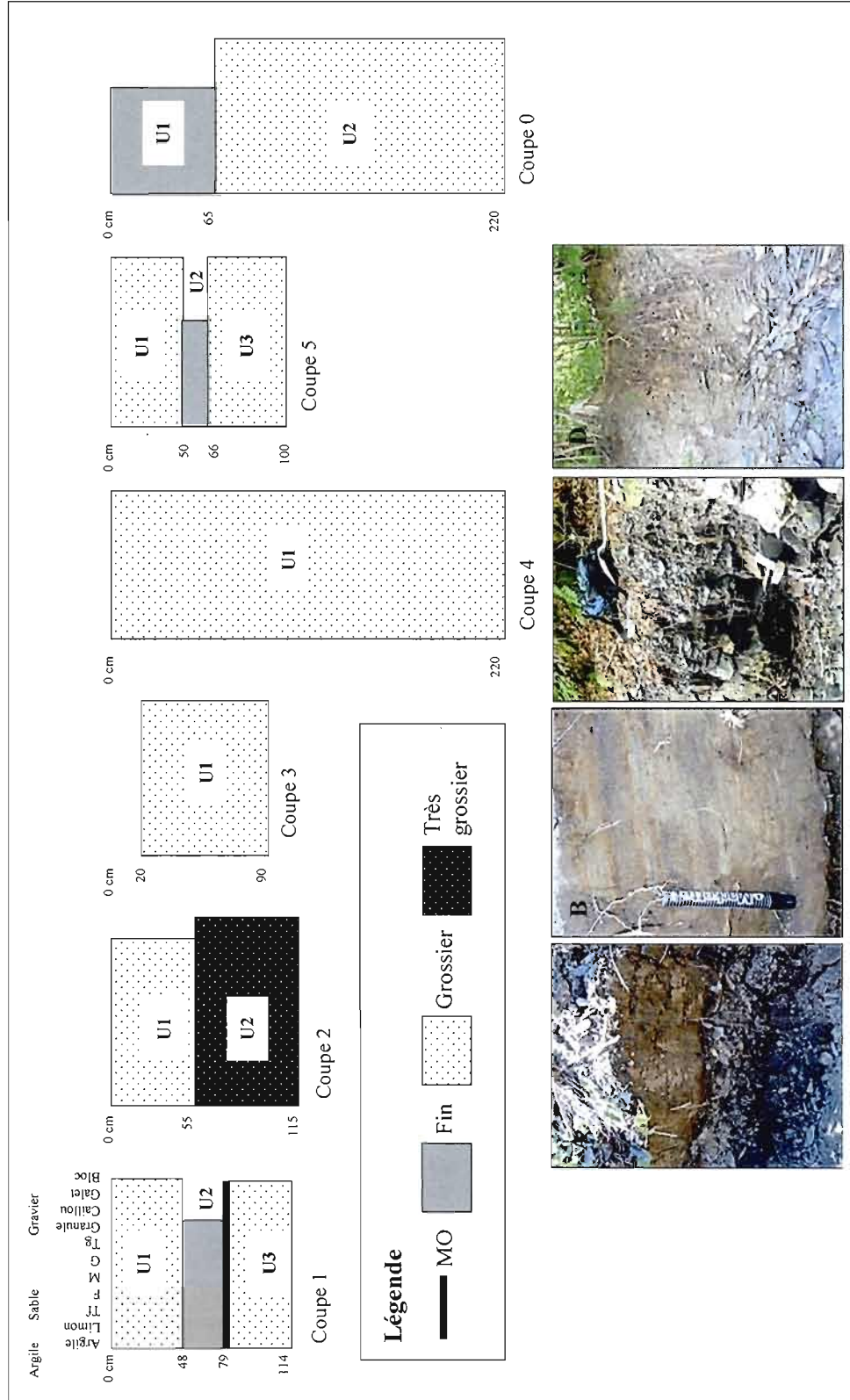
### 3.2.1. Coupes stratigraphiques

Six coupes stratigraphiques ont été étudiées au cours de la mission de terrain (fig. 3.2, fig. 3.4). Quatre de ces coupes (C2 à C5) se trouvent dans le cône de déjection, le long du chenal principal. Une cinquième coupe (C1) a été dégagée à la jonction entre le cône et la rivière Mont-Saint-Pierre, où des lits d'alluvions de la rivière alternent avec les





**Figure 3.3** Impact des débris sur la microtopographie du terrain. A) Débris ligneux tombés dans le chenal principal; B) Fragments minéraux couvrant le lit du chenal principal; C) Chute à l'apex du cône; D) Embâcle de débris ligneux dans le chenal principal; E) Lit d'un chenal secondaire couvert de débris ligneux et minéraux orientés dans le sens de l'écoulement.



**Figure 3.4** Schémas de la stratigraphie des coupes 0 à 5. Photographies : A) Coupe 1; B) Lits fins de l'unité 2 de la coupe 1; C) Coupe 2; D) Coupe 4.

dépôts massifs et peu stratifiés du cône. La sixième coupe (C0) est située sur la berge ouest de la rivière Mont-Saint-Pierre.

### 3.2.1.1. Coupe 1 (C1)

La coupe 1 se situe aux abords de la rivière Mont-Saint-Pierre, vis-à-vis le chenal principal du cône de déjection. Elle se trouve donc à l'interface entre le versant et le fond de la vallée. Les sédiments provenant du cône de déjection sont transportés par le ponceau qui relie le versant et la rivière en passant sous la route. Ces dépôts érodent le sol en bordure de la route et de la rivière. Des faciès lenticulaires parsèment la coupe. La partie supérieure n'est pas représentative de la dynamique naturelle puisqu'elle est constituée de matériel remanié par des travaux de remblaiement en bordure de la route. Cette portion n'a donc pas été considérée lors des analyses sédimentologiques.

La coupe 1 comporte trois unités sur 114 cm d'épaisseur. L'unité 1 (U1) (0 à 48 cm) est entièrement composée de fragments de schiste provenant du bassin versant. Les cailloux sont généralement plats, anguleux à subanguleux, mais on note également la présence de cailloux arrondis à subarrondis. Dans l'ensemble, les dépôts sont lités horizontalement, bien qu'à certains endroits les cailloux soient légèrement redressés. Une imbrication importante des dépôts est clairement visible. La structure générale des dépôts de l'unité 1 est lâche et peu cohésive. Il y a absence de matrice très fine et donc très peu de limons et d'argiles. La teneur en sable est également faible puisque ce sont surtout les graviers et gravillons qui priment parmi les cailloux hétérométriques dont la taille maximale de l'axe  $a$  est d'environ 20 cm.

Une transition nette existe entre l'unité 1 et l'unité 2 (U2). L'unité 2 (48 à 79 cm) présente deux faciès distincts, le premier à dominance limoneuse (U2-SubU1) et le second principalement argileux (U2-SubU2). On y dénote la présence de lentilles graveleuses ainsi que de radicelles. Aucun matériel grossier (cailloux, galets, blocs) n'est présent. Ces lits horizontaux, de 0,5 à 3 cm d'épaisseur, sont bien définis et s'apparentent à des dépôts de crue provenant de la rivière Mont-Saint-Pierre.

Au contact entre l'unité 2 et l'unité 3 (U3) se trouve un horizon de matériel organique de 0,5 cm d'épaisseur. Il est à noter qu'aucune datation n'a pu être effectuée en raison de la



quantité insuffisante de matériel datable dégagé. Enfin, l'unité 3 (80 à 114 cm) est à toutes fins pratiques identique à l'unité 1, composée presque entièrement de fragments de schiste en provenance du cône.

#### 3.2.1.2. Coupe 2 (C2)

La coupe 2, d'une profondeur de 115 cm, est située à 75 m en aval de l'apex du cône, sur la rive sud du chenal principal. Elle est dominée par une terrassette de 1,4 m de profondeur. La pétrographie principale des sédiments est le schiste, quoique quelques fragments de quartz, grauwake et de granite aient également été observés. Un granoclassement vertical est apparent en ce qui a trait aux blocs, dont la forme est subanguleuse à anguleuse et dont la taille maximale de l'axe  $a$  s'élève à plus de 95 cm. Le litage des dépôts est peu apparent et une matrice lâche à texture sableuse à graveleuse entoure les clastes. Des radicelles et autres débris végétaux sont parsemés à travers la coupe.

Deux unités sont visibles dans la coupe 2. L'unité 1 (0 à 55 cm) présente un litage plus apparent que celui de l'unité 2 (55 à 115 cm). L'axe  $a$  des clastes est généralement orienté dans le sens de l'écoulement, c'est-à-dire vers le bas du versant. L'imbrication des dépôts est faible, mais devient davantage perceptible en amont de gros blocs, qui entravent le transport des sédiments en amont. La structure organisationnelle de l'unité 2 est davantage conditionnée par les gros blocs que celle de l'unité 1. L'orientation des dépôts de l'unité 2 est moins apparente que dans l'unité 1, alors que l'imbrication  $y$  est plus marquée.

#### 3.2.1.3. Coupe 3 (C3)

La coupe 3, de 90 cm de profondeur, se trouve à 270 m de l'apex du cône, sur la rive nord du chenal principal. Elle est surplombée par une souche de sapin baumier et recouverte par un podzol forestier bien développé, dénotant une certaine stabilité locale. Le podzol, de 20 cm d'épaisseur, est constitué des horizons typiques O, AE et B. L'horizon O comporte une litière bien développée d'environ 3 cm d'épaisseur. L'horizon AE est d'un gris cendré apparent alors que l'horizon d'accumulation B présente une couleur orangée marquée. Des dépôts de cône composés entièrement de fragments de schiste sous-tendent ces horizons (20 à

90 cm). Les clastes hétérométriques, de forme subanguleuse à anguleuse, présentent une structure lâche dont la composante sableuse est légèrement plus importante que dans la coupe

2. Un litage horizontal est présent, mais aucun granoclasement vertical n'est apparent.

#### 3.2.1.4. Coupe 4 (C4)

La coupe 4 se trouve dans la partie distale du cône de déjection, à 440 m de l'apex, sur la rive sud du chenal principal. Elle est constituée d'une unité homogène sur 218 cm d'épaisseur, recouverte de 2 cm de litière organique. L'unité présente des dépôts hétérométriques de forme subanguleuse à anguleuse, dont la taille maximale de l'axe  $a$  varie entre 17 et 23 cm. On dénote la présence de radicelles sur le premier mètre de profondeur. Le litage des dépôts ainsi qu'un granoclasement vertical sont apparents, l'imbrication est faible. La nature lithologique est principalement le schiste.

#### 3.2.1.5. Coupe 5 (C5)

La coupe 5 se trouve dans la partie distale du cône, à 455 m de l'apex, sur la rive sud du chenal principal. Elle est composée de trois unités sur 98 cm d'épaisseur et recouverte d'une litière organique de 2 cm.

L'unité 1 (0 à 50 cm) présente une structure lâche et graveleuse supportant des clastes hétérométriques de forme subanguleuse à anguleuse dont la taille maximale de l'axe  $a$  varie de 17 à 24 cm. L'imbrication des dépôts est moyenne alors qu'un litage horizontal à subhorizontal est apparent. Aucun granoclasement vertical n'a été observé. Des radicelles sont présentes sur les premiers 15 cm. Un contact net distingue l'unité 1 de l'unité 2 (50 à 66 cm). L'unité 2, d'apparence bien triée et de couleur brune, présente un litage évident dont les cailloux et galets sont exclus à la faveur des fractions sableuses, limoneuses et argileuses. Ces dépôts, dont l'aspect s'apparente à des dépôts de crue, semblent avoir été mis en place par des écoulements fluviaux. Un contact net sépare également l'unité 2 de l'unité 3 (66 à 100 cm), dont l'apparence est somme toute identique à celle de l'unité 1.

### 3.2.1.6. Coupe 0 (C0)

La coupe 0 se trouve sur la berge ouest de la rivière Mont-Saint-Pierre, vis-à-vis l'extrémité nord du cône de déjection. Elle est constituée de deux unités sur 215 cm d'épaisseur surplombées d'une couche de 5 cm de débris organiques non décomposés.

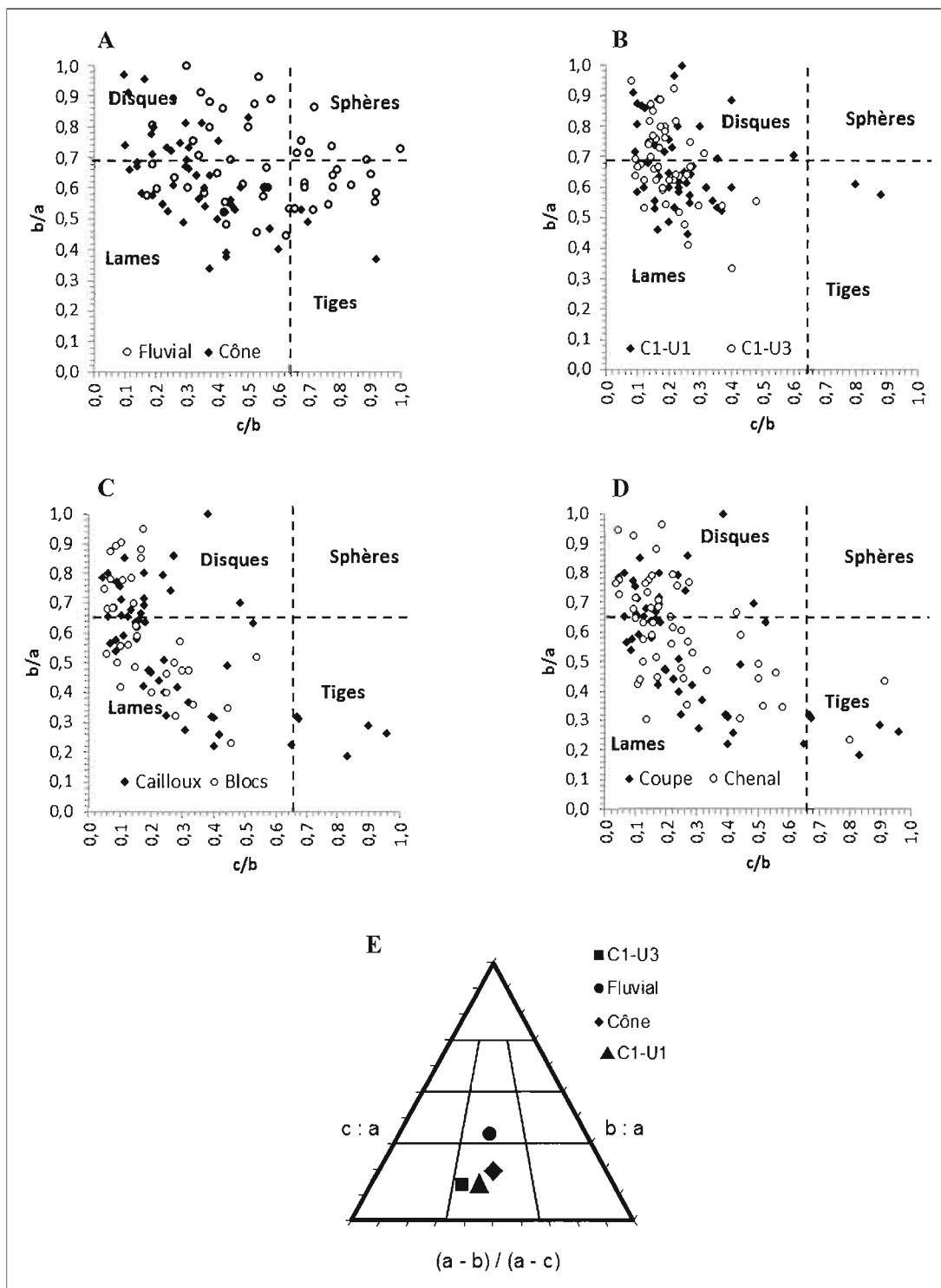
L'unité 1 (0 à 65 cm), d'apparence homogène, présente un litage constitué de lentilles limoneuses (brun pâle), sableuses (brun foncé) et graveleuses (gris) déposées par des écoulements laminaires à compétence faible. Aucun caillou, galet ni bloc n'est présent. Un contact net sépare l'unité 2 de l'unité 3 (65 à 220 cm). L'unité 3 présente des dépôts de tailles et de lithologies variées dont la forme est subarrondie à arrondie. Une structure plutôt lâche et un litage grossier ont été observés.

## 3.2.2. Données sédimentologiques

### 3.2.2.1. Pétrologie et morphologie des sédiments

Une analyse pétrographique a permis de déterminer la source des sédiments du cône. La proportion très élevée de schiste argileux (plus de 95 %) indique l'origine locale des dépôts du cône. Quelques apports exogènes ont également été observés (quartz, grauwake, granite). Leur présence découle vraisemblablement de l'activité glaciaire wisconsinienne et de la présence de quelques erratiques dans le bassin versant. Cette composition s'apparente à celle contenue dans la rivière Mont-Saint-Pierre, quoique la prédominance de schiste soit moins importante dans cette dernière que dans le cône.

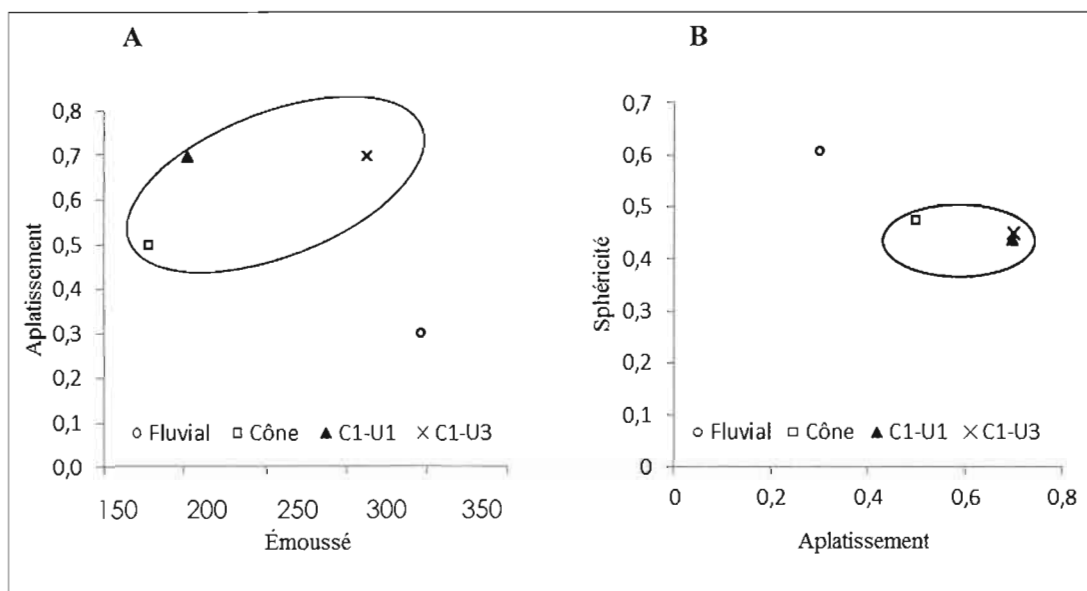
Dans la mesure où il existe une uniformité lithologique et dimensionnelle au sein des sédiments d'un dépôt, la forme des fragments est un bon indicateur du mode et de la distance de transport ainsi que de l'origine des sédiments (Tricart, 1965; Tucker, 2001). Les diagrammes de Zingg (1935) présentés à la figure 3.5 sont éloquentes au niveau des différences morphologiques entre les divers dépôts échantillonnés. Le diagramme A fait la distinction entre les sédiments fluviaux (prélevés sur les abords de la rivière Mont-Saint-Pierre) et les sédiments provenant du cône de déjection. Les sédiments fluviaux sont en



**Figure 3.5** Diagrammes de Zingg (A-D) et diagramme triangulaire (E) présentant la morphologie des dépôts fluviaux et du cône de dépôt.

général plus arrondis que les sédiments du cône. Le diagramme B montre qu'il n'y a pas de différence significative entre la morphologie des dépôts issus de deux unités sédimentaires du cône (C1-U1 et C1-U3) au sein d'une même coupe stratigraphique. Il semble cependant y avoir une légère différence entre la morphologie des cailloux (5-10 cm) et des blocs (pluridécimétriques) prélevés sur le cône, comme on peut le noter sur le diagramme C. Les blocs ont en effet un niveau d'aplatissement supérieur aux cailloux. Finalement, sur le diagramme D, aucune distinction ne peut être décelée entre la forme des fragments prélevés en coupe et ceux provenant du lit du chenal, indiquant ainsi une origine commune. La distinction morphologique entre les sédiments provenant du milieu fluvial et ceux provenant du cône est exemplifiée une fois de plus à l'aide du diagramme triangulaire E (Sneed et Folk, 1958).

L'analyse des indices d'émoussé, d'aplatissement et de sphéricité montre clairement la différence entre les apports sédimentaires de la rivière Mont-Saint-Pierre et ceux du cône (fig. 3.6). Les fragments du cône possèdent un indice d'aplatissement plus élevé que les fragments en milieu fluvial, mais un indice d'émoussé moins élevé que ceux transportés par la rivière. De plus, les dépôts fluviaux présentent un indice de sphéricité plus important que les dépôts du cône de déjection.



**Figure 3.6** Relation entre les indices moyens d'émoussé et d'aplatissement (A) et d'aplatissement et de sphéricité (B). Chaque point représente la moyenne de 100 galets.

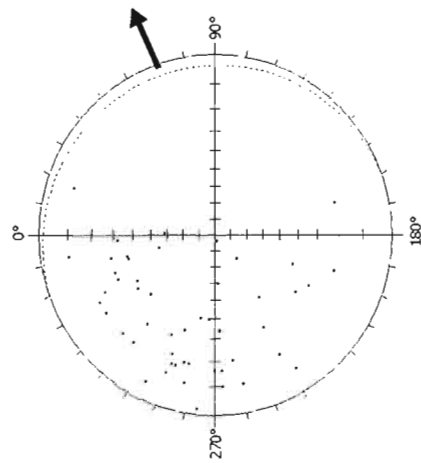
### 3.2.2.2. Organisation des sédiments

Les fabriques effectuées sur des lots de 50 cailloux dans trois types de dépôts (1, 2 et 3) révèlent l'organisation de ces dépôts (fig. 3.7). Des trois fabriques, celle effectuée dans un lobe d'accumulation du cône montre l'organisation la plus marquée. L'axe  $a$  de la majorité des cailloux est orienté perpendiculairement à la pente et est légèrement à fortement redressé par rapport à celle-ci. Les cailloux situés dans la paroi du chenal principal du cône présentent une orientation moins organisée que ceux du lobe et sont également beaucoup moins inclinés. L'aspect chaotique de ces dépôts traduit le caractère catastrophique des conditions de déposition. Les données directionnelles des cailloux présents sur la berge ouest de la rivière Mont-Saint-Pierre montrent une inclinaison légère à moyenne, mais sans aucune orientation préférentielle. Le ratio des axes  $a : b$ , qui se rapproche de 1 dans le cas des cailloux sur la berge de la rivière – rendant la différenciation des deux axes difficile –, peut être la raison de ces données à l'apparence non orientée (Bertran et Lenoble, 2002). Les valeurs propres normalisées (*eigenvalues*  $E_1, E_2, E_3$ ) précisent la disposition des fragments sur une projection en trois dimensions ( $x, y, z$ ). La variable  $K$ , qui caractérise la forme de la fabrique ( $1 < K < \infty$  : fabrique linéaire;  $1 > K > 0$  : fabrique planaire), indique une organisation planaire pour les trois dépôts. Le paramètre  $C$ , qui traduit la dispersion des fragments autour d'un vecteur moyen correspondant à la plus grande valeur normalisée, est élevé pour les trois types de dépôts, soulignant l'absence d'organisation véritable des sédiments.

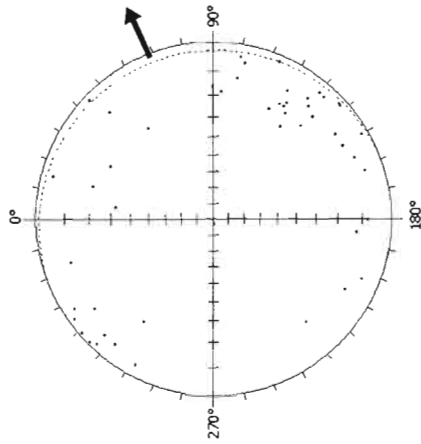
### 3.2.2.3. Granulométrie des sédiments

Selon la méthode de Folk et Ward (1957), deux groupes de dépôts se distinguent sur la base des indices granulométriques de moyenne et de triage (fig. 3.8). Les échantillons du cône présentent une variabilité plus grande au niveau du triage que les dépôts provenant des lits fins composés d'alluvions. Selon les données présentées dans le tableau 3.1, les échantillons sont mal triés à très mal triés et présentent une forte asymétrie positive (excès d'éléments fins). Pour les dépôts du cône, cette asymétrie résulte de la présence d'une matrice limono-sableuse, alors qu'au sein des dépôts fluviaux, des argiles sont également présentes.

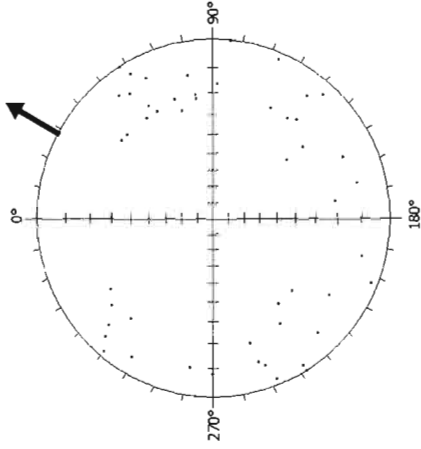
1. **Lobe** – Cône de déjection



2. **Chenal** – Cône de déjection



3. **Berge** – Rivière Mont-Saint-Pierre



	<b>n</b>	<b>E<sub>1</sub></b>	<b>E<sub>2</sub></b>	<b>E<sub>3</sub></b>	<b>K</b>	<b>C</b>
<b>Lobe</b>	50	0,631	0,280	0,089	0,708	1,956
<b>Chenal</b>	50	0,718	0,248	0,0337	0,531	3,058
<b>Berge</b>	50	0,594	0,339	0,067	0,348	2,176

**Figure 3.7** Représentation de l'orientation et de l'inclinaison des lots de 50 cailloux (5-10 cm) sous forme de stéréogrammes. Les flèches indiquent l'orientation des sites où ont été effectués les fabricues et les arcs de cercle leur inclinaison moyenne. Les statistiques des données directionnelles sont présentées dans le tableau ( $E_{1,2,3}$  = *eigenvalue* 1,2,3;  $K$  = paramètre de forme; et  $C$  = paramètre de force).

La taille des fragments est également un indicateur du mode de transport ainsi que du triage des sédiments, ce qui a permis de distinguer les écoulements torrentiels du cône et l'écoulement fluvial via les dépôts associés. La différence de taille des sédiments est marquée, les dépôts du cône comportant des particules plus grossières. La distinction est également évidente au niveau des courbes granulométriques cumulées (fig. 3.9) et du diagramme triangulaire (fig. 3.10) qui sont partagés en deux groupes. Les échantillons plutôt grossiers (C1-U1, C2, C3, C4, C5-U1, C5-U3), proviennent principalement du cône, à l'exception de l'échantillon C0-U2, qui représente l'unité basale de la coupe sur la berge ouest de la rivière Mont-Saint-Pierre, à l'extrémité nord de cône. Les échantillons fins (C1-U2-SubU1, C1-U2-Sub2, C5-U2) se retrouvent dans les coupes à l'interface du cône et de la rivière ou alors proviennent strictement du milieu fluvial (C0-U1, CRUE).

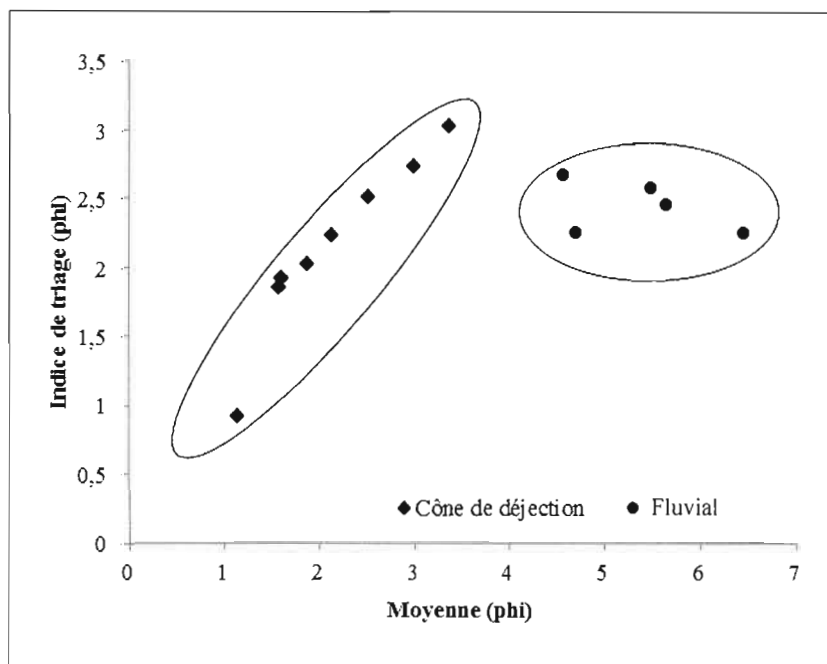


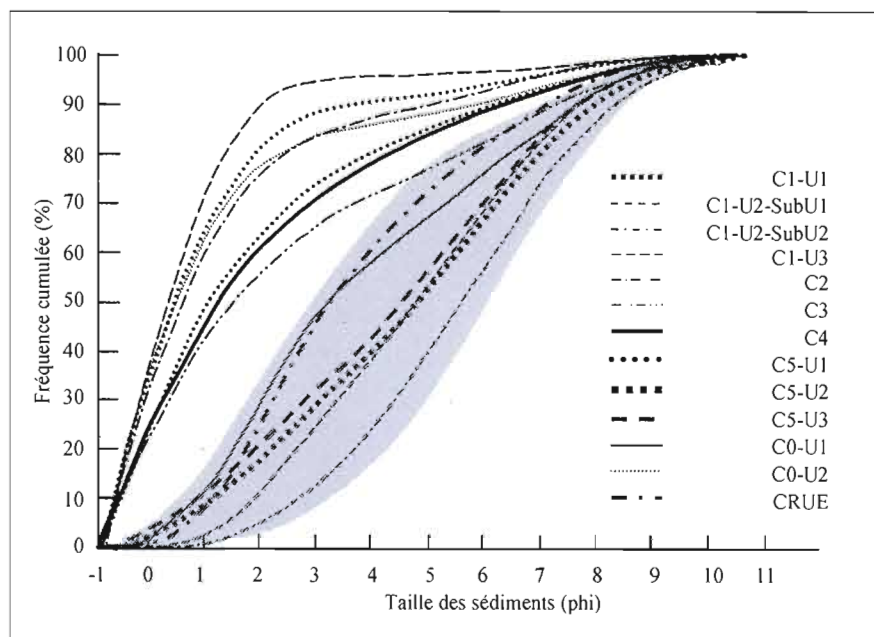
Figure 3.8 Moyenne et indice de triage des échantillons récoltés.



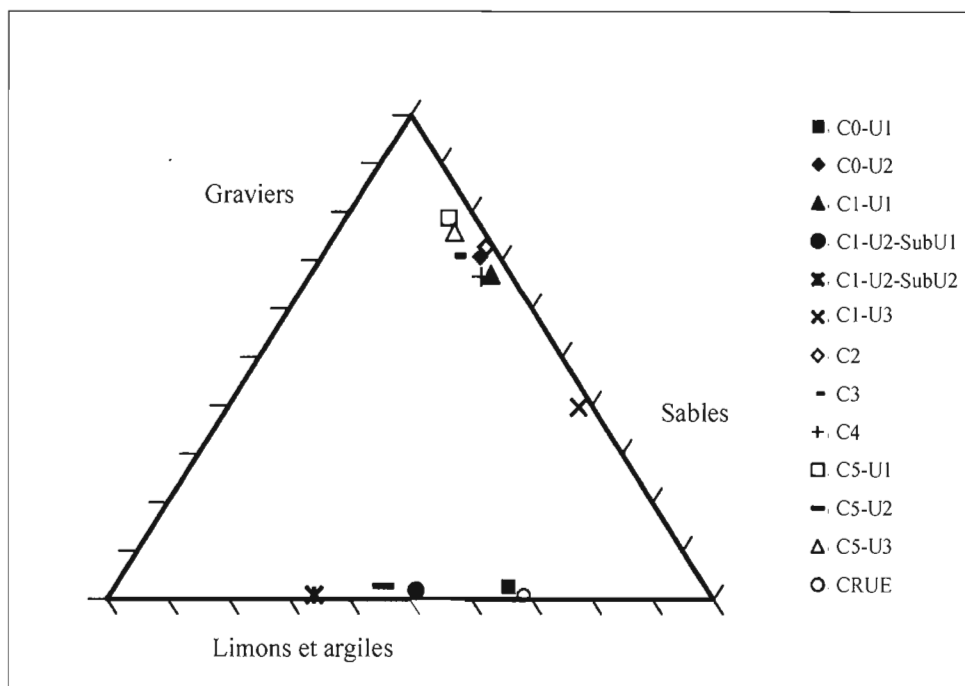
**Tableau 3.1**  
Statistiques de triage des fractions inférieures à -1  $\Phi$

<b>Échantillon</b>	<b>Médiane (<math>\Phi</math>)</b>	<b>Moyenne (<math>\Phi</math>)</b>	<b>Indice de triage (<math>\Phi</math>)</b>	<b>Description du triage</b>	<b>Indice d'asymétrie</b>	<b>Type de distribution des fréquences</b>
<b>C0-U1*</b>	4,06	4,57	2,68	Très mal trié	-0,26	Asymétrie -
<b>C0-U2</b>	1,22	1,62	1,93	Mal trié	0,53	Asymétrie + forte
<b>C1-U1</b>	1,32	1,59	1,87	Mal trié	0,46	Asymétrie + forte
<b>C1-U2-SubU1</b>	5,64	5,66	2,47	Très mal trié	0,03	Symétrie (bimodale)
<b>C1-U2-SubU2</b>	6,51	6,46	2,26	Très mal trié	-0,02	Symétrie
<b>C1-U3</b>	1,00	1,16	0,93	Moy. trié	0,31	Asymétrie + forte
<b>C2</b>	1,47	1,88	2,04	Très mal trié	0,48	Asymétrie + forte
<b>C3</b>	2,32	3,37	3,04	Extr. mal trié	0,50	Asymétrie + forte
<b>C4</b>	1,69	2,15	2,24	Très mal trié	0,47	Asymétrie + forte
<b>C5-U1</b>	1,52	2,53	2,52	Très mal trié	0,63	Asymétrie + forte
<b>C5-U2</b>	5,64	5,50	2,59	Très mal trié	-0,07	Symétrie (bimodale)
<b>C5-U3</b>	2,25	3,01	2,75	Très mal trié	0,46	Asymétrie + forte
<b>CRUE</b>	4,32	4,7	2,26	Très mal trié	0,28	Asymétrie +

\* Les entrées en gris pâle présentent des sédiments provenant de lits fins alors que les entrées en blanc présentent des sédiments provenant d'unités grossières. (D'après Folk et Ward, 1957.)



**Figure 3.9** Courbes granulométriques cumulées des échantillons récoltés. Les courbes sous la forme ombrée représentent les échantillons provenant d'alluvions.



**Figure 3.10** Diagramme triangulaire des proportions de graviers, sables, limons et argiles dans les échantillons récoltés. (D'après Graham et Midgley, 2000).

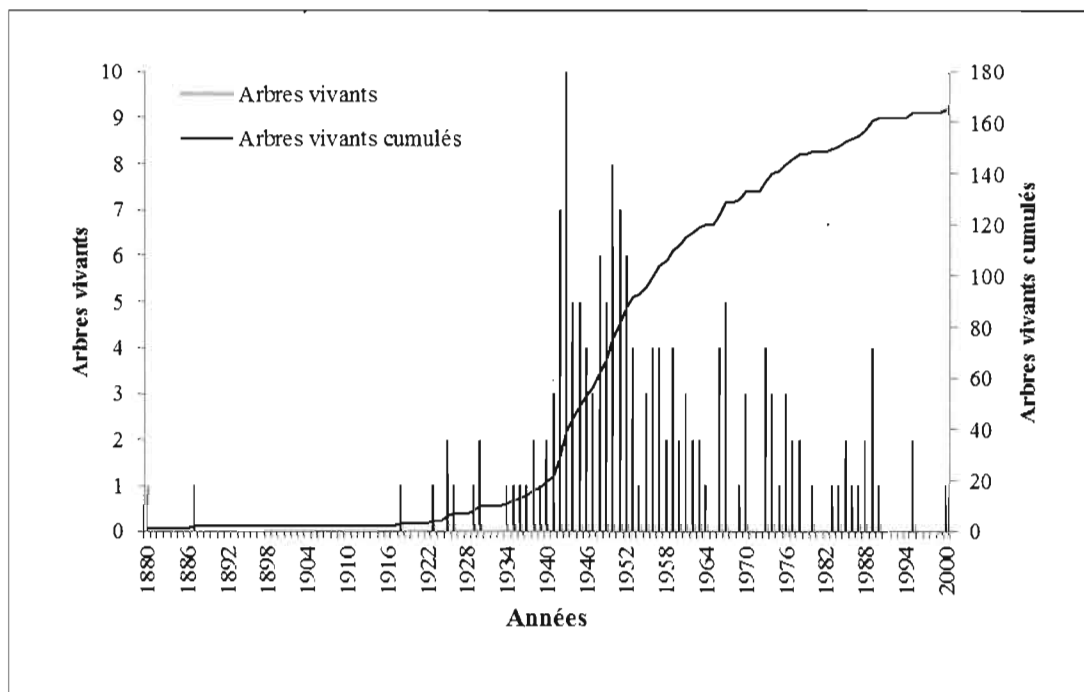
### 3.3. Dendrochronologie

#### 3.3.1. Âge des arbres échantillonnés

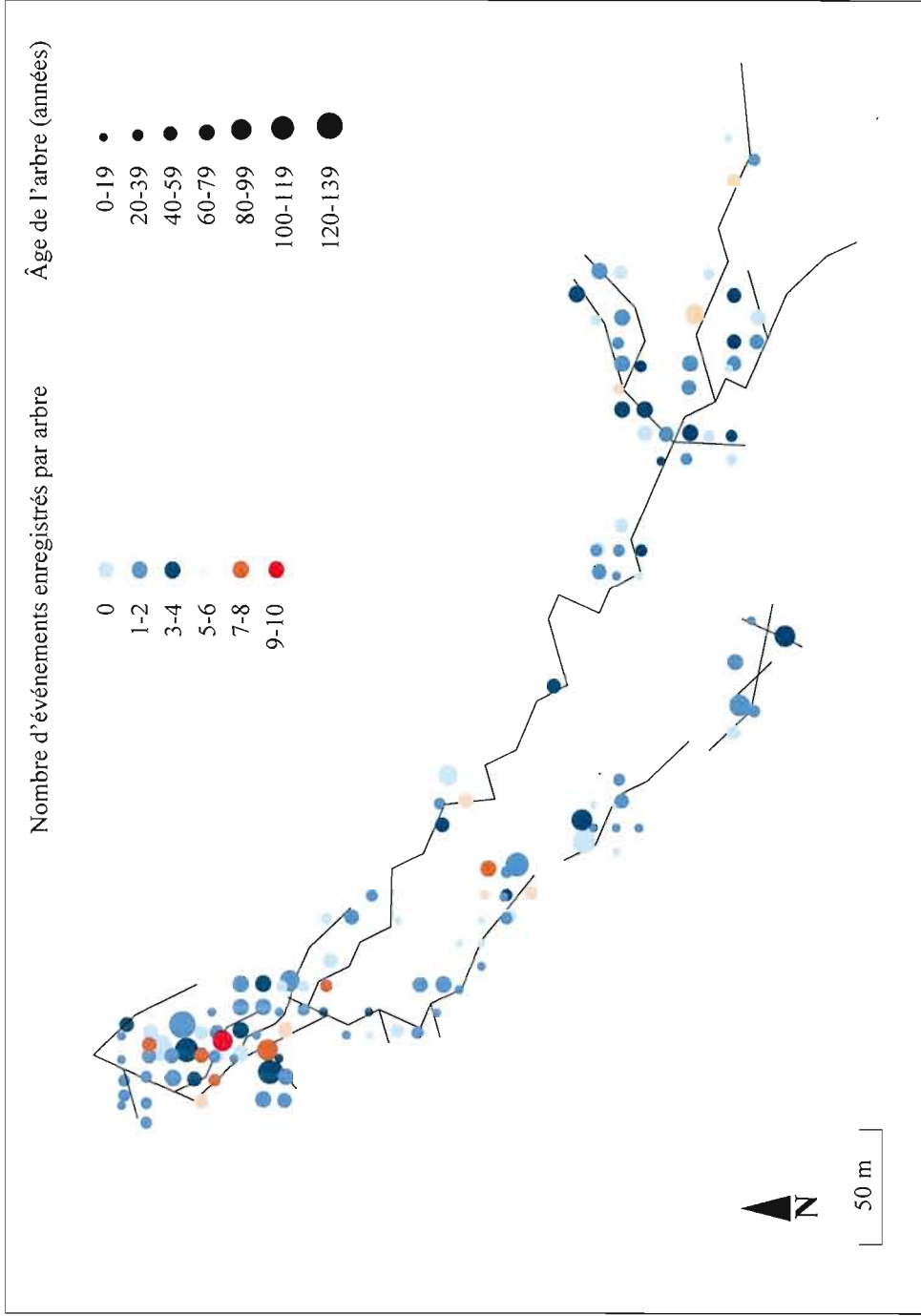
Des 165 arbres échantillonnés sur le cône, le plus vieil arbre compte au minimum 128 cernes (année 1880), alors que l'arbre le plus jeune compte 8 cernes (année 2000) (fig. 3.11). En général, les arbres les plus vieux se trouvent plus près de l'apex du cône que de la base (fig. 3.12), la région de l'apex ayant été moins modifiée. La plupart des arbres ont enregistré entre un et quatre événements liés à l'activité du cône.

#### 3.3.2. Chronologie des écoulements de forte intensité

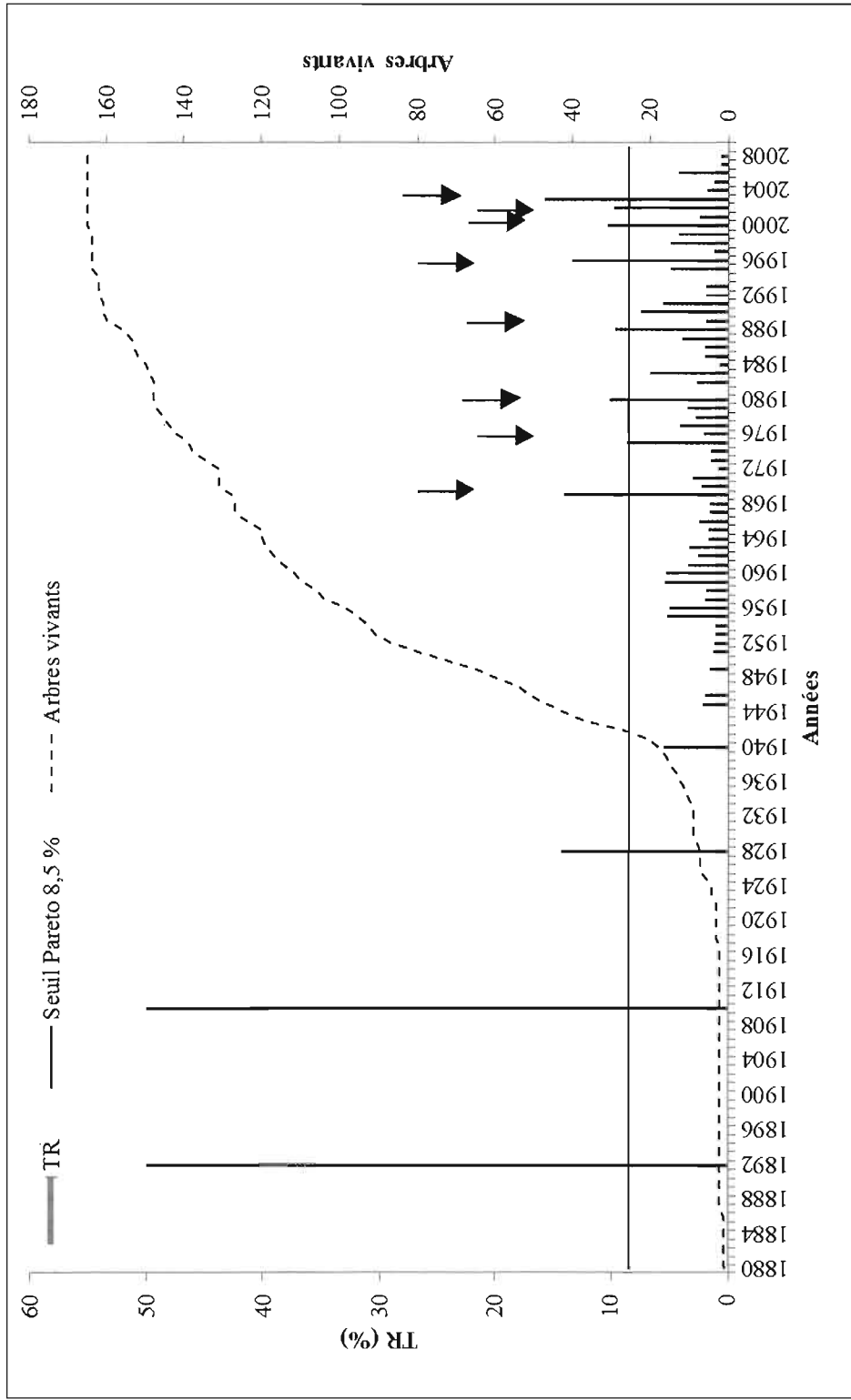
La chronologie des événements extrêmes couvre une période de 128 ans de 1880 à 2008 (fig. 3.13). Au total, 165 arbres échantillonnés ayant répertorié 586 anomalies de croissance sont représentés (fig. 3.14). Deux cent cinquante-cinq anomalies de classe 1



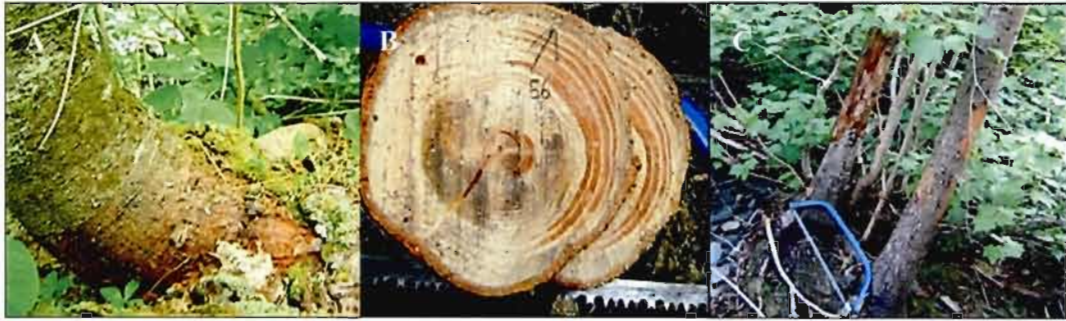
**Figure 3.11** Année de naissance des arbres échantillonnés.



**Figure 3.12** Age des échantillons et nombre d'événements enregistrés. Les points ne sont pas à l'échelle des chenaux.



**Figure 3.13** Histogramme événement-réponse des événements de forte intensité sur le cône de déjection McKenville. L'année 1934 marque le début de la chronologie réelle qui comprend huit événements extrêmes.



**Figure 3.14** Anomalies de croissance. A) Tronc incliné; B) Séquences de bois de réaction; C) Cicatrices d'impact.

(cicatrices d'impact,  $n=29$ ; séquences de bois de réaction vers l'aval,  $n=186$ ; canaux résinifères traumatiques,  $n=40$ ) et 75 anomalies de classe 2 (séquences de bois de réaction perpendiculaires au sens de l'écoulement) ont été dénombrées. Bien que rejetées pour fins d'analyses statistiques en raison d'une trop faible fiabilité en tant qu'indicateurs, 132 anomalies de croissance de classe 3 (séquences de bois de réaction vers l'amont,  $n=132$ ) et 124 de classe 4 (bois de réaction n'affectant qu'un seul cerne, sans regard à l'orientation) ont également été répertoriées. Les taux de réponse (nombre d'arbres endommagés / nombre d'arbres vivants  $\times 100$ ) enregistrés varient entre 0 et 50 % (tabl. 3.2). L'année 1934 marque l'année où la taille de l'échantillon atteint 10 arbres vivants, nombre minimal d'arbres requis pour considérer un taux de réponse comme valide. La chronologie réelle à partir de 1934 compte ainsi 74 années. L'ajustement de la distribution de Pareto à la distribution des taux de réponse a généré un seuil critique  $u_c$  de 8,5 % (tabl. 3.3). À partir de 1934, 8 années (1969, 1975, 1980, 1988, 1996, 2000, 2002, 2003) présentent un taux de réponse supérieur à ce seuil. Ce sont les années qui sont considérées comme extrêmes.

### 3.3.3. Récurrence et probabilité annuelle

Les informations issues de la chronologie des événements extrêmes permettent de calculer la période de retour ( $T$ ) de tels événements en divisant le nombre d'années prises en compte dans la chronologie (74) par le nombre d'années ayant enregistré des événements extrêmes (8). Ceci équivaudrait à une période de retour de 9,25 ans. La probabilité annuelle ( $Pa = 1/T$ ), se chiffre alors à 0,11 ou 11 %.

**Tableau 3.2**  
Taux de réponse (%)

<b>Années</b>	<b>TR</b>	<b>Années</b>	<b>TR</b>	<b>Années</b>	<b>TR</b>	<b>Années</b>	<b>TR</b>
<b>2003*</b>	<b>15,76</b>	2006	4,24	1958	1,89	1984	0,67
<b>1969</b>	<b>14,06</b>	1977	4,17	1989	1,88	2007	0,61
<b>1996</b>	<b>13,41</b>	1987	3,90	1992	1,85	2008	0,61
<b>2000</b>	<b>10,30</b>	1961	3,48	1993	1,85	1934	0,00
<b>1980</b>	<b>10,14</b>	1979	3,40	2004	1,82	1935	0,00
<b>2002</b>	<b>9,70</b>	1963	3,36	1964	1,67	1936	0,00
<b>1988</b>	<b>9,62</b>	1971	3,05	1965	1,67	1937	0,00
<b>1975</b>	<b>8,63</b>	1978	2,74	1967	1,57	1938	0,00
1990	7,45	1982	2,70	1968	1,57	1939	0,00
1983	6,71	1962	2,56	1949	1,54	1941	0,00
1991	5,59	2001	2,42	1973	1,48	1942	0,00
1940	5,56	1966	2,42	1974	1,45	1943	0,00
1959	5,45	1970	2,29	1951	1,25	1944	0,00
1960	5,36	1945	2,13	1997	1,22	1947	0,00
1955	5,26	1976	2,11	2005	1,21	1948	0,00
1956	5,05	1985	1,97	1952	1,15	1950	0,00
1995	4,88	1946	1,96	1953	1,10	1981	0,00
1998	4,88	1986	1,96	1954	1,08	1994	0,00
1999	4,27	1957	1,92	1972	0,76		

\* Les années en gras indiquent les 8 événements de forte intensité sur le cône (TR ≥ 8,5 %).

**Tableau 3.3**  
 Statistiques de distance (D) et valeurs p des tests Kolmogorov-Smirnov effectués pour déterminer le seuil critique  $u_c$  de taux de réponse des arbres échantillonnés

Seuils critiques (%)	D	Valeur p	Seuils critiques (%)	D	Valeur p
0,0	0,2980	0,0000	7,5	0,1896	0,7580
0,5	0,1120	0,3000	8,0	0,1700	0,8569
1,0	0,0778	0,8397	<b>8,5*</b>	<b>0,1442</b>	<b>0,9517</b>
1,5	0,0769	0,9008	9,0	0,1532	0,9457
2,0	0,0924	0,8814	9,5	0,1852	0,8228
2,5	0,1047	0,8382	10,0	0,1957	0,8654
3,0	0,1120	0,8208	10,5	0,5313	0,0418
3,5	0,1236	0,7956	11,0	0,5424	0,0353
4,0	0,1288	0,7746	11,5	0,2767	0,6562
4,5	0,1428	0,7333	12,0	0,2562	0,7439
5,0	0,1591	0,6646	12,5	0,2298	0,8459
5,5	0,1398	0,8925	13,0	0,2268	0,8564
6,0	0,1787	0,5550	13,5	0,2680	0,7847
6,5	0,1619	0,8328	14,0	0,2585	0,8171
7,0	0,1749	0,7975			

\* Le seuil critique  $u_c$  représente le seuil qui départage les valeurs extrêmes des valeurs normales de la distribution d'échantillons.

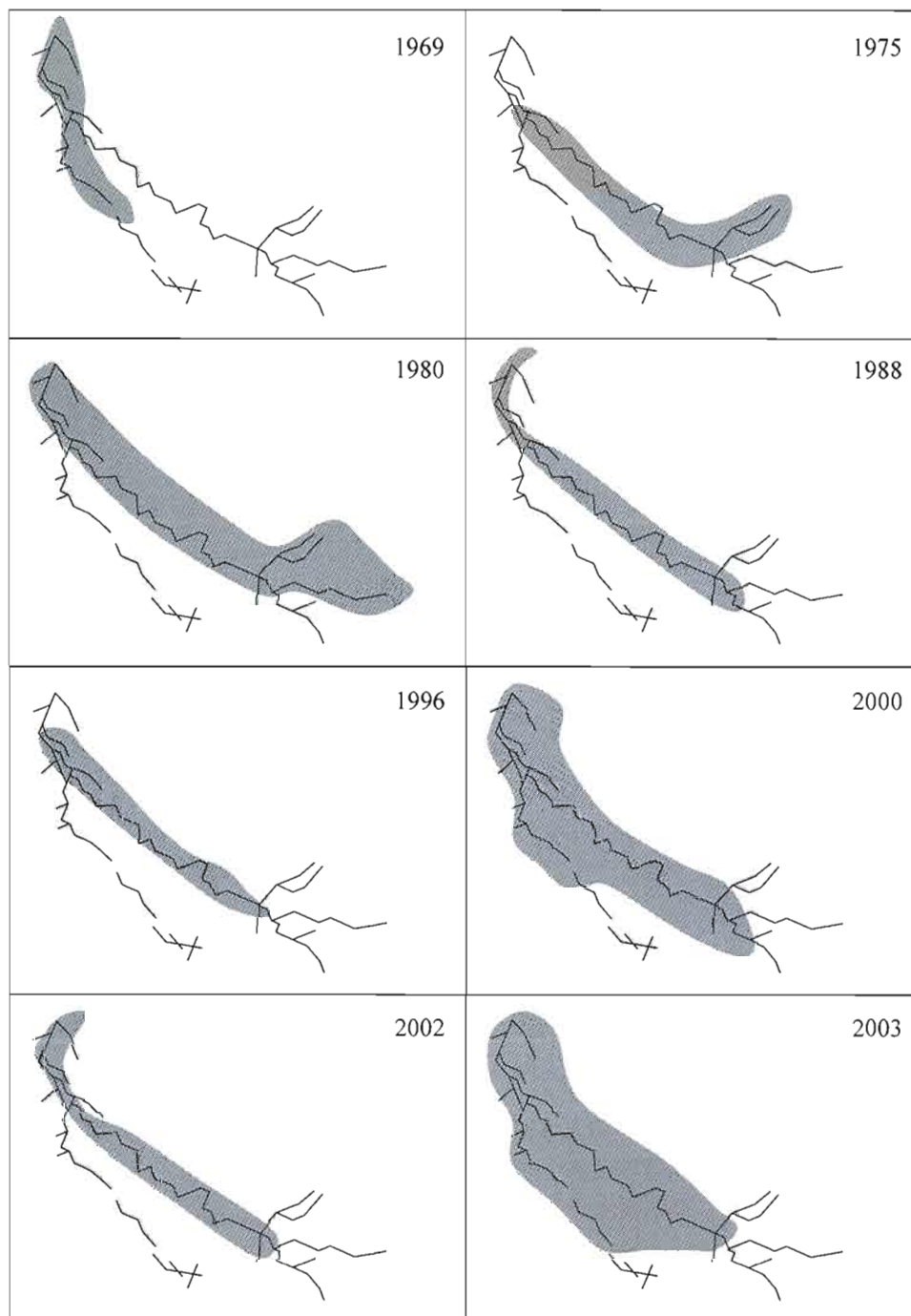


#### 3.3.4. Étendue spatiale des écoulements de forte intensité

L'étendue spatiale des écoulements de forte intensité a été évaluée en investiguant l'emplacement des arbres présentant des anomalies de croissance pour un événement particulier. Les arbres exhibant des blessures étaient généralement situés aux abords du chenal principal et des chenaux secondaires. Ils présentaient des dommages causés par des débris ayant quitté le lit des chenaux lors d'écoulements extrêmes et s'étant répandus sur le sol de part et d'autre des chenaux. La figure 3.15 présente les portions du cône affectées par chacun des huit événements de forte intensité identifiés par les cernes de croissance des arbres. Tous les événements ont affecté le chenal principal, mais on note une variation au niveau du nombre de chenaux secondaires ayant été affectés. Les événements de 1980, de 2000 et de 2003 présentent les étendues les plus importantes, alors que les événements de 1969, 1975, 1988, 1996 et 2002 sont d'une envergure plus restreinte. Par rapport au chenal principal, l'événement de 1980 s'est davantage étalé sur la portion nord du cône que sur la portion sud. Les événements de 2000 et de 2003 ont quant à eux davantage affecté la portion sud du cône. En revanche, les événements de 1969, 1975, 1988, 1996 et 2002 semblent avoir été plutôt restreints à la portion supérieure du cône.

L'événement de 2003 apparaît comme l'événement le plus intense de la chronologie, présentant non seulement le plus fort taux de réponse des arbres (15,76 %), mais aussi la plus grande étendue spatiale. Force est de constater que l'envergure d'un événement n'est cependant pas toujours liée au taux de réponse des arbres. Les années 1969 et 1996, qui suivent l'année 2003 avec des taux de réponse de 14,06 % et 13,41 % respectivement, présentent une étendue spatiale plutôt restreinte. Inversement, les événements 2000 et 1980, qui ont tous deux affecté une grande partie des chenaux du cône, présentent des taux de réponse moyens, 10,30 % et 10,14 %, par rapport aux autres années extrêmes.

Un cycle se dégage donc entre les événements à grande étendue spatiale et les événements à étendue spatiale plus limitée, les événements de plus grande ampleur étant généralement suivis d'un ou de deux événements de moindre envergure. Cette succession pourrait traduire une période de rééquilibrage entre les événements érosifs de forte intensité, période caractérisée par des événements de recharge de moindre intensité fournissant des débris pour le prochain événement érosif.



**Figure 3.15** Étendue spatiale des événements de forte intensité sur le cône.

### 3.3.5. Déclencheurs météorologiques

Au regard des valeurs des facteurs météorologiques analysés pour chacune des huit années extrêmes déterminées par la dendrochronologie, certaines tendances se dégagent (tabl. 3.4). On remarque que plusieurs années extrêmes présentent des valeurs bien au-dessus de la moyenne en termes de précipitation. Ces observations peuvent servir de bases à l'élaboration de scénarios météorologiques susceptibles de déclencher une activité géomorphologique du cône. Ces scénarios sont détaillés ci-dessous.

#### 3.3.5.1 Scénario 1 : Précipitations annuelles au-dessus de la moyenne

Plusieurs années présentent des valeurs de précipitations au-dessus de la moyenne. De celles-ci, un certain nombre révèle des valeurs supérieures à la moyenne + 1 écart type (ÉT). Les années 1969, 1980, 1988 et 2000 se distinguent par des valeurs de précipitations annuelles (formes liquide et solide confondues) au-dessus de la moyenne de 822,1 mm (ÉT=154,8 mm) pour la période de 1890 à 2008. En 1969, il est tombé 1 001,9 mm (> moyenne + 1 ÉT), en 1980, il en est tombé 1147,5 mm (> moyenne + 1 ÉT), l'année 1988 a reçu 960,2 mm (> moyenne) et l'année 2000 a reçu 992,3 mm (> moyenne + 1 ÉT).

#### 3.3.5.2 Scénario 2 : Précipitations nivales supérieures à la moyenne + 2 ÉT

Les fortes valeurs de précipitations annuelles pour l'année 1969 sont principalement dues à d'importantes quantités de neige reçues au cours de l'hiver. L'année 1969 a en effet connu une saison hivernale particulièrement neigeuse, recevant 506,5 cm de neige par comparaison à la moyenne annuelle de 320,7 cm (ÉT = 92,4 cm) pour la période de 1890 à 2008. Cette valeur est donc supérieure à la moyenne + 2 ÉT. De plus, cet important couvert neigeux semble avoir été sujet à une fonte rapide au printemps, comme l'indique le scénario suivant.



### 3.3.5.3 Scénario 3 : Taux rapide de fonte nivale printanière

En effet, le taux de fonte pour l'année 1969 s'élève à 4,8 cm/jour pendant la période de fonte. La fonte totale du couvert neigeux a requis 508 degrés-jours de fonte (DJF) alors que la moyenne de DJF nécessaires à la fusion complète du couvert de neige est de 262 (tabl. 3.5). La fonte intermittente du couvert neigeux s'est échelonnée sur une période de 102 jours (du 11 mars au 21 juin), ce qui est légèrement en-dessous de la moyenne de 111 jours, mais génère tout de même un taux de fonte important en raison de l'énorme quantité de neige en question. Inversement, malgré le fait que les années 1988 et 2003 se caractérisaient par un faible enneigement (282,6 et 237,7 cm), les taux de fonte au printemps, estimés à 4,5 cm/jour (> moyenne + 2 ÉT) en 1988 et à 3,7 cm/jour (> moyenne + 1 ÉT) en 2003 sont très élevés.

### 3.3.5.4 Scénario 4 : Épisode de pluie très intense en moins de 24 heures

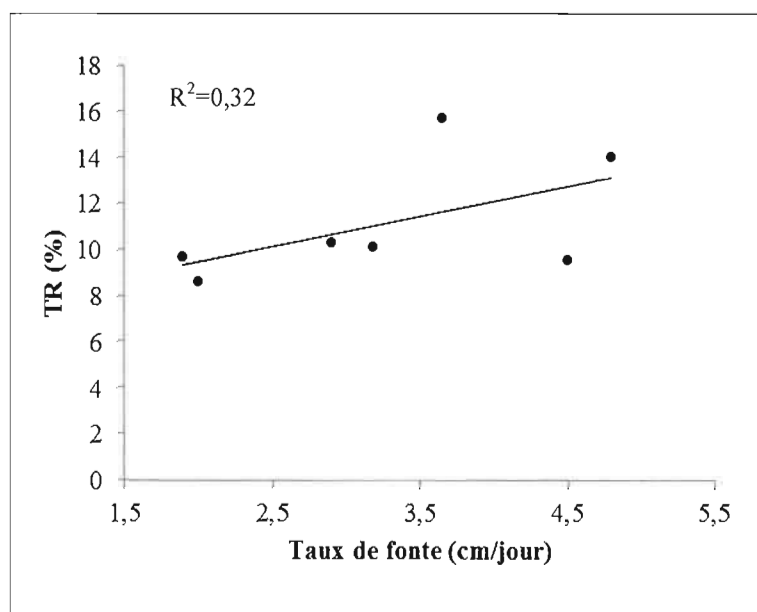
Le 6 juillet 1980, 110 mm de pluie sont tombés sur une période d'au plus 24 h. En contrepartie, plus de 76,1 mm de pluie sont tombés en moins de 24 heures le 7 août 2002. Ces deux épisodes de pluie torrentielle dépassent largement la moyenne des maxima de pluie tombée en 24 h qui se chiffre à 45,4 mm (ÉT=19,2 mm) pour la période de 1890 à 2008. La valeur du 6 juillet 1980 est supérieure à la moyenne + 2 ÉT et celle du 7 août 2002 dépasse la moyenne + 1 ÉT.

### 3.3.5.5 Scénario 5 : Précipitations cumulées importantes

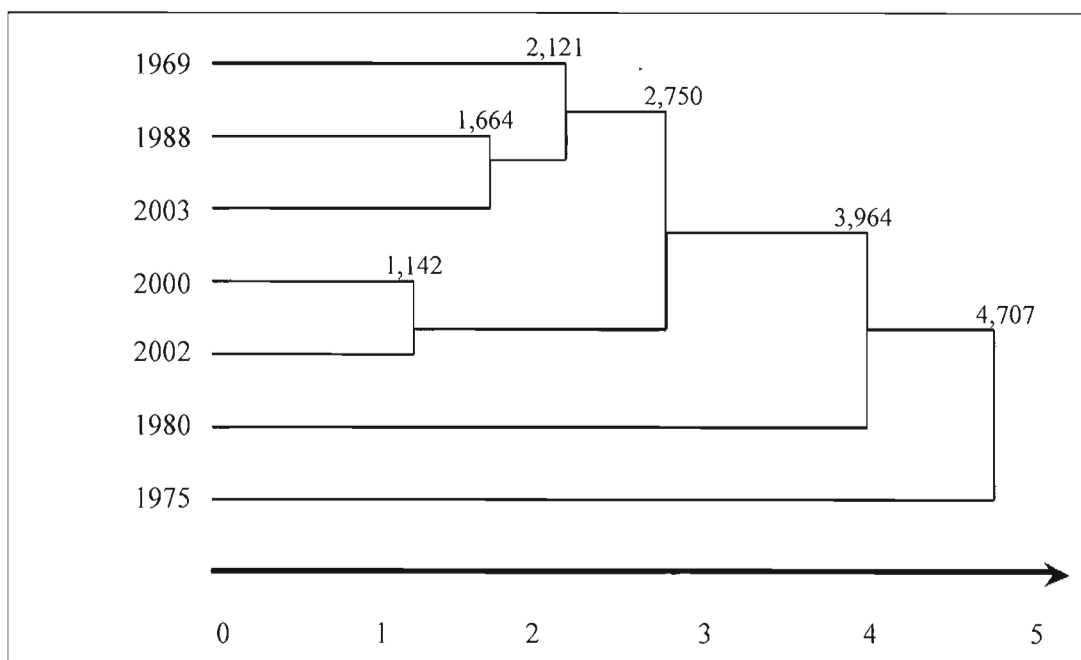
L'épisode de pluie torrentielle du 7 août 2002 avait été précédé par des journées considérablement pluvieuses, notamment le 31 juillet, où il était tombé 31 mm en moins de 24 h. Plusieurs autres averses importantes ont également suivi au cours des deux semaines subséquentes, portant le total des précipitations cumulées sur 14 jours à 141,6 mm. Cette valeur est largement au-dessus de la moyenne + 1 ÉT, la moyenne pour une période de 14 jours s'élevant à 98,6 mm et l'écart type à 36,2 mm.

À partir des facteurs météorologiques évalués, une seule année extrême identifiée par la dendrochronologie, l'année 1975, ne présente pas de données dépassant la moyenne. Il est à noter qu'aucune conclusion ne peut être tirée des données météorologiques de l'année 1996





**Figure 3.16** Régression simple entre le taux de fonte (cm/jour) et le taux de réponse des arbres (%).



**Figure 3.17** Dendrogramme issu de l'analyse de groupement des années de forte intensité. Les chiffres représentent la distance entre les années ou grappes d'années.

## CHAPITRE IV

### DISCUSSION

#### 4.1. Fonctionnement hydrogéomorphologique du cône

Les dépôts du cône peuvent représenter la signature d'un des trois processus hydrogéomorphologiques contribuant au développement des cônes de déjection en milieu tempéré : les écoulements fluviaux, les écoulements hyperconcentrés ou les coulées de débris. Les paramètres morphométriques ainsi que la stratigraphie et la sédimentologie des dépôts indiquent que l'activité du cône McKenville est attribuable à des écoulements hyperconcentrés.

##### 4.1.1. Identification du processus hydrogéomorphologique par l'entremise de paramètres morphométriques

L'analyse de paramètres morphométriques de bassin versant a été proposée comme une méthode d'identification des processus hydrogéomorphologiques de cône de déjection. Il est supposé que puisque ces processus présentent des comportements mécaniques différents, ils devraient par conséquent générer des relations cône-bassin versant différentes (Hooke, 1967; Jackson, Kostaschuk et MacDonald, 1987; Wells et Harvey, 1987; Kochel, 1990; Blair et McPherson, 1994a, b; Marchi et Brochot, 2000). Des relations morphométriques entre cônes et bassins versants ont ainsi permis, dans un certain nombre de cas, de prévoir le processus hydrogéomorphologique dominant d'un cône en question (Kochel et Johnson, 1984; Kostaschuk, MacDonald et Putnam, 1986; Wilford *et al.*, 2004, 2005), et ce, dans diverses régions du monde (Marchi et Brochot, 2000; De Scally, Slaymaker et Owens, 2001; Lorente *et al.*, 2002).

La concordance des résultats de ces études marque la robustesse de l'approche morphométrique lors d'analyses typologiques préliminaires des processus



hydrogéomorphologiques de cône de déjection. La majorité de ces études précisent cependant que bien que l'analyse morphométrique offre une évaluation adéquate des processus hydrogéomorphologiques dans bien des cas, cette évaluation demeure sommaire puisque d'autres facteurs, notamment la lithologie, le régime hydrologique et le confinement topographique, peuvent également modifier les paramètres de bassins versants (Wells et Harvey, 1987; Blair, 1999). L'analyse morphométrique se doit donc d'être soutenue par l'étude de photographies aériennes diachroniques et d'images satellitaires, ainsi que par des visites du terrain (Benda *et al.*, 2007).

Pour leur part, Wilford *et al.* (2004, 2005) ont stipulé que puisqu'une relation claire existe entre formes et processus, les aléas que représentent certains processus hydrogéomorphologiques pourraient donc être identifiés par l'entremise de modèles simples tirant avantage de données existantes plutôt que de données nécessitant des visites des sites en question. À partir d'une sélection d'attributs de bassins versants de la côte ouest canadienne, ils ont été en mesure de déterminer ceux qui seraient les plus aptes à identifier correctement le processus hydrogéomorphologique du cône associé. Tout comme dans le cadre de travaux antérieurs (Jackson, Kostaschuk et Putnam, 1987; Bovis et Jakob, 1999), l'utilité du coefficient de Melton (dénivelé du bassin versant /  $\sqrt{\text{superficie du bassin versant}}$ ) a été confirmée pour l'identification des bassins versants susceptibles à des écoulements fluviaux. De plus, l'étude a démontré que le coefficient de Melton, combiné à la longueur du bassin versant, s'avérait utile pour distinguer les bassins sujets à des coulées de débris de ceux sujets à des écoulements hyperconcentrés en utilisant des seuils déterminés par régression logistique.

Il est intéressant de noter que les valeurs des attributs de bassins versants pour les 29 bassins étudiés par Wilford *et al.* (2004, 2005) en Colombie-Britannique et les valeurs mesurées dans le cadre de la présente étude génèrent des résultats concordants, tout comme cela a été le cas pour un cône étudié dans la vallée de l'Anse-Pleureuse en Gaspésie (Caron Fournier, 2009) (tabl. 4.1). Au premier abord, la catégorisation des bassins versants de Wilford *et al.* (2004, 2005) semble ainsi également s'appliquer aux cônes de la Gaspésie. Il

**Tableau 4.1**  
 Une comparaison entre les valeurs publiées par Wilford *et al.* (2004)  
 et les résultats de la présente étude au niveau des attributs de bassins versants  
 sujets à des écoulements hyperconcentrés

Attribut de bassin versant	Wilford <i>et al.</i> 2004	Bassin de la coulée à McKenville (présente étude)
Superficie (km <sup>2</sup> )	0.7 – 31.4	1.53
Longueur (km)	1.68 – 10.73	2.45
Dénivelé (km)	0.5 – 1.7	0.51
Pente (%)	0.13 – 0.52	0.21
Coefficient de Melton	0.26 – 1.21	0.41

serait bien entendu nécessaire et pertinent de poursuivre l'analyse de cette méthode à une série plus étendue de bassins versants gaspésiens, dans une perspective régionale, afin de constater si les valeurs identifiées pour les cônes forestiers de la Colombie-Britannique s'appliquent ou non de façon plus large en Gaspésie.

L'analyse morphométrique, accompagnée d'autres techniques pertinentes, peut ainsi constituer une option intéressante lorsque les données de terrain ne sont pas aisément accessibles. Cette méthode, comme toute autre, comporte des lacunes, mais utilisée conjointement avec des données rhéologiques, géomorphologiques et sédimentologiques, elle peut contribuer à l'identification adéquate des processus hydrogéomorphologiques d'un cône. Il est cependant important de noter que ces relations morphométriques peuvent être considérablement dépendantes des conditions climatiques régionales et que certains ajustements peuvent être nécessaires si la méthode développée en Colombie-Britannique se voit appliquée dans d'autres régions du monde (Wilford *et al.*, 2004, 2005).

#### 4.1.2. Stratigraphie et sédimentologie des dépôts et dynamique holocène

Tout comme l'analyse des paramètres morphométriques, la stratigraphie et la sédimentologie des dépôts du cône McKenville confirment l'occurrence d'écoulements hyperconcentrés. Les dépôts sont généralement grossiers et massifs, à support clastique, et présentent une imbrication légère au sein d'une matrice sableuse. Ils sont interprétés comme

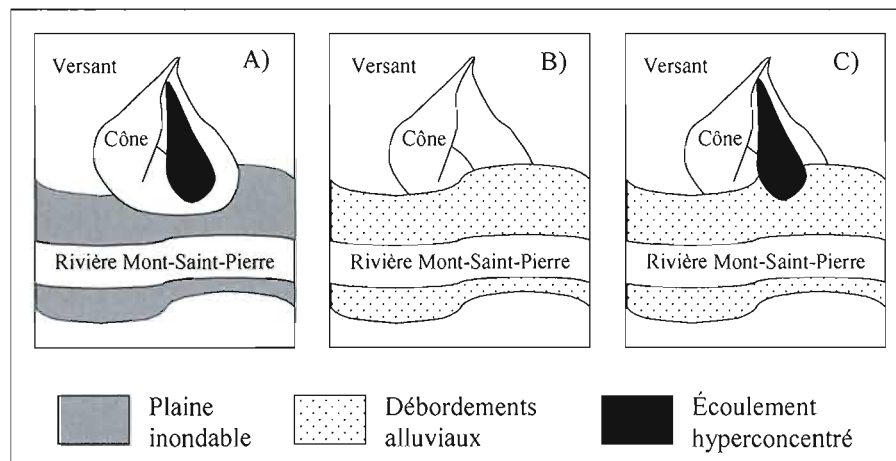
le produit du transport et du remaniement de sédiments provenant du bassin versant par des écoulements hyperconcentrés qui produisent des faciès transitionnels entre ceux des coulées de débris composés de diamicton à matrice cohésive et ceux des écoulements fluviaux qui présentent plutôt une stratification évidente (tabl. 4.2). Les quelques discontinuités, lits fins et lentilles de sables ou de graviers dénotent des phases distinctes lors d'un même événement ou des événements successifs survenus alors que le transit sédimentaire s'effectuait de façon intermittente.

La granulométrie variable des coupes de la partie supérieure du cône par comparaison à celles de la partie distale et des abords de la rivière suggère deux sources principales de sédiments : 1) les chenaux du cône, déchargeant les sédiments grossiers provenant de la météorisation et de l'érosion des pieds de versants du bassin, révélés par des unités stratigraphiques massives dans ces chenaux; et 2) la rivière Mont-Saint-Pierre, caractérisée par des unités à texture fine correspondant à des épisodes de haut niveau d'eau. Les processus de sédimentation étant gouvernés par les conditions d'écoulement et par la relation spatiale entre les versants et la plaine inondable, plusieurs hypothèses sont envisageables pour expliquer la dualité des dépôts. Florsheim (2004) a rendu compte de trois scénarios possibles pour un cône californien dans un hydrosystème similaire à celui du cône McKenville (fig. 4.1). Premièrement, les écoulements hyperconcentrés provenant du cône peuvent survenir alors qu'il n'y a pas de débordements du lit mineur de la rivière (fig. 4.1A). Deuxièmement, des débordements fluviaux peuvent transporter des sédiments fins de la rivière sur le cône alors qu'il n'y a aucun apport sédimentaire provenant de ce dernier (fig. 4.1B). Troisièmement, des apports sédimentaires provenant du cône peuvent coïncider avec des débordements fluviaux tapissant la plaine inondable (fig. 4.1C). La stratification entrecroisée des unités grossières et des unités fines observée dans le cône McKenville indique la variabilité de l'importance relative de chaque processus dans le temps et en réponse à des modifications du climat, du couvert forestier et de l'aménagement du territoire qui influencent assurément le transit sédimentaire au sein du bassin versant de la rivière Mont-Saint-Pierre. En l'occurrence, la construction de la route qui sépare désormais le cône et la rivière a sans doute transformé la dynamique sédimentaire du milieu, créant une coupure dans l'hydrosystème.

**Tableau 4.2**  
Caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques des processus hydrogéomorphologiques de cône de déjection

Formes et dépôts	Structures sédimentaires	Caractéristiques sédimentaires
<b>Écoulements fluviaux</b>		
Barres, cônes, nappes Lentilles graveleuses Grand ratio largeur : profondeur du chenal	Stratification horizontale ou inclinée à massive Imbrication faible à forte Fabrique peu orientée ou sans orientation préférentielle Granoclasement normal Lentilles présentant un laminage évident	Indice de triage bon à moyen: 0,6-1,0 $\Phi$ Stratification horizontale Support clastique Distribution normale Fragments arrondis Grande étendue de la taille de sédiments
<b>Écoulements hyperconcentrés</b>		
Couches ou nappes granuleuses, bermes latérales Lobes empilés, petites dépressions d'effondrement, monticules superposés Petit ratio largeur: profondeur du chenal Coupe transversale du chenal de forme rectangulaire	Stratification horizontale faible à massive Imbrication faible Granoclasement normal à inverse Lentilles graveleuses minces	Indice de triage pauvre: 1,1 à 1,6 $\Phi$ Texture lâche à support clastique Sables grossiers prédominants Augmentation de la matrice sableuse avec la profondeur
<b>Coulées de débris</b>		
Levées marginales, lobes terminaux Coupe transversale du chenal de forme trapézoïdale ou en U	Stratification faible ou absente Imbrication faible ou absente Orientation préférentielle faible à moyenne Granoclasement inverse à normal Lentilles grossières et lâches	Indice de triage très pauvre à extrêmement pauvre: 3,0-5,0 $\Phi$ Support matriciel Étendue extrême de la taille des particules, pouvant aller jusqu'à des mégablocs

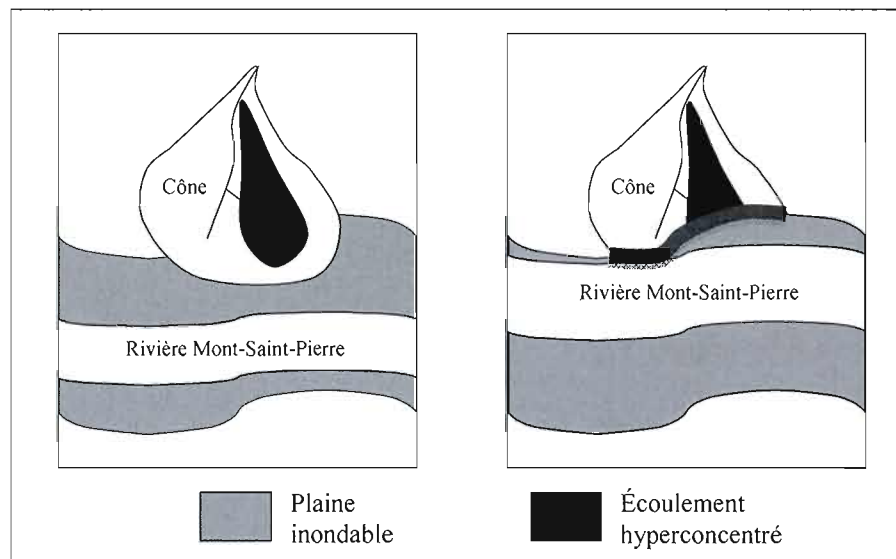
(D'après Costa, 1988; Bertran et Texier, 1999; Sohn *et al.*, 1999; Kim et Lowe, 2004; Pietson, 2005).



**Figure 4.1** Schéma des scénarios pouvant expliquer l'entrelacement des dépôts observé dans la partie distale du cône et aux abords de la rivière Mont-Saint-Pierre. (D'après Florsheim, 2004).

En revanche, l'entrelacement des dépôts du cône et des dépôts fluviaux dans la partie distale du cône et en bordure de la rivière Mont-Saint-Pierre pourrait aussi suggérer une migration est-ouest du lit de la rivière au cours de la période postglaciaire (fig. 4.2), comme suggéré par Ballantyne et Whittington (1999) pour un cône des hautes terres d'Écosse. La partie distale du cône aurait alors été sectionnée lors du déplacement du lit de la rivière vers l'ouest, bien entendu avant la construction de la route de Mont-Saint-Pierre. Les sédiments auraient alors pénétré la rivière sous forme de cône-delta et auraient été emportés par la rivière lors de crues. Par ailleurs, le cône aurait été préservé lorsque le lit de la rivière migrait vers l'est, formant des terrasses riveraines accumulant les sédiments en provenance du cône.

Le nombre restreint de coupes stratigraphiques dégagées et l'absence de matière organique permettant la datation des dépôts limitent toutefois la confirmation de l'une ou l'autre de ces hypothèses dans le cadre de cette étude. L'absence de sols enfouis peut être attribuée à plusieurs scénarios. Premièrement, il se peut que depuis sa mise en place, l'activité du cône ait été trop intense pour permettre la colonisation d'espèces végétales (stabilité de la surface du cône inexistante) et ce, jusqu'à la période relativement moins intense que nous connaissons aujourd'hui. Deuxièmement, certains sols très minces ont possiblement eu l'occasion de se développer, mais ils auraient été emportés à répétition par l'érosion causée par les écoulements hyperconcentrés. Troisièmement, l'aggradation du cône



**Figure 4.2** Effet de la migration du lit de la rivière Mont-Saint-Pierre sur les dépôts du cône.

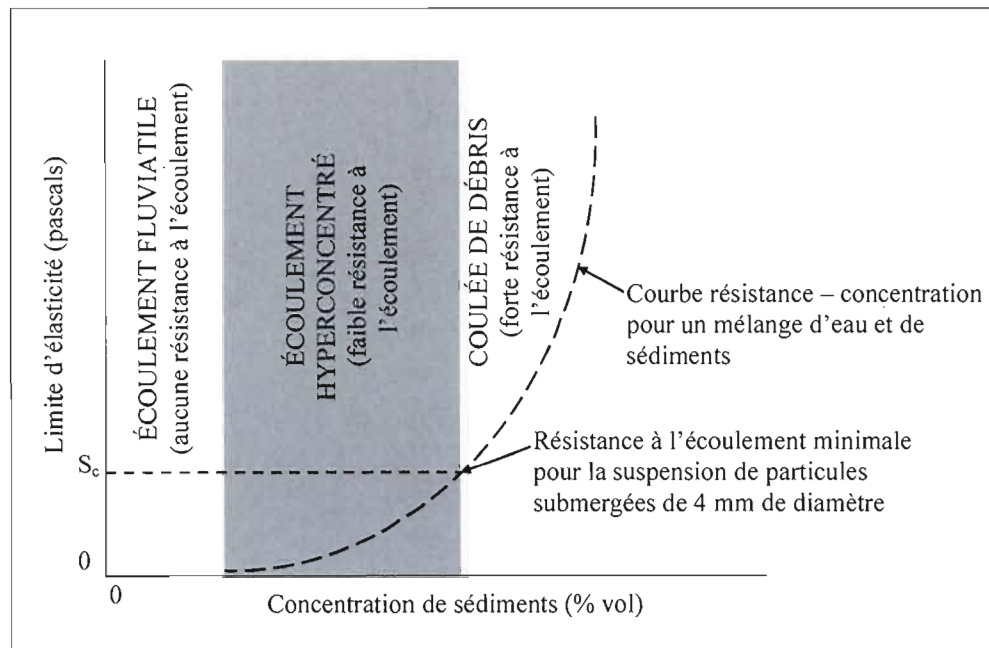
aurait pu se produire à un rythme suffisamment lent pour permettre la décomposition complète de la matière organique avant qu'elle ne soit enfouie pour être préservée. Puisque les dépôts associés à l'activité torrentielle du cône sont massifs et très peu différenciés verticalement, il est à toutes fins pratiques impossibles de départager les événements consécutifs qui ne sont pas entrecoupés de lits de sédiments fins, indiquant un épisode de sédimentation fluviale. En raison de l'absence de sols organiques permettant la datation des événements de sédimentation du cône, il est alors impossible de reculer dans le temps au-delà de ce que nous permettent les plus vieux arbres sur le site, par l'entremise de l'étude des cernes de croissance. Des travaux antérieurs ont néanmoins démontré une intensification de l'activité sédimentaire liée à certains cônes de la région à partir de l'Holocène supérieur, soit vers 4 000 ans BP (Hétu, 2008), alors qu'une augmentation des précipitations hivernales (Carcaillet et Richard, 2000) s'est traduite par des écoulements de sous-bois plus importants. En outre, l'étude d'un cône dans la vallée de l'Anse-Pleureuse a identifié une période d'activité intense avant 9 000 ans BP, un ralentissement entre 9 000 et 5 000 ans BP, et une reprise subséquente (Caron Fournier, 2009). Il semblerait alors que l'activité sédimentaire liée à ces cônes soit en partie contemporaine de la phase forestière, la fermeture du couvert forestier sur les pieds de versants ayant eu lieu dans la région vers 8 000 ans BP (Marcoux et

Richard, 1995). La présence de végétation lors du développement du cône et le fait que son activité soit en général de type catastrophique éliminent les premier et troisième scénarios suggérés plus haut, à la faveur du deuxième, bien que ceci ne soit pas vérifiable sans datation.

#### 4.1.3. Nature et caractérisation des écoulements hyperconcentrés

En tant qu'intermédiaire dans le continuum de processus hydrogéomorphologiques entre les écoulements fluviaux d'une part et les coulées de débris d'autre part, les écoulements hyperconcentrés (ou crues chargées de sédiments) sont toujours mal compris et peu reconnus. Beverage et Culbertson (1964) ont été les premiers à s'attarder à la capacité de crues chenalisées de transporter d'importantes quantités de sédiments fins à une concentration de solides relativement élevée. La signification du terme « écoulement hyperconcentré » a depuis lors été élargie pour inclure les écoulements chargés de matériel plus grossier (Pierson et Costa, 1987; Costa, 1988; Pierson, 2005), tels ceux du cône McKenville qui peuvent transporter des fragments de plusieurs centimètres de diamètre, d'après les observations effectuées. Les concentrations typiques de solides dans un écoulement hyperconcentré sont de l'ordre de 40 à 60 % en volume ou de 40 à 80 % en poids (Beverage et Culbertson, 1964; Pierson et Costa, 1987). Les caractéristiques de l'écoulement sont toutefois fortement contrôlées par la teneur en sédiments fins (limons et argiles). Par exemple, un écoulement transportant des particules grossières à flottabilité neutre peut maintenir, à un taux de déformation faible, un comportement newtonien jusqu'à des concentrations beaucoup plus élevées qu'un écoulement contenant des sédiments plus fins. Par contre, tel que mentionné plus haut, la concentration de sédiments peut varier considérablement lors d'un même événement. Comme la granulométrie et la densité des particules jouent également un rôle extrêmement important dans la détermination des propriétés des mélanges d'eau et de sédiments (Wan et Wang, 2004), les écoulements hyperconcentrés ne peuvent donc pas être définis uniquement en termes de teneur en sédiments en suspension, mais aussi en termes de conditions d'écoulement ainsi que de mécanismes de transport de ces sédiments.

À cet égard, les écoulements hyperconcentrés sont considérés comme des mélanges d'eau et de sédiments possédant une limite d'élasticité considérable, mais qui à vue d'œil se comportent comme des liquides (Pierson et Costa, 1987) (fig. 4.3). Les solides et l'eau



**Figure 4.3** Type d'écoulement selon la courbe résistance-concentration d'un mélange d'eau et de sédiments. (D'après Pierson, 2005).

demeurent des phases distinctes de l'écoulement, à l'instar des écoulements fluviaux. Des forces de viscosité agissant sur les particules maintiennent les sédiments en suspension. Ces interactions atténuent la turbulence à la surface de l'écoulement, ce qui constitue un critère de discrimination des écoulements hyperconcentrés et des écoulements fluviaux sur le terrain.

Les écoulements hyperconcentrés se distinguent également des autres types d'écoulement en fonction des mécanismes de transport des sédiments qui leur sont propres. Lors d'écoulements hyperconcentrés, des vagues de sédiments sont propulsées par des forces tractives générées par la lame d'eau qui recouvre les débris. Par comparaison, ce sont plutôt la résistance au cisaillement et des forces de flottabilité qui entraînent les sédiments lors de coulées de débris (Manville et White, 2003). Ces mécanismes font en sorte que des débits 40 fois plus élevés que ceux d'écoulements fluviaux peuvent être générés lors de coulées de débris (Hung et al., 2001). Selon ces critères, les écoulements hyperconcentrés sont de nouveau plutôt comparables aux écoulements fluviaux, d'où la suggestion du débit de pointe comme discriminant fiable pour distinguer les écoulements fluviaux et les écoulements hyperconcentrés des coulées de débris (Hung et al., 2001). Cette approche



comporte cependant une faille majeure puisque des taux de transport sédimentaires deux fois plus importants que dans des écoulements fluviaux ont été rapportés pour des écoulements hyperconcentrés (Wan et Song, 1987). Cette différence est due à plusieurs facteurs : 1) la granulométrie moyenne de la charge en suspension qui est plus grossière dans les écoulements hyperconcentrés; 2) les concentrations de charge en suspension qui sont généralement plus élevées dans les écoulements hyperconcentrés; et 3) la concentration relative de sable en suspension avec une distance accrue du lit qui est typiquement uniforme dans les écoulements hyperconcentrés mais fortement stratifiée dans l'écoulement fluvial (Pierson, 2005).

Trois différentes origines ont été constatées pour les écoulements hyperconcentrés : 1) comme le résultat direct d'une crue (Costa, 1988; Smith et Lowe, 1991); 2) de la dilution d'une coulée de débris (Smith et Lowe, 1991; Matthews *et al.*, 1999); et 3) comme composante d'un écoulement sédimentaire caractérisé par une ségrégation longitudinale de la granulométrie des particules où peut être distingué un front plus grossier, constitué d'une coulée de débris hautement concentrée, d'un corps et d'une queue plus fins, formés par un écoulement de plus en plus dilué (Sohn *et al.*, 1999).

Les caractéristiques présentées ici soulignent la nature distincte des écoulements fluviaux, des écoulements hyperconcentrés et des coulées de débris. Toutefois, comme ces processus hydrogéomorphologiques sont rarement l'objet d'observations directes, leurs particularités rhéologiques doivent être révélées par des formes et des dépôts de surface qui témoignent de la dynamique superficielle des cônes.

#### 4.2. Reconstruction dendrogeomorphologique de l'activité récente du cône

L'occurrence d'écoulements hyperconcentrés nécessite la rétention de sédiments au niveau du bassin versant et des chenaux d'écoulement. Ce captage peut résulter de plusieurs facteurs : 1) écoulement limité et/ou intermittent; 2) profil longitudinal en seuils et en cuvettes (*step pool*) qui augmente la résistance à l'écoulement; 3) rugosité importante du terrain – associée à la présence de débris ligneux et de blocs – qui limite le transport de sédiments et favorise leur interception; ainsi que 4) l'accumulation de sédiments cohésifs – provenant notamment de glissements de terrain – qui sont difficilement mobilisables (Benda

*et al.*, 2005). Plusieurs de ces facteurs sont présents sur le site du cône McKenville, en raison de la présence du couvert forestier qui influence inévitablement l'activité hydrogéomorphologique (fig. 4.4). Les chenaux d'écoulement adaptent notamment leur tracé aux obstacles causés par la chute d'arbres et les accumulations de débris. Les débris ligneux font également augmenter la rugosité du terrain, agissant en tant que catalyseurs de l'aggradation locale d'un chenal principal. Ils jouent le rôle de pièges, captant les sédiments en transit. Il en résulte une rupture dans le profil en long du chenal et la création de dénivelés importants. La dégradation du chenal devient alors évidente en aval d'un embâcle de débris ligneux puisque celui-ci entrave le transport sédimentaire, formant des accumulations importantes de sédiments en amont et créant un déficit de sédiments en aval. Lors d'écoulements hyperconcentrés, du sable, des graviers et des galets sont déposés sur une bonne partie du cône. Des monticules de sédiments de plusieurs dizaines de centimètres de hauteur s'accumulent derrière des arbres ou de gros blocs. Des petits lobes de sédiments plus fins se déposent à une distance un peu plus grande du chenal principal et des chenaux secondaires. La taille de certains blocs dans les chenaux et les cicatrices d'abrasion à la base de plusieurs arbres indiquent que l'écoulement peut également transporter de plus gros fragments. Sur le cône McKenville, ces conditions propices au captage sédimentaire sont combinées à une disponibilité de sédiments importante en raison de la nature friable de la lithologie locale qui est davantage fragilisée par les cycles de gel-dégel récurrents pendant la saison froide. Tous ces facteurs concourent à la dynamique hydrogéomorphologique du cône et confèrent à l'approche dendrogéomorphologique, par l'étude de l'interaction sédiments-végétation, toute son utilité.

#### 4.2.1. Considérations méthodologiques

Les chronologies d'événements hydrogéomorphologiques de forte intensité obtenues par l'étude des cernes de croissance des arbres surmontent plusieurs des lacunes que peuvent comporter les chronologies obtenues par l'étude de la stratigraphie des cônes. Ces dernières sont souvent limitées par la rareté de la matière organique préservée entre les unités sédimentaires, la nature discontinue des unités sédimentaires et des horizons organiques, ainsi que par la difficulté de départager les dépôts associés à des événements successifs



**Figure 4.4** Dynamique superficielle du cône. A) Écoulement limité dans le chenal principal pendant la période estivale; B) Profil longitudinal du chenal principal en seuils et en cuvettes (*step pool*); C) Chute d'un arbre qui augmente la rugosité du terrain; D) Tracé d'un chenal secondaire qui s'adapte à la végétation environnante.



(Jennings, Beirman et Southon, 2003). Notamment parce qu'elle permet une résolution annuelle des chronologies, la dendrogéomorphologie se révèle efficace pour la caractérisation d'aléas en l'absence de données historiques pertinentes. L'étude des cernes de croissance comporte tout de même certaines limites, limites qui ont été considérées dans le cadre de cette étude et qui sont abordées ici.

#### 4.2.1.1. Discrimination des causes d'anomalies de croissance

La difficulté de discriminer les blessures ou anomalies de croissance liées à divers processus est présente dans toute étude dendrogéomorphologique. Dans le cadre de la présente recherche, plusieurs précautions ont été prises afin d'éviter une confusion à cet effet. Les avalanches de neige pouvaient d'emblée être rejetées parce qu'il y avait très peu d'arbres cassés sur le site et parce que les cicatrices observées étaient généralement placées plus bas sur les troncs que celles qui auraient été causées par une avalanche (souvent à un mètre et plus du sol) (Germain, Filion et Héту, 2005). En outre, l'exposition de la blessure par rapport au sens de l'écoulement a été pris en compte lors de la création des classes d'indicateurs, en ne conservant que les cicatrices d'impacts situées sur le côté amont des troncs d'arbres et les séquences de bois de réaction (compression) produites dans le même sens que l'écoulement (vers l'aval) ou perpendiculaire à celui-ci. De plus, la majorité des arbres échantillonnés se retrouvait dans les chenaux d'écoulement ou en bordure de ces chenaux, ce qui augmentait la probabilité que le dommage observé ait été causé par l'écoulement. Lorsque la cause de la blessure ou de l'anomalie semblait ambiguë (ex. : effet de versant, activité animale), l'arbre n'était tout simplement pas échantillonné. L'élimination de plusieurs sources d'erreur est ainsi possible lorsque la dendrochronologie est associée à des observations géomorphologiques de qualité.

#### 4.2.1.2. Taille minimale de l'échantillon

La deuxième limite concerne le nombre minimal d'arbres requis pour constituer un échantillon valide. Aucun consensus n'existe à ce sujet, bien qu'il soit évident qu'afin de garantir la capacité de réplication dans les premières années d'une chronologie, une taille d'échantillon minimale est requise. Certains proposent cinq arbres comme minimum (Stoffel

et Bollshweiler, 2008). Butler et Sawyer (2008), quant à eux, soutiennent que « plus, c'est mieux », mais concèdent tout de même qu'il faut tenir compte des contraintes de temps, de sécurité et de ressources. En revanche, Germain, Filion et Hétu (2009) proposent un nombre minimal de 10 arbres afin d'éviter une surreprésentation d'événements causée par un nombre de spécimens trop faible. C'est également le nombre qui a été retenu dans le cadre de cette recherche, notamment parce qu'il éliminait seulement trois événements antérieurs (1892, 1910, 1928) qui étaient indiqués par un seul arbre endommagé sur deux arbres vivants en 1892 et 1910 et par un arbre endommagé sur sept arbres vivants en 1928 (fig. 3.13). Il est par ailleurs intéressant de noter que l'événement de 1928 est concordant avec la fréquence obtenue puisque son inclusion dans la chronologie ne modifie pas la période de retour calculée de 9,25 ans. Cet événement renforce donc les résultats obtenus.

#### 4.2.1.3. Rejet des cernes de bois juvénile

Une troisième limitation de la méthode relève du nombre de cernes à partir du cœur à rejeter lors du recensement des anomalies de croissance d'un échantillon. Selon certains, la première décennie de croissance (bois juvénile) ne devrait jamais être incluse dans l'analyse puisque les cernes de croissance des très jeunes arbres sont plus sensibles aux forçages externes comme le poids de la neige et les frottis et le broutement des ongulés, et produisent en général plus de bois de réaction ou de canaux résinifères par unité de surface (Stoffel et Bollschweiler, 2008). D'autres sont plus radicaux, rejetant les vingt premières années de croissance (Germain, Filion et Hétu, 2009). La sensibilité accrue du bois juvénile serait causée par diverses composantes chimiques qui se stabilisent avec l'âge et également par une densité du bois qui est plus faible en bas âge (Larson, 1966; Timell; 1982; Kennedy 1995; Garcia-Gonzalez et Fonti, 2008). Une démarcation spécifique entre la fin du bois juvénile et le début du bois mature au niveau des cernes de croissance demeure néanmoins incertaine, d'autant plus qu'il existe une variation importante entre les espèces. Certains avancent que le changement survient à 10 ans (Strunk, 1997), d'autres à 25 ans (Koga et Zhang, 2004) et d'autres encore se contentent d'une fourchette d'âges de 8 à 35 ans (Kennedy, 1995). Le cône McKenville n'ayant pas échappé aux coupes forestières dans la vallée de Mont-Saint-Pierre au début du XX<sup>e</sup> siècle, une grande partie des arbres y vivant aujourd'hui sont relativement

jeunes (un peu moins de 90 % des arbres échantillonnés sont nés après 1940) (fig. 3.11). Par conséquent, dans le but de rendre compte du plus grand nombre d'événements, seuls les 10 premiers cernes ont été rejetés du recensement des anomalies de croissance.

#### 4.2.1.4. Pondération des réponses enregistrées et taux de réponse minimal

La probabilité accrue d'enregistrer des événements récents en raison de la taille grandissante de l'échantillon en fin de chronologie est également une contrainte à considérer. Ce biais est inévitable, mais l'indice des taux de réponse des arbres (Shroder, 1978, 1980) employé au cours des analyses de cette étude et qui rapporte le nombre de réponses enregistrées sur le nombre d'arbres vivants présents au sein de l'échantillon pour chaque année, permet de réduire de façon satisfaisante cette distorsion :

$$TR = \left( \sum_{i=1}^n Rt \right) / \left( \sum_{i=1}^n Nt \right) \times 100\% \quad . \quad (7)$$

Il demeure néanmoins que la période de retour évaluée par l'étude des cernes de croissance reste une récurrence minimale. Ceci est dû au fait que tous les événements ne possèdent pas une intensité suffisamment forte pour être enregistrés dans les cernes. De plus, il se peut qu'un événement de forte intensité efface les traces d'événements antérieurs ou empêche l'enregistrement de plus petits événements ultérieurs jusqu'au retour à l'équilibre du site en question.

La question clé du point de vue méthodologique demeure toutefois le taux de réponse minimal. Le fait est qu'une anomalie de croissance observée sur un seul arbre n'est généralement pas considérée comme suffisante pour attester de l'occurrence d'un événement (Butler et Sawyer, 2008). C'est aussi pourquoi les reconstructions d'événements hydrogéomorphologiques à partir de cernes de croissance ne sont jamais complètes et représentent toujours une récurrence minimale du processus à l'étude. Certains auteurs soutiennent qu'un seuil minimal de réponse de 10 % permet l'obtention d'une confiance suffisante (Dubé, Filion et Héту, 2004; Reardon *et al.*, 2008; Germain, Filion et Héту, 2009), alors que d'autres stipulent qu'il faut atteindre un seuil minimal de 40 % afin que les résultats soient pertinents d'un point de vue statistique (Butler et Malanson, 1985; Butler,

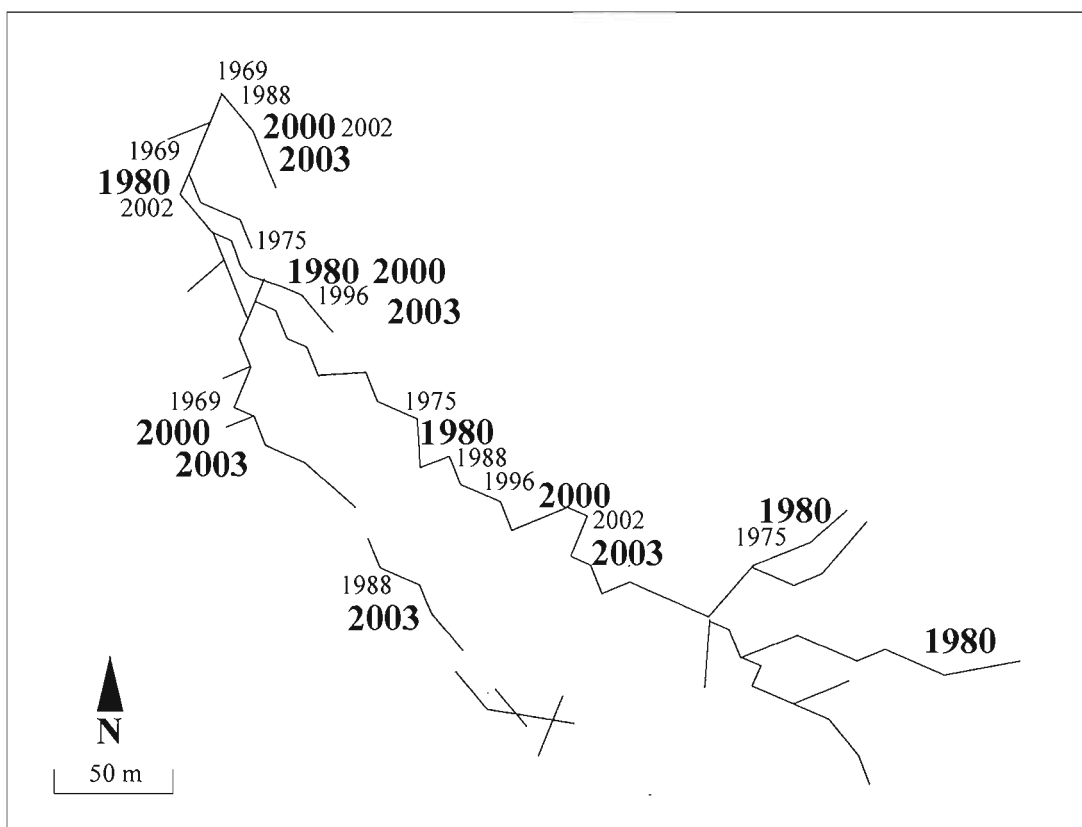
Malanson et Oelfke, 1987; Bryant, Butler et Vitek, 1989). Ce seuil plutôt sévère a d'ailleurs été récemment révisé à la baisse à 20 % (Butler et Sawyer, 2008). D'autres sont plutôt d'avis qu'au lieu de baser l'identification d'événements sur un nombre minimal d'arbres, c'est plutôt la *distribution spatiale* des arbres ayant répondu de façon synchronique qui doit être analysée, même dans le cas où un seul arbre aurait été endommagé (Stoffel et Bollschweiler, 2008). À prime abord, il semble très difficile de justifier des résultats à partir de nombres si minimales. Les auteurs notent d'ailleurs les limites de leur méthode, à l'instar d'autres études allant dans le même sens (Strunk, 1986; Butler, Malanson et Oelfke, 1987; Stoffel, 2008).

Dans le but de contrecarrer ces difficultés, la méthode de détermination du seuil critique  $u_c$  par l'ajustement des excès des taux de réponse à la distribution de Pareto s'avère prometteuse. Ce modèle statistique, fondé sur la théorie des valeurs extrêmes associée à la méthode *Peaks Over Threshold* (POT), permet la distinction des événements extrêmes de ceux de moindre intensité ou d'autres perturbations. Selon Germain et Ouellet (en prép.), la méthode utilisée dans le cadre de cette recherche est particulièrement utile en raison de plusieurs facteurs : 1) elle prend en compte la distribution statistique de valeurs extrêmes des réponses des arbres; 2) elle permet de déterminer un seuil statistique incluant la totalité de la distribution d'échantillons, ce qui implique que la taille de l'échantillon et les paramètres dendrométriques sont pris en compte; 3) puisque les données sont appropriées pour l'analyse dendrogéomorphologique, la méthode peut être appliquée à tous les types de processus géomorphologiques; et 4) la méthode peut être appliquée à l'échelle locale (un site) ou régionale (plusieurs sites). Ainsi, par l'entremise de mathématiques simples et efficaces, le modèle utilisé peut renforcer les résultats de la dendrochronologie dans l'évaluation et la gestion des aléas naturels, bien que beaucoup de travail reste à faire afin de conforter la théorie.

#### 4.2.2. Relation fréquence-intensité

Dans une perspective de caractérisation de l'aléa, les processus hydrogéomorphologiques peuvent être appréhendés sous l'angle de leur fréquence et de leur intensité. À cet effet, une dualité au niveau de la nature des événements de forte intensité a été observée sur le cône McKenville. Certains événements ont causé de l'érosion importante

alors que d'autres ont plutôt constitué des événements de recharge. De grands événements érosifs seraient ainsi intercalés de plus petits événements de recharge qui rendraient des sédiments disponibles pour un futur événement érosif. D'après les données dendrochronologiques et les observations effectuées sur le terrain en 1999, 2000 et 2009, il semblerait que l'événement de 2000, ayant surcreusé un chenal principal de plusieurs mètres de profondeur et de largeur où aucun chenal n'existait auparavant, aurait été suivi d'un événement de recharge en 2002. L'événement de forte intensité en 2003 aurait également été suivi d'un certain degré de recharge, comme l'atteste l'épais couvert sédimentaire qui tapisse le fond du chenal principal à l'heure actuelle. Il peut être supposé qu'un scénario semblable se soit produit antérieurement, avec de petits événements de recharge en 1969 et en 1975 menant à un grand événement érosif en 1980, suivi de deux plus petits événements de

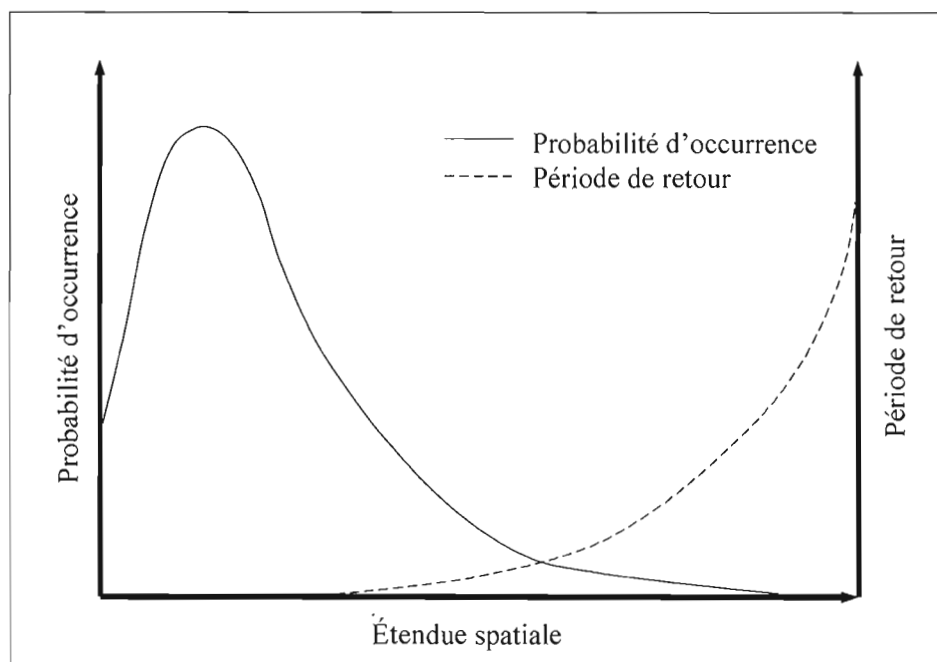


**Figure 4.5** Événements de forte intensité identifiés par la dendrochronologie. Il est avancé que les années 1980, 2000 et 2003 sont associées à des événements érosifs suivis par des événements de recharge de moindre ampleur en 1988, 1996 et 2002.



recharge en 1988 et en 1996 (fig. 4.5). Le laps de temps entre les événements érosifs correspondrait ainsi au temps de récupération du cône pendant lequel se produit la recharge du bassin versant et des chenaux en sédiments et autres débris.

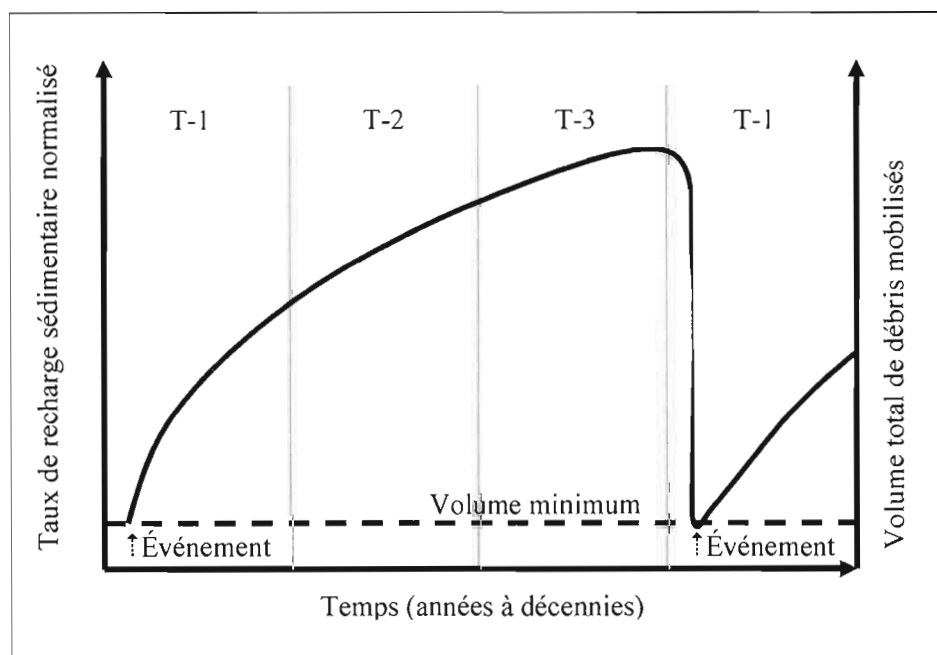
Le cycle du cône McKenville s'accorde à la théorie de fréquence et d'intensité qui stipule que les processus hydrogéomorphologiques opèrent selon le principe de double temporalité suivant : haute fréquence/faible intensité et faible fréquence/ haute intensité (fig. 4.6). Ainsi, plus l'intensité d'un événement est grande, plus cet événement est rare. Inversement, il est attendu que les événements de moindre intensité se produisent plus fréquemment. L'activité géomorphologique est donc caractérisée par de longues périodes de stabilité et de courtes périodes ou épisodes de morphogénèse intense (Germain et Ouellet, en prép.). Selon cette théorie, un événement survenant peu de temps après l'événement le plus récent aurait à peu de choses près le même volume que son prédécesseur. Or, il est bien évident que le volume véritable du second événement sera significativement moins important puisque le chenal aura probablement été affouillé et nettoyé de ses débris par l'événement précédent, comme il a été noté sur le cône McKenville. De l'avis de certains (Jakob, Bovis et



**Figure 4.6** Schéma de la probabilité d'occurrence des événements de forte intensité et de la période de retour en fonction de l'étendue spatiale. (D'après Salm, 1997).

Oden, 2005; Harvey, 2007; Johnson *et al.*, 2010), la prise en compte du temps de récupération du système, c'est-à-dire du temps nécessaire à la recharge sédimentaire du bassin versant et des chenaux, est essentielle (fig. 4.7).

Les mécanismes de recharge des chenaux et leurs effets sur la fréquence et l'intensité des processus hydrogéomorphologiques sont donc primordiaux (Jakob, Bovis et Oden, 2005). Des chenaux peu rechargés en débris ne posséderont pas une réserve suffisante de sédiments pour générer un écoulement sédimentaire très dense, telle une coulée de débris, par exemple. Dans l'éventualité d'un épisode de pluie torrentielle, ces chenaux transporteront plutôt des écoulements fluviaux, peu chargés en sédiments. Ce temps de recharge implique que le dépassement d'un seuil de précipitations est certes une condition nécessaire, mais non suffisante, à l'occurrence d'un processus hydrogéomorphologique. Ces circonstances ont été soulignées lors d'un épisode de pluie torrentielle survenu le 3 juillet 2009 lors duquel plus de 50 mm de pluie se sont déversés sur la vallée de Mont-Saint-Pierre en moins de 45 minutes. Les précipitations liées à cet orage n'ont eu aucun effet sur l'écoulement du cône, malgré que des seuils de 50 à 60 mm de pluie sur une période d'au plus 24 heures aient été avancés pour



**Figure 4.7** Modèle conceptuel des modifications du volume de débris entraîné par divers processus hydrogéomorphologiques avec le temps. (D'après Jakob, Bovis et Oden, 2005).

l'activation des cônes de la région (Caron Fournier, 2009). Il se peut alors que le seuil de précipitations soit plus élevé pour le cône McKenville, que certaines conditions antécédentes soient nécessaires ou que d'autres facteurs agissent sur le déclenchement de l'activité du cône.

Certains ont noté que l'activation de certains cônes forestiers dépendait du fait qu'ils soient associés à des bassins versants limités par la disponibilité en sédiments ou à des bassins versants limités par le transport de sédiments (Benda *et al.*, 2005; Hassan *et al.*, 2005; May, 2007). Les chenaux typiques des bassins limités par la disponibilité sédimentaire se rechargent à des rythmes contrôlés par la météorisation de la roche, alors que les bassins limités par le transport sédimentaire contiennent des volumes importants de matériel disponible pour la mobilisation. Conséquemment, les bassins limités par le transport ont tendance à fonctionner plus promptement quand un seuil climatique est atteint. En outre, ces deux conditions peuvent également se produire dans le même bassin, mais décalées dans le temps. Le passage d'un état à l'autre survient lorsque les forces motrices agissant sur les sédiments excèdent les seuils de résistance (Bull, 1991). Les forces motrices sont contrôlées principalement par la gravité et le climat, qui se manifestent quantitativement par la puissance d'un cours d'eau ou d'un chenal d'écoulement. La puissance du cours d'eau – fonction du débit et de la pente du chenal – représente l'énergie disponible pour le transport sédimentaire alors que la résistance – créée par des éléments qui contrôlent la dépense d'énergie tels que la rugosité du lit, le volume de sédiments, la taille des fragments et la présence de débris ligneux – représente le seuil critique d'énergie nécessaire à l'initiation du transport. Ainsi, le ratio entre la puissance du cours d'eau et la résistance affecte la réponse du bassin versant selon les relations suivantes (Jakob, Bovis et Oden, 2005) :

1. puissance du cours d'eau < résistance = aggradation
2. puissance du cours d'eau > résistance = dégradation
3. puissance du cours d'eau = résistance = équilibre.

Par conséquent, les chenaux dont le lit expose la roche en place suggèrent que le système est limité par la disponibilité en sédiments, alors que les chenaux tapissés de matériel suggèrent une limitation au niveau du transport sédimentaire. Des apports sédimentaires ponctuels font en sorte que sur une période de temps donnée, les chenaux alterneront entre les

conditions de limitation par la disponibilité en sédiments et de limitation par le transport de sédiments. À l'heure actuelle, le cône de McKenville apparaît en état de limitation par le transport sédimentaire. Des facteurs tels que 1) l'écoulement faible dans le chenal principal pendant la période estivale; 2) la nature friable de la lithologie locale; 3) une rugosité élevée du cône en lien avec la présence de plusieurs embâcles de débris ligneux; et 4) l'épais couvert de sédiments tapissant le chenal principal indiquent que le déclenchement de l'activité du cône exige un déclencheur météorologique intense, mais dont l'ampleur n'a pas pu être déterminée, pour permettre la mobilisation des sédiments disponibles.

#### 4.2.3 Fonctionnement du cône et conséquences

L'observation des dépôts récents du cône McKenville suggère qu'il est actif lors d'épisodes de pluie torrentielle générant un important ruissellement de surface ou lors de fontes nivales rapides au printemps, alors que les sols sont toujours gelés ou saturés en eau. Mis à part l'activité lors d'événements météorologiques extrêmes, les chenaux sont peu actifs pendant la saison estivale, la plupart des précipitations étant interceptée par la végétation ou s'infiltrant dans les sols forestiers. Ces observations, en lien avec la récurrence du processus identifiée par la dendrochronologie, suggèrent que l'activité du cône est liée à de rares et épisodiques événements météorologiques à l'échelle locale plutôt qu'à de grands changements au niveau du climat régional. L'analyse des données météorologiques d'archive permet de corroborer les événements identifiés par l'étude des cernes de croissance.

##### 4.2.3.1. Déclencheurs météorologiques

L'utilisation de paramètres météorologiques dans le cadre d'études en milieu montagneux comporte certaines difficultés en raison de la grande variabilité des précipitations en montagne (Beschta, 1988). Alors que les masses d'air chargées d'humidité se dirigent vers l'intérieur des terres et viennent à la rencontre du relief montagneux, l'effet orographique accentue la quantité de précipitations et altère leur nature. Lors d'une averse ou d'une tempête, l'interaction des montagnes et des conditions météorologiques changeantes contribue à la formation de régimes temporels et spatiaux complexes, régissant la quantité et le type de précipitations.

Pour ces raisons, la précaution est de mise lors de l'interprétation de relations opposant l'activité hydrogéomorphologique de versants et les facteurs météorologiques tels la durée et l'intensité d'un épisode de pluie torrentielle. Tout d'abord, les données météorologiques peuvent comporter une marge d'erreur significative; elles proviennent souvent de pluviomètres non électroniques qui ne différencient pas les averses d'une durée inférieure à 24 heures puisque vérifiés qu'une fois par jour. C'est le cas de la station de Cap-Madeleine, d'où proviennent les données de cette recherche, qui n'enregistre des données horaires que depuis 1994. Des difficultés supplémentaires résultent du fait que les stations météorologiques ne témoignent généralement pas adéquatement de la variabilité spatiale des précipitations en milieu montagneux, étant souvent très dispersées et situées dans des endroits facilement accessibles. Leur emplacement n'est effectivement pas choisi en fonction du suivi de l'activité hydrogéomorphologique! La station météorologique de Cap-Madeleine se trouve à 50 km à l'est de la vallée de Mont-Saint-Pierre. Il est inévitable que cette station n'ait pas enregistré des conditions météorologiques identiques à celles qu'a éprouvées le cône, surtout lorsque ces conditions, lors d'averses intenses, varient sur quelques kilomètres seulement. Le modèle de degrés-jours de fonte employé pour estimer le taux de fonte nivale printanière utilisant les données météorologiques de Cap-Madeleine, il intègre alors inévitablement une marge d'erreur liée à l'imprécision de ces données. En ce sens, il est à noter que le modèle est considéré uniquement à titre d'indicateur de l'ampleur de la fonte nivale et non comme mesure directe de celle-ci.

D'après les scénarios météorologiques élaborés dans le cadre de cette étude et susceptibles de déclencher l'activité du cône, il appert que deux régimes hydrologiques distincts se dégagent : le régime nival et le régime de pluie torrentielle. Le fait que le taux de fonte ait été le seul facteur météorologique à corrélérer avec le taux de réponse des arbres lors des événements extrêmes corrobore en partie cette hypothèse (fig. 3.16). Il est toutefois important de noter que les résultats somme toute mitigés de l'analyse de régression par degrés ont pour cause la faible relation *directe et proportionnelle* entre le taux de réponse et les facteurs météorologiques. En effet, au-delà du seuil d'activation du cône, des précipitations deux fois plus intenses ne généreront pas pour autant un taux de réponse des arbres deux fois plus élevé, puisque des facteurs autres que météorologiques (morphométriques, géomorphologiques et temporels) entrent également en ligne de compte.

Par exemple, d'après la taille du cône McKenville et du bassin versant, un régime à dominance de pluie torrentielle devrait contrôler son activité. En général, on reconnaît que les bassins très larges (de l'ordre de  $10^5$  km<sup>2</sup> et plus) possèdent une dominance nivale parce que les épisodes de pluie torrentielle ne fournissent jamais assez de précipitations sur une portion substantielle du bassin pour excéder les taux de ruissellement dus à la fonte nivale, comme c'est le cas avec des bassins beaucoup plus petits, généralement à dominance de pluie torrentielle (Church, 1988). Un régime mixte, de fonte nivale et de pluie torrentielle, est également possible. À cela s'ajoute la possibilité d'événements de pluie sur neige, épisodes pouvant générer les écoulements les plus extrêmes des régions nivales (Church, 1988). De tels épisodes ne sont certainement pas étrangers à la péninsule gaspésienne, où de la pluie peut être anticipée à n'importe quel mois de la saison hivernale en raison d'inversions thermiques causées par l'effet orographique et l'influence des masses d'air océaniques (Germain, Filion et Héту, 2009). En fait, il a été avancé que la fonte nivale pouvait faire augmenter le pic du ruissellement jusqu'à 30 % de plus que ce qui aurait été attendu lors de conditions normales (Harr, 1981).

Pour les cônes à régime de pluie torrentielle en milieu tempéré, des seuils de précipitations de 50 à 100 mm par jour (période maximale) ont été mis de l'avant (Kochel, 1990; Jennings, Beirman et Southon, 2003). Un seuil de 50 à 60 mm par jour (période maximale) a été estimé pour un cône similaire à celui de cette étude dans la même région (Caron Fournier, 2009). D'après l'averse de 53 mm en 45 minutes survenue le 3 juillet 2009 qui n'a eu aucun effet sur le cône McKenville (Pierre Simard, communication personnelle, 22 juillet 2009), il semble que des facteurs autres que les précipitations régissent son activation. Selon Jennings, Beriman et Southon (2003), l'activation variable des cônes appalachiens en réponse à divers déclencheurs environnementaux pourrait être causée par: 1) des cellules orageuses de forte intensité, mais dont l'étendue spatiale est réduite; 2) des durées et des intensités hétérogènes lors de tempêtes à l'échelle régionale; 3) la nature stochastique de la réponse des versants à des précipitations, incluant les effets difficilement mesurables des conditions d'humidité antécédentes sur la disponibilité des sédiments et la stabilité des pentes. L'hypothèse que l'activité du cône McKenville soit également déclenchée par des épisodes de fonte nivale importante apporte une complexité toute autre à l'étude des seuils de précipitations, d'autant plus que plusieurs autres facteurs tels la lithologie, le couvert

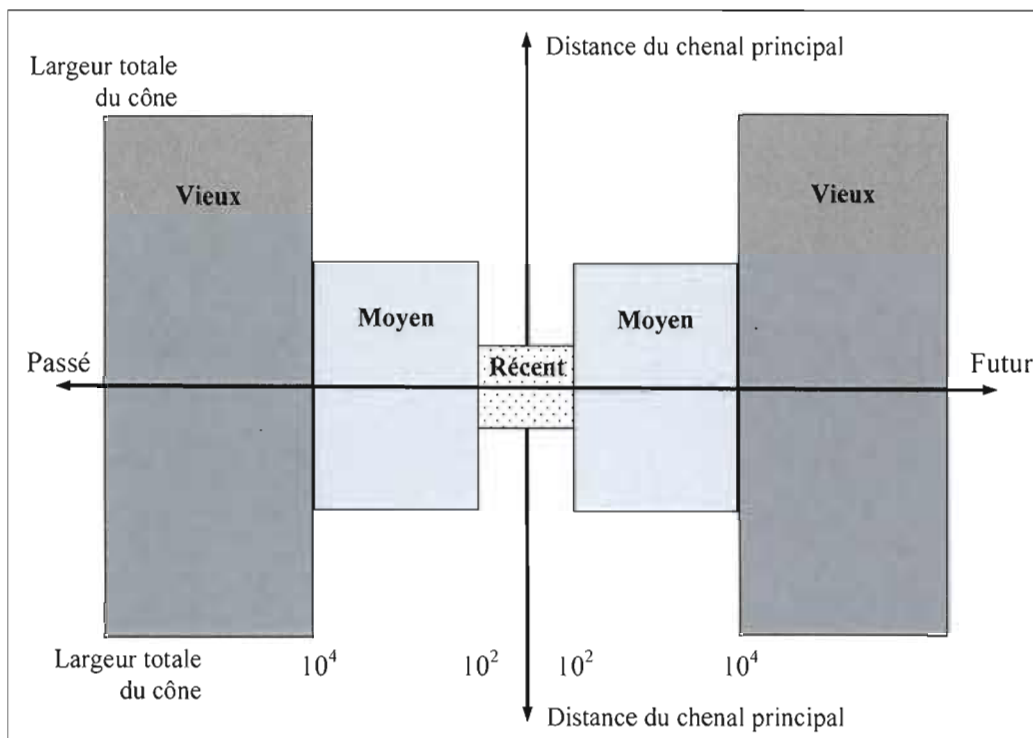
forestier, la topographie et les conditions d'humidité antécédentes jouent également un rôle indéniable dans le contrôle du fonctionnement des cônes, tel que mentionné plus haut.

#### 4.2.3.2. Risque associé aux écoulements hyperconcentrés

En raison des taux variables d'érosion et de recharge des chenaux et de divers processus d'avulsion, le tracé emprunté par un processus hydrogéomorphologique sur un cône peut varier considérablement, jusqu'à créer, au fil du temps, des dépôts homogènes à l'échelle du cône. Ceci mène ainsi à l'uniformisation de l'aléa maximal que représente le processus sur le site (Suwa et Okuda, 1983). La fréquence des dommages causés par ce processus hydrogéomorphologique est toutefois également dépendante de son intensité. Par conséquent, pour autant qu'il existe une chronologie des événements passés et que les événements à venir soient appréhendés en tant que reflet miroir de cette chronologie, la prévision de l'aléa peut s'effectuer selon le schéma proposé par Okunishi et Suwa (2001), présenté à la figure 4.8. Les processus récents, dont la récurrence est fréquente, peuvent survenir à tout moment. La récurrence des processus moyennement récents et des processus anciens est plus faible puisqu'elle nécessite un rééquilibrage de certaines conditions environnementales et géomorphologiques. Dans la mesure où des données fiables sont disponibles par l'entremise de diverses approches (hydrogéomorphologiques, dendrogéomorphologiques, etc.), l'aléa peut donc être évalué à partir de l'intensité maximale observée pour une fréquence donnée.

Sous des conditions géologiques, climatiques et géomorphologiques similaires, le temps de récupération – ou taux de recharge sédimentaire – d'un système peut être estimé si le temps écoulé depuis le dernier événement est connu (Jakob, Bovis et Oden, 2005). Ces connaissances sont d'une grande valeur à la caractérisation de l'aléa pour laquelle le volume total d'un processus hydrogéomorphologique est d'une importance capitale lors de la délimitation des zones à risque et dans la conception de mesures d'atténuation. Dans plusieurs cas, l'évaluation des conséquences d'un processus hydrogéomorphologique (vulnérabilité) est incluse pour arriver à une évaluation du risque qui est utilisée lors de décisions relatives à l'aménagement du territoire et dans l'intégration d'analyses coûts-bénéfices. L'analyse de risque requiert souvent le calcul d'une probabilité de rencontre, définie par la probabilité que des personnes, des installations ou des véhicules soient impactés au moins une fois sur une





**Figure 4.8** Schéma illustrant la dépendance des aléas hydrogéomorphologiques au temps et à l'espace. Le temps est présenté en unités arbitraires sur une échelle logarithmique. La position verticale représente la position transversale sur un cône de déjection en relation à la largeur de ce dernier. La limite supérieure de la zone affectée se rétrécit plus le processus est récent et l'intensité typique diminue également. Le futur est envisagé comme reflet miroir du passé. (D'après Okunishi et Suwa, 2001).

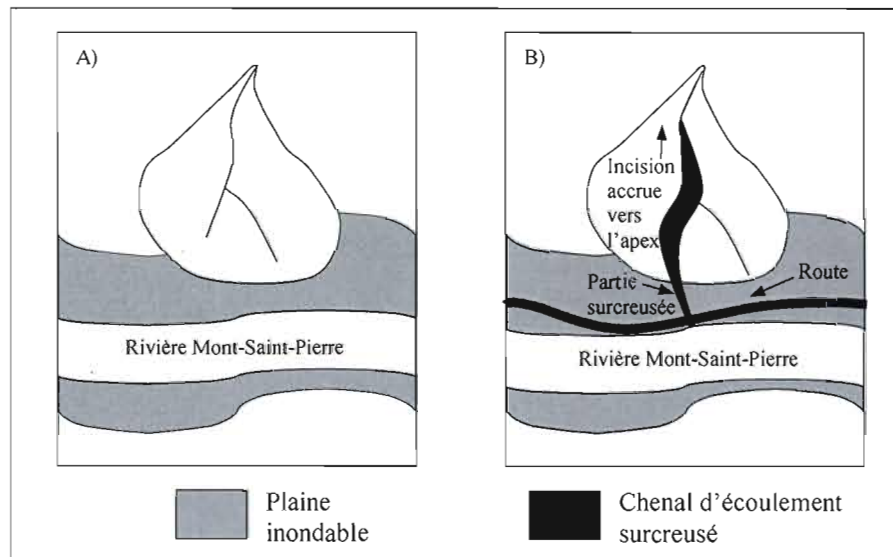
période finie par des événements à récurrence spécifiée à un emplacement donné (Hassan *et al.*, 2005). La prémisses dans le calcul de probabilités de rencontre est que les processus hydrogéomorphologiques sont des événements rares et indépendants. Cependant, la condition d'indépendance n'est remplie que dans les bassins qui sont limités par le transport sédimentaire. Dans les bassins limités par la disponibilité en sédiments, le moment et l'intensité d'un processus hydrogéomorphologique dépendent du temps écoulé, qui à son tour détermine l'intervalle de récurrence pour une intensité d'événement donnée. Ceci implique que les probabilités de rencontre calculées de façon conventionnelle (McClung, 1999) mèneront à des surestimations, particulièrement où un événement est survenu récemment dans un bassin limité par la météorisation. Des courbes de recharge des chenaux peuvent améliorer les estimations du volume total d'un processus hydrogéomorphologique en prenant en compte la dépendance volume-temps (fig. 4.7). Le risque dépend alors non seulement de



l'aléa, mais aussi de l'aménagement du territoire et des conditions sociales des utilisateurs du territoire (ex. habitants, navetteurs, visiteurs). Malgré le fait que ces considérations puissent en partie dépendre de la nature du processus hydrogéomorphologique sous évaluation, la majorité des facteurs à considérer sont d'ordre sociologique et n'ont donc pas été étudiés dans le cadre de cette recherche.

Cela dit, l'impact de certaines activités anthropiques dans le cadre de l'aménagement du territoire mérite d'être souligné. À cet égard, la question de l'impact de la construction de la route de Mont-Saint-Pierre sur la dynamique sédimentaire du cône McKenville est intéressante. Se pourrait-il qu'un abaissement du niveau de base du cône suite à la construction de la route et aux activités d'excavation liées à l'entretien de son ponceau ait intensifié le transport sédimentaire au cours des cinquante dernières années? Les résultats d'une étude conduite dans le bassin versant de la rivière Navarro, en Californie, suggèrent que les activités d'excavation incisent les affluents en amont, en diminuant ainsi le potentiel de rétention de sédiments et par le fait même le temps de résidence de ces derniers dans le cône (Florsheim, Mount et Rutten, 2001). La figure 4.9 compare un hydrosystème naturel à un hydrosystème altéré. Dans un système naturel (fig. 4.9A), l'écoulement s'effectue dans un chenal défini, se divise en chenaux secondaires puis, alors que les chenaux s'effacent dans la partie distale du cône, il s'infiltré dans les sédiments du cône et de la plaine inondable et est acheminé vers la rivière en tant qu'eau souterraine. Dans ce cas, la fonction de rétention des sédiments demeure intacte et le cône contrôle un transit sédimentaire régulier vers la plaine inondable. En contrepartie, un système qui est traversé par une route (fig. 4.9B) est affecté par les travaux d'excavation liés à l'entretien du ponceau qui abaissent le niveau de base du cône. L'incision accrue qui en résulte abaisse le lit du chenal en amont du tronçon surcreusé. Les travaux d'excavation en aval de la route relient le chenal incisé à la rivière, contournant ainsi le potentiel de rétention sédimentaire et diminuant le temps de résidence des sédiments dans le système.

L'impact de la route sur le cône McKenville n'a pas fait l'objet d'analyses dans le cadre de cette étude. Par contre, il est important de noter qu'en raison des mécanismes de transport particuliers aux écoulements hyperconcentrés, leurs débits de pointe peuvent atteindre jusqu'à deux fois ceux d'une crue ordinaire, avec le même apport en précipitations (Hungry *et*



**Figure 4.9** Effet de la construction de la route et des travaux d'entretien du pont sur la morphologie et l'activité du cône McKenville. (D'après Florsheim, Mount et Rutten, 2001).

*al.*, 2001). Cette différence souligne l'importance d'une identification correcte du processus hydrogéomorphologique en cause pour des raisons d'aménagement et de réduction du risque. Par exemple, les directives actuelles pour les installations de drainage au Québec ne considèrent que le débit de crue ordinaire dans les calculs de débits de pointe (MRN, 1997), ce qui pourrait expliquer les fréquents débordements sédimentaires sur la route qui traverse la partie distale du cône McKenville, qui est plutôt sujet à des écoulements hyperconcentrés. Afin de mieux définir les effets de la route sur la dynamique du milieu, des budgets sédimentaires associés aux écoulements hyperconcentrés devraient être effectués afin de guider des pratiques d'aménagement routier qui minimiseraient les impacts à la plaine inondable et à la morphologie du cône et de ses chenaux.

## CONCLUSION

Les vallées glaciaires du nord de la Gaspésie, composées d'une mosaïque de petits et moyens bassins versants forestiers, constituent un laboratoire naturel idéal pour l'étude de la réponse des bassins versants à des événements hydrogéomorphologiques qui risquent de devenir de plus en plus fréquents dans un contexte de changements climatiques en cours et anticipés (Hétu et Bail, 1996; Germain, Filion et Hétu, 2005; Hétu, 2008). Il est en effet probable que la dynamique des versants devienne de plus en plus active et s'impose ainsi comme risque naturel plus présent qu'auparavant, ce qui pourrait amplifier les tensions déjà existantes entre les infrastructures routières et les processus hydrogéomorphologiques des cônes de déjection. Les modalités de cette dynamique accrue des processus hydrogéomorphologiques sont encore peu comprises par les chercheurs et devraient préoccuper davantage la communauté scientifique.

La dynamique des versants implique notamment des processus hydrogéomorphologiques complexes dont plusieurs facteurs restent encore à étudier et à comprendre. En ce qui concerne les cônes de déjection, les facteurs influençant le déclenchement de leur activité, la nature bimodale de leur comportement – rétention de sédiments ou transport de sédiments – ainsi que la fréquence et l'intensité des processus hydrogéomorphologiques qui les construisent nécessitent un approfondissement des connaissances. Les chenaux d'écoulement qui parcourent les cônes sont parmi les composantes les plus dynamiques de l'interface versant-fond de vallée. Par leur entremise, l'énergie et la matière sont transférées de l'amont vers l'aval d'un hydrosystème. Ils représentent ainsi l'endroit tout indiqué pour l'investigation des impacts géomorphologiques de facteurs tels que la force, la résistance, l'érosion, le transport et la rétention (Williams et Costa, 1988). Ceci dit, une compréhension incomplète de l'évolution des cônes et des modes de livraison des sédiments de l'amont vers l'aval d'un bassin versant persiste (Coulthard, Macklin et Kirkby, 2002; Mathys et Poesen, 2005). Une meilleure compréhension de la réaction des bassins à des changements climatiques antérieurs permettrait d'évaluer et de

mettre sur pied des stratégies de gestion adéquates, ainsi que de prédire comment les processus hydrogéomorphologiques de versants en contexte montagneux pourraient répondre aux changements climatiques futurs. Sans cette information évolutive, le simple transfert d'eau de l'amont à l'aval d'une section routière entrecoupant une formation géomorphologique tel qu'un cône de déjection continuera de représenter un défi pour les gestionnaires du territoire (Beschta, 1998).

L'identification correcte des processus hydrogéomorphologiques représente également un axe de recherche dont le développement est primordial. Les informations qui découlent de cette étape sont essentielles à la compréhension des mécanismes de mobilisation, d'acheminement et de rétention des sédiments. Elles permettent également la conception de mesures d'atténuation adéquates ainsi que la délimitation appropriée des zones à risque. Les écoulements fluviaux, les écoulements hyperconcentrés et les coulées de débris, en particulier dans les zones montagneuses, peuvent être responsables de pertes de vie et de dommages aux infrastructures, d'où l'importance de reconnaître ces aléas dès les toutes premières étapes de la planification territoriale. La discrimination de ces processus est fondamentale parce que les mesures d'atténuation appropriées à un processus peuvent se révéler inefficaces pour un autre processus, comme c'est le cas notamment pour des écoulements hyperconcentrés qui peuvent représenter un danger plus grand que des écoulements fluviaux dans certaines circonstances (Hungry *et al.*, 2001). Une erreur d'identification peut entraîner des estimations inexactes des débits de pointe qui sont ensuite utilisés dans la conception des infrastructures de contrôle et de rétention des écoulements. Ces constructions, de nature statique, peuvent parfois entrer en conflit avec le dynamisme du milieu naturel dans lequel elles sont érigées; d'où l'importance de continuer les efforts de recherche afin de mieux comprendre ces interactions dans le but d'en diminuer les tensions.

Dans le cadre de la présente étude, l'analyse des dépôts de surface, de la stratigraphie et de la sédimentologie du cône ont permis de conclure que le processus hydrogéomorphologique principal contribuant à son développement est celui de l'écoulement hyperconcentré. La petite taille et le dénivelé faible du bassin versant ont favorisé ce type d'écoulement. Les dépôts massifs, mal triés, à support clastique et comprenant une matrice grossière, supportent également cette interprétation. L'imbrication faible et l'orientation

plutôt chaotique des galets reflètent bien des conditions rapides de sédimentation. La discrimination de deux grands groupes de dépôts, basée sur la granulométrie, indique deux sources sédimentaires : 1) le bassin versant et les chenaux d'écoulement du cône et 2) la rivière Mont-Saint-Pierre. L'entrelacement des deux types de dépôts dans la partie distale du cône et aux abords de la rivière indique une interaction importante entre ces deux composantes du paysage.

L'analyse des cernes a permis la reconstruction de 8 événements d'écoulement hyperconcentré sur le cône McKenville depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle. L'analyse de 165 arbres a fourni des données sur le régime hydrogéomorphologique d'un cône caillouteux typique des vallées glaciaires du nord de la Gaspésie, en fournissant des informations sur la fréquence des écoulements hyperconcentrés et sur leur étendue spatiale. Le modèle statistique combinant la méthode *Peaks Over Threshold* (POT) et l'ajustement de la distribution des excès de taux de réponse à la distribution de Pareto s'est révélée efficace dans la détermination d'un seuil critique discriminant les années extrêmes des années à faible activité hydrogéomorphologique. L'analyse des données météorologiques historiques a permis l'élaboration de scénarios susceptibles de déclencher l'activité du cône, bien que plusieurs facteurs autres que météorologiques semblent concourir au fonctionnement de ce dernier.

En l'absence de données historiques sur l'activité torrentielle du cône, cette étude offre une chronologie de son activité basée sur les cernes de croissances des arbres. D'après les informations obtenues, cette étude constitue la première application de la dendrogéomorphologie à des écoulements hyperconcentrés à l'échelle nationale et une des seules à l'échelle internationale. Dans ce contexte, d'autres études du même genre sont souhaitables afin de raffiner les méthodes, de comparer les résultats provenant pour l'instant d'un seul site et d'améliorer les connaissances portant sur la réponse des arbres à de tels événements. Il demeure néanmoins que les données dendrogéomorphologiques concernant l'occurrence d'écoulements hyperconcentrés représentent un outil valable pour la caractérisation de ce processus en termes de fréquence et d'intensité, dans une perspective de gestion du risque.

## RÉFÉRENCES

- Ballantyne, C. K., et G. Whittington. 1999. «Late Holocene floodplain incision and alluvial fan formation in the central Grampian Highlands, Scotland: Chronology, environment and implications». *Journal of Quaternary Science*, vol. 14, no 7, p. 651-671.
- Batalla, R. J., C. De Jong, P. Ergenzinger et M. Sala. 1999. «Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 24, no 2-3, p. 247-253.
- Baumann, F., et K. F. Kaser. 1999. «The Murtetta debris fan, eastern Swiss Alps: A 500-year debris flow chronology». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 31, no 2, p. 128-134.
- Beatty, C. B. 1990. «Anatomy of a White Mountains debris flow». In *Alluvial Fans: a Field Approach*, sous la dir. de A. H. Rachocki et M. Church, p. 69-89. Chichester: Wiley.
- Benda, L., M. A. Hassan, M. Church et C. L. May. 2005. «Geomorphology of steepland headwaters: The transition from hillslopes to channels». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 41, no 4, p. 835-851.
- Benda, L., D. Miller, K. Andras, P. Bigelow, G. Reeves et D. Michael. 2007. «NetMap: A new tool in support of watershed science and resource management». *Forest Science*, vol. 53, no 2, p. 206-219.
- Bertran, P., et J. P. Texier. 1999. «Facies and microfacies of slope deposits». *Catena*, vol. 35, no 2-4, p. 99-121.
- Bertran, P., et A. Lenoble. 2002. «Fabriques des niveaux archéologiques: méthode et premier bilan des apports à l'étude taphonomique des sites paléolithiques». *Paleo*, no 14, p. 13-28.
- Beschta, R. L. 1998. «Forest hydrology in the Pacific Northwest: Additional research needs». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 34, no 4, p. 729-741.
- Beverage, J. P., et J. K. Culbertson. 1964. «Hyperconcentrations of suspended sediments». *Journal of the Hydraulics Division*, vol. 90, no HY6, p. 117-126.
- Blair, T. C., et J. G. McPherson. 1994a. «Alluvial fan processes and forms». In *Geomorphology of Desert Environments*, sous la dir. de A. D. Abrahams et A. J. Parsons, p. 354-366. London: Chapman and Hall.

- , 1994b. «Historical adjustments by Walker River to lake-level fall over a tectonically tilted half-graben floor, Walker Lake Basin, Nevada». *Sedimentary Geology*, vol. 92, no 1-2, p. 7-16.
- , 1999. «Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles». *Journal of Sedimentary Research*, vol. 69, no 1, p. 6-19.
- Blair, T. C. 1999. «Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California». *Sedimentology*, vol. 46, no 5, p. 941-965.
- , 2001. «Outburst flood sedimentation on the proglacial Tuttle Canyon alluvial fan, Owens Valley, California, U.S.A». *Journal of Sedimentary Research*, vol. 71, no 5, p. 657-679.
- Boucher, D., L. Filion et B. Hétu. 2003. «Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, Gaspésie centrale (Québec)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no 2-3, p. 159-168.
- Bourdon, P., S. Rhéaume et T. Buffin-Bélanger. 2008. «Les fiches hydrogéomorphologiques: un outil essentiel pour un suivi et une planification éclairée de l'intégrité des infrastructures de transport dans les vallées du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie». *XI<sup>e</sup> congrès quadriennuel de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire* (Baie-Comeau, 19 au 22 août 2008).
- Boyer, C., P. M. Verhaar, A. G. Roy, D. Chaumont et I. Chartier. 2008. «Impacts des changements environnementaux sur l'hydrologie, la dynamique sédimentaire et l'évolution de l'embouchure des tributaires du corridor fluvial du St-Laurent». *XI<sup>e</sup> congrès quadriennuel de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire* (Baie-Comeau, 19 au 22 août 2008).
- Bovis, M. J., et M. Jakob. 1999. «The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 24, no 11, p. 1039-1054.
- Brierley, G. J., K. Liu et K. A. W. Crook. 1993. «Sedimentology of coarse-grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua New Guinea». *Sedimentary Geology*, vol. 86, no 3-4, p. 297-324.
- Brisebois, D., et J. Brun. 1994. «La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches». In *Géologie du Québec*, p. 95-120. Québec: Publications du Québec.
- Bryant, C. L., D. R. Butler et J. D. Vitek. 1989. «A statistical analysis of tree-ring dating in conjunction with snow avalanches: comparison of on-path versus off-path responses». *Environmental and Geological Water Survey*, vol. 9, no 1, p. 53-59.

- Bull, W. B. 1977. «The alluvial-fan environment». *Progress in Physical Geography*, vol. 1, no 2, p. 222-270.
- 1991. *Geomorphic Responses to Climate Change*. New York: Oxford University Press.
- Butler, D. R. 1979. «Dendrogeomorphological analysis of flooding and mass movement, Ram Plateau, Mackenzie Mountains, Northwest Territories». *The Canadian Geographer*, vol. 23, no 1, p. 62-65.
- Butler, D. R., et G. P. Malanson. 1985. «A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, USA». *Mountain Research & Development*, vol. 5, no 2, p. 175-182.
- Butler, D. R., G. P. Malanson et J. G. Oelfke. 1987. «Tree-ring analysis and natural hazard chronologies: minimum sample sizes and index values». *Professional Geographer*, vol. 39, no 1, p. 41-47.
- Butler, D. R., et C. F. Sawyer. 2008. «Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: A review and case study». *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 8, no 2, p. 303-309.
- Cailleux, A., et J. Tricart. 1959. *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris: Centre de documentation universitaire.
- Carcaillet, C., et P. J. H. Richard. 2000. «Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada». *Climate Dynamics*, vol. 16, no 7, p. 549-559.
- Caron Fournier, É. 2009. «Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'un petit cône alluvial holocène du nord de la Gaspésie». Mémoire de maîtrise, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Université du Québec à Rimouski.
- Church, M. 1988. «Floods in cold climate». In *Flood Geomorphology*, sous la dir. de V. R. Baker, R. C. Kochel et P. C. Patton, p. 205-229. Malden: Wiley.
- Costa, J. E. 1983. «Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94, p. 986-1004.
- 1984. «Physical geomorphology of debris flows». In *Developments and Applications of Geomorphology*, sous la dir. de J. E. Costa et P. J. Fleisher, p. 268-317. Berlin: Springer.



- , 1988. «Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows». In *Flood Geomorphology*, sous la dir. de V. R. Baker, R. C. Kochel et P. C. Patton, p. 113-122. Malden: Wiley.
- Coulthard, T. J., M. G. Macklin et M. J. Kirkby. 2002. «A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 27, no 3, p. 269-288.
- Crosta, G. B., et P. Frattini. 2004. «Controls on modern alluvial fan processes in the central Alps, Northern Italy». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, no 3, p. 267-293.
- Davies, T. R., et M. J. McSaveney. 2008. «Principles of sustainable development on fans». *Journal of Hydrology New Zealand*, vol. 47, no 1, p. 43-65.
- De Römer, H. S. 1977. *Région des monts McGerrigle*. Ministère des Richesses naturelles, Rapport géologique 174. Québec : Éditeur officiel.
- De Scally, F., O. Slaymaker et I. Owens. 2001. «Morphometric controls and basin response in the Cascade Mountains». *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, vol. 83, no 3, p. 117-130.
- Dubé, S., L. Filion et B. Hétu. 2004. «Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 36, no 4, p. 555-564.
- Dyke, A. S., A. Moore et L. Robertson. 2003. *Deglaciation of North America*. Open File 1547, Geological Survey of Canada. En ligne. Consulté le 3 juin 2010. [http://geopub.nrcan.gc.ca/moreinfo\\_e.php?id=214399](http://geopub.nrcan.gc.ca/moreinfo_e.php?id=214399).
- Embrechts, P., C. Klüppelberg et T. Mikosch. 1997. *Modelling Extremal Events*. New York: Springer.
- Enos, P. C. 1969. *Cloridorme Formation Middle Ordovician Flysh, Northern Gaspé Peninsula, Québec*. Special Paper 117. Boulder: Geological Society of America.
- ESRI (Environmental Systems Research Institute). 2006. *ArcMap*, version 9.2 (PC, 1 Gb RAM). Redland: Environmental Systems Research Institute, 2006.
- Florsheim, J. L., J. F. Mount et L. T. Rutten. 2001. «Effect of baselevel change on floodplain and fan sediment storage and ephemeral tributary channel morphology, Navarro River, California». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, no 2, p. 219-232.

- Florsheim, J. L. 2004. «Side-valley tributary fans in high-energy river floodplain environments: Sediment sources and depositional processes, Navarro River basin, California». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 116, no 7-8, p. 923-937.
- Folk, R. L., et W. C. Ward. 1957. «Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 27, no 1, p. 3-26.
- Fritsch GmbH. 2004. *Analysette 22*, version 3.107 (Windows 95/98/NT, 64 Mb). Idar-Oberstein (Allemagne) : Fritsch GmbH, 2004.
- Gagnon, R. M. 1970. *Climat des Chic-Chocs*. Ministère des Richesses naturelles, Québec : Éditeur officiel.
- Garcia-Gonzalez, I., et P. Fonti. 2008. «Ensuring a representative sample of earlywood vessels for dendroecological studies: An example from two ring-porous species». *Trees - Structure and Function*, vol. 22, no 2, p. 237-244.
- Gauthier, F. s. d. «Les glaces de paroi du nord de la Gaspésie (Québec, Canada): géorisque, processus géomorphologique et dynamique éco-géomorphologique». Thèse de doctorat en cours, Centre d'études nordiques, Québec, Université Laval.
- Germain, D., L. Filion et B. Héту. 2005. «Snow avalanche activity after fire and logging disturbances, northern Gaspé Peninsula, Quebec, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, no 12, p. 2103-2116.
- , 2009. «Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada». *Climatic Change*, vol. 92, no 1-2, p. 141-167.
- Germain, D., B. Héту et L. Filion. 2010. «Tree-ring based reconstruction of past snow avalanche events and risk assessment in northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada)». In *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art*, sous la dir. de M. Stoffel., M. Bollschweiler, D. R. Butler et B. H. Luckman, p. 51-74. London: Springer.
- Giles, P., G. Nichols et D. Wilford. 2010. «Alluvial Fans: From reconstructing past environments to identifying contemporary hazards». *Geomorphology*, vol. 118, no 1-2, p. 224.
- Graham, D. J., et N. J. Midgley. 2000. «Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 25, no 13, p. 1473-1477.
- Groleau, M. 1994. «Impacts géomorphologiques et écologiques des chutes de glace de paroi sur l'évolution d'un versant forestier, Mont-Saint-Pierre, Gaspésie septentrionale». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Québec, Université Laval.

- Gustavson, T. C., et J. C. Boothroyd. 1987. «A depositional model for outwash, sediment sources, and hydrologic characteristics, Malaspina Glacier, Alaska: a modern analog of the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 99, no 2, p. 187-200.
- Harr, R. D. 1981. «Some characteristics and consequences of snowmelt during rainfall in western Oregon». *Journal of Hydrology*, vol. 53, p. 277-304.
- Harvey, A. M. 1996. «The role of alluvial fans in the mountain fluvial systems of southeast Spain: Implications of climatic change». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 21, no 6, p. 543-553.
- 2002. «Effective timescales of coupling within fluvial systems». *Geomorphology*, vol. 44, no 3-4, p. 175-201.
- 2007. «Geomorphic instability and change – Introduction: Implications of temporal and spatial scales». *Geomorphology*, vol. 84, no 3-4, p. 153-158.
- Hassan, M. A., M. Church, T. E. Lisle, F. Brardinoni, L. Benda et G. E. Grant. 2005. «Sediment transport and channel morphology of small, forested streams». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 41, no 4, p. 853-876.
- Héту, B., et J. T. Gray. 1980. «Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 34, no 2, p. 187-208.
- 1985. «Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, no 1, p. 47-66.
- Héту, B., H. Van Steijn et P. Bertran. 1995. «The role of dry grain flow in the genesis of a type of stratified scree». *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 6, no 2, p. 173-194.
- Héту, B., et P. Bail. 1996. «Évolution postglaciaire du régime hydrosédimentaire et vitesse de l'ablation dans un petit bassin-versant des Appalaches près de Rimouski (Bas-Saint-Laurent, Québec)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 50, no 3, p. 351-363.
- Héту B., et J. T. Gray. 2002. «L'apport de la géomorphologie à l'archéologie paléoindienne dans l'est du Québec: une géoarchéologie à réinventer?». *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. 32, p. 76-90.
- Héту, B. 2008. «Paléohydrologie à l'Holocène supérieur dans l'Est du Québec (Canada): l'apport des petits cônes alluviaux». *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, vol. 14, no 1, p. 45-58.

- Hooke, R. 1967. «Processes on arid-region alluvial fans». *Journal of Geology*, vol. 75, no 4, p. 438-460.
- Hungr, O., S. G. Evans, M. J. Bovis et J. N. Hutchinson. 2001. «A review of the classification of landslides of the flow type». *Environmental and Engineering Geoscience*, vol. 7, no 3, p. 221-238.
- Hupp, C. R., W. R. Osterkamp et J. L. Thornton. 1984. «Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California». *Environmental Geology and Water Sciences*, vol. 6, no 2, p. 121-128.
- Iler, K., et C. Trepmann. 2008. *Stereo32*, version 1.0.1 (MS-Windows 3.1/95/NT). Bochum (Allemagne): Institut für Geologie, Ruhr University, 2008.
- Jackson Jr, L. E., R. A. Kostaschuk et G. M. Macdonald. 1987. «Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains». In *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, Reviews in Engineering Geology*, sous la dir. de J. E. Costa et G. F. Wieczorek, p. 115-124. Boulder: The Geological Society of America.
- Jacob, N. 2001. «Fréquence, intensité et déclenchement des coulées de débris en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec». Mémoire de maîtrise, Québec, Université Laval.
- Jakob, M., M. Bovis et M. Oden. 2005. «The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, no 6, p. 755-766.
- Jennings, K. L., P. R. Bierman et J. Southon. 2003. «Timing and style of deposition on humid-temperate fans, Vermont, United States». *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 115, no 2, p. 182-199.
- Johnson, A. M., et J. R. Rodine. 1984. «Debris flows». In *Slope Instability*, sous la dir. de D. Brunsten et D. B. Prior, p. 257-361. New York: Wiley.
- Johnson, R. M., J. Warburton, A. J. Mills et C. Winter. 2010. «Evaluating the significance of event and post-event sediment dynamics in a first order tributary using multiple sediment budgets». *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, vol. 92, no 2, p. 189-209.
- Kellerhals, R., et M. Church. 1990. «Hazard management on fans, with examples from British Columbia». In *Alluvial Fans: A Field Approach*, sous la dir. de A. H. Rachoeki et M. Church, p. 335-354. Chichester: Wiley.
- Kennedy, R. W. 1995. «Coniferous wood quality in the future: concerns and strategies». *Wood Science and Technology*, vol. 29, no 5, p. 321-338.

- Kesel, R. H., et D. R. Lowe. 1987. «Geomorphology and sedimentology of the Toro Amarillo alluvial fan in a humid tropical environment, Costa Rica». *Geografiska Annaler, Series A*, vol. 69A, no 1, p. 85-99.
- Kim, B. C., et D. R. Lowe. 2004. «Depositional processes of the gravelly debris flow deposits, South Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California». *Geosciences Journal*, vol. 8, no 2, p. 153-170.
- Kjaer, K. H., L. Sultan, J. Krüger et A. Schomacker. 2004. «Architecture and sedimentation of outwash fans in front of the Myrdalsjokull ice cap, Iceland». *Sedimentary Geology*, vol. 172, no 1-2, p. 139-163.
- Kochel, R. C., et Johnson, R. A. 1984. «Geomorphology and sedimentology of humid-temperate alluvial fans, central Virginia». In *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, sous la dir. de E. H. Koster et R. J. Steel, p. 109-122. Calgary : Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Kochel, R. C. 1990. «Humid fans of the Appalachian Mountains». In *Alluvial Fans: A Field Approach*, sous la dir. de A. H. Rachocki et M. Church, p. 109-129. Chichester: Wiley.
- Koga, S., et S. Y. Zhang. 2004. «Inter-tree and intra-tree variations in ring width and wood density components in balsam fir (*Abies balsamea*)». *Wood Science and Technology*, vol. 38, no 2, p. 149-162.
- Kostaschuk, R. A., G. M. Macdonald et P. E. Putnam. 1986. «Depositional process and alluvial fan - drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 11, no 5, p. 471-484.
- Krüger, J., et K. H. Kjaer. 1999. «A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments - with examples from Greenland, Iceland, and Denmark». *Boreas*, vol. 28, no 3, p. 386-402.
- Krumbein, W. C. 1941. «Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 11, no 2, p. 64-72.
- Labelle, C., et P. J. H. Richard. 1984. «Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no 3, p. 257-274.
- Lafortune, M., L. Filion et B. Héту. 1997. «Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 1, p. 67-80.
- Landry, B., et M. Mercier. 1992. *Notions de géologie*. Montréal: Modulo.

- Landry, G., M. Dorais, N. Fournier, S. Georges, M. Hardy et C. Pelletier. 2002. *Plan de développement régional associé aux ressources fauniques de la Gaspésie-Îles-de-la-Madeleine*. Direction de l'aménagement de la faune de la Gaspésie-Îles-de-la-Madeleine, Québec : Société de la faune et des parcs.
- Larocque, S., B. Héту et L. Fillion. 2001. «Geomorphic and dendroecological impacts of slushflow in central Gaspé Peninsula (Québec, Canada)». *Geografiska Annaler*, vol. 83A, no 4, p. 191-201.
- Larson, P. R. 1966. «Changes in chemical composition of wood cell walls associated with age». *Tappi*, vol. 16, no 1, p. 37-45.
- Lorente, A., J. M. Garcia-Ruiz, S. Begueria et Jose Arnaez. 2002. «Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows: A case study in the Flysch Sector of the Central Spanish Pyrenees». *Mountain Research and Development*, vol. 22, no 1, p. 32-39.
- Lowey, G. W. 2002. «Sedimentary processes of the Kusawa Lake torrent system, Yukon, Canada, as revealed by the September 16, 1982 flood event». *Sedimentary Geology*, vol. 151, no 3-4, p. 293-312.
- Luchi, N., R. Ma, P. Capretti et P. Bonello. 2005. «Systemic induction of traumatic resin ducts and resin flow in Austrian pine by wounding and inoculation with *Sphaeropsis sapinea* and *Diplodia scrobiculata*». *Planta*, vol. 221, no 1, p. 75-84.
- Luckman, B. H., et G. W. Fraser. 2001. «Dendrogeomorphic investigations of snow avalanche tracks in the Canadian Rockies». In *International Conference on the Future of Dendrochronology* (Davos, 22-26 septembre 2001).
- Manville, V., et J. D. L. White. 2003. «Incipient granular mass flows at the base of sediment-laden floods, and the roles of flow competence and flow capacity in the deposition of stratified bouldery sands». *Sedimentary Geology*, vol. 155, no 1-2, p. 157-173.
- Marchi, L., et S. Brochot. 2000. «Les cônes de déjection torrentiels dans les Alpes françaises : Morphométrie et processus de transport solide torrentiel». *Revue de Géographie Alpine*, vol. 88, no 3, p. 23-38.
- Marchi, L., M. Arattano et A. M. Deganutti. 2002. «Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps)». *Geomorphology*, vol. 46, no 1-2, p. 1-17.
- Marcoux, N., et P. J. H. Richard. 1995. «Postglacial climatic and vegetation fluctuations on the northern coast of the Gaspé Peninsula, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, no 1, p. 79-96.
- Mathys, N., et Poesen, J. 2005. «Ravinement en montagne: processus, mesures, modélisation, régionalisation». *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, vol. 11, no 1, p. 3-6.



- Matthews, J. A., R. A. Shakesby, L. J. McEwen, M. S. Berrisford, G. Owen et P. Bevan. 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*, vol. 31, no 4, p. 421-435.
- May, C. L., et R. E. Gresswell. 2004. «Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA». *Geomorphology*, vol. 57, no 3-4, p. 135-149.
- May, C. 2007. «Sediment and wood routing in steep headwater streams: An overview of geomorphic processes and their topographic signatures». *Forest Science*, vol. 53, no 2, p. 119-130.
- Mayer, B., M. Stoffel, M. Bollschweiler, J. Hübl et F. Rudolf-Miklau. 2010. «Frequency and spread of debris floods on fans: A dendrogeomorphic case study from a dolomite catchment in the Austrian Alps». *Geomorphology*, vol. 118, no 1-2, p. 199-206.
- McClung, D. M. 1999. «The encounter probability for mountain slope hazards». *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 36, no 6, p. 1195-1196.
- Melton, M. A. 1957. An analysis of the relation among elements of climate, surface properties and geomorphology. Office of Naval Research, New York :Columbia University Press.
- Millard, T. H., D. L. Hogan, D. J. Wilford et B. Roberts. 2010. «A method to assess fluvial fan channel networks, with a preliminary application to fans in coastal British Columbia». *Geomorphology*, vol. 115, no 3-4, p. 286-293.
- Ministère des Ressources naturelles. 1997. L'aménagement des ponts et des ponceaux dans le milieu forestier. Québec : Les Publications du Québec, 146 p.
- Montgomery, D. R., B. D. Collins, J. M. Buffington et T. B. Abbe. 2003. «Geomorphic effect of wood in rivers». In *The Ecology and Management of Wood in World Rivers, American Fisheries Society Symposium Series 37*, sous la dir. de S. V. Gregory, K. L. Boyer et A. M. Gurnell. Bethesda (Maryland): American Fisheries Society.
- Okunishi, K., et H. Suwa. 2001. «Assessment of debris-flow hazards of alluvial fans». *Natural Hazards*, vol. 23, no 2-3, p. 259-269.
- Orme, A. R. 1989. «The nature and rate of alluvial fan aggradation in a humid temperate environment, northwest Washington». *Physical Geography*, vol. 10, no 2, p. 131-146.
- Payette, S., et F. Boudreau. 1984. «Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 21, no 3, p. 319-355.

- Pickands, J. 1975. «Statistical inference using extreme order statistics». *Annals of Statistics*, vol. 3, no 1, p. 119-131.
- Pierson, T. C., et J. E. Costa. 1987. «A rheologic classification of subaerial sediment-water flows». In *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, Reviews in Engineering Geology*, sous la dir. de J. E. Costa et G. F. Wieczorek, p. 1-12. Boulder, Colorado: The Geological Society of America.
- Pierson, T. C. 2005. «Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow». In *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, sous la dir. de M. Jakob et O. Hungr. Berlin: Springer.
- Rango, A., et J. Martinec. 1995. «Revisiting the degree day method for snowmelt computations». *Water Resources Bulletin*, vol. 31, no 4, p. 657-669.
- Reardon, B. A., G. T. Pederson, C. J. Caruso et D. B. Fagre. 2008. «Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, U.S.A.». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 40, no 1, p. 148-160.
- Richard, P. J. H., et C. Labelle. 1989. «Histoire postglaciale de la végétation au lac du Diable, mont Albert, Gaspésie, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, no 3, p. 337-357.
- Richard, P. J. H., J. Veillette, A. Larouche, B. Héту, J. T. Gray et P. Gangloff. 1997. «Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p. 163-184.
- Ruel, J. J., M. P. Ayres et P. L. Lorio. 1998. «Loblolly pine responds to mechanical wounding with increased resin flow». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 28, no 4, p. 596-602.
- Ryder, J. M. 1971. «The stratigraphy and morphology of para-glacial alluvial fans in south-central British Columbia». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, no 2, p. 279-298.
- Salm, B. 1997. «Principles of avalanche hazard mapping in Switzerland ». In *Snow Engineering: Recent Advances*, sous la dir. de M. Izumi, T. Nakamura, et R. L. Sack, p. 531-538. Rotterdam : A. A. Balkema.
- Schrott, L., G. Hufschmidt, M. Hankammer, T. Hoffmann et R. Dikau. 2003. «Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany». *Geomorphology*, vol. 55, no 1-4, p. 45-63.



- Schweingruber, F. H. 1993. *Trees and Wood in Dendrochronology*. Heidelberg: Springer.
- Sheldrick, B. H. 1984. *Analytical Methods Manual*. Contribution no 84-30. Agriculture Canada. Ottawa: Imprimeur de la Reine.
- Shroder Jr, J. F. 1978. «Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah». *Quaternary Research*, vol. 9, no 2, p. 168-185.
- Shroder, J.F. Jr. 1980. «Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating». *Progress in Physical Geography*, vol. 4, no 2, p. 161-188.
- Slaymaker, O. 1996. *Geomorphic Hazards*. New York : Wiley.
- Smith, G. A., et D. R. Lowe. 1991. «Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum». In *Sedimentation in Volcanic Settings*, sous la dir. de R. V. Fisher et G. A. Smith, p. 59-70. Tulsa: Society for Sedimentological Geology.
- Sneed, E. D., et R. L. Folk. 1958. «Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study of particle morphogenesis». *Journal of Geology*, vol. 66, no 2, p. 114-150.
- Sohn, Y. K., C. W. Rhee et B. C. Kim. 1999. «Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea». *Journal of Geology*, vol. 107, no 1, p. 111-132.
- Statsoft, 2009. *Statistica*, version d'essai 9 (MS-Windows XP/Vista/7). Tulsa (Oklahoma): Statsoft, 2009.
- Stoffel, M., I. Lièvre, D. Conus, M. A. Grichting, H. Raetzo, H. W. Gärtner et M. Monbaron. 2005. «400 Years of debris-flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 37, no 3, p. 387-395.
- Stoffel, M. 2008. «Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts». *Dendrochronologia*, vol. 26, no 1, p. 53-60.
- Stoffel, M., et M. Bollschweiler. 2008. «Tree-ring analysis in natural hazards research - An overview». *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 8, no 2, p. 187-202.
- Stoffel, M., D. Conus, M. A. Grichting, I. Lièvre et G. Maître. 2008. «Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps: Chronology, environment and implications for the future». *Global and Planetary Change*, vol. 60, no 3-4, p. 222-234.
- Strunk, H. 1986. «The influence of slow mass movement on the summit plateau of the southern central Alps». *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 61, no 1, p. 77-88.

- , 1991. «Frequency distribution of debris flows in the Alps since the 'Little Ice Age'». *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 83, no 1, p. 71-81.
- , 1997. «Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods». *Catena*, vol. 31, no 1-2, p. 137-151.
- Suwa, H., et S. Okuda. 1983. «Deposition of debris flows on a fan surface Mt. Yakedake, Japan». *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 46, no 1, p. 79-101.
- Timell, T. E. 1982. «Recent progress in the chemistry and topochemistry of compression wood». *Wood Science and Technology*, vol. 16, no 2, p. 83-122.
- Tricart, J. 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Paris: Masson.
- Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary Petrology*. Oxford: Blackwell Science.
- Van Dine, D. F. 1985. «Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera». *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 22, no 2, p. 44-68.
- Wan, Z., et T. Song. 1987. «The effect of fine particles on vertical concentration distribution and transport rate of coarse particles». In *Topics in Fluvial Hydraulics: Proceedings of the 22nd Congress* (Lausanne, Suisse), sous la dir. de W. R. White, p. 80-85. Madrid : International Association for Hydraulic Research.
- Wan, Z., et Wang, Z. 1994. *Hyperconcentrated Flow*. Rotterdam: A. A. Balkema.
- Wells, S. G., et A. M. Harvey. 1987. «Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 98, no 2, p. 182-198.
- Wilford, D. J., M. E. Sakals, J. L. Innes, R. C. Sidle et W. A. Bergerud. 2004. «Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics». *Landslides*, vol. 1, no 1, p. 61-66.
- Wilford, D. J., M. E. Sakals, J. L. Innes et R. C. Sidle. 2005. «Fans with forests: Contemporary hydrogeomorphic processes on fans with forests in west central British Columbia, Canada». *Geological Society Special Publication*, no 251, p. 25-40.
- Williams, G. P., et J. E. Costa. 1988. «Geomorphic measurements after a flood». In *Flood Geomorphology*, sous la dir. de V. R. Baker, R. C. Kochel et P. C. Patton. Malden: Wiley.

Zarn, B., et T. R. H. Davies. 1994. «The significance of processes on alluvial fans to hazard assessment». *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 38, no 4, p. 487-500.

Zingg, T. 1935. «Beitrage zur Schotteranalyse». *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, vol. 15, no 1, p. 39-140.